

BOLETÍN  
DEL  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

BOLETÍN  
DEL  
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO  
DE  
ESPAÑA



---

TOMO LXXIV

---

MADRID  
EPI. LIL. COLLAUT  
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 PLANTILLA DEL INSTITUTO

**Director:** Excmo. Sr. D. Antonio Almela Samper.

**Subdirector:** Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.

**Vocal:** Ilmo. Sr. D. Manuel Pastor Mendivil.

— 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.

— M. I. Sr. D. José María Ríos García.

— Sr. D. Joaquín Borrego González.

— Sr. D. Juan Pérez Regodón.

— Sr. D. Demetrio Santana Pérez.

— Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Comba Ezquerro.

— Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano.

— Sr. D. Tirso Febrel Molinero.

— Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.

— Sr. D. Manuel María Alvarado Arrillaga.

— Sr. D. Juan Enrique Coma Guillén.

— Sr. D. Emilio Trigueros Molina.

**Secretario:** Sr. D. Luis Badillo Díez.

**Auxiliar:** Sr. D. Manuel Zaloña Bances.

— Sr. D. Juan Gavala Ruiz.

— Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrell.

— Sr. D. Manuel López Linares García.

— Sr. D. José Suárez Feito.

— Sr. D. Carlos Villalón Dávila.

— Sr. D. Antonio Quesada García.

— Sr. D. Vicente Pastor Gómez.

— Sr. D. Félix Cañada Guerrero.

— Sr. D. Indalecio Quintero Amador.

— Sr. D. Agustín Navarro Alvargonzález.

— Sr. D. Ramón Rey Jorissen.

— Sr. D. José María Barón Ruiz de Valdivia.

— Sr. D. Aurelio López Herrero.

— Sr. D. Francisco Esteban Santisteban.

— Sr. D. Javier Ricart Cánovas.

— Sr. D. Carlos Felgueroso Coppel.

— Sr. D. José Luis Ochoa Bretón.

— Sr. D. Juan José García Rodríguez.

— Sr. D. Julio Sánchez Paus Bustamante.

— Sr. D. Manuel Olmo Alarcón.

## COLABORADORES DE ESTE INSTITUTO

Ing. D. Eduardo Alastrué Castillo.  
 Ing. D. Serafín de la Concha Ballesteros ●  
 Dr. D. Miguel Crusafont Pairó.  
 Dr. D. José María Fontboté.  
 Dr. D. José María Fúster Casas.  
 Dr. D. Constantino Gaibar Puertas.  
 Ing. D. Santiago García Fuentes.  
 Dr. D. Joaquín Gómez de Llarena.  
 Dr. D. Francisco Hernández-Pacheco.  
 Dr. D. Noel Llopis Lladó.  
 Dr. D. Francisco Mingarro Martín.  
 Dr. D. Valentín Masachs Alavedra.  
 Ing. D. Laureano Menéndez Puget.  
 Ing. D. Carlos Santiago Muñoz Cabezón.  
 Dr. D. Isidro Parga Pondal.  
 Ing. D. Idefonso Prieto Carrasco.  
 Dr. D. Oriol Riba Ardirieu.  
 Lic. D. Máximo Ruiz de Gaona.  
 Ing. D. José Revilla de la Fuente.  
 Ing. D. Clemente Sáenz García.  
 Dr. D. Luis Solé Sabarís.  
 Dr. D. Vicente Sos Baynat.  
 Lic. D. Eugenio Torre Enciso.  
 Dr. D. José Villalta Comella.  
 Dr. D.<sup>a</sup> Carmen Virgili Ródón.  
 Ing. D. José de la Viña y Villa.

## PROFESORES DE LA ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS AFECTOS A ESTE INSTITUTO

Sr. D. Joaquín Bertet Capafons.  
 Ilmo. Sr. D. Pedro Arsuaga Dabán.

## AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Ilmo. Sr. D. Casto Celestino Mora y López.  
 Ilmo. Sr. D. Félix Melián Abajo.  
 Sr. D. José María García Peña.  
 Sr. D. Luis Llorente Herrero.

## INDICE DE MATERIAS

	Págs.
Prólogo, por A. A. S. ....	IX
<i>Notas necrológicas.</i>	
Doctor J. R. Bataller, por A. A. S. ....	3
José Romero Ortiz de Villacián, por J. M. L. de A. ....	11
Antonio Baselga y Recarte, por J. M. L. de A. ....	13
<i>Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias), por N. Llopis Lladó</i>	15
Introducción ....	17
I. El marco geográfico....	19
II. Los materiales ....	21
III. Tectónica. ....	45
IV. Morfología ....	59
V. Geología económica ....	67
Resumen... ..	77
Résumé ... ..	79
Summary ... ..	81
Bibliografía... ..	83
<i>Estudio geológico de la Sierra del Aramo, cuenca de Riosa y extremo meridional de la cuenca de Quirós, por M. Julivert</i>	87
Introducción ....	89
Datos históricos ....	91
I. Estratigrafía... ..	93
II. Tectónica... ..	143
III. Los rasgos morfológicos del Aramo ... ..	155
Resumen y conclusiones ... ..	159
Bibliografía... ..	163
<i>A general account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (León, NW. Spain), por R. H. Wagner</i>	171
Abstract... ..	173
Resumen... ..	175

	Página
General Introduction ... ..	177
Acknowledgements ... ..	181
Geological Introduction ... ..	185
History of Previous Work ... ..	197
Stratigraphy ... ..	201
Tectonics ... ..	283
References ... ..	317
Addendum I ... ..	327
Addendum II ... ..	331
<i>Las aguas minero-medicinales. Su industrialización, por Juan Manuel López de Azcona ... ..</i>	<i>335</i>
Definición ... ..	337
Los análisis de las aguas y su composición ... ..	338
La clasificación de las aguas ... ..	348
Alumbramientos ... ..	353
Utilidad pública ... ..	356
La industrialización ... ..	359
Intervención estatal ... ..	370
Vocabulario hidrológico minero-medicinal... ..	377
<i>The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains, por L. Ulbo de Sitter ... ..</i>	<i>393</i>
Introduction ... ..	395
Structural Units ... ..	397
Stratigraphy ... ..	399
References ... ..	411
<i>Problemas de las Béticas españolas, por Agustín Navarro y Emilio Trigueros...</i>	<i>413</i>
I. El arco tectónico de Aguilas (Murcia) ... ..	415
II. Síntesis paleogeográfica de la provincia de Murcia... ..	433
III. Bosquejo tectónico de la provincia de Murcia ... ..	451

## Prólogo

Comienza el presente número de nuestro BOLETÍN con tres noticias tristes, como son el fallecimiento, desde la aparición del número anterior del BOLETÍN hasta la entrada en prensa de éste, de tres distinguidos colaboradores del Instituto Geológico y Minero de España: el Padre José Ramón Bataller Calatayud, D. José Romero Ortiz de Villacián y D. Antonio Baselga y Recarte.

Todos ellos han dejado un profundo rastro de sus actividades en el Instituto Geológico, bien como miembros del mismo o como colaboradores permanentes, por lo que su desaparición constituye una pérdida muy sensible para este Instituto. Descansen en paz estos grandes amigos e inapreciables colegas.

La parte geológica del volumen que ahora presentamos, la constituyen seis trabajos, que, cada uno en su esfera, consideramos del máximo interés. Es el primero el estudio geológico efectuado por el Catedrático de Oviedo, y hoy de la Universidad de Madrid, Llopis Lladó, sobre los alrededores de Luarca (Asturias). En él se describe detalladamente la estratigrafía, tectónica y evolución morfológica de la región, para después estudiarla desde el punto de vista económico, describiendo los yacimientos de mineral de hierro existentes en ella y haciendo consideraciones sobre su génesis. Acompaña al estudio una abundante bibliografía, croquis, cortes geológicos y un detallado mapa a escala 1:25.000. Es, por lo tanto, un trabajo de la mayor utilidad para el conocimiento de la geología y minería de aquella zona.

A continuación se inserta un magnífico estudio geológico realizado por el hoy Catedrático de la Universidad de Oviedo, Julivert, sobre la Sierra del Aramo y extremo de la cuenca de Quirós, con una estratigrafía muy detallada y un estudio tectónico y morfológico de la zona. Hay una impor-

tante, bibliografía, muchos cortes y columnas estratigráficas minuciosas y un mapa del área estudiada a escala 1:25.000. Constituye este trabajo una aportación importante al conocimiento geológico de esta región, que ha sido objeto de interpretaciones diferentes por los geólogos españoles y extranjeros que la han estudiado.

Sigue un trabajo en inglés (que se ha conservado en este idioma a petición del autor, Wagner), en el que se estudia la geología del Paleozoico entre los ríos Porma y Bernesga (León). En él, tras unas introducciones general y geológica y una revista de los estudios anteriores, se hace un estudio estratigráfico, especialmente detallado para el Carbonífero, en el que se dan extensas relaciones de fósiles. A continuación se hace un estudio tectónico del área, estableciendo cuatro fases importantes de plegamiento correspondientes a la orogenia hercínica, seguidas a distancia por sacudidas menos violentas de la época alpídica. Se da una bibliografía extensa, seis cortes geológicos y un mapa a escala aproximada 1:50.000, que según el autor es un mapa general que sirve de base para otros estudios en curso, más detallados.

El Vocal de este Instituto, López de Azcona, presenta un trabajo sobre las aguas minero-medicinales y su industrialización, en el que las define, estudia sus análisis y clasificación en minero-medicinales y minero-industriales y los problemas que se presentan en su alumbramiento, declaración de utilidad pública, delimitación de perímetros de protección y concesiones de explotación, señalando la conveniencia de establecer con precisión los análisis que deben tener las aguas minero-medicinales y minero-industriales a fin de evitar confusiones en su clasificación, así como distintas normas para garantizar la permanencia de calidades.

Estudia también los modernos métodos de industrialización y las ventajas que reportan, y finalmente preconiza las medidas que considera deben tomarse para fomentar la afluencia de personas a los distintos establecimientos minero-medicinales. Incluye también un mapa de España con los manantiales minero-medicinales, y termina su trabajo con un interesante vocabulario hidrológico minero-medicinal, con el significado de las voces más frecuentes en esta disciplina.

El profesor De Sitter realiza un estudio sintético de la vertiente sur de la Cordillera Cantábrica, en que da un esquema de la estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico, y una síntesis de la estructura, que divide en dos zonas de características diferentes en la historia geológica del Paleozoico superior: los Astúrides al norte y los Leónides al sur. Señala las características estructurales de estas zonas en diferentes partes, y el posible efecto de los plegamientos terciarios. Es éste un trabajo muy interesante por la visión de conjunto que ofrece en relación con la Cordillera Cantábrica.

Finalmente, los Ingenieros del Instituto Geológico, Trigueros y Navarro,

presentan, bajo la denominación de «Problemas de las Béticas españolas», tres trabajos notables por las novedades que encierran.

En el primero, titulado «El arco tectónico de Aguilas (Murcia)», se cartografía esta zona diferenciando paquetes dolomíticos triásicos y silurianos, que hasta la fecha se vienen dando todos como triásicos. Se describen los distintos terrenos diferenciados y se da una breve explicación tectónica, acompañada de unos cortes geológicos y un mapa a escala 1:100.000.

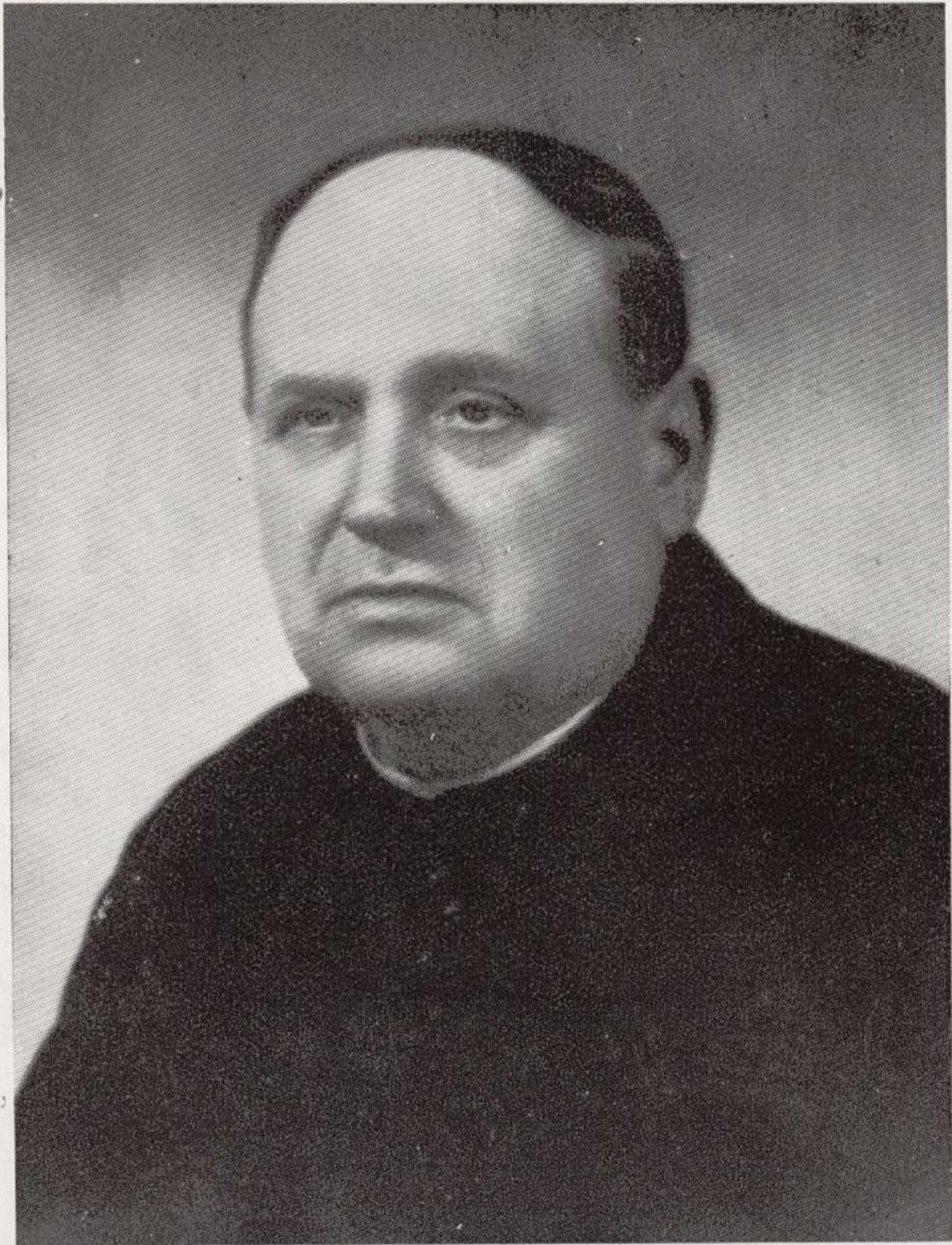
En el segundo se hace una síntesis paleogeográfica de la provincia de Murcia, describiendo las características litológicas de los distintos niveles y sus áreas de sedimentación, que se señalan en los distintos croquis que acompañan al texto.

En la tercera parte se hace el bosquejo tectónico de la provincia de Murcia, indicando las diferentes fases de plegamiento hercimianas y alpinas, y las transgresiones y regresiones producidas durante el Terciario.

Son todas éstas unas observaciones reunidas después de largas campañas realizadas en toda la provincia de Murcia, que han permitido extraer las consecuencias que en este trabajo se exponen.

A. A. S.

## Notas Necrológicas



RVDO. P. D. JOSE R. BATALLER CALATAYUD



## DOCTOR J. R. BATALLER

El día 22 del pasado mes de diciembre hemos tenido la desgracia de perder al gran amigo y constante colaborador del Instituto Geológico y Minero de España, Dr. D. José Ramón Bataller Calatayud, Pbro., catedrático del Seminario Conciliar y de la Universidad de Barcelona.

Nació en Pobla del Duc (Valencia) el 10 de agosto de 1890 y se trasladó en su juventud a Barcelona, en donde residió ya toda su vida. En el año 1906 ingresó en el Seminario Conciliar de esta capital, cursando también los estudios de Ciencias Naturales en la Facultad y obteniendo la licenciatura en el año 1919. En el año 1920 se doctoró en Madrid, y en 1926 fue nombrado catedrático de Ciencias Naturales del Seminario Conciliar de Barcelona. En el año 1949 obtuvo por oposición la cátedra de Paleontología y Geología Histórica de la Universidad de Barcelona, desempeñando brillantemente ambas cátedras hasta su fallecimiento.

Fue geólogo de campo muy activo, a pesar de las obligaciones de su estado sacerdotal y de su misión docente. Trabajó mucho, especialmente en Cataluña, y fue un gran paleontólogo especializado en el Cretáceo, lo que le permitió publicar muchos trabajos paleontológicos, algunos tan importantes como la *Sinopsis de especies nuevas del Cretáceo de España* y *Anthozoa cretácea catalaunica*. Creó en el Museo del Seminario Conciliar una magnífica colección paleontológica, que desgraciadamente sufrió mucho durante la dominación roja, no escatimando esfuerzo alguno, una vez terminada nuestra guerra de Liberación, para rehacerla en lo posible.

En relación con el Instituto Geológico y Minero de España, fue asiduo colaborador desde el año 1926, en que aparece su primer trabajo en las publicaciones de este Centro, titulado *Estudios de restos fósiles de tortugas*.

Colaboró eficazmente en la colección paleontológica de nuestro Museo; aportó nuevos ejemplares y revisó la clasificación de los expuestos en muchas vitrinas, dedicando una temporada todos los años, mientras su salud se lo permitió, a este trabajo.

También tomó parte muy activa en el estudio de las hojas geológicas a escala 1 : 50.000, colaborando muy eficazmente en el estudio y confección de quince de ellas, la mayoría de la región catalana.

Como consecuencia de una enfermedad, fue preciso amputarle una pierna, lo que le obligó a reducir sus actividades geológicas a los trabajos de laboratorio; pero su amor a la geología y su tesón eran tan grandes, que emprendió el estudio de la hoja de Beceite, efectuando incluso salidas al campo con algunos colaboradores, pero desgraciadamente la labor ha quedado sin terminar. También asistió, a pesar de faltarle una pierna y con todas las incomodidades que esto le ocasionaba, por su corpulencia, al Congreso Geológico Internacional celebrado el año 1960 en Copenhague.

La intensa y prolongada labor geológica y paleontológica del P. Bataller queda reflejada en el gran número de trabajos que publicó, y de los que damos a continuación una lista incompleta.

Fue Miembro de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sociedad Geológica de Francia y Sociedad de Ciencias Naturales de Toulouse y jefe de la Sección de Paleontología de Barcelona, del Instituto "Luc Mallada", del Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

Con la muerte del Padre Bataller, la geología española pierde uno de sus mejores y más activos elementos, y el Instituto Geológico y Minero de España, un entrañable amigo y un inapreciable colaborador.

Descanse en paz.

A. A. S.

#### BIBLIOGRAFIA DEL PROFESOR DON JOSE RAMON BATALLER CALATAYUD

1917. *El siderolítico a Catalunya* ? Barcelona. Estampa de Francisco Aites i Alabart, 6 págs.—Extret del Butlletí de la Institució Catalana d'Historia Natural. Nov.-Dic.
1918. *Mamífers fòssils de Catalunya*.—Treballs de la Institució Catalana d'Historia Natural, 4, pág. 111 a 272.
1919. *Las bauxitas de Cataluña*.—Madrid, Imp. Clásica Española, 50 págs.
1920. *Les bauxites triasiques de Catalogne*, par M. Faura y Sans y J. R. Bataller. París. Mancon. 9 hojas.—Extrait du Bulletin de la Société Géologique de la France, 4.<sup>a</sup> serie, t. XX, págs. 251-267.
1920. *Hallazgo de una Sutneria en el Jurásico de la provincia de Tarragona*. Madrid, 5 págs.—Extracto del Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., tomo XX.
1920. *Nota mineralógica. Palamós*. Estampa de Lloréns Castelló, 3 hojas.—Extret del Butlletí de la Institució Catalana d'Historia Natural. Nov.
1921. *Mamífers fòssils de Catalunya*. Nota paleontológica.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.<sup>a</sup> serie, vol. I, págs. 80-86.
1921. *Notes per a la Geologia de la comarca tortosina*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.<sup>a</sup> serie, vol. I, págs. 188-191.
1921. *Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardó (prov. de Tarragona)*, por M. Faura y Sans avec la collaboration de P. Fallot... et J. R. Bataller. Palamós, 13 págs.—Butll. de la Inst. Cat. de Hist. Nat. Oct.
1921. *Nou jaciment de bauxita a Catalunya*.—Butlletí de la Institució Catalana de Historia Natural. Serie 2.<sup>a</sup>, vol. I, pág. 152.
1922. *El Carbonífer de la Seu d'Urgel*.—Butlletí de la Institució Catalana de Historia Natural. Serie 2.<sup>a</sup>, vol. II, pág. 126.
1922. *Existencia de un Lepidotus en el Cretáceo de Beniganim, provincia de Va-*

- lencia. Barcelona, 3 págs.—Extret del Butll. de l'Inst. Cat. d'Hist. Nat. Oct.
1922. *El Jurásico de la provincia de Tarragona*. Madrid. Tall. Tip. Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas.—Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica, núm. 29, 117 págs.
1922. *El tómbolo de Montjuich*. Palamós. Estampa de Llorens Castelló.—Extret del Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat. Janér-febrer.
1923. *Assaig bibliografic de la geologia di Girona*.—Bull. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. 3.º, págs. 36-55.
1923. En Salvador Vilaseca. *Geología del Cap de Salou (Tarragona)*. Barcelona 32 págs.—Extret del Butll. del Centre Excur. de Cat., núm. 336.
1924. *Adiciones al trabajo titulado "Síntesis paleontológica del Carbonífero español"* Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXIV, págs. 227-232.
1924. *Contribució a l'estudi de nous mamíferes de Catalunya*. Barcelona. Inst. d'Estudis Catalans, 53 págs.—Extret d'Arxius de l'Institut de Ciències.
1925. *Esponjas fósiles de Cataluña*.—Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXV, páginas 262-263.
1925. *Notas mineralógicas de Cataluña*.—Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXV, págs. 368-371.
1925. *Sobre los pretendidos nuevos fósiles de quelonios de Tarrasa*.—Bol. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo XXV, págs. 505-508.
1926. *Estudio de restos fósiles de tortuga recientemente encontrados en Cataluña*.—Bol. del Inst. Geológico. Tomo LVI, VI de la 3.ª serie, págs. 143-162.
1926. *Edat dels jaciments de mamífers neogenics pirenenics*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.ª serie, vol. VI, págs. 86-88.
1926. *XIV Congrès Geologic International*. Barcelona, Ed. Taber, 62 págs.—Extret del Butll. Excursionista de Catalunya, núm. 376-377.
1926. *Sur l'allure d'ensemble et sur l'age des plissements dans les montagnes du Bas-Aragon et du Maestrazgo (Espagne)*. Note de P. Fallot et J. R. Bataller.—Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. T. 182, Séance du 8 février, págs. 398 a 400.
1926. *Sur le Jurassique de la partie méridionale de la Catalogne (Puertos de Tortosa)*.—Bull. de la Soc. Géol. de France. Quatrième série, tomo XXVI, páginas 101-116.
1926. *Sur la tectonique des montagnes entre Montalbán et le litoral de la province de Castellón (Espagne)*. Note de P. Fallot et de R. Bataller.—Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Tomo 182. Séance du 25 janvier, págs. 275-277.
1926. *Cuenca potásica. Cretáceo de Berga. Región volcánica de Olot*. A. Marín, J. R. Bataller, etc.—Congreso Geológico Internacional de Madrid, 1926. Guía de la Excursión C-4.

1927. *Las excursiones del Congreso Geológico de Madrid por Cataluña*. Barcelona. 16 págs. "Ibérica", núms. 664 y 665.
1927. *El Plioceno de la provincia de Tarragona y algunas notas sobre el Cuaternario fluvial*. Barcelona. 8 págs.—"Ibérica", núm. 702.
1927. *Sur la bordure nord-est du massif crétacé du Bas Aragon*. Note de P. Fallot et de R. Bataller.—Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Tome 184, Séance du 13 juin, págs. 1467-1469.
1928. *Las algas fósiles calcáreas*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.ª serie, volumen VIII, págs. 70-71.
1928. *El "Dinotherium giganteum" Kaup a Tarrasa*.—Butll. de la Inst. Cat. de Historia Natural, 2.ª serie, vol. VIII, núm. 5-6, pag. 108.
1929. *Una nueva "Ostrea" del Cretácico español*.—Madrid, Huelves y Cía., páginas 29 a 31.
1929. *Nuevos datos sobre el Cretácico superior de la cuenca de Tremp (Lérida)*, por A. Marín y R. Bataller.—Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, págs. 25 a 28.
1929. *Sobre el Oligoceno inferior de Santa Coloma de Queralt (Tarragona)*.—Asociación Esp. para el Progreso de las Ciencias, págs. 21 a 24.
1930. *Centenario de la Sociedad Geológica de Francia*.—Barcelona, Imp. Ibérica, 12 págs.
1930. *Hoja geológica y memoria núm. 522. Tortosa*.
1930. *Hoja geológica y memoria núm. 597. Alcanar*.
1930. *La spiriferina de las colecciones paleontológicas del Instituto Geológico y Minero de España*.—Bol. del Inst. Geol. y Min. Tomo LII, XII de la tercera serie, págs. 1-26.
1930. *Els comatulits fósils ibérica*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., 2.ª serie, volumen X, págs. 63-65.
1930. *Notes sobre el Triassic de Barcelona i Tarragona*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat. 2.ª serie, vol. X, págs. 81 a 84.
1931. *Hoja geológica y memoria núm. 488. Hospitalet*.
1931. Paul Fallot y R. Bataller: *Observations au sujet de divers travaux recents sur le Bas Aragón et la Chaîne Iberique*. Barcelona, Nabots de López Roberts, 11 págs.—Extret del Butll. de la Inst. Cat. de Hist. Nat., volumen XXXI, núm. 1.
1932. *El jaciment fósilífer del Carmel (Muntanya Pelada)*. Barcelona.—Butll. de la Institució Catalana d'Historia Nat., 2.ª serie, vol. XII, págs. 78-84.
1933. *Condiciones geológicas de las aguas minerales de Cataluña*.—Barcelona, Laboratorio de Geología del Seminario, 90 págs.
1933. *Los rayos X y las investigaciones paleontológicas*. Barcelona, 2 hojas.—"Ibérica", núm. 1004.

1933. *Els fòssils del Burdigalià menorqui existents al Museu del Seminari de Barcelona*.—Bull. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. XXXIII, págs. 302-3
1933. *El Triassic catalá*. Conferencia donada al Club Muntanyenc Barcelonés el 12 de abril de 1932.—Barcelona. Tellers Gráficos Vda. R. Fabré.
1933. *Les eaux thermo-minerales de la Catalogne*. Paris, L'expansion scientifique française.—Laboratori de Geologia del Seminari de Barcelona. Rappo présenté au XIV Congrès International d'Hidrologie, de Climatologie de Géologie Médicales de Toulouse (4-8 oct. 1933), publicació núm.
1934. *Hoja geológica y memoria de Valls*, núm. 446.
1934. *Estudio geológico sobre las aguas minerales de Cataluña*.—"Ibérica", vol. XLI
1935. *El polipiers cretácics de Catalunya de la Colecció del Seminari de Barcelona*. Bull. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. XXXV, págs. 194-208.
1936. *Contribución al estudio de los políperos cretáceos de Cataluña*. Barcelona, 12 págs.—Revista "Ibérica", núm. 1103.
1936. *Un jaciment de miliolide en l'Eocènic superior de Bellprat (Conca de Barberá)*.—Butll. de l'Institutió Catalana d'Hist. Nat., vol. 36, págs. 152-155.
1936. *Revisió d'una faunula cretácica recollida al Pedraforca*.—Butll. de la Inst. Cat. d'Hist. Nat., vol. XXXVI, págs. 85-90.
1937. *Catleg de les especies fòssils noves del Cretacíc de Catalunya y d'altres regions*. Barcelona, 20 págs.—Extret de Arxiu de l'Escola Sup. d'Agricultura. Nova serie, vol. III, fasc. 3.º
1937. *La fauna coral·lina del Cretacíc de Catalunya y regions limitrofes*. Barcelona, 310 págs.—Extret d'Arxiu de l'Escola Sup. d'Agricultura. Nova serie, vol. III, fasc. 1.º
1941. *Equinodermos fósiles nuevos o poco conocidos de España*.—Las Ciencias, año VI, núm. 1, págs. 60-73.
1941. *Hoja geológica y memoria núm. 389. Tárrega*.
1941. *Los nummulites de Cataluña*. Barcelona.—Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas, vol. I, fasc. I-II, págs. 15 a 26.
1941. *El Terciario inferior de los alrededores de Jaca*.—Primera Reunión de Estudios Geográficos. Jaca, págs. 271-287.
1941. *Los yacimientos paleontológicos de Piera (Barcelona)*.—Bol. da Soc. Geol. de Portugal, vol. I, fasc. 1.º
1942. *Un "Arcomytilus" nuevo del Cretáceo inferior valenciano*. Barcelona.—Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas, vol. II, fasc. III.
1943. *El "Anaploterium commune" Cuvier, del Eocénico superior de Sosis (Lérida)*. Anales de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, año VIII, núm. 3.
1943. *Los estudios paleontológicos sobre el Cretácico español*.—Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, tercera época, núm. 560, vol. XXVI, núm. 11, págs. 519-561.

1943. *Una nueva terebrátula del Eoceno catalán*.—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero, núm. 11, pág. 33.
1944. *Las bauxitas del Pirineo de Lérida*.—Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 3.ª época, núm. 562, vol. XXVII, núm. 2.
1944. *Contribución al estudio del Mioceno del Duero en la zona leonesa*, por J. R. Bataller y P. H. Sampelayo. Madrid, 25 págs.—Extracto de Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico, núm. 13.
1944. *Hoja geológica y memoria núm. 390. Cervera*.
1945. *Bibliografía del Cretácico de España*.—Madrid, Instituto de Investigaciones Geológicas "Lucas Mallada", 108 págs.
1945. *Enumeración de las especies nuevas del Cretácico de España*.—Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, tercera época, núm. 571, vol. XXVII, núm. 11, págs. 373-441.
1946. *Hoja geológica y memoria núm. 393. Mataró*.
1947. *Hoja geológica y memoria núm. 391. Igualada*.
1950. *Hoja geológica y memoria núm. 331. Puigreig*.
1950. *Hoja geológica y memoria núm. 361. Guisona*.
1950. *La Paleontología en el Instituto Geológico*.—Libro Jubilar, tomo I, pág. 173.
1951. *Hoja geológica y memoria núm. 362. Calaf*.
1952. *Lucas Mallada. En el XXX aniversario de su muerte*.—Estudios Geológicos, número 15, junio, págs. 83 a 108.
1952. *Hoja geológica y memoria núm. 472. Reus*.
1953. *Hoja geológica y memoria núm. 290. Isona*.
1954. *El doctor Eduardo Hernández-Pacheco y la Paleontología*.—R. Soc. Esp. de Historia Natural. Tomo extraordinario, págs. 83 a 96.
1954. *Enumeración de las especies nuevas del Triásico y Jurásico de España*.—Estudios Geológicos, núm. 21, mayo, págs. 49-77.
1955. *Hoja geológica y memoria núm. 352. Tabuena*.
1956. *Contribución al conocimiento de los vertebrados terciarios de España*.—Cursillos y Conferencias del Instituto "Lucas Mallada", fasc. III, págs. 11 a 28.
1956. *La Paleontología y Luis Mariano Vidal*.—Boletín del Instituto Geológico y Minero, tomo LXVII, pág. 65.
1956. *A propósito de un curioso acantocerátido*.—Bol. de la Real Soc. Española de Historia Natural. Sección Geológica, tomo LIV, págs. 147 a 150.
1957. *Nota sobre el hallazgo de depósitos albienses en el extremo NE. de la Sierra N. de Mallorca (región de Pollensa)*.—Bol. de la R. Soc. Española de Historia Natural. Sección Geológica, tomo LV, núm. 5, págs. 117 a 130.
1957. *Primer suplemento a la Bibliografía del Cretácico de España*.—Estudios Geológicos, núm. 33, Madrid, págs. 85 a 101.
1957. *Hoja geológica y memoria núm. 320. Tarazona*.

1958. *El Cretácico del macizo del Montmell (Tarragona)*. Barcelona. 57 páginas.—Memorias de la R. Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, tercera época, núm. 664, vol. XXXII, núm. 16.
1958. *El "Chlamys rogeri" Crusafont, nombre nulo, en sustitución del "Ch. catalaunica" Alm.-Bof.*—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico, segundo trimestre, núm. 50, págs. 379 a 393.
1958. *El Garumniense español y su fauna.*—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico, segundo trimestre, núm. 50, 2.º fasc., págs. 41 a 82.
1959. *Primer suplemento a la "Sinopsis de las especies nuevas del Cretáceo de España"*.—Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, tomo LXX, páginas 3 a 77.
1960. *Los vertebrados del Cretácico español.*—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero, cuarto trimestre, núm. 60, págs. 141 a 164.
1961. *Geología cara al mar.*—Miscelánea Fontseré, págs. 67 a 77.
1962. *Los cefalópodos del macizo cretácico de Garraf (Barcelona)*. Barcelona, 36 páginas.—Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 3.ª época, 691, vol. XXXIV, núm. 8.
1963. *El Caloviense de Abejuela (Teruel).*—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero, primer trimestre, núm. 69, pág. 131 a 174.
1963. *Notas estratigráficas y paleontológicas.*—Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero, primer trimestre, núm. 69, págs. 175 a 191.



EXCMO. SR. D. JOSE ROMERO ORTIZ DE VILLACIAN



EXCMO. SR. D. JOSE ROMERO ORTIZ DE VILLACIAN

## JOSE ROMERO ORTIZ DE VILLACIAN

Nace en Madrid el 3 de febrero de 1886 el ilustre ingeniero de Minas, de la promoción de 1909, D. José Romero Ortiz de Villacián. Inicia su actividad profesional con la ejecución de interesantes proyectos de abastecimiento de aguas y de ferrocarriles, hasta su nombramiento de director de las Minas de Siny Serveto. De este puesto pasa a la Siemens Schuckert-Industria Eléctrica, como jefe de la Sección de Proyectos, habiendo realizado más de 400 en los siete años que permaneció al servicio de dicha entidad, destacándose entre ellos varios de electrificación de minas y ferrocarriles. Posteriormente fue, durante dos años, director de las minas de lignito de Andorra (Teruel). Inicia sus actividades oficiales como asesor de la Confederación Sindical Hidrográfica del Ebro, de la que formó parte de su comisión organizadora, intervino en varias peritaciones, asesoramientos geológicos para 31 obras, proyectó y realizó 269 sondeos, con más de 5.900 metros, dimitiendo en el cargo al proclamarse la República.

Ingresó en el Instituto Geológico y Minero en 1935 como Ingeniero Vocal, donde fue jefe de las secciones de Laboratorio y Museo. Ascendió a inspector general de Minas en 1954 y pasó, con este motivo, al Consejo Superior de Minería hasta su jubilación.

Desde los primeros años de su actividad profesional fue Romero Ortiz autor de interesantes trabajos, que le merecieron la excelente reputación que tenía entre compañeros, así como preciadas recompensas. Las tuvo del Instituto de Ingenieros Civiles por sus aportaciones a la electro-siderurgia; del Ministerio de Fomento por los trabajos de carbón pulverizado; de electrificación de los servicios mineros y de los minerales complejos de cinc y plomo en España. El último galardón concedido fue el de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, con ocasión del centenario de su creación, por la memoria titulada "La tierra por dentro". La Academia de Ciencias de Zaragoza, reconociendo su valer, lo designó miembro de número, y anteriormente secretario perpetuo, puestos de los que dimitió al trasladar

su residencia a Madrid. Oficialmente fueron recompensados sus trabajos la Cruz de Carlos III, por S. M. don Alfonso XIII, y por la Gran Cruz de Mérito Civil, por S. E. el Generalísimo.

Con moderna formación petrográfica actualizó el Laboratorio de Petrografía del Instituto Geológico; en el mismo realizó muy interesantes aportaciones en los planes del oro y del uranio, esto último fue motivo para que fuese designado en 1954 presidente de la Comisión del Uranio del Instituto Geológico y Minero, primer centro oficial donde se sintió la necesidad de investigar sobre las reservas españolas de este metal. Formó parte como vocal de la Junta de Energía Nuclear desde su creación en 1951, y en ella, como director de los Cotos Nacionales, puestos que desempeñaba al ocurrir su fallecimiento el 8 de enero del corriente año, después de larga enfermedad soportada con ejemplar resignación.

Fue vocal de varios tribunales de oposiciones, de la Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica, presidente de la Sección de Física del Interior de la Tierra, vicepresidente y presidente honorario de la Sismología y Física del Interior de la Tierra y vocal de la Sección de Vulcanología.

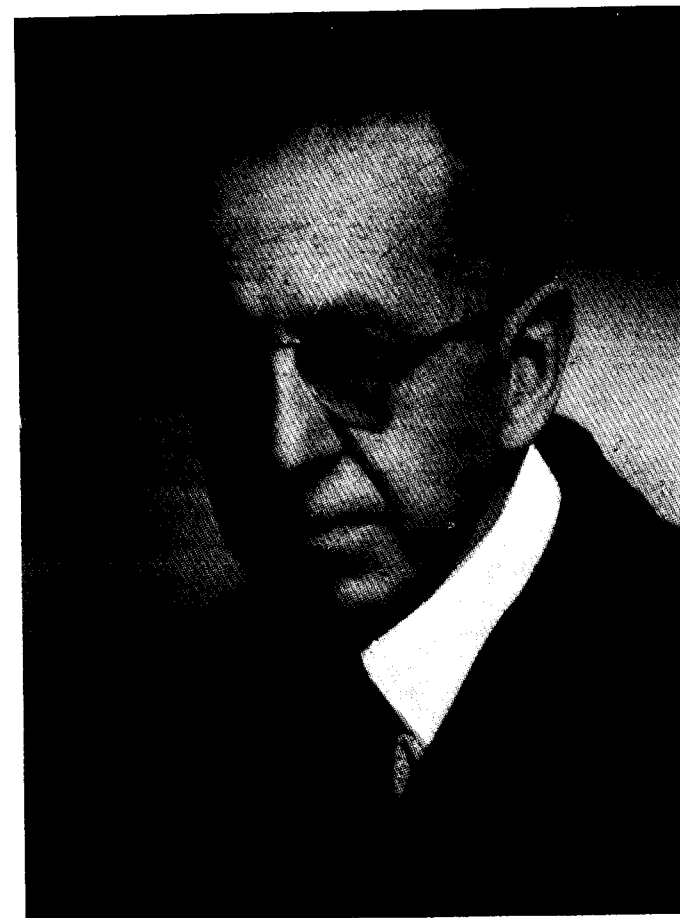
Fue autor de más de cuarenta publicaciones científicas y dejó en curso dos de suma importancia, tituladas "Las rocas de la Sierra del Guadarrama" y "La Cuenca Hidrológica del Tajo", y pronunció varias conferencias ajenas e interesantes.

Su entusiasmo por la petrografía fue motivo de la creación en su domicilio de un laboratorio de microscopía petrográfica, en él hacía frecuentes y valiosos estudios, para los que fueron necesarias más de dos mil doscientas preparaciones microscópicas. Como todos los hombres de ciencia tenía espíritu coleccionista, el suyo fue a base de rocas y minerales, compuso una valiosa colección con más de mil quinientas muestras.

La bondad de don José Romero Ortiz era extraordinaria; cuando conocía una desgracia o una necesidad de las personas a quienes trataba procuraba remediarla prestándoles ayuda necesaria para salir adelante en sus dificultades. El Instituto Geológico y Minero perdió con su fallecimiento uno de sus más destacados ingenieros, y sus colaboradores a un buen amigo.

Descanse en paz.

J. M. L. DE A.



ILMO. SR. D. ANTONIO BASELGA Y RECARTE





ILMO. SR. D. ANTONIO BASELGA Y RECARTE

## ANTONIO BASELGA Y RECARTE

La noticia del fallecimiento de nuestros amigos y compañeros de trabajo siempre nos impresionan, pero con más intensidad si se trata de aquéllas que fueron nuestros profesores.

Nace el Dr. don Antonio Baselga en Madrid el 30 de abril de 1884, termina la carrera de ingeniero de Minas en el año 1910, habiendo pasado dos años en Alemania (1901-1902) donde trabajó como obrero y como oficinista en la fábrica de Duren F. H. Banning & Setz, permanencia que le proporcionó un perfecto conocimiento del idioma alemán y una minuciosa formación que le sería de gran utilidad en su posterior tarea investigadora.

Inicia en 1911 sus tareas profesionales en el Ministerio de Hacienda, en el Servicio de Impuestos Mineros; en 1918 pasa a los servicios de minas del Ministerio de Fomento, primero en el Distrito de Guadalajara y, después, en el de Santander, donde permanece hasta 1920, en que fue nombrado por concurso colector y coleccionador del Museo de Ciencias Naturales de la Escuela Especial de Ingenieros de Minas, así como profesor auxiliar de la misma, funciones que desempeñó con gran acierto hasta el año 1931 en que fue nombrado profesor numerario de Mineralogía, Petrografía y Micrografía Mineral de la mencionada Escuela.

Como colector preparó varias colecciones de minerales, fósiles y rocas para diversas exhibiciones, en las que alcanzó preciadas recompensas. También realiza una interesante labor de clasificación y ordenación de los valiosos onativos que tuvo la Escuela de Minas, como el magnífico del marqués de Iduayen, de dos mil quinientos ejemplares extraordinarios, la mayoría preciosamente cristalizados.

Su labor como profesor titular durante 23 años le permitió formar varias promociones de ingenieros, a los que inculcó gran afición a la mineralogía y la investigación en este campo.

Además de las obras propias para el grupo de la asignatura que profesaba, publicadas unas como apuntes y otras como libros de texto, es autor de

varios artículos científicos, publicados principalmente en la Revista Minera, Boletín de la R. S. Española de Historia Natural y en Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero.

Por el cargo que desempeñaba en la Escuela de Minas fue miembro nato del Instituto Geológico y Minero, siendo asesor de su Laboratorio de Petrografía hasta su fallecimiento; formó parte de varios tribunales de oposiciones a cátedras de la Escuela de Minas, Escuela de Montes y Facultades de Ciencias, asesoró a empresas mineras y actuó de tasador en varias transacciones y como perito en asuntos judiciales.

Sus amigos lo recordamos siempre como el hombre bueno que se desvive por sus discípulos y amigos y que en toda ocasión procura actuar dentro de la más estrecha norma cristiana.

Descanse en paz el doctor e ingeniero de Minas D. Antonio Baselga Recarte.

J. M. L. DE A.

## Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias)

POR

N. LLOPIS LLADO

## Introducción

La zona occidental de Asturias es todavía poco conocida desde el punto de vista geológico, pues exceptuando los escasos datos que se encuentran en la bibliografía ya antigua, en las obras de SCHULZ (44), (45), (46), (47), y de BARROIS (3), y en las notas de PAILLETE (41), (42), el resto de las escasas observaciones realizadas se encuentran en la Memoria fundamental de ADARO (1) y algunas otras pocas publicaciones algo más modernas (5), (9), (13), (14), (15), (16), (17), (37). No existían de la zona estudios de detalle suficiente para sentar las bases de una nueva estratigrafía y, por tanto, para conocer la estructura de la región. De aquí, pues, que este estudio se ha desarrollado en terreno prácticamente virgen, tanto más cuanto que en los estudios anteriores se encuentran importantes errores estratigráficos y tectónicos (\*).

Esta zona ha sido la elegida para iniciar el conocimiento geológico de las Asturias occidentales, por tratarse de una región costera de difícil acceso y poseyendo algunos niveles estratigráficamente bien determinados que han servido de punto de partida para establecer una estratigrafía difícil, dada la escasez de fósiles que tienen estas formaciones.

El trabajo que sigue ha sido subvencionado por el I. D. E. A., de la Excelentísima Diputación Provincial de Asturias, a quienes nos complacemos en dar las gracias; plácenos también agradecer públicamente las atenciones recibidas de D. ADOLFO MÉNDEZ, teniente de alcalde del Excelentísimo Ayuntamiento de Luarca, en especial por lo que se refiere al conocimiento de los yacimientos minerales.

Este trabajo ha sido realizado en varias campañas durante los años 1952 al 1958. Los trabajos de revisión cartográfica han sido efectuados en 1961.

(\*) Después de entregado este trabajo ha aparecido la obra de F. LOTZE y K. SZUY: *Das Kambrium Spaniens*, donde se habla de la zona de Luarca, estudiada por A. FÄVBER, en un trabajo que aún no se ha publicado.

## I. El marco geográfico

La región estudiada comprende el segmento de costa asturiana que se desarrolla desde Luarca hacia el W., en una longitud de 10 kilómetros, entre la villa y la aldea de Vigo. Por el borde oriental corre el arroyo de Río Negro, que constituye la arteria fluvial más importante de la zona estudiada; cerca del ángulo NW. se encuentra el valle del Bao, sensiblemente paralelo al anterior. Entre ambos se desarrolla una extensa zona llana litoral elevada a 80 metros sobre el mar, interrumpida únicamente entre Lañada y El Bao por el relieve de Monte Faro (246 m.) y disecada parcialmente por numerosos barrancos que, partiendo de la costa, excavan sus cauces algunos muy profundamente, como los de Río Canedo y de La Olla.

A unos tres kilómetros hacia el interior la plataforma costera es sustituida por una región montañosa de relieves medios y de formas maduras que se eleva hasta los 469 metros en Pico Quemado, pero que progresa en altitud rápidamente hacia el S., llegándose a alturas de 600 metros en el cerro SW. de la zona estudiada y alcanzándose los vértices de Estoupo (84 m.) y de Capiella Martín (986 m.), fuera de la Hoja pero muy cerca de la base meridional.

La mayor parte de los relieves están orientados de SW. a NE., como los valles maestros de Río Negro y El Bao; no obstante, al SE. de Pico Quemado se inicia un "relieve transversal" de orientación W.-E., culminado por una serie de cerros de formas planas, como el Cerro de la Castañal (212 m.), el Cerro de Rando (436 m.) y el de Las Cogollas (311 m.), terminación oriental de este relieve que separa la plataforma costera del valle de Collén, afluente de Río Negro.

Así pues, en su conjunto encontramos en esta zona tres elementos geográficos y morfológicos perfectamente definidos, de N. a S.:

1. La costa.
2. La plataforma litoral desarrollada a los 80 metros.
3. La zona montañosa meridional cuyas altitudes alcanzan los 600 metros.

## II. Los materiales

### A) ESTRATIGRAFIA

Los materiales que forman los alrededores de Luarca corresponden casi íntegramente al Paleozoico, si exceptuamos los depósitos cuaternarios. Las capas primarias forman parte del recio conjunto infrapaleozoico del occidente de Asturias y corresponden a dos grandes sistemas: el Cámbrico y el Silúrico (\*).

La convergencia litológica que tienen ambos sistemas hizo que en las obras de nuestros predecesores aparezcan frecuentemente confundidos; en el esquema geológico de ADARO, por ejemplo (1), aparecen como Cámbrico extensas manchas silúricas y viceversa; ha sido confundido de una manera especial el nivel de cuarcitas potsdamienses con las cuarcitas armoricanas. Sin duda contribuyó a ello no poco el haber denominado BARROIS (3) a las cuarcitas armoricanas "cuarcitas de los cabos", por creer aquel autor que todas las prominencias litorales eran debidas a la presencia de las cuarcitas armoricanas, siendo así que sólo en algunos casos es cierto, como en Cabo Peñas (31); pero los cabos Busto y Vidio, en cambio, están modelados sobre las cuarcitas cámbricas.

#### a) El Cámbrico

##### 1. LOS LÍMITES.

En nuestra zona el Cámbrico está circunscrito en el ángulo SE. de la loja, al E. y S. de Luarca, comprendiendo toda la vaguada de Río Negro y

---

(\*) Utilizamos el nombre de Silúrico en su sentido clásico, puesto que actualmente hay tendencia a reservar este nombre para el Gothlandiense, haciendo del Ordoviense un sistema colocado entre el Cámbrico y el Silúrico (=Gothlandiense). La duración del Ordoviense, evaluada en 75 millones de años, justifica sobradamente este punto de vista.

sus afluentes orientales. También aquí creyó ADARO (1) que las capas georgienses de La Figal, Fontoria y Saliente eran silúricas.

El contacto del Cámbrico con el Silúrico no es normal. Aparece confusamente, muchas veces deducido por la distribución cartográfica de los afloramientos a lo largo del margen occidental del valle de Río Negro, entre Luarca y Barceda. Desde Luarca, a la altura del paralelo de Saliente, es una falla de cinco kilómetros de longitud, de plano rectilíneo, orientado N. 30° E.; entre Saliente y Barceda, el valle de Río Negro corta un plano de cabalgadura de dirección N.-S. que coloca anormalmente las capas cámbricas sobre el Silúrico. Por consiguiente, no pueden establecerse en esta zona las relaciones estratigráficas entre el Cámbrico y el Silúrico, y desconocemos, por lo tanto, el techo del sistema Cámbrico.

## 2. LA SERIE ESTRATIGRÁFICA.

A lo largo de la carretera de Luarca a Navelgas, que sigue aguas arriba el valle de Río Negro, puede obtenerse una buena sucesión estratigráfica del Cámbrico. En el Km. 2,4 aparecen los primeros afloramientos claros; son pizarras negras ampelíticas con filones-capas de cuarzo de 0,1 a 0,2 metros de potencia, alternando con niveles de pizarras ricas en cristales de pirita; estas capas describen un anticlinal laxo hasta las inmediaciones del arroyo

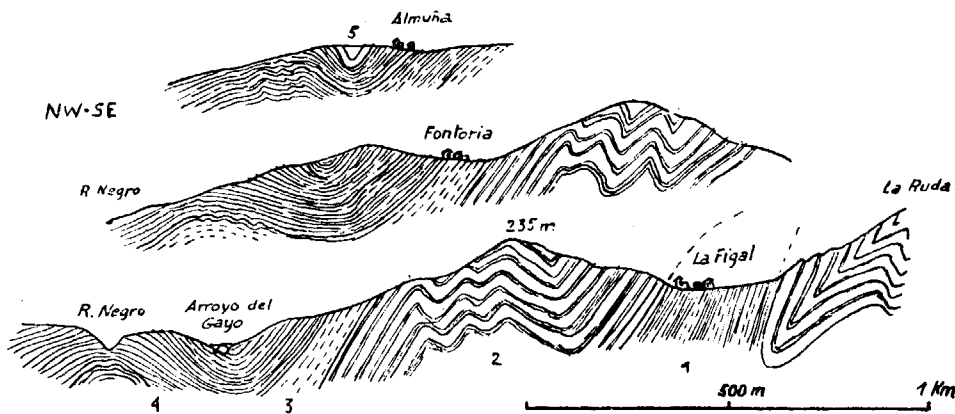


Fig. 1.—Estratigrafía y estructura del Cámbrico de Río Negro.

1. Pizarras y cuarcitas delgadas de La Figal, 130 m.
2. Cuarcitas y pizarras negras alternantes. Serie flysch con pistas tipo *Lingula flags*, 230 m.
3. Pizarras abigarradas de Fontoria, 70-80 m.
4. Pizarras ampelíticas piritíferas, 150 m.
5. Cuarcitas claras con estratificación cruzada, de Almuña, 30 m. visibles.

del Gayo, donde se tumban fuertemente (hasta 50°), para levantarse bruscamente en la entrada N. del puente sobre el indicado reguero, describiendo una charnela sinclinal bastante aguda y algo vergente al SE., de dirección W. 35° N., que coincide con la charnela modelada en cuarcitas que corta la carretera de Luarca a Oviedo, en la fuerte curva del final de la rampa de Luarca a Almuña.

Esta estructura implica claramente que el nivel de cuarcitas de Almuña sea estratigráficamente superior a las pizarras ampelíticas, como puede verse, por otra parte, muy bien a lo largo de la carretera de Luarca a Almuña, que, en el Km. 310, corta al eje del anticlinal de Río Negro, en las mismas pizarras ampelíticas ya indicadas, las cuales se hunden claramente bajo las cuarcitas de Almuña.

Entre el Km. 3 y la casilla de peones camineros del Km. 4, los coluviones y suelos ocultan el sustrato; en dicha casilla aparece una sucesión de cuarcitas alternando con pizarras ampelíticas, todo en capas delgadas de hasta 0,5 metros de potencia, pasando a areniscas en su parte alta, originando un tramo de predominio arenoso donde alternan pizarras ampelíticas, cuarcitas y areniscas, todo en capas de 0,1 a 0,2 metros. Las areniscas tienen estratificación cruzada y frecuentes huellas. La secuencia normal es cuarcita-arenisca-pizarras. Este tramo culmina con otro de cuarcitas más compactas que forma un sinclinal.

Este conjunto, que constituye, en realidad, una serie tipo flysch de probable origen litoral, ocupa una posición estratigráfica inferior a las pizarras ampelíticas del arroyo del Gayo; aunque el contacto no es claro, la estructura parece de acuerdo con esta concepción. Por otra parte, en Fontoria, en la carretera de Almuña a Merás, aparecen unos 80 metros de pizarras arcillosas abigarradas que por su posición deben constituir la zona de transición entre las pizarras negras y la serie flysch; en dicha carretera, entre Fontoria y Merás, está muy clara la superposición del tramo arcilloso abigarrado a la serie flysch.

La base del flysch aparece en La Figal, aunque en su mayor parte sepultado por coluviones; también en la carretera de Fontoria se ve más clara esta base, constituida por cuarcitas en capas muy delgadas y pizarras oscuras y abigarradas, formando el eje de un anticlinal sobre el cual se ha modelado el collado de La Figal, gracias a la mayor plasticidad morfológica de este tramo, en relación con el flysch que forma los cerros de La Venta y La Ruda.

Al S. de La Figal reaparece la serie de areniscas, cuarcitas y pizarras ampelíticas alternantes, repetidas por un eje anticlinal que cruza por el collado de dicha aldea.

La carretera de Almuña a Fontoria permite analizar la continuación NE. el Cámbrico de Río Negro. Un poco más allá de Aldín aparecen los pri-

meros afloramientos; a lo largo de la carretera, desde Fontoria hacia el E siguiendo el arroyo del Gayo, puede obtenerse un buen corte hasta el límite E. de la Hoja. El conjunto forma una serie isoclinal NE.-SW. cuyo buzamiento aumenta progresivamente de W. a E. desde 55° NW. en Fontoria, hasta 80° NW. en el límite de la Hoja; la sucesión que puede verse, de abajo a arriba, como sigue:

MURO: Cuarcitas claras, muy arenosas, en capas delgadas.

- 2 m. Cuarcita compacta, cristalina.
- 5-6 m. Pizarras arenosas listadas, grises y anaranjadas.
- 5 m. Cuarcitas compactas.
- 8 m. Pizarras arcillosas.
- 2 m. Cuarcitas muy blandas.
- 2 m. Pizarras claras.
- 8 m. Cuarcitas y pizarras negras alternando.
- 10 m. Cuarcitas compactas.
- 20 m. Secuencia cuarcitas-pizarras negras. Las capas de cuarcita oscilan entre 0,3 y 0,8 m. de potencia. Las de pizarra, entre 0,05 y 0,1 m.
- 2 m. Pizarras negras.
- 7 m. Secuencia de cuarcitas-pizarras como los 20 m. precedentes.
- 20 m. Pizarras arcillosas, anaranjadas y blanquecinas.
- 10 m. Secuencia cuarcitas-pizarras como las anteriores.
- 45 m. Pizarras oscuras alternando con niveles amarillentos y areniscas anaranjadas.
- 15 m. Cuarcitas compactas.

TECHO: Pizarras arcillosas, anaranjadas y blanquecinas de Fontoria.

Así pues, en este afloramiento cámbrico de Río Negro-Almuña la sucesión estratigráfica general que puede obtenerse es la siguiente:

MURO: Pizarras y cuarcitas delgadas de La Figal.

- 230 m. Cuarcitas y pizarras negras alternantes. Serie flysch con pistas tipo "Lingula flags".
- 70-80 m. Pizarras abigarradas de Fontoria.
- 150 m. Pizarras ampelíticas periféricas y cuarcíferas.
- 30 m. Visibles cuarcitas claras con estratificación cruzada, de Almuña.

### 3. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS.

El análisis estratigráfico de la serie cámbrica revela algunas características sedimentogénicas y paleogeográficas. El conjunto de 620 metros de potencia visible tiene carácter terrígeno y muy probablemente litoral, o a lo más, de plataforma continental.

Las capas basales (pizarras de La Figal) constituyen una serie rítmica de 130 metros de potencia visible, en la que alternan en bancos delgados cuarcitas y pizarras arcillosas, algunas abigarradas. Las cuarcitas son isótropas, aunque contienen mucho cuarzo autógeno; los granos primitivos conservan suficientemente sus formas para poder acusar un largo periodo de transporte. La secuencia cuarcita-pizarra arcillosa repetida rítmicamente, parece evocar la existencia de ciclos estacionales de erosión en el área madre de estos depósitos; las coloraciones abigarradas que presentan algunos bancos pueden ser secundarias, con lo que pierden todo valor climático. Los detritos se depositarían en una plataforma continental a algunos kilómetros de la costa y procederían de un macizo marginal con una red fluvial bien desarrollada y potencial erosivo medio. Este macizo marginal es posible estuviera en vías de elevación epirogenética, como parece indicarlo la presencia de los 40 metros de cuarcitas compactas arenosas en bancos delgados (serie B) que sirven de techo a las pizarras de La Figal.

Estas cuarcitas son también isótropas y representan una clara fase de sedimentación activa en el sentido de LOMBARD (20). Para que esta acumulación detrítica haya sucedido a las pizarras de La Figal, se requiere un importante aumento de potencial erosivo en el macizo marginal, es decir, una elevación epirogenética con el consiguiente comienzo de un régimen de sedimentación regresiva en la cuenca de sedimentación, que se prosigue después del depósito de estas areniscas, con el comienzo de un flysch con numerosas pistas de marcado aire litoral, que constituye la serie detrítica C.

La serie C está formada por numerosas secuencias arrítmicas en las que se advierten diversas oscilaciones del potencial erosivo marginal con algunos momentos de estabilidad sedimentaria que permiten el depósito de flysch típicos, representados por los tramos de cuarcitas y pizarras alternantes en bancos delgados que tan característicos son de esta zona del Cámbrico cantábrico. No obstante, el conjunto tiende siempre hacia la regresión, que culmina con el depósito de las pizarras arenosas situadas aproximadamente en el centro de la serie C. A partir de este momento se regularizan las secuencias a los tramos superiores vuelven a ser rítmicos (secuencias de areniscas amarillentas-pizarras oscuras y anaranjadas) para terminar en el muro del tramo D, formado por cuarcitas compactas cuyas características son parecidas a las del tramo B. Esta estructura permite deducir que los tramos B.-C.-D constituyen un pequeño ciclo sedimentario dentro del conjunto del Cámbrico de Luarca.

El techo del tramo D constituye probablemente un hiato sedimentario de cierta importancia. Sobre él se desarrollan las pizarras abigarradas de Fontoria y a continuación del tramo F, formado por pizarras negras ampelíticas piritíferas con una potencia total de 230 metros. La nueva etapa sedimen-



taria, marcada por el depósito de estas pizarras, implica un medio bastante distinto de los anteriores; la presencia de piritas, así como la de la materia carbonosa que hace de estas pizarras verdaderas ampelitas, evoca un ambiente sapropélico, reductor, de aguas quietas, desarrollado en una zona deprimida, probablemente de la misma plataforma continental.

Un nuevo hiato, perfectamente acusado en la curva litológica, se establece en el techo de las pizarras de Río Negro, sobre el que se apoyan las cuarcitas de Almuña, con granoselección y estratificación cruzada. Esta estructura interna de los estratos nos indica que a pesar de la imposición de un medio más litoral, y progreso hacia el interior de la cuenca del material detrítico, el ambiente era aún tranquilo, asemejándose en este aspecto al de las pizarras de Río Negro, pero difiriendo de aquél por la ausencia de materia orgánica y microflora bacteriana.

En realidad, los tramos E-F-G se parecen mucho por sus características generales a los A-B; en ambos se advierte una base pelítica fundamental, coronada por una samita potente, lo que hace pensar en la presencia de megasecuencias dentro de la sedimentación general del Cámbrico, de la que el de Luarca es sólo una pequeña parte.

El breve análisis estratigráfico que antecede permite distinguir en la sedimentogénesis del Cámbrico de Luarca las siguientes fases:

1. Fase de sedimentación rítmica con dominio pelítico (tramo A).
2. Fase de sedimentación cíclica regresiva-transgresiva, provocada por variaciones en la aportación detrítica (tramos B-C-D). Esta fase puede representar un mesociclo dentro de la sedimentación general de la cuenca.
3. Fase de sedimentación homogénea en medio reductor dominante (tramo E-F).
4. Fase detrítica terminal con nuevo aumento en el potencial erosivo marginal.

#### 4. EDAD Y POSICIÓN DENTRO DEL CÁMBRICO EUROPEO.

La ausencia de fauna no permite precisar la edad de las capas cámbricas de Luarca; ni siquiera determinar su posición dentro del Cámbrico, hasta el punto de que ya hemos dicho que BARROIS (3) y ADARO (1) las confundieron con el Silúrico. No obstante, por sus características petrográficas y sedimentológicas no nos cabe duda que deben de situarse en el Potsdamiense, puesto que en el resto de Asturias (13), (14), (15), (17), capas idénticas se sitúan por encima de las calizas, pizarras y cuarcitas con trilobites acadienses (14), (21), (22).

Parece, pues, casi seguro que la cuenca potsdamiense ocupó el territorio

ARENISCAS CUARCITAS PIZARRAS PIZARRAS PIZARRAS  
 ARENOSAS ARCILLOSAS NEGRAS AMPELITAS

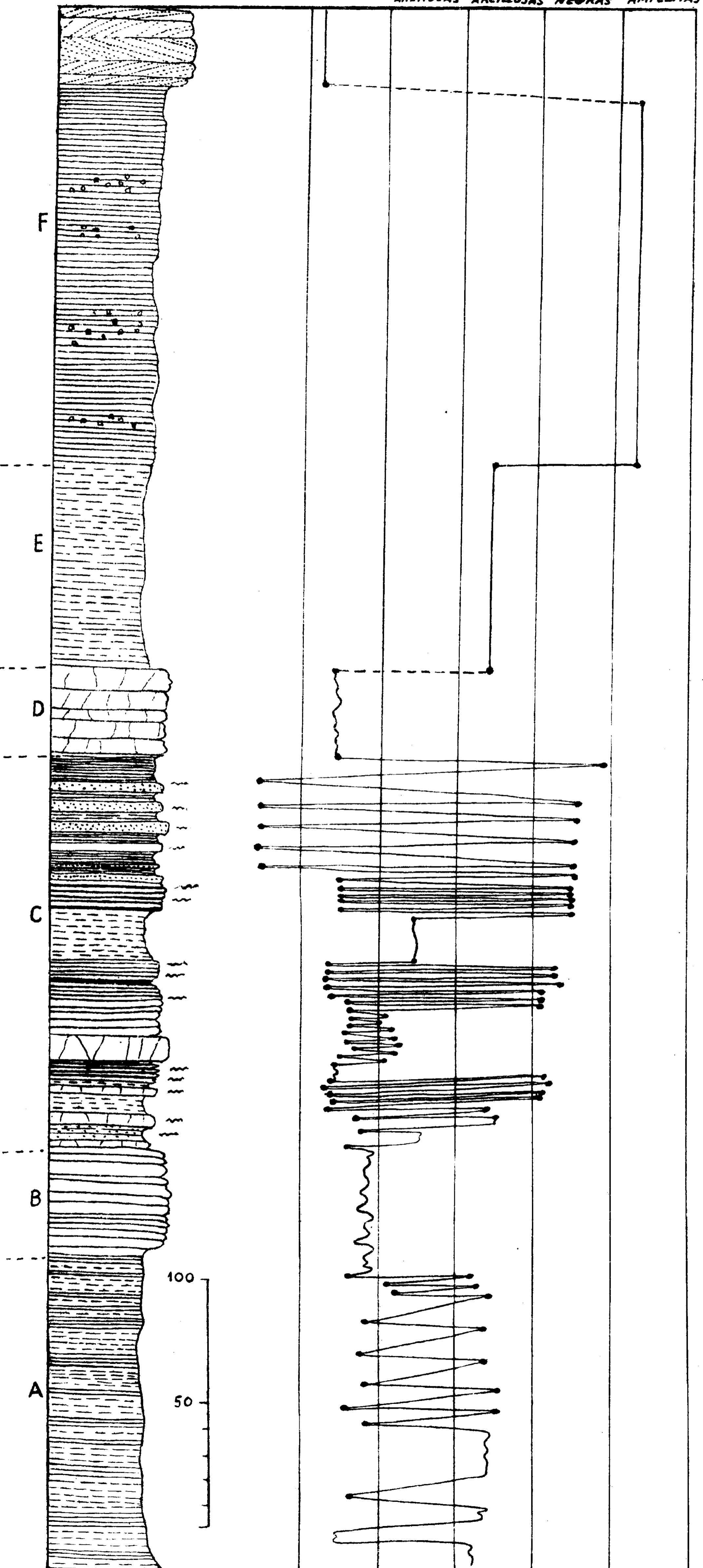


Fig. 2.—Serie virtual local y curva litológica del Cámbrico de Río Negro (Luarca).

de Luarca y, probablemente, todo el de Asturias, formando parte de la Mesogeia meridional de los paleogeógrafos, extenso mar mediterráneo que cruzaba buena parte del planeta desde el occidente de Europa hasta Australia, a través de Insulindia.

## b) El Silúrico

### 1. GENERALIDADES.

Las capas más antiguas del Silúrico son las cuarcitas armoricanas, como en el resto de Asturias (1); en otros puntos estas cuarcitas contienen las capas con huellas de *Cruziana* y *Scolithus* que no han sido localizadas en esta zona; en cambio sirven claramente de muro a las pizarras de Luarca, en las que P. H. SAMPELAYO (15) ha citado restos de *Sinhomalonothus* (*Calymene*) y en cuya prolongación hacia el S., en Doiras (Boal), hemos encontrado *Sinhomalonothus* (*Calymene*) *tristami* BRONG. muy bien conservado; no cabe duda, pues, que como ya hicieron los autores precedentes (1) (3) (15) hay que situar las pizarras de Luarca en el Llandeilo y, por tanto, las cuarcitas inferiores deben corresponder al Arenig. Todos los materiales silúricos existentes en esta zona pertenecen a estos dos niveles.

### 2. LAS CUARCITAS ARMORICANAS.

El conjunto estratigráfico del Silúrico de los alrededores de Luarca es tan poco variado petrográficamente como reducida es su cronología, puesto que, como ya hemos dicho, se reduce al Arenig-Llandeilo, formado por las cuarcitas armoricanas que soportan las monótonas pizarras azuladas de Luarca. Además, el intenso plegamiento que afecta a todos estos materiales hace difícil obtener buenos perfiles estratigráficos.

Las cuarcitas armoricanas aparecen bien desarrolladas en la zona occidental entre los Km. 318 y 321 de la carretera de Galicia. Aquí, como en el resto de Asturias y León, la cuarcita armoricana es una formación estratigráficamente compleja (31), (32), (35), donde se encuentran conglomerados cuarcosos, areniscas y cuarcitas; a veces aparecen lechos de pizarras verdosas o azuladas y capas de caolinita; la matriz de estos detríticos es siempre caolínífera, y su meteorización suministró el material a los depósitos de caolín cuaternarios que aparecen en las zonas costeras (18) (30).

La potencia de las cuarcitas armoricanas es muy variable; en el Barayo alcanzan más de 200 m.; en los demás puntos donde afloran es difícil de calcular sin graves errores, pues aparecen siempre formando charnelas de pliegues, dando la impresión de capas delgadas de cuarcitas intercaladas en la serie de pizarras del Llandeilo. No obstante, las charnelas son claramente visibles en el Vallín y en Río Negro, al S. de Saliente.

### 3. LA ZONA DE TRANSICIÓN AL LLANDEILO.

El techo de las cuarcitas armoricanas está cubierto por un tramo de pizarras abigarradas en la base que pasan luego al compacto tramo de pizarras azuladas oscuras, típico del Llandeilo.

El contacto más claro puede verse en la carretera de Galicia en el valle del Barayo, Km. 321-322, después del puente del Bao. En el margen oriental del valle están las cuarcitas armoricanas buzando 50° al NW., mientras que en el margen occidental, concordantes con ellas, se encuentra una serie de pizarras abigarradas alternando con cuarcitas en capas delgadas, de 40

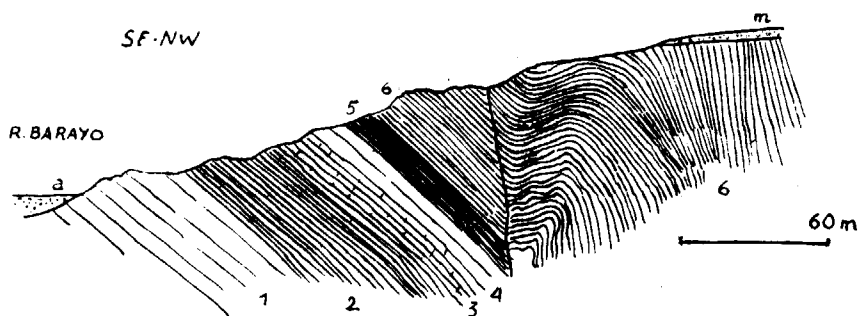


Fig. 3.—Corte de la serie de transición Arenig-Llandeilo en la vertiente NW. del río Barayo.

1. Cuarcitas armoricanas.
2. Pizarras oscuras, 10 m.
3. Cuarcitas listadas de negro, 10 m.
4. Cuarcitas blancas, 6-7 m.
5. Ampelitas negras rizadas, 7 m.
6. Pizarras azuladas del Llandeilo.

a 50 m. de potencia, que constituye, en realidad, una zona de transición entre las cuarcitas y pizarras azuladas. Esta transición, que desde el punto de vista petrográfico es muy clara, hace pensar en la posibilidad de que el Arenig alcance más allá del techo de la cuarcita armoricana o que en esta serie esté también representado el Llanvirn. La falta de fósiles imposibilita, por el momento, toda decisión a este respecto. En este punto la sucesión estratigráfica es la siguiente:

MURO: Cuarcita armoricana.

- 8 m. Pizarras oscuras grafitosas, piritíferas.
- 5-6 m. Cuarcitas listadas de negro. Las listas son pizarras negras con microestratificación.

- 6-7 m. Cuarcitas blancas y abigarradas.
- 10-12 m. Ampelitas negras rizadas.
- 130-140 m. Pizarras azuladas (pizarras de Luarca), Llandeilo.

En el valle de La Barraca, entre Lañada y Boronas, aparece también en la misma serie de transición Arenig-Llandeilo, pero hay pocos cortes claros; únicamente en la carretera que desciende del Alto de Las Cruces a Boronas aparecen capas de pizarras grises listadas que corresponden a la parte alta de

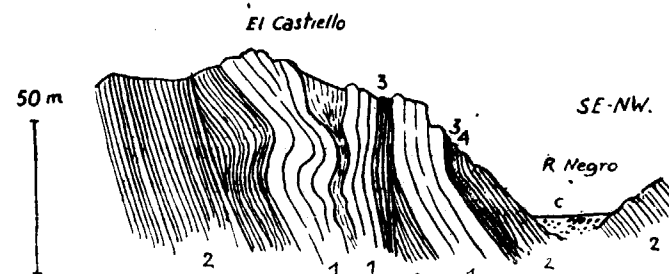


Fig. 4.—Corte del yacimiento de hematites de Castiello (Barceda).

1. Cuarcitas.
2. Pizarras azuladas negruzcas.
3. Hematites.
4. Arenisca.
- c. Aluviones de Río Negro.

la serie de transición; estas capas contienen un lecho de hematites de un metro de potencia. Esta zona de transición está ligada estrechamente a los depósitos ferríferos del Llandeilo y con mayor o menor identidad de caracteres se la encuentra allí donde aparece el mineral de hierro, lo que constituye una excelente capa guía para la prospección de estos minerales, dada la potencia de 40-50 m. que le hace difícil pasar desapercibido.

En algunos puntos las cuarcitas, que se intercalan con las pizarras abigarradas, aumentan de espesor y llegan a constituir capas de 5-6 m. de potencia que destacan en el relieve y que pueden confundirse con la cuarcita armoricana que yace evidentemente a 40-50 m. por debajo; tal ocurre en Barceda, en el cerro de Castiello, donde puede obtenerse el siguiente perfil:

MURO: Cuarcita armoricana.

- 20-25 m. Pizarras abigarradas.
- 5-6 m. Cuarcita compacta blanca.
- 7-8 m. Pizarras negras.
- 6-7 m. Cuarcita blanca del crestón de Castiello.

- 2 m. Pizarras negras.  
0,9 m. Hematites tobácea.

TECHO: Pizarras azuladas típicas del Llandeilo.

Esta serie es teórica, puesto que las cuarcitas y hematites de Castiell están cortadas por una falla que repite el yacimiento y la cuarcita. Esta repetición está bastante clara, no sólo por la alteración mecánica que se observa en el cerro de Castiello, sino porque en el resto de la región sólo existe un horizonte ferrífero en este tramo, más o menos potente pero muy constante, hasta el punto de que puede servir de horizonte-guía.

#### 4. LAS PIZARRAS DEL LLANDEILO.

La serie más importante por su extensión, dentro de la zona estudiada, son las "pizarras de Luarca". Con este nombre se designa, en realidad, un conjunto de sedimentos bastante heterogéneos que alcanzan por sí solos una potencia de 600-700 metros. Las pizarras típicas de Luarca están constituidas por un litotopo arcilloso, color azul oscuro, rico en horizontes de piritita y pobre en fauna. Son pizarras finas, en grandes lajas, que se explotan

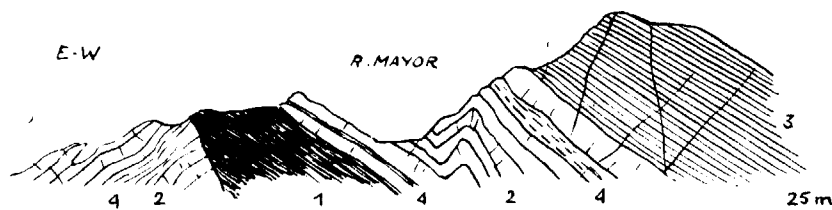


Fig. 5.—Corte de la serie de transición Arenig-Llandeilo, en la playa de Sabugo.

1. Ampelitas grafitosas, 30 m.
2. Cuarcitas, 13 m.
3. Pizarras negras ampelíticas.
4. Pizarras grises oscuras, 5 m.

para tejas en todo el occidente de Asturias. Estas pizarras, tanto por sus características petrográficas como por su posición estratigráfica, equivalen a las "pizarras de Angers" del macizo armoricano.

En este conjunto de 600-700 m. de potencia pueden distinguirse varias litofacies, alguna de las cuales difieren ya profundamente de la litofacies típica de Luarca:

1.º Litofacies ampelítica, formada por pizarras negroides, a veces grafitosas, muy ricas en pirititas, que forman nódulos y riñones, como en la playa

de Sabugo y en la costa W. de Luarca. A veces presenta horizontes "acintados" (con microestratificación).

2.º Litofacies pelítica, formada por pizarras azuladas (tipo de Luarca), en grandes lajas, con cristales pequeños de piritita dispersos y casi siempre limonitizados.

3.º Litofacies cuarcífera, formada por pizarras azuladas como las anteriores, pero con gran riqueza en filones-capas y amígdalas de cuarzo lechoso. Esta circunstancia comunica al litotopo mucha menor plasticidad morfológica y destaca claramente en relieve formando cuevas y hog-backs.

4.º Litofacies arcillosa abigarrada, formada por pizarras muy arcillosas, blandas, de colores abigarrados con predominio del rosado o anaranjado "salmón".

5.º Litofacies arenosa, formada por pizarras "asalmonadas" como las anteriores, pero conteniendo un 30-40 por 100 de detritos de cuarzo que les dan carácter sabuloso.

Estas litofacies no se suceden en el tiempo, sino que pasan lateralmente de unas a otras. El eje o esqueleto del conjunto lo constituyen las típicas pizarras azuladas de Luarca, que son las que tienen mayor extensión, y entre esta litofacies y las otras existen multitud de términos de paso. No obstante,

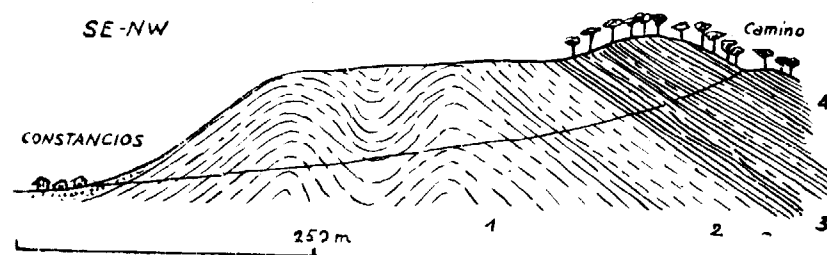


Fig. 6.—Pliegues de estilo jurásico en el camino de Constancios a Pico Quemado.

1. Pizarras abigarradas de la serie de transición Arenig-Llandeilo.
2. Pizarras arcillosas claras, casi blancas.
3. Alternancia de pizarras abigarradas y pizarras azuladas.
4. Pizarras azuladas, litofacies de Luarca.

general las litofacies ampelíticas tienden a localizarse en la base de la serie, mientras que la litofacies "salmón" tiende a concentrarse hacia la parte alta, hasta el punto de que en la vecina hoja de Boal forman ya un macizo más alto (33) que puede tal vez representar el Caradoc o por lo menos las areniscas de May del macizo armoricano.

El intenso plegamiento que afecta a estas pizarras, junto con su extre-

mada plasticidad tectónica, hacen que sea difícil obtener buenas sucesiones estratigráficas de detalle, puesto que la frecuente repetición de litotopos aun de tramos enteros puede inducir a graves errores estratigráficos. Cientos de metros de estratos aparecen en posición isoclinal muy constante apareciendo normalidad estratigráfica, siendo así que pueden estar repetidos e invertidos, dada la vergencia general de los pliegues hacia el ESE.

No obstante, es posible obtener algunos perfiles de detalle, como el del Pico Quemado o La Quemadina hasta El Cerrón, al E. de Boronas. Desde las vertientes orientales de Peña Quemada (inmediaciones de la mina "La Perdiz") hacia el N. aparece la siguiente sucesión:

MURO: Cuarcitas de la zona de transición Arenig-Llandeilo, con un horizonte ferrífero.

- 1) 60-70 m. Pizarras abigarradas litofacies "salmón".
- 2) 50-60 m. Pizarras azules, tipo "Luarca".
- 3) 20-25 m. Pizarras cuarzosas arenosas.
- 4) 50-60 m. Pizarras azuladas grisáceas claras de la cumbre de Pico Quemado.
- 5) 60-70 m. Pizarras azuladas, tipo "Luarca". Hay un horizonte cuarzoso de 6-7 metros.
- 6) 40-50 m. Pizarras azuladas alternando con pizarras abigarradas.
- 7) 15-20 m. Pizarras azuladas cuarzosas compactas.
- 8) 5-6 m. Cuarcitas.

TECHO: Pizarras azuladas.

Es posible que los últimos 15-20 m. de pizarras azuladas cuarzosas, así como las cuarcitas finales, pertenezcan ya al otro flanco del sinclinal y, por lo tanto, tengan que escindir-se de esta serie.

Entre los arroyos de Pedrea y Remedios hay otro buen perfil que puede compararse con el anterior:

Arroyo de Pedrea:

MURO: Pizarras azuladas tipo "Luarca", equivalentes al tramo 2) del corte anterior.

- 2 m. Tramo ferrífero formado por tres filones-capas de oligisto de 0,3, 0,03 y 0,06 m., separados por un horizonte de pizarras de un metro.
- 70-75 m. Pizarras azuladas, tipo "Luarca".
- 8-10 m. Pizarras azuladas compactas con filones-capas de cuarzos y cuarzos amigdaloides.
- 80-85 m. Pizarras azuladas.
- 50-60 m. Pizarras abigarradas alternando con delgados horizontes azules.
- 12-15 m. Pizarras azuladas, tipo "Luarca".

Ascendiendo al cordal Pico Quemado-Arnizo, desde la carretera de Luarca a Ordovaga, por San Pelayo y Vallín, se corta una serie muy plegada que forma parte del sinclinal del Vallín. Por el camino de Saliente a San Pelayo aparecen las pizarras azuladas "tipo Luarca" que contienen algunos filones-capas de cuarzo. En el Campo del Cocu, por donde pasa la nueva carretera de Setienes a San Pelayo, hay una pequeña intercalación de pizarras rojizas, terminación probable hacia el NE. de las fajas más potentes que aparecen hacia el SW. en San Pelayo. Entre este punto y el Vallín se cortan las mismas pizarras, que deben de estar muy replegadas, aunque no se perciban las charnelas; aparecen niveles con numerosas manchas ocráceas y cristales aislados de piritas y otras con filones-capas de cuarzo. La complejidad

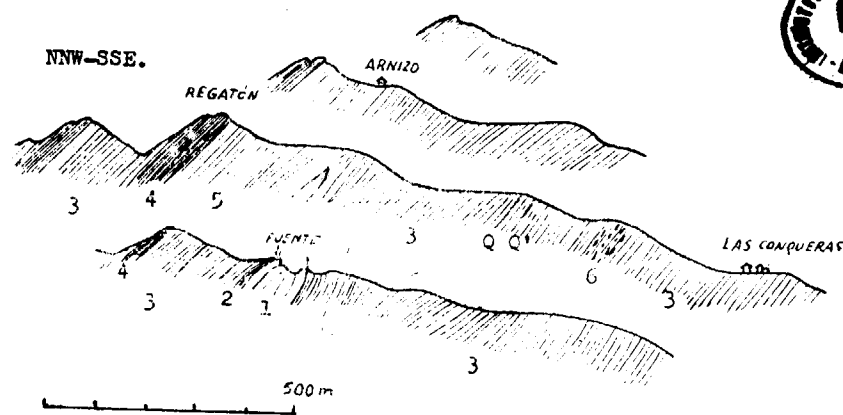


Fig. 7.—Estructura del monte Regatón.

1. Cuarcitas de la zona Arenig-Llandeilo.
2. Horizonte ferrífero, 0,3 m.
3. Pizarras azuladas (litofacies de Luarca).
4. Pizarras cuarzosas.
5. Pizarras asalmonadas (litofacies arcillosa).
6. Pizarras con filones-capas de cuarzo.
- Q-Q'. Filones-capas de cuarzo con oligisto, 0,1 m.

tectónica no permite obtener aquí una serie estratigráfica seguida y completa, pero bien se echa de ver que aparecen los mismos litotopos que más al NW., en Pico Quemado y Los Remedios; únicamente se advierte un mayor desarrollo de la litofacies de Luarca en detrimento de las restantes, sobre todo de las pizarras "salmón".

En los límites exteriores meridionales de la Hoja, las mismas formaciones se prolongan claramente hacia el SSW. La carretera de Barceda a Ordovaga corta la litofacies de Luarca en capas muy uniformes buzando hacia el NW.

Son siempre pizarras azul oscuras muy compactas, con algunos nivel azul más claro, grisáceo; no aparece el nivel de pizarras arenosas "sal". Los buzamientos son siempre superiores a los 50°.

Descendiendo de Ordovaga por el camino que baja a Río Negro, de Casona, aparece un tramo azul más claro de unos 100 m. de potencia, idéntico al de la vertiente SE. del Pico de Peña Quemada, y debajo de él aparece la serie abigarrada de transición Arenig-Llandeilo, que contiene una capa oligista-limonita de 0,5 m. visibles. Entre Ordovaga y la casa del Cox la sucesión es la siguiente:

MURO: Cuarcita de la zona de transición Arenig-Llandeilo.

- 1,5 m. Pizarras azuladas.
- 5 m. Cuarcita.
- 0,1 m. Oligisto-limonita.
- 0,15 m. Pizarra azulada.
- 0,1 m. Oligisto-limonita.
- 0,25 m. Pizarra azulada.
- 0,5 m. Oligisto-limonita.
- 1,5 m. Pizarras abigarradas.
- 1 m. Cuarcita.
- 100 m. Pizarras azuladas claras con filones-capas de cuarzos.
- 150 m. Pizarras azuladas oscuras (litofacies pelítica de Luarca).

En las vertientes orientales del Pico Regatón el dominio litológico corresponde a la litofacies de Luarca, lo que parece indicar que la litofacies arcillosa "salmón" tiene más desarrollo hacia el N., es decir, hacia el litoral que hacia el S., en el interior, estando especialmente desarrollado entre los grandes ejes anticlinales de Monte Faro y Luarca.

En su conjunto, pues, el Llandeilo puede resumirse como una serie sedimentaria de 650 a 700 metros de potencia, cuya constitución "virtualmente local", en el sentido de LOMBARD (20), es la siguiente:

MURO: Cuarcitas de la serie de transición Arenig-Llandeilo.

- 60-70 m. Pizarras abigarradas litofacies arcillosa "salmón".
- 80-100 m. Pizarras azuladas grisáceas con filones-capas de cuarzos.
- 180-250 m. Pizarras azuladas, litofacies de Luarca.
- 25-30 m. Pizarras cuarzosas arenosas.
- 200-250 m. Pizarras azuladas, litofacies de Luarca.
- 100-150 m. Pizarras "salmón", litofacies arenosa, pasando lateralmente al tramo anterior y ocupando la parte alta de la serie.

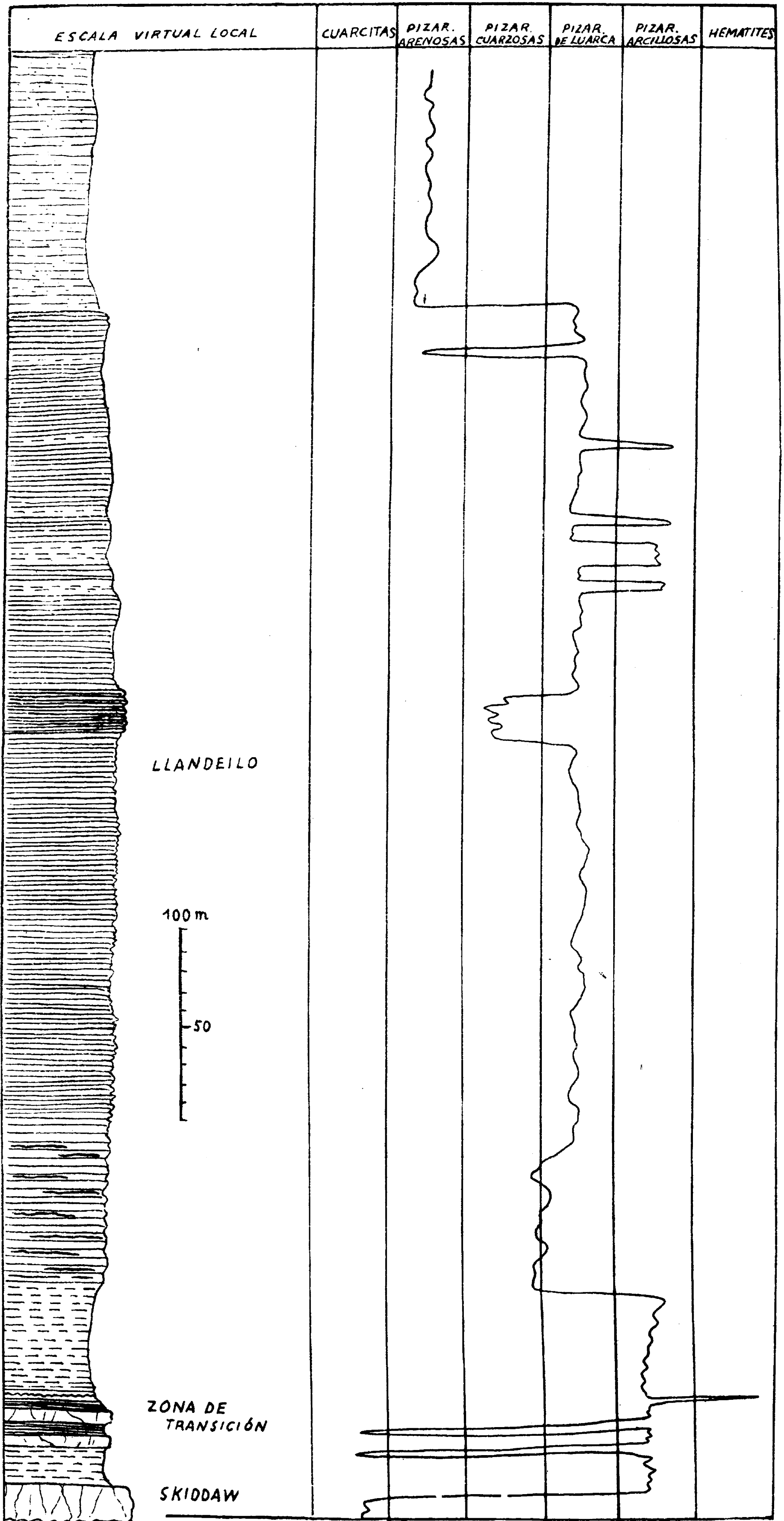


Fig. 8.—Serie virtual local y curva litológica del Ordoviciense.



### 5. CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS.

El análisis estratigráfico de la curva litológica nos ilustra sobre la sedimentogénesis durante el Llandeilo.

El régimen detrítico litoral del Arenig continúa, aunque con tendencia a su oclusión, durante los comienzos del Llandeilo; las pizarras abigarradas inferiores alternando con cuarcitas son los testigos de este régimen oscilante cuya aportación detrítica terrígena disminuye de modo ostensible, probablemente a consecuencia de un movimiento subsidente de la cuenca de sedimentación; los primeros descensos del zócalo son propicios al establecimiento de un régimen anaerobio, reductor, representado por las pizarras ampelíticas, que en algunos puntos, como en Sabugo, llega a constituir una verdadera litofacies; las zonas con depósitos acintados recibían todavía aportaciones detríticas algo gruesas. Estos depósitos de tipo "mud-flat" evocan todavía una zona litoral sometida a mareas y a aportaciones terrígenas detríticas. Pero el régimen de tranquilidad sedimentaria comienza en los depósitos ferríferos, ligados a limos sapropélicos que constituyen casi siempre el muro del yacimiento, como puede verse muy bien en Castiello de Barceda (Setienes-Luarca). Así pues, no será extraño que los depósitos ferríferos se hubieran sedimentado en forma de piritita (sobre ello insistiremos en Geología económica).

Este episodio bioquímico es, no obstante, muy fugaz; pero probablemente no es sino una ligera etapa de la subsidencia de la cuenca sedimentaria, abortada por el progresivo y rápido hundimiento del zócalo que permite el depósito de la litofacies pelítica y sus satélites; es entonces cuando la subsidencia adquiere verdadera importancia y se sedimentan los 500-600 metros de pizarras azuladas, piritíferas, en un mar un poco agitado y pobre en oxígeno; aportes silíceos se concentran en determinados horizontes de estas pizarras, originando litofacies cuarzosas.

Hacia el final de esta larga etapa sedimentaria aparecen intercalaciones de pizarras asalmonadas arenosas y arcillosas que indican un principio de movilización en la hasta entonces tranquila cubeta sedimentaria; la zona alta de pizarras arenosas, a veces verdaderas arenas, marca el comienzo de un intento de transgresión; la cubeta vuelve a elevarse y tiende a cerrar el ciclo sedimentario comenzado en el Arenig.

En su conjunto, pues, la sedimentación ordoviciana se nos aparece como el resultado de un doble movimiento epirogenético del zócalo de la cuenca sedimentaria: negativo durante el Arenig, lo que provoca la transgresión armoricana; positivo hacia el final del Llandeilo, con comienzo de regresión y tendencia a cerrar el ciclo sedimentario que, no obstante, no llega a completarse.

## B) LOS SEDIMENTOS CUATERNARIOS

### a) Generalidades

Las rocas cámbricas y ordovicienses están cubiertas parcialmente por sedimentos cuaternarios; especialmente en la plataforma costera, el Paleozoico desaparece en buena parte bajo un manto reciente de depósitos que son sólo un fragmento de los que cubren toda la zona litoral del occidente de Asturias desde Cabo Vidio al Eo (2), (4), (30), (12).

Los sedimentos cuaternarios corresponden a varios tipos:

1. Arcillas azules de Sabugo.
2. Depósitos de la plataforma litoral.
3. Coluviones recientes.
4. Aluviones y depósitos litorales actuales.

### b) Las arcillas azules de Sabugo

A unos 60 kilómetros al N. del Km. 318 de la carretera de Galicia aparece un afloramiento relativamente extenso de arcillas azules-blancuecinas, que en otro tiempo fue explotado para tejera, cuyo aspecto contrasta con el del resto de los depósitos cuaternarios de la región. Estas arcillas fueron abandonadas porque su espesor no pasaba de los cuatro metros. También al N. de Villuir, entre la aldea y la línea férrea en construcción, algunas calicatas practicadas han descubierto depósitos semejantes. Una de estas calicatas, practicada un poco al NE. del Km. 315, dio el siguiente perfil:

TECHO: 0,4 m. Suelo oscuro, casi negro.

0,9 m. Arcilla amarilla con 20-30 por 100 de cantos de cuarcita y pizarras.

0,45 m. Arcilla blanca, caolinífera, ligeramente arenosa.

0,2 m. Arcilla amarilla con 20-30 por 100 de cantos de pizarra y cuarcita.

0,8-0,85 m. Arcilla rojiza amarillenta con 40 por 100 de cantos de cuarcitas de hasta 0,1 m. y de pizarras de 0,01 a 0,02 metros.

1,4 m. Arcilla blanco-azulada con 35-40 por 100 de cantos de pizarra y cuarcita con tinciones de amarillo y rojo.

0,6 m. Arcilla amarillenta.

MURO: Pizarras grises compactas NE.-SW., buzando 60° E.

Otra calicata practicada a unos 40 metros de la anterior permitió obtener el siguiente perfil:

BARAYO

RIO PEQUEÑO

VALLIN

BARCEDA

LA FIGAL-LUARCA

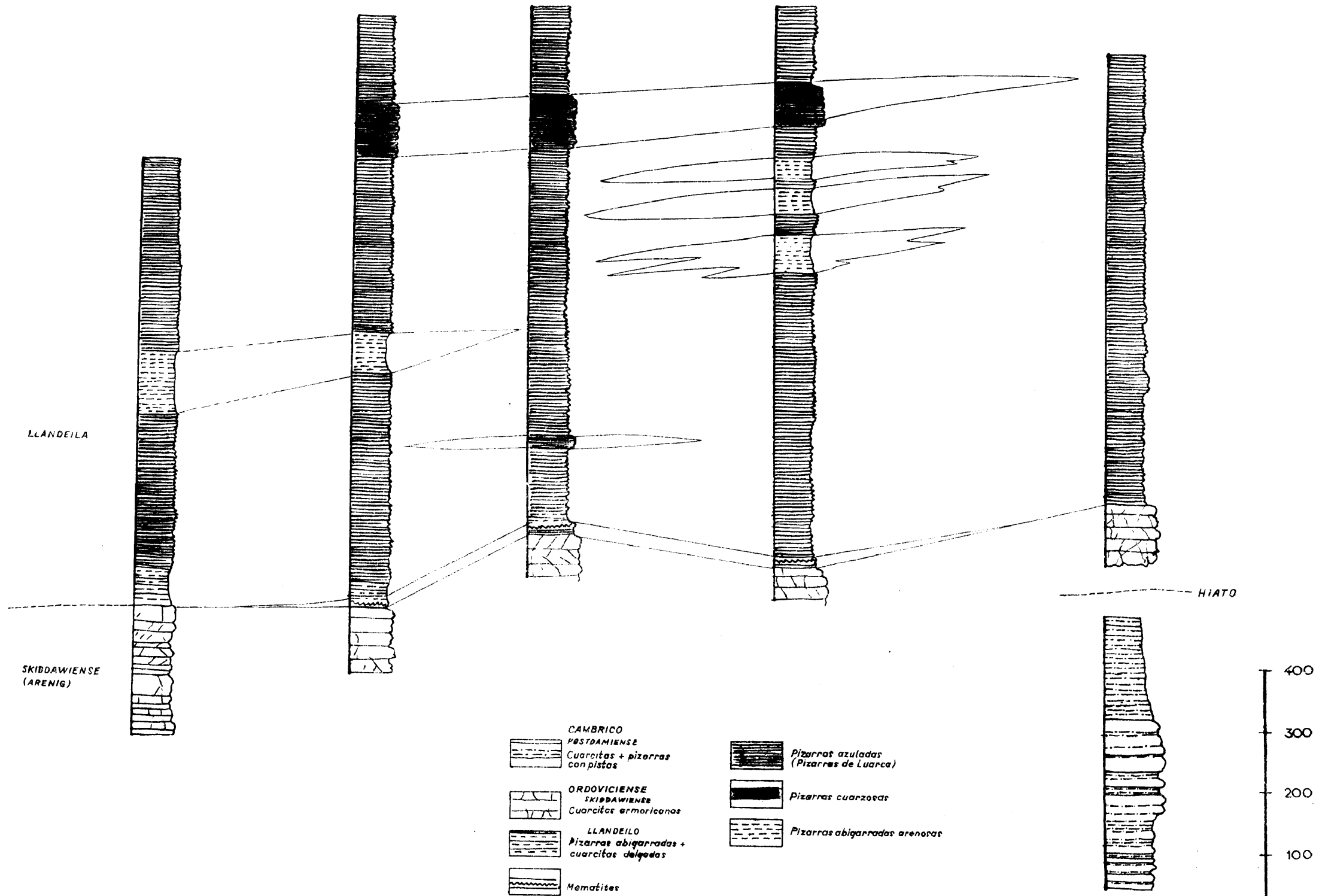


Fig. 9.—Estratigrafía comparada del Cámbrico y Ordoviciense de Luarca.

TECHO: 1,3 m. Suelo negro.

1 m. Arcilla amarillenta con cantos de pizarra de 0,0-0,2 metros.

2,6 m. Arcilla azulada amarillenta.

MURO: Pizarra asalmonada NE.-SW., buzando 55° E.



Fig. 10.—Corte del afloramiento de arcillas azules de Sabugo.

1. Arcillas azules arenosas.
2. Depósito de cantos de cuarcita poco rodados.
3. Arcillas rojizas con costras de limonita.
- P. Pizarras.
- s. Suelo.

A 12 metros de la anterior calicata se practicó otra con el siguiente perfil:

TECHO: 1 m. Suelo negro.

0,3-0,4 m. Arcilla amarillenta con cantos.

2,2 m. Cama de cantos de pizarras diversas con matriz de arcillas azuladas; los cantos llegan a tener 0,2 m. Equivale al horizonte de arcillas azules de la calicata anterior.

MURO: Pizarras amarillentas-rojizas arcillosas.

A otros 12 metros de la anterior se obtuvo otro perfil:

TECHO: 1,3 m. Suelo negro.

0,65 m. Arcilla blancoazulada con algunos pocos cantos.

1,2 m. Arenas amarillas.

Finalmente, a otros 12 metros de la anterior, una quinta calicata dio el siguiente corte:

TECHO: 1 m. Suelo negro.

0,3 m. Brecha de pizarras con matriz ferruginosa.

0,2 m. Arcilla amarillenta muy arenosa.

0,6 m. Arcilla blanca muy arenosa.

Entre la trinchera del ferrocarril en construcción y la carretera de Galicia, sobre una superficie de 10.000 metros cuadrados, fueron practicadas 20 calicatas más, y todas ellas dieron perfiles semejantes a los anteriores, alcanzando la totalidad del depósito potencias de tres a cuatro metros.

La posición de estos depósitos, fosilizando un relieve más o menos acado; su carácter residual y fragmentario, y sus profundas diferencias sedimentológicas con los restantes depósitos recientes que recubren la plataforma costera, hacen pensar que sean anteriores a la generación de dicha plataforma y hayan sido decapitados conjuntamente con las rocas paleozoicas al formarse la rasa litoral. La distribución cartográfica hace creer también que estén cubiertos por los coluviones, cuyo nivel de base ha sido la plataforma litoral no obstante, no hemos visto ningún corte en que dicha superposición se obvia.

Por otra parte, en Cartavio, al W. de Navia, en el Km. 337-338 de la misma carretera de Galicia, una tejera explota arcillas azuladas en todo semejantes a algunos horizontes de estos depósitos, con una potencia vista de 12 metros. En algunos puntos de la cantera tienen el aspecto de arcillas de estuario, pero los perfiles de las calicatas de Villuir parecen poner fuera de duda su origen continental. A nuestro modo de ver, deben ser considerada provisionalmente como coluviones de génesis anterior a la plataforma litoral; si dicha plataforma es de edad tirreniense, como opinan algunos autores (4), (30), las arcillas de Sabugo serían anteriores, tal vez mindelienses.

### c) Los depósitos de la plataforma litoral

La plataforma litoral es una zona llana, de morfología compleja, que ocupa todo el reborde costero hasta tres o cuatro kilómetros hacia el interior. La mayor parte de los morfólogos que han estudiado esta plataforma creen en su origen marino (5), (8), (30), como parece corroborarlo, por otra parte, el carácter sedimentológico de los depósitos marginales costeros, cuyo origen marino parece fuera de duda. De todos modos, ASENSIO AMOR (2) está haciendo un detenido estudio granulométrico de estos depósitos y él es quien tiene la última palabra.

Según estas ideas, existían sobre la plataforma litoral dos tipos de depósitos: terrazas marinas, localizadas sobre todo en el reborde costero de la plataforma, y coluviones de origen interno, cubriendo la zona interior de la plataforma y apoyándose a veces sobre la terraza marina.

#### 1) LOS DEPÓSITOS DE LAS TERRAZAS MARINAS.

Los sedimentos marinos más occidentales de la zona estudiada aparecen entre Vigo y Puerto de Vega. La carretera de Vigo, a unos 200 metros de esta aldea, corta una terraza de cantos y arenas marinas, sin fauna, situada a 60 metros de altitud. Tiene una potencia de 2-2,5 metros y se apoya sobre

las pizarras y arenas de la litofacies "salmón". Un poco más al W., en Caborno, puede obtenerse un excelente perfil:

- TECHO: 0,3 m. Suelo.  
 0,85 m. Cantos de cuarcita con matriz arenosa amarillenta.  
 0,3 m. Máximo. Lentejón de arena amarillenta que se acuña rápidamente.  
 0,1-0,2 m. Arcilla arenosa amarillenta.  
 0,3 m. Capa de cantos como la superior.  
 MURO: Pizarras ordovicienses.

Pero el mejor corte que hemos visto en la terraza de 60 metros se encuentra en la carretera de Puerto de Vega a Cueto, donde rellena un reguero excavado en las pizarras amarillentas "salmón". La sucesión que puede obtenerse es la siguiente:

- TECHO: 0,2 m. Suelo oscuro.  
 0,6 m. Arenas cementadas con hileras de cantos.  
 0,05 m. Costra de limonita.  
 0,15 m. Arena amarillenta con cantos pequeños en la parte alta.  
 0,4-0,5 m. Capa de cantos de 0,05 m. máximo diámetro.  
 0,3 m. Arena amarillenta con zonas de transición a la capa anterior.  
 1,5 m. visibles. Capa de cantos de hasta 0,2 m. de diámetro.

En La Mata, cerca de Sabugo, la terraza marina tiene 1,2 metros de po-

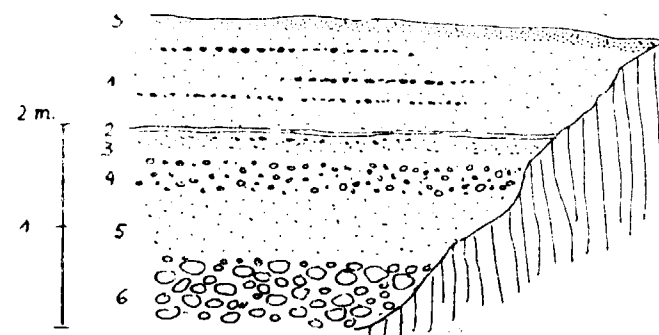


Fig. 11.—Corte de la terraza marina de Caborno.

- s. Suelo oscuro.  
 1. Arena cementada con capas de cantos en hilera.  
 2. Costra de limonita.  
 3. Arena amarillenta con cantos pequeños en la parte alta.  
 4. Capa de cantos de 0,05 m. de diámetro máximo.  
 5. Arena amarillenta con zonas de tránsito al anterior.  
 6. Capa de cantos de hasta 0,2 m. de diámetro.

tencia y está formada íntegramente por cantos rodados de cuarcita de un centímetro con matriz arenosa.

En Luarca, en las inmediaciones del Faro, y en la plataforma al N. de Villar, sobre las pizarras y cuarcitas ordovicienses aparece también la terraza marina, bien visible, asomándose a los cantiles costeros, y en el nuevo barrio de pescadores de Villar. Allí está formada íntegramente por cantos de cuarcita bien rodados de hasta 0,2 metros de diámetro máximo con matriz arenosa; la potencia máxima es de seis metros. Los últimos dos metros tienen una coloración más grisácea y parecen separados de los otros por un diastruma; es posible que estos últimos dos metros correspondan a una aportación fluvial de un antecesor cuaternario del actual Río Negro, que depositó sus aluviones sobre los cantos marinos de la plataforma de abrasión. La altura sobre el mar es allí de 65 metros. El perfil que puede obtenerse es el siguiente:

MURO: Pizarras azuladas de Luarca.

- 2 m. Capa de cantos de cuarcita con matriz arenosa limonitífera, de color amarillento.
- 2 m. Capa de cantos como la anterior, pero de hasta 0,2 m. de diámetro.
- 2 m. Capa de cantos de hasta 0,05 m. de diámetro, de posible origen fluvial.

La terraza continúa con idénticos caracteres hacia el S., hasta La Almuña, y se la encuentra todavía en Fontona, aumentando progresivamente de

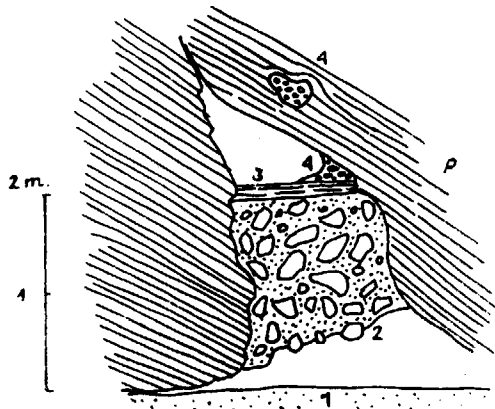


Fig. 12.—Depósito del Tirreniense III de la playa de Sabugo.

- 1. Playa actual.
- 2. Depósito de brecha poligénica cementada con arenas ferruginosas.
- 3. Costra de limonita.
- 4. Nidos de cantos marinos.

altura hacia el interior (85 m. en Almuña; 100 m. en Fontona). Esta circunstancia permite asegurar que la terraza está ligeramente inclinada de S. a N. desde el pie del relieve del interior hasta el recorte costero.

En San Justo, San Roque y El Postillón, en el margen oeste de Río Negro, los depósitos de la terraza marina tienen idénticos caracteres.

Todos estos sedimentos corresponden, pues, a una terraza marina que desciende lentamente de S. a N. desde 100 a 60 metros. Pero además existen restos de otros depósitos más bajos, a 2-3 metros sobre el nivel medio de las mareas, en la playa de Sabugo. Allí pueden verse depósitos de brechas, conservados entre los labios de las diaclasas y en las zonas más resguardadas de las salidas de los valles que afluyen a dicha playa. En estos puntos se cortan los siguientes perfiles de abajo a arriba:

- 1,4-1,5 m. Brecha poligénica con matriz de arenas ferruginosas.
- 0,12 m. Corteza de limonita.
- 0,2-0,6 m. Nidos de cantos de origen marino, análogos a los de la terraza de 60-100 metros.

Dada su situación próxima al mar, este depósito ha estado y está sujeto a la abrasión marina actual y, en su consecuencia, fuertemente degradado; pero sus restos se hallan en varios lugares entre Sabugo y Turberiza.

En cuanto a la edad de los depósitos marinos, la de la terraza de 60-100 metros está supeditada a la de la plataforma de abrasión que fosiliza; para BIROT y SOLÉ sería tirreniense, sin más precisiones (4); si relacionamos los depósitos altos y los bajos podríamos suponer que la terraza alta corresponde al Tirreniense I y el depósito bajo al Tirreniense III, sobre todo si se tiene en cuenta que entre ambos depósitos existe una terraza rocosa a 15-20 metros que podría corresponder al Tirreniense II (40).

## 2) LOS COLUVIONES.

Adosados al borde septentrional de los relieves del interior se encuentran sedimentos coluviales que se apoyan sobre la plataforma de abrasión y que adquieren más importancia en las inmediaciones de los arroyos que afluyen al mar. Dichos coluviones están cortados por las vaguadas actuales de dichos arroyos, lo que parece indicar que sean posteriores a ellas y, por tanto, contemporáneos póstumos de los sedimentos marinos que cubren la plataforma de abrasión.

Frente a la casa de La Norte (Km. 319 de la carretera de Galicia) aparece un buen corte de estos coluviones:

- TECHO: 0,3 m. Suelo oscuro con transición al sustrato.  
 0,6 m. Capa de arcilla sabulosa amarillenta con muchos cantos de cuarcita y arenisca de hasta 0,1 metro.  
 0,6 m. Arcilla sabulosa amarillenta con algunos cantos dispersos.  
 0,05 m. Costra de limonita.  
 0,5 m. visibles, arcilla amarillenta con cantos de cuarcita.

La potencia total puede ser bastante mayor, aunque un poco más al norte, en la trinchera del ferrocarril, no pasa de 2-2,5 metros, apoyándose sobre las pizarras, puesto que estos coluviones, al igual que la terraza marina, fosilizan un microrrelieve de energía no despreciable que ha permitido la génesis de bolsadas.

Estos mismos sedimentos con lentejones de caolines sabulosos se encuentran en las vertientes del Barayo y en toda la gran curva de la carretera que rodea la Sierra de Rañadoiro.

Al E. de Luarca, cerca del borde E. de la zona cartografiada, los coluviones adquieren un desarrollo muy grande (30). En la rectificación del Ricante puede obtenerse el siguiente perfil:

- TECHO: 0,2-0,4 m. Suelo reciente.  
 0,8-2 m. Suelo con cantos angulosos, amarillo ceniza, de 0,2 a 0,8 metros.  
 0,2 m. Capa de gravilla coronada por una capita de limonita.  
 0,1-0,6 m. Bolsadas de arenas amarillentas.  
 0,1-0,2 m. Capita de limonita.  
 2,5-3 m. Detrito grueso de cantos de arenisca con matriz arenosa y caolinífera.  
 0,05-0,1 m. Capita de limonita.  
 MURO: 1,5 m. visible, detrito grueso de cantos de arenisca con matriz arenosa y caolinífera.

No debe ser ajeno al espesor de estos depósitos su posición en las proximidades de las vaguadas que las cortan.

Estos aluviones fosilizan el antiguo cantil de la plataforma de abrasión del Tirreniense I y a veces llegan a cubrir la terraza marina; hay que suponer, por lo tanto, que su sedimentación fue el resultado del aumento del potencial erosivo producido después de la emersión de la terraza del Tirreniense I.

#### d) Coluviones recientes

Además de los depósitos anteriores, las vertientes de los valles actuales están cubiertos en buena parte de coluviones que únicamente han sido representados en el mojón cuando su espesor y extensión son importantes. Al-

gunos pueden ser ya antiguos y aun contemporáneos de los ya descritos en el borde norte del relieve, pues están cortados por las vaguadas actuales, dando a su vez otros coluviones o "paracoluviones". No han sido vistos depósitos periglaciares típicos, aunque sin duda existen en el interior de la zona montañosa.

#### e) Aluviones y depósitos litorales actuales

El aluvionamiento en los arroyos es poco importante, sin duda por la escasa longitud de los mismos. Únicamente los ríos Barayo y Negro tienen depósitos de cierta extensión, concentrados, sobre todo, en las desembocaduras, donde se forman barras con la consiguiente generación de pequeñas cubetas parálidas, como ocurre en la desembocadura del Barayo. Los depósitos litorales están fundamentalmente formados por cantos de cuarcitas procedentes en parte de la degradación de la terraza de 60 metros.

### III. Tectónica

#### A) GENERALIDADES

Los alrededores de Luarca forman parte del viejo zócalo herciniano de la Cordillera Cantábrica, y los materiales cámbricos y ordovicienses que los forman fueron plegados conjuntamente con el resto de las rocas pre-estefanienses que constituyen el roquedo asturiano. No obstante, largas fracturas cortan a veces los pliegues hercinianos atestiguando la presencia de las tectónicas superpuestas de edades diferentes: una antigua, herciniana, que originó un país de plegamiento, y otra más moderna que no hay que dudar en asimilar a una edad alpina, por comparación con otras regiones de Asturias (25), (26), (27), (31).

#### B) LA TECTONICA HERCINIANA Y SUS UNIDADES

Las analogías mecánicas que existen entre los diversos materiales que componen esta zona no permiten una tectónica rica en estructuras, sino que por el contrario favorecen la monotonía estructural.

En su conjunto vemos que el territorio de Luarca está formado por un haz de pliegues de orientación armoricana (NE.-SW.), por formar parte de la zona de torsión del "arco astórico", que desde el interior se dirigen rápidamente hacia la costa perdiéndose en el Cantábrico. Desde el punto de vista estructural constituye, en realidad, una unidad de primer orden dentro del sistema de pliegues de los Hercínides, puesto que el conjunto del territorio constituye un gran sinclinorio enmascarado por los dos anticlinorios secundarios de la Sierra de Rañadoiro (en un segmento septentrional, Pequeira y Monte Faro) y de Luarca-Setienes; entre ambos sinclinorios se desarrollan



las pelitas del Llandeilo profusamente plegadas, con algunos afloramientos de las cuarcitas armoricanas, pero con claro dominio pizarreño.

Esta estructura determina, en realidad, rasgos morfológicos sobresalientes, como el desarrollo de la plataforma de abrasión sobre el sinclinorio de pizarras, de mayor plasticidad morfológica que los anticlinorios de cuarcitas.

### C) COMPORTAMIENTO MECANICO DE LOS SEDIMENTOS

Los diferentes materiales que hemos visto componen el territorio de Luarca, presentan grandes analogías desde el punto de vista mecánico, puesto que exceptuando las cuarcitas armoricanas y la serie flysch del Cámbrico, también fundamentalmente cuarcítico, el resto de pizarras diversas es de gran uniformidad mecánica.

Las pizarras ampelíticas de la parte alta del Georgiense y las pizarras de Luarca en todas sus litofacies son materiales muy plásticos que se pliegan fácilmente, dando formas que podríamos denominar "axotropas", extremadamente planas, de flancos paralelos al plano axial, lo que conduce a la falsa visión de una serie isoclinal, concordante y sin formas tectónicas, tal como ya hemos descrito en otras ocasiones (35). De aquí la aparente monotonía tectónica de los sinclinorios del Vallín y de Pico Quemado.

Las cuarcitas armoricanas, en cambio, mucho más rígidas, se resisten algo al plegamiento y dan formas armónicas de estilo jurásico. Como el contacto entre estas cuarcitas y las pizarras de Luarca no es brusco, sino que se establece entre ambos la serie de transición (cuarcitas delgadas + pizarras) de plasticidad intermedia entre ambas, muchas veces el plegamiento conserva su armonía en los contactos. Otros, en cambio, como resultado de la vergencia general hacia el SE., tiende a la laminación y desaparición de la serie de transición en los flancos orientales de los pliegues, originando pequeños cabalgamientos.

El flysch georgiense, por su carácter cuarcítico, es un tramo de plasticidad comprendida entre la de la zona de transición y la cuarcita armoricana; el conjunto da casi siempre formas de estilo jurásico.

Así pues, los materiales paleozoicos de la zona de Luarca, desde el punto de vista tectomecánico, pueden agruparse del siguiente modo:

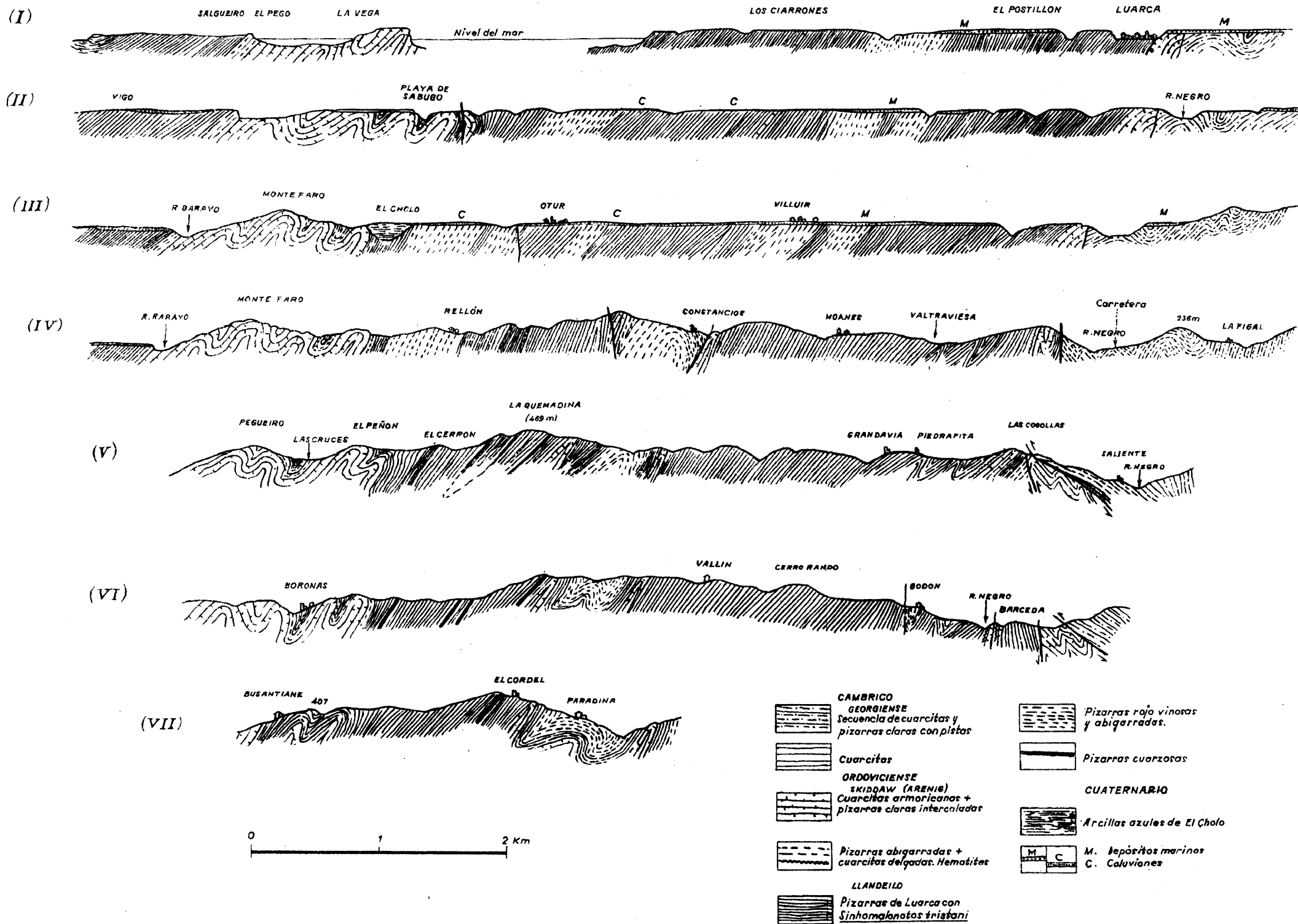


Fig. 13.—Cortes geológicos de los alrededores de Luarca.



MATERIALES RIGIDOS	MATERIALES SEMIRRIGIDOS	MATERIALES PLASTICOS
10 % cuarcitas armoricanas.	5 % flysch georgiense. 2 % zona de transición Arenig-Llandeilo.	5 % pizarras georgienses. 72 % pizarras de Luarca, litofacies pelítica. 5 % pizarras del Llandeilo, litofacies "salmón". 1 % pizarras de Luarca, litofacies ampelítica.

De esta clasificación puede deducirse que la mayor parte del territorio de Luarca se desarrolló dentro de la tectónica modelada en las pizarras de Luarca; no obstante, la capa rectora es aquí la cuarcita armoricana, por condicionar el plegamiento en profundidad y constituir el verdadero "esqueleto" de la estructura de esta región.

#### D) TECTONICA LOCAL

##### a) El anticlinorio de Rañadoiro y sus accesorios

La Sierra de Rañadoiro constituye, en su terminación septentrional, los relieves de Pequeiro y Monte Faro que terminan frente al Cantábrico, en el Cabo de Esbarradoiro. El río Vidural, afluente del Barayo, corta en casi dos kilómetros el relieve de Pequeiro, mostrando la estructura de estilo jurásico del anticlinorio de cuarcitas de Rañadoiro. Las cuarcitas armoricanas están plegadas allí en un doble pliegue anticlinal que constituye el eje de la barra de cuarcitas. A la altura del valle de Río Mayor todavía se doblan de nuevo, dando un anticlinal ligeramente vergente al SE. que se hunde bajo las pizarras de la zona de transición de Las Cruces y Boronas. También en los pliegues de Pequeiro hay una marcada tendencia a verger hacia el SE.

La depresión de Boronas-Río Mayor es, en realidad, un sinclinal disimétrico vergente al SE., formado por un núcleo de pizarras de las zonas de transición y flancos de cuarcitas armoricanas; el flanco disimétrico es el de la Sierra de Pequeira, gracias a que las cuarcitas armoricanas cabalgan ligeramente a las pizarras de Luarca con desaparición de casi la totalidad de la zona de transición. Por este motivo el nivel ferrífero aparece en la vertiente oriental del valle, en el flanco de El Peñón y no, en cambio, en la occidental. El relieve de El Peñón está formado por la reaparición de un anticlinal de cuarcitas armoricanas repitiendo abreviadamente la estructura de Pequeira, un poco más al E.; el afloramiento es aquí mucho más estrecho y termina periferalmente en Artosa, emitiendo todavía un apéndice anticlinal en Peña de

Buxteilde; tanto el anticlinal de El Peñón como el de Peña de Buxteilde so disimétricos y cabalgan ligeramente a las pizarras de Luarca con sus flanco orientales. En su consecuencia, también los horizontes ferríferos aparecen e el flanco occidental y están ausentes en el oriental.

Hacia el SW. de Artosa estas estructuras se diluyen en la masa de pizarras de Luarca que forma todos los montes hasta Busantiane; el estilo "armoricano" de estas pizarras no permite la clara observación de la continuidad de los accidentes.

En su consecuencia el anticlinorio de Rañadoiro y sus accesorios está constituido por los siguientes elementos tectónicos, de W. a E.:

1. Anticlinal de Barayo o del Estudiante, modelado íntegramente en las cuarcitas armoricana. El flanco W. se oculta bajo la zona de transición del Barayo. Es un anticlinal casi recto, ligeramente vergente al SE.
2. Sinclinal de Peguerra, de estilo jurásico, ligeramente vergente al SE., modelado íntegramente en cuarcitas armoricanas.
3. Anticlinal de Hervedosa, más apretado que los anteriores y netamente vergente al SE. Modelado en cuarcitas armoricanas. Flanco SE. cabalgante sobre el sinclinorio de Boronas.
4. Sinclinal de Boronas; modelado en la serie de transición y en las pizarras de Luarca. El flanco NW. desaparece en buena parte bajo el cabalgamiento del anticlinal de Hervedosa. Resulta, pues, un pliegue disimétrico, claramente vergente al SE.
5. Anticlinal de El Peñón, claramente disimétrico, vergente al SE., cabalgando por el flanco SE. a las pizarras de Luarca. Tiene núcleo de cuarcitas armoricanas y flancos de la serie de transición-pizarras de Luarca.
6. Sinclinal de Artosa, desarrollado hacia el NE. hasta Los Remedios. Pliegue disimétrico cabalgado por el NW. por el anterior. Núcleo de la serie de transición y pizarras de Luarca y flancos de cuarcitas armoricanas.
7. Anticlinal de Peña de Buxteilde, repetición hacia el E. de la estructura de El Peñón.

Al N. de la carretera de Galicia se reconocen las mismas estructuras allí donde lo permiten los afloramientos, la cobertera cuaternaria de la plataforma litoral y el claro hundimiento de los ejes de los pliegues hacia el NE., que obliga a un mayor desarrollo superficial de las pizarras de Luarca en la zona costera.

#### b) El sinclinorio de Pico Quemado

Al SE. del complejo de Rañadoiro se desarrolla el sinclinorio de Pico Quemado; se trata de un accidente modelado íntegramente en las pizarras

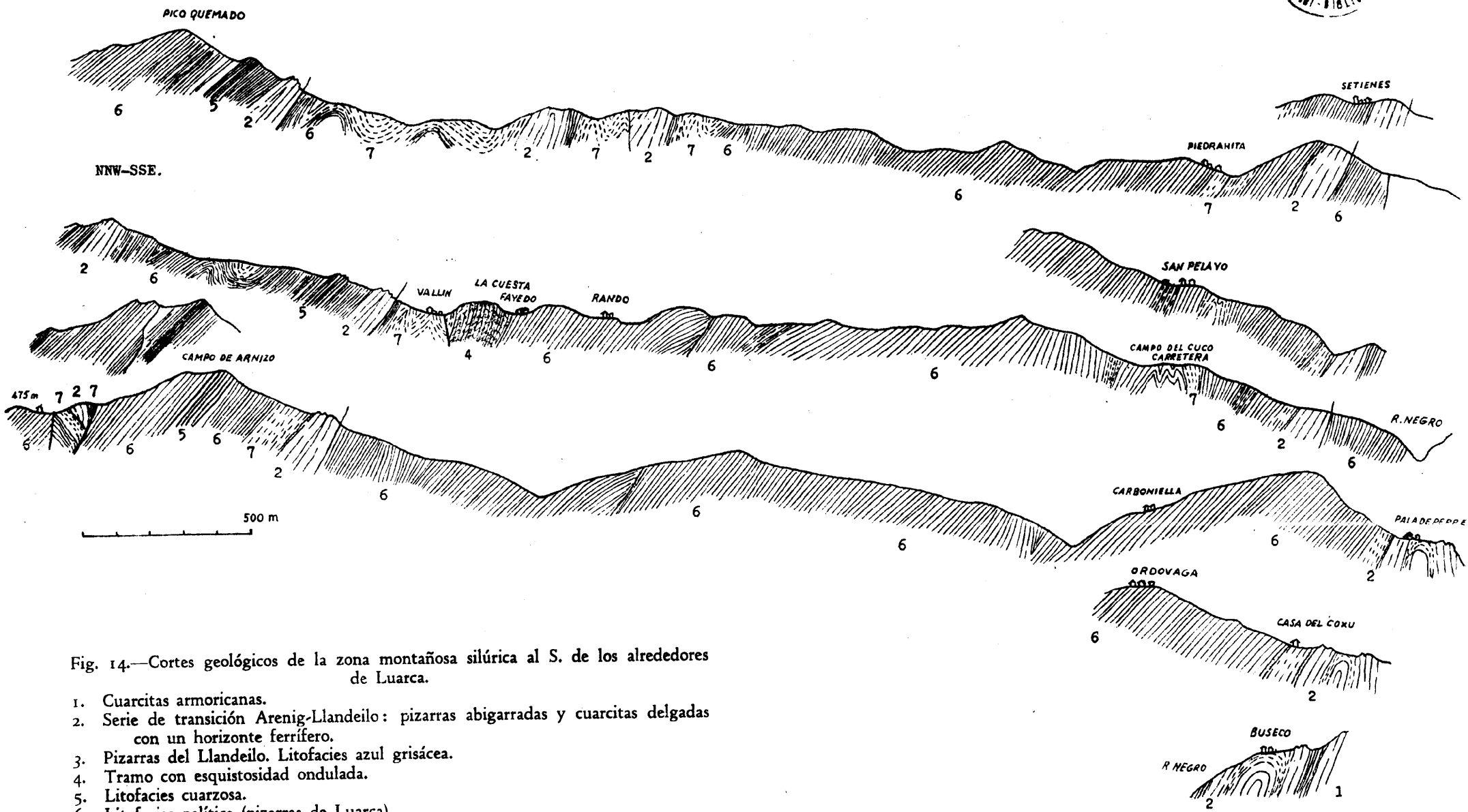


Fig. 14.—Cortes geológicos de la zona montañosa silúrica al S. de los alrededores de Luarca.

1. Cuarcitas armóricas.
2. Serie de transición Arenig-Llandeilo: pizarras abigarradas y cuarcitas delgadas con un horizonte ferrífero.
3. Pizarras del Llandeilo. Litofacies azul grisácea.
4. Tramo con esquistosidad ondulada.
5. Litofacies cuarzosa.
6. Litofacies pelítica (pizarras de Luarca).
7. Litofacies arcillosa, color "salmón".
- Q. Filón de cuarzo.

del Llandeilo, situadas entre el anticlinal de Peña de Buxteilde y las cuarcitas de Pico Quemado y de La Perdiz.

La monotonía petrográfica y la ausencia de cortes no permite obtener una idea exacta de las características estructurales precisas de este accidente, puesto que reconociendo las vertientes occidentales de Pico Quemado (La Quemadina o Caimadina), especialmente el cordal de La Fajera hasta el Cerrón, no son discernibles las charnelas que forzosamente han de existir en un afloramiento de pizarras del Llandeilo que tiene una anchura de 1.500 metros. Los cambios de buzamiento y la repetición de las capas de pizarras cuarzosas que sirven de guías permiten, por lo menos, admitir la existencia de un amplio sinclinal vergente al SE. y ligeramente disimétrico, por estar un flanco NW. cabalgando por el anticlinal de Peña Buxteilde; es posible, no obstante, que existan otros pliegues accesorios indiscernibles a través del análisis general practicado. Entre Los Remedios y Casona hay que admitir por lo menos otro doble pliegue anticlinal, pues la potencia de las pizarras de litofacies "salmón" es incompatible con la extensión del afloramiento.

El flanco SE. del sinclinorio se apoya sobre las cuarcitas de la mina "La Perdiz", que afloran en la vertiente SE. de Peña Quemada, en una anchura de 25 m. escasos. No obstante la estrechez del afloramiento, estas cuarcitas constituyen la terminación apical de una charnela desarrollada en la serie de transición y probablemente mecanizada por su flanco SE.; el flanco NW. es normal, como lo acredita el afloramiento del horizonte ferrífero, especialmente claro en Berradas.

#### c) El sinclinorio de El Vallín

Entre las cuarcitas de Pico Quemado y el Cámbrico de Río Negro se desarrolla un importante elemento estructural que comprende un tercio del conjunto tectónico de la zona montañosa meridional que denominamos sinclinorio de El Vallín. En realidad pueden hacerse con él por lo menos cuatro elementos: primero, sinclinorio de Constancios; segundo, anticlinal de El Vallín; tercero, sinclinorio de Rando y, cuarto, complejo de Las Cogollas.

##### 1.º EL SINCLINORIO DE CONSTANCIOS.

Ascendiendo desde Constancios a Pico Quemado, por el cordal de Don Antonio, se cortan las capas de pizarras "salmón" claramente plegadas y colocadas entre las cuarcitas de Pico Quemado y las del Vallín. Los pliegues son de estilo jurásico, muy regulares y prácticamente avergentes, excepto el más occidental, cuyo flanco NW., cabalgado por las cuarcitas de Pico Quemado, es manifiestamente disimétrico; más hacia el SW. del sinclinorio los pliegues

se modelan sobre las pizarras azuladas y tienden claramente a la vergencia SE., se agudizan y ya en Paradines tienen estilo "armoricano" típico.

## 2.º EL ANTICLINAL DE EL VALLÍN.

Al NW. de El Vallín afloran de nuevo las cuarcitas de la serie de transición repitiendo la estructura de las de Pico Quemado; en este punto el anticlinal es muy agudo, casi perforante y falta casi completamente el flanco sudeste. En este accidente la primera impresión del observador es la de tratar de una capa de cuarcita intercalada entre las pizarras del Llandeilo; lo que ocurre en realidad con el ya descrito anticlinal de La Perdiz y con el que describirá en Barceda. No obstante, siguiendo las corridas se encuentra siempre un corte en el que aparece la charnela más o menos completa.

## 3.º EL SINCLINORIO DE RANDO.

Es el elemento más extenso del sinclinorio de El Vallín. Se trata, en realidad, de un elemento de orden menor dentro del conjunto desarrollado completamente en las pizarras azuladas del Llandeilo. Únicamente en El Vallín y en Godón-San Pelayo aparecen tramos de pizarras "salmón", y en estos puntos se ven charnelas que revelan la complejidad tectónica del sinclinorio. En Vallín las pizarras "salmón" describen pliegues algo apretados vergentes al SE.; en San Pelayo y Godón el conjunto parece constituir un pequeño anticlinorio recto; la masa principal de pizarras azuladas es de más difícil análisis; no obstante, al S. de Rando aparece un claro cabalgamiento dentro de las propias pizarras, y los numerosos cambios de buzamiento acreditan sobradamente la presencia de pliegues; en Fayedo, las pizarras azuladas grisáceas, que allí buzaban 80°-NW., tienen una esquistosidad ondulada muy característica.

El conjunto del sinclinorio se apoya sobre las cuarcitas de Las Cogollas, larga corrida que atraviesa la parte oriental de la zona estudiada, desde Barceda a Luarca. Estas cuarcitas están cortadas por una larga falla que sigue aproximadamente su misma dirección y que los pone en contacto violentamente con el Cámbrico de Río Negro. El flanco NW. es normal, como lo acredita el desarrollo del tramo ferrífero en Barceda y Las Cogollas.

Fuera de la zona estudiada, a cuatro kilómetros al SW. de Barceda, la corrida de cuarcitas permite ver claramente su estructura. En Buseco el Río Negro corta una magnífica charnela anticlinal en las cuarcitas de la zona de transición, ligeramente vergente al SE.; la charnela atraviesa Río Negro hacia el NE. y pasa cerca de la Casa del Coxu, bajo Ordovaga, conservándose todavía casi intacta en Paladeperre; más hacia el NE. aparece ya cortada por

la falla mencionada, dando entonces, como siempre, la impresión de una capa intercalada.

Así pues, podemos distinguir en el sinclinorio de Vallín los siguientes elementos estructurales de NW. a SE.:

1. Anticlinorio de Vallín. formado por varios pliegues agudos con tendencia a verger hacia el SE., modelados en las pizarras "salmón".
2. Cabalgamiento de Rando. Superposición de un paquete de pizarra azules a otro igual fuertemente inclinado al NW.
3. Zona de pliegues de estilo "armoricano" de Grandavil, desarrollado en pizarras azules.
4. Zona de charnelas de San Pelayo-Godón, formada por pliegues rectos de ejes indecisos, modelados sobre pizarras "salmón".
5. Anticlinal de Buseco-Las Cogollas, modelado sobre las cuarcitas de la serie de transición.

## d) La estructura del Cámbrico de Río Negro

Las vertientes orientales de Río Negro, desde Telares a Almuña, están formadas por Cámbrico que, en su conjunto, tienen las mismas características tectónicas que el Ordoviciense de más al E.; el conjunto son pliegues netamente jurásicos, orientados NE.-SW., como los del Ordoviciense y con claras

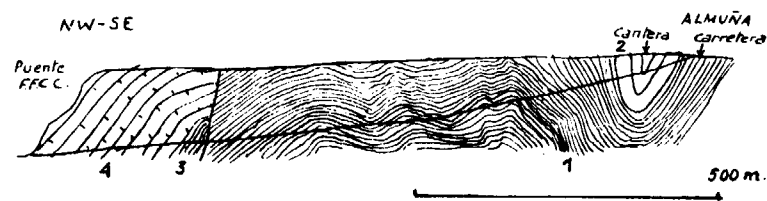


Fig. 15.—Corte geológico por la vertiente E. de Río Negro, a lo largo de la carretera de Luarca a Almuña.

1. Pizarras negras, ampelíticas, con lechos de cuarzo y zonas piritíferas (Cámbrico).
2. Cuarcitas de Almuña (Cámbrico).
3. Pizarras azuladas (Ordoviciense).
4. Cuarcitas armoricanas (Skiddawiense).

vergencias hacia el SE. Se pueden distinguir en este Cámbrico, de NW. a SE., los siguientes elementos tectónicos:

1. Anticlinal de Río Negro. Pliegue recto de puro estilo jurásico, modelado en las pizarras negras georgienses.
2. Sinclinal del Gayo-Almuña. Gemelo al anterior; en el Gayo mode-

lado en las mismas pizarras negras. En Almuña parece en el núcleo una charnela de cuarcitas georgienses.

3. Flexión compleja de La Venta. Sucesión de pequeñas charnelas que, en su conjunto, describen un pliegue monosinclinal en la cota 234 metros. Modelado en la serie flysch georgiense.

4. Anticlinal de La Figal, de flancos de flysch y núcleo de pizarras abigarradas de Fontoria, con neta vergencia SE.

5. Sinclinal de La Ruda, en el flysch.

Este conjunto de pliegues tiene el mismo estilo y características que el resto del territorio modelado en el Ordoviciense; no obstante, esta uniformidad estructural queda rota por un accidente totalmente disarmónico en el conjunto tectónico de Luarca. Se trata de un cabalgamiento de toda la serie cámbrica sobre el Ordoviciense, que aparece muy claramente entre Saliente, Telares y la carretera de Barceda; allí el flysch georgiense cabalga ostensiblemente a las pizarras y cuarcitas de la serie de transición Arenig-Llandeilo, vergiendo hacia el NW. (!) el plano de cabalgamiento; este plano corta la carretera de Luarca a Barceda bajo el cerro de Las Cogollas, y a su vez está cortado por la falla general que pone en contacto al Cámbrico con el Ordoviciense.

Dada la clara vergencia hacia el SE. que tienen todos los pliegues de la zona de Luarca y aun los del occidente de Asturias, la presencia de accidentes con vergencias contrarias a las normales plantea un problema tectogénico que no puede resolverse en este trabajo.

## E) EL DESARROLLO ESPACIAL DEL PLEGAMIENTO Y ESTILOS TECTONICOS

En la zona de Luarca encontramos únicamente superpuestos tres elementos tectónicos que hacen variar verticalmente las características estructurales: el Cámbrico, las cuarcitas armoricanas y las pizarras del Llandeilo. Cámbrico y cuarcitas armoricanas dan un plegamiento armónico de estilo jurásico, de gran regularidad, mientras que las pizarras del Llandeilo dan formas mucho más agudas y apretadas que originan lo que hemos propuesto denominar "estilo armoricano" por encontrarlo en todas las masas plegadas de pizarras del Llandeilo (35). La superposición de ambos estilos origina roturas y despegues (Abscherung = escuela alemana) en los contactos cuarcitas-pizarras, fruto de una tectónica diferencial, perfectamente acusada por las diferencias de plasticidad entre ambas series.

Pero aparte de estas variaciones verticales de la estructura, impuestas por

las diferencias mecánicas existentes entre los materiales, aparecen otras variaciones sobre un mismo plano, determinadas por las oscilaciones verticales de ejes de pliegues paralelos. Así, desde el anticlinorio de Rañadoiro, hacia el E., los ejes de los pliegues anticlinales paralelos a este anticlinorio ocupan cada vez una posición más baja con respecto al horizonte, lo que hace que los ejes de los anticlinales de cuarcita afloren apenas entre las pizarras de Luarca, originando el gran sinclinal central que preside la estructura del

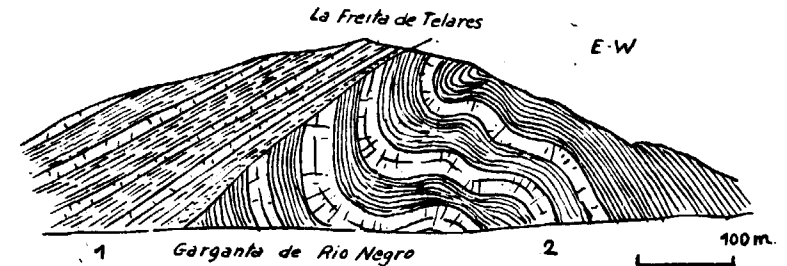


Fig. 16.—Cabalgamiento del Cámbrico sobre el Ordoviciense en Río Negro.

1. Flysch potsdamiense.
2. Cuarcitas y pizarras de la serie de transición Arenig-Llandeilo.

territorio estudiado. También en el sentido longitudinal parece iniciarse un ligero descenso de los ejes hacia el NE., pero no tiene repercusiones tectónicas ni morfológicas por ser apenas acusable.

Así pues, aunque no pueda hablarse en esta zona de tectónica en "stockwerck", no es menos cierto que existen dos pisos de elementos tectónicos con estilos diferentes: 1.º Un piso inferior, formado por los materiales cámbricos y las cuarcitas armoricanas, y 2.º Un piso superior, constituido por las piza-



Fig. 17.—Contacto mecánico del Cámbrico y del Ordoviciense de Luarca a Barceda, sobre Saliente.

1. Cuarcitas armoricanas.
2. Pizarras verdosas.
3. Milonita clara.
4. Caolín.
5. Cuarcitas potsdamienses milonitizadas en la base.



rras del Llandeilo. En el primero se desarrolla una tectónica de estilo jurásico; en el segundo aparece el estilo "armórico".

Estos dos planos tectónicos superpuestos son la consecuencia de la anisotropía tectónica existente en las series estratigráficas cámbrico-ordovicienses que integran el roquedo de esta región.

## F) LA TECTONICA ALPIDICA

El país astur terminó su plegamiento al finalizar la Era Herciniana; en el transcurso de los tiempos mesozoicos y eoterciarios constituyó el antepaís de la cuenca sedimentaria pirenaica (24). Durante este largo periodo, evaluado según los criterios más recientes (19) en ciento noventa millones de años, las granitizaciones póstumo-tectónicas con el consiguiente metamorfismo, las sucesivas epirogénesis y la compactación y lapidificación mecánica de los materiales convirtió el conjunto orógeno del Paleozoico asturiano en un material "hemigratígeno" (26), incapaz de producir formas de plegamiento sometido a nuevos esfuerzos orogénicos. Por esto, durante la orogénesis alpídica el territorio asturiano se fragmenta en dovelas limitadas por largas fallas (26) que en Oviedo afecta al Cretácico, Ludicense y Oligoceno (25), y por tanto no cabe duda de su edad neógena.

En el territorio de Luarca estos accidentes son escasos y se reducen a: 1.º Falla de Río Negro, y 2.º Conjunto de fracturas Vallín-Sabugo.

### a) La falla de Río Negro

Es un accidente rectilíneo orientado NE.-SW., cuyo plano sufre una ligera oscilación de SW. a NE. de tal modo que, en Barceda, está inclinado 85° SE. y es, por tanto, una falla inversa, puesto que el labio elevado corresponde al Cámbrico de Río Negro, mientras que en Luarca se inclina 80°, con lo que adquiere los caracteres de falla normal.

Este largo accidente de más de seis kilómetros dentro de la zona estudiada tiene un salto muy constante evaluable en un mínimo de 500 metros.

### b) El campo de fracturas del Vallín

En la zona occidental del mapa, y a partir del meridiano de El Vallín, aparecen varias fallas conformes que cortan la continuidad de las alineaciones hercinianas; la mayoría tienen orientaciones que caen dentro del cuarto cuadrante: N. 25° W., NW.-SE., W. 40° N. Sólo la fractura de Arnizo tiene orientación E. 20° N.

La más importante es la que pasa al W. de Constancios y termina en la playa de Sabugo, cortando ostensiblemente los sinclinos del Vallín y Pico Quemado; las restantes son ligeras roturas de muy poco salto que apenas rompen el neto desarrollo de las alineaciones hercinianas.

Estos accidentes dividen el territorio luarqués en tres grandes bloques:

1. Bloque elevado de Río Negro, constituido en su mayor parte por Cámbrico, limitado por la falla longitudinal de Río Negro.
2. Fosa litoral, de forma triangular, limitada por el accidente de Río

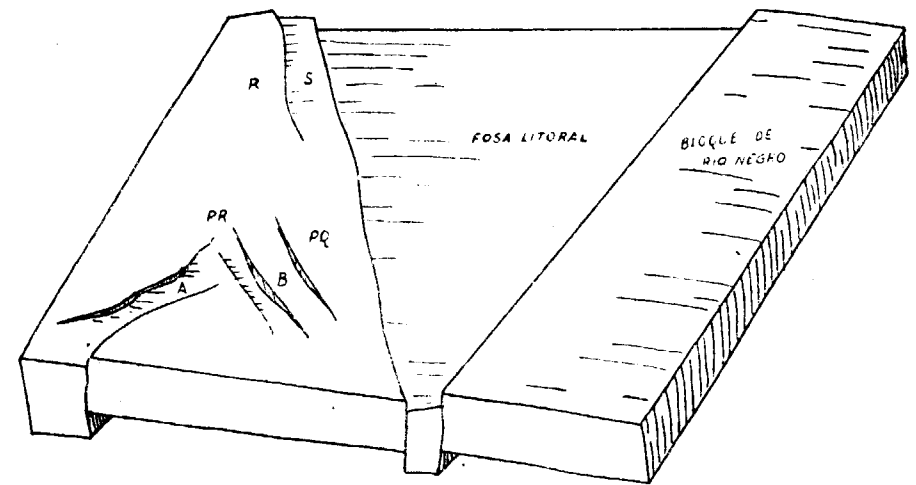


Fig. 18.—Bloque estructural de los accidentes alpídicos.

- S. Escalón de Sabugo.
- R. Escalón de Rañadoiro.
- PQ. Horst de Pico Quemado.
- B. Escalón de Berradoiro.
- PR. Foseta de Peñas Rubias.
- A. Foseta de Arnizo.

Negro y por la falla conforme de Constancios. Esta fosa tiene un escalón por el borde NW., el escalón de Sabugo, limitado por la falla de Sabugo.

3. Horst de Pico Quemado, limitado por la falla de Constancios y por la de Pico Quemado.

4. Escalón de Barradoiro, que limita la pequeña y estrecha foseta de Peñas Rubias.

5. Fosa de Arnizo, de orientación NE.-SW.

### G) TECTOGENESIS Y FASES OROGENICAS

El análisis estratigráfico realizado en el capítulo correspondiente de tratigrafía nos ilustra acerca de la existencia de oscilaciones del nivel mar durante la sedimentación; en el Cámbrico era un ciclo sedimenta completo desarrollado dentro del flysch georgiense el que implicaba un movimiento de regresión y otro de transgresión del nivel del mar, movimiento que comenzaba a repetirse al iniciarse el depósito de las areniscas de Almuñ Pero estos movimientos no implicaban la existencia de movimientos orogénicos en zonas próximas, ni siquiera epirogénicos; pueden ser simples movimientos eustáticos. Lo propio ocurre dentro del Ordoviciense, a pesar que, en efecto, entre el Skiddawiense y el Llandeilo tiene lugar una importante transgresión, provocada probablemente por la subsidencia de la cuenca sedimentaria.

Tampoco en la región estudiada hay datos para precisar el momento de plegamiento, puesto que por ser ordovicienses los materiales más modernos sólo podemos decir que es post-ordoviciense. Es necesario relacionar el plegamiento de Luarca con el del resto de Asturias para poder llegar a conclusiones más concretas. La zona más próxima a Luarca, con materiales más modernos, es Tineo. Allí aparece el Estefaniense A-B discordante sobre el Cámbrico (36), lo que implica que el plegamiento de dicho Cámbrico debe ser anterior y con gran probabilidad de fase astúrica, si se tiene en cuenta que más al E. puede seguirse la continuidad sedimentaria desde el Cámbrico al Westfaliense D, con la salvedad de las lagunas estratigráficas existentes, pero sin huella alguna de movimientos orogénicos. Recientemente hemos trazado un cuadro de los movimientos corticales hercinianos de Asturias y remitimos allí al lector (32). No obstante, no podemos silenciar el importante hecho que los materiales devónicos terminan en Salas, no encontrándose rastros de ellos en el occidente de Asturias. Esto hace creer que la cuenca devónica estuvo circunscrita en el centro de Asturias y que durante el establecimiento de esta cuenca la zona occidental asturiana, y con ella el territorio de Luarca, estaba emergido. ¿Qué carácter tuvo esta emersión? Indudablemente fue por lo menos epirogénico, pudiendo corresponder a una sinorogénica de fase érica, tal como hemos pensado en otras ocasiones (27), pero no hay que desechar la posibilidad de que esta emersión fuera en realidad el prelude del plegamiento herciniano que hubiera comenzado a propagarse de W. a E., desde el Ludlow en el occidente hasta el Westfaliense D en el centro de Asturias. En este caso los primeros plegamientos asturianos serían caledonianos tardíos. No obstante, no podemos decir a este respecto la última palabra.

En resumen, pues, sólo puede decirse que el principal plegamiento herciniano de Luarca es, probablemente, de fase astúrica, sin perjuicio de que haya sido removilizado por otros plegamientos pérmicos, puesto que no sólo está plegado también el Estefaniense C de Cangas del Narcea, sino también el Rotliegende superior del N. de Asturias (38), (39). Como ya hemos indicado en otras ocasiones, es probable, pues, que las fases saálica y pfálica hayan afectado también al núcleo asturiano.

La historia paleontológica del territorio luarqués durante el Paleozoico puede resumirse, pues, en los siguientes episodios:

- 1.º Sedimentación cámbrico-ordoviciense con movimientos subsidentes acusados por los litotopos.
- 2.º Sinorogénica érica autora de la emersión del territorio durante el Devónico y Carbonífero inferior.
- 3.º Orogénica astúrica, responsable del plegamiento principal.
- 4.º Orogénica saálica y pfálica que retocan los pliegues astúricos.

A la tectónica herciniana de tipo alpino se superpone, finalmente, en el Terciario, la tectónica germánica que divide en bloques y dovelas el territorio plegado.

## IV. Morfología

En la introducción geográfica se habló ya de los tres elementos morfológicos fundamentales que integran el territorio de Luarca: 1.º La costa; 2.º La plataforma litoral; 3.º La zona montañosa interior.

### A) LA COSTA

La costa tiene neto carácter estructural y transversal. En su trazado se acusan en extremo las diferencias petrográficas y tectónicas existentes entre los materiales que la integran. Las cuarcitas armoricanas desempeñan aquí el principal papel, puesto que por su dureza determinan los salientes más acusados de la costa, entre los que sobresale, por su robustez, el Cabo Esbarraidoiro, en la zona occidental. No en vano llamó BARROIS a las cuarcitas armoricanas "cuarcitas de los Cabos".

También las pizarras de Luarca, especialmente los niveles cuarzosos, resisten tenazmente a la abrasión marina, como lo prueba el irregular trazado de la costa que limita la plataforma litoral desde Sabugo a Luarca.

Pero si por sus características petrográficas la costa luarquesa tiene general marcado juvenil, propio de una costa brava, en cambio por su evolución morfológica tiene caracteres de prematura senilidad, como lo acredita la presencia de rías y estuarios, reveladores de una invasión reciente de los valles fluviales por el mar, que tiende a disminuir el potencial erosivo y la consiguiente creación de barras y lagunas litorales. En este sentido la desembocadura del río Barayo está mucho más evolucionada que la de Río Negro, y lo propio pasa con su vecino el valle del Esva o de Canero, a pocos kilómetros al E. de Luarca. Nuestro breve estudio morfológico no permite, no obstante, aequilatar las transformaciones recientes de la costa luarquesa.

## B) LA PLATAFORMA LITORAL

A cualquier viajero observador le llama forzosamente la atención la sencillez de una forma topográfica tan neta, monótona y bien definida, como plataforma litoral que se extiende a lo largo de toda la costa asturiana. Obstante, en el segmento luarqués es sin duda donde tiene más individualidad topográfica, sólo interrumpida al W. por el relieve de Monte Faro. Sin embargo, si se analiza más detalladamente esta plataforma, se descubre mayor complejidad morfológica de la que podría sospecharse al primer vistazo, puesto que se observa en seguida que la plataforma de 60 metros sólo asciende suavemente hacia el interior hasta alcanzar los 100 metros, que al llegar a la costa no se desploma violentamente, sino que muchas veces desciende hasta el mar por un escalón de 20 metros. Al W. de Luarca elementos morfológicos que pueden reconocerse son los siguientes:

1. Plataforma de abrasión de 20 metros.
2. Escalón rocoso de 35-40 metros de desnivel cubierto en parte por coluviones procedentes de la degradación de la terraza de 60 metros.
3. Plataforma de abrasión y terraza marina de 60 metros que hacia el interior asciende hasta 100 metros.
4. Coluvión fosilizando el antiguo acantilado costero, con lentejo de caolín.

La plataforma de 20 m. está muy mal conservada, pues ha sido destruida en buena parte por la abrasión actual, hasta el punto de que en muchos sitios ha desaparecido completamente. Al N. de Vigo pueden verse perfectamente los cuatro elementos morfológicos indicados. La plataforma de 20 metros forma allí la punta de Cañares, y la isla de Pedrona es un residuo de plataforma.

También al E. de Sabugo hemos reconocido claramente los dos niveles de 20 y 60 m. separados por un talud irregular. En la parte estratigráfica describimos ya el sedimento de la playa de Sabugo a 2-3 m. sobre el mar que acredita la existencia de otra terraza marina, actualmente degradada por la abrasión, correspondiente a otra plataforma antigua hoy hundida bajo el mar, probablemente antiguo nivel de base de los valles de las actuales riberas.

Sobre el origen de estas plataformas parecen bastante explícitos los datos que los fosilizan, y en el caso de las rasas luarqueñas, a nuestro modo de ver, deben ser consideradas como plataformas de abrasión encajadas. En lugar de hablar de los depósitos que los fosilizan ya indicamos que provisionalmente podíamos admitir, con BIROT y SOLÉ (4), edad tirreniense para la rasa de 60 metros. En este caso el cuadro de las formas litorales de Luarca podría quedar constituido provisionalmente de la manera siguiente:

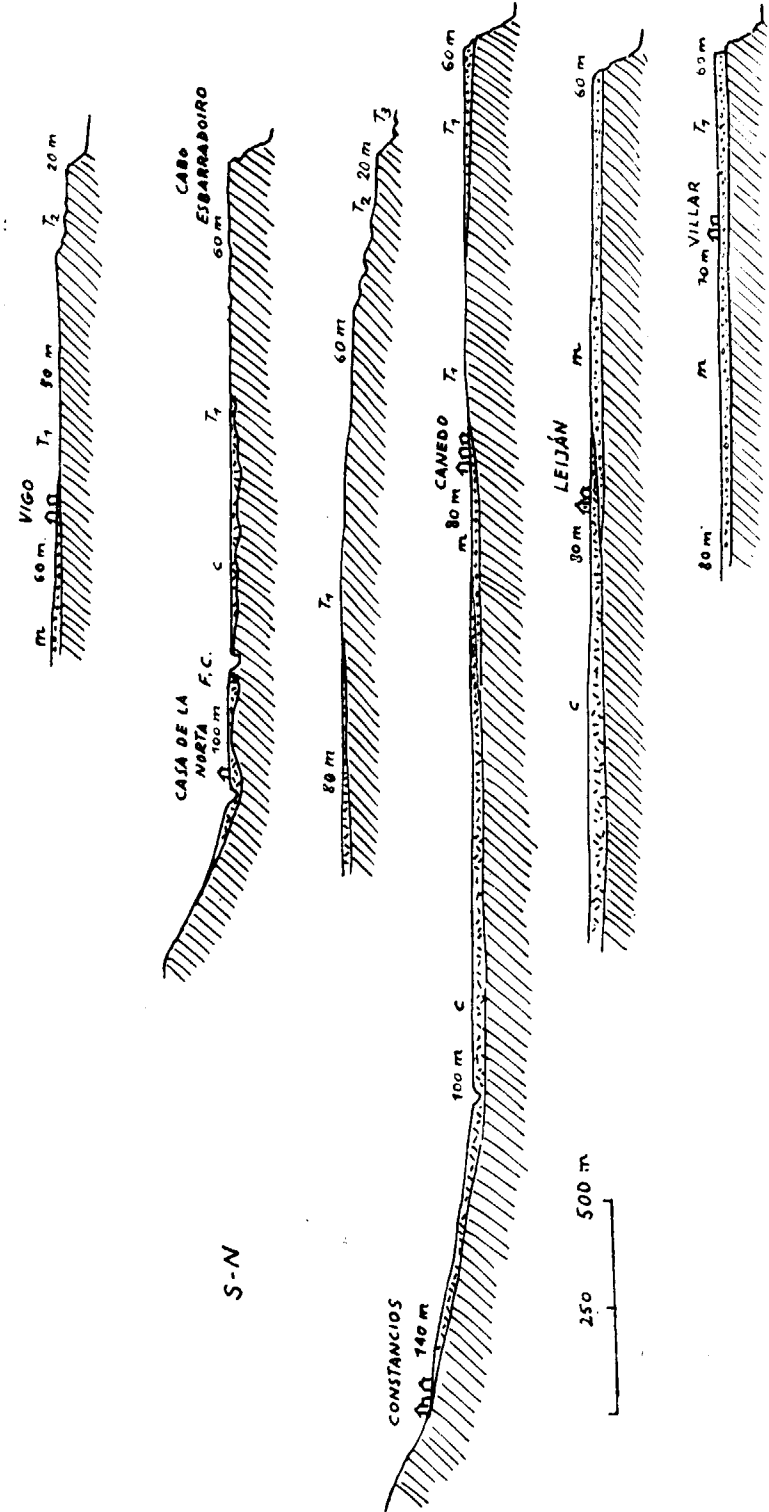


Fig. 19.—Perfiles de la plataforma litoral.  
T<sub>1</sub>, Tirreniense I.—T<sub>2</sub>, Tirreniense II.—T<sub>3</sub>, Tirreniense III.  
m. Depósitos marinos.—c. Coluviones.

Rasa de 60-100 m. con terraza marina...	Tirreniense I.
Rasa de 20 m. sin depósitos ... ..	Tirreniense II.
Depósitos de Sabugo y rasa hundida ...	Tirreniense III.

### C) LOS RELIEVES DEL INTERIOR

La zona montañosa del interior está constituida por un conjunto de lieves medios, de formas maduras, aunque se advierten huellas de un rejuvenecimiento reciente, puesto que entre ellos aparecen claros restos de formas seniles representados por hombreras rocosas que acreditan una historia morfológica de carácter cíclico y bastante compleja.

#### a) Los relieves cíclicos

Los restos de los relieves más antiguos deben buscarse en estas hombreras que acreditan la existencia de otros tantos ciclos de erosión encajados. Las cumbres más elevadas de la región, y zonas limítrofes, son los vértices del Estoupo (847 m.) y Panondres (842 m.), situados a 4 y 2 kilómetros respectivamente al S. del límite meridional de la Hoja. Estas cumbres forman parte de un relieve residual a manera de "gipfelflur", que debió constituir una penillanura hoy apenas conservada. Pero por debajo de estos antiguos relieves aparece otra "gipfelflur" más moderna y mejor conservada entre los 500 y 600 m., de la que forma parte el cordal de Pico Quemado (469 metros), ya dentro de nuestra zona, que hacia el S. enlaza con Arnizo (653 metros) y vertiente de Panondres.

En esta segunda "gipfelflur" aparece todavía encajado un amplio nivel de erosión o penillanura parcial, cuya altura oscila alrededor de los 450 metros, magníficamente desarrollado en Tejadales-Ordovaga, a 2,5 kilómetros al S. de la Hoja; este valle muerto y profundamente degradado tiene otro resto muy extenso en el cordal de Vallín a San Pelayo, hasta el punto de que en las formas topográficas del cerro de Pando es aún posible adivinar huellas de un antiguo meandro.

A partir de esta penillanura parcial, hoy transformado en extenso nivel de superficie, se ha desarrollado la excavación actual, probablemente en etapas por lo menos, una a 200 m., representada por extensas hombreras, especialmente desarrolladas en el valle de Río Negro y, la actual, encajada en aquella. Finalmente, en las zonas inferiores de los valles aparece todavía el último epiciclo a 100 m. que enlaza con la rasa litoral de la misma altura.

No obstante, esta distribución no es siempre visible; muchas veces la morfología es bastante caótica, lo que hace sospechar que puedan existir

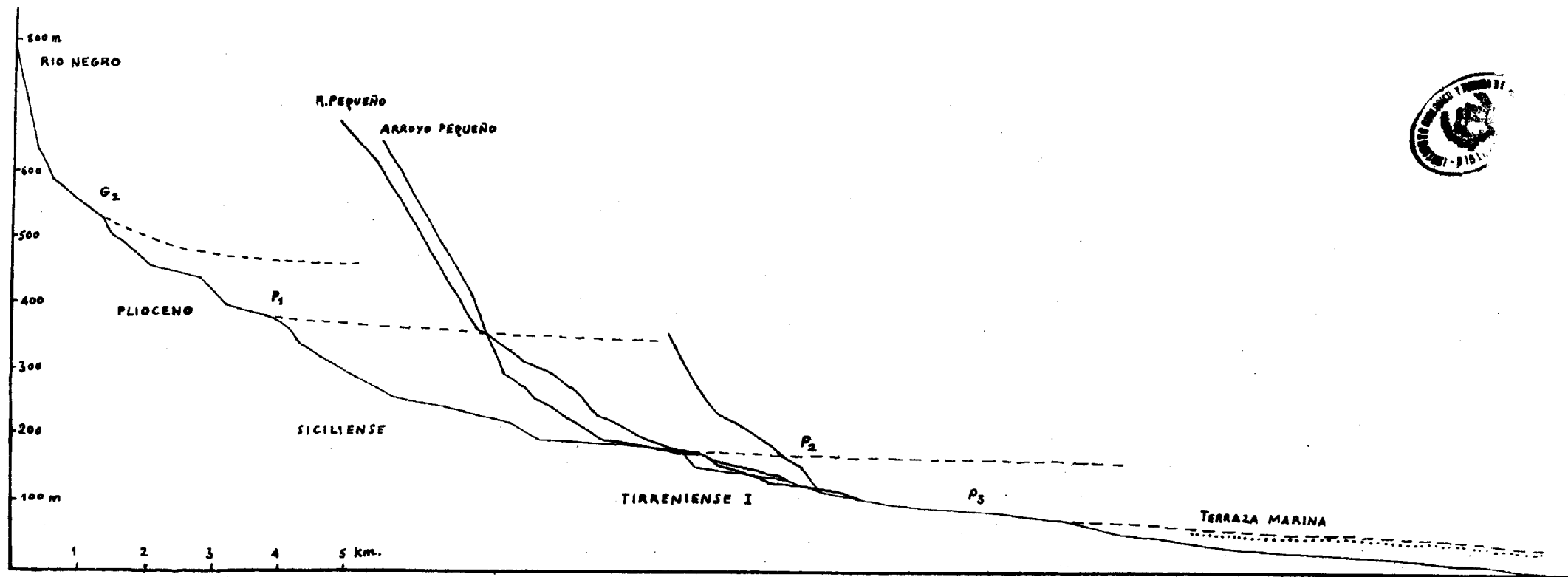


Fig. 20.—Perfil longitudinal del Río Negro y sus afluentes, con indicación de los ciclos de erosión pliocenos y cuaternarios.

otros niveles de carácter "penecíclico" en el sentido de ONDE, lo que enmascara completamente las formas y dificulta su interpretación.

De todos modos no nos cabe dudar de la existencia de los siguientes niveles cíclicos encajados:

- G<sub>1</sub> Gipfelflur de 800-900 metros.
- G<sub>2</sub> Gipfelflur de 500-600 metros.
- P<sub>1</sub> Penillanura parcial de 450 metros.
- P<sub>2</sub> Epiciclo de 200 metros.
- P<sub>3</sub> Epiciclo de 100 metros.
- Valle actual.

El análisis del perfil longitudinal de Río Negro es muy explícito a este respecto, pues no sólo se diferencian muy bien los niveles de erosión, sino que existen marcadas diferencias entre los dos segmentos de la curva a partir de 250-300 metros. La zona baja, de trazado más regular y seguro, revela los episodios recientes de la evolución morfológica ligados al desarrollo del litoral actual. La zona alta, en cambio, representa claramente los restos de relieves más antiguos sin relación directa con los niveles de base actuales o muertos, visibles hoy.

En cuanto a la edad de estos niveles, puede establecerse un punto de partida en el razonamiento, recordando que el epiciclo de 100 m. enlaza con la plataforma de abrasión de 60-100 m., considerada como Tirreniense I; en este caso el epiciclo P<sub>2</sub> (180-200 m.) podía ser siciliense, y la penillanura parcial P<sub>1</sub> (450 m.) ya sería pliocena, lo propio que las gipfelflur G<sub>2</sub> y G<sub>1</sub>. En este caso las dos regiones de la curva, con características morfológicas bien diferenciadas, separan claramente el Plioceno del Cuaternario.

#### b) El relieve apalachiense

No obstante los acusados signos de vejez ya indicados, el relieve del interior es un territorio que en época reciente, probablemente Tirreniense III, sufrió un rejuvenecimiento como resultado de la regresión grimaldiense. En este momento, sobre las formas maduras dejadas por los ciclos de erosión anteriores, se modelan otros de carácter más juvenil, las diferencias litológicas se acentúan y surge un relieve de tipo apalachiense, en el que la erosión diferencial desempeña un importante papel. No obstante, es probable que la generación de este relieve estuviera ya preparada por los sucesivos rejuvenecimientos correspondientes a cada ciclo de erosión.

La estructura condiciona las formas apalachienses; las cuarcitas destacan en el relieve formando crestas y hog-backs según sus buzamientos. El anti-

clinorio de Pegueira-El Faro, modelado en cuarcitas, destaca en el relieve, lo propio ocurre con el flysch cámbrico.

#### D) LA RED HIDROGRAFICA ACTUAL

La red hidrográfica actual es fiel reflejo del rejuvenecimiento grimaldiense. Es una red claramente subsecuente, condicionada por la estructura de aquí que las arterias fluviales más importantes, Río Barayo y Río Negro corran de SW. a NE. condicionados por los arrumbamientos de las cuarcitas. Estos valles se trazaron precisamente en los contactos Arenig-Llandeilo y los siguen casi rígidamente. Sobre la plataforma litoral, en cambio, hay una gran desorganización hidrográfica, a consecuencia de que los cursos se han trazado sobre la terraza tirreniense y tienden al epigenismo.

El único curso claramente consecuente es el del río Vidural, afluente del Barayo, que corta transversalmente el anticlinorio de cuarcitas de Pegueira, antes de afluir al Barayo. La explicación de tal anomalía debe buscarse en la antecedencia hidrográfica del Vidural, que en el Siciliense corría de SW. a NE. siguiendo el contacto Arenig-Llandeilo, desde Boronas, por el collado de Las Cruces, hasta Lañada. El collado de Las Cruces es claramente el resto de un antiguo valle fluvial hoy muerto, cuyo curso actual, el arroyo de Río Mayor, tiene un caudal muy inferior al que le correspondería en relación con la anchura del valle. Es necesario invocar una captura del Vidural siciliense por un afluente transversal del Barayo, que funcionaría con un nivel mucho más bajo. Aún hoy hay una diferencia de nivel muy acusada entre el Vidural en Boronas (160 m.) y su punto de confluencia con el Barayo (75 m.), lo que explica sobradamente tal anomalía hidrográfica.

#### E) MORFOGENESIS

Con los datos que anteceden se puede trazar un cuadro más o menos aproximado de la evolución morfológica del territorio de Luarca, durante los últimos tiempos terciarios y el Cuaternario.

Todo el relieve actual deriva de la gipfelflur  $G_1$ , que hay que hacer remontar al Plioceno inferior o tal vez al Pontiense. Desde este momento se producen a largos intervalos acusados descensos del nivel de base cantábrico, generadores de los ciclos de erosión pliocenos  $G_2$  y  $P_1$ . Este último representa una fase fluvial de larga duración, como lo acredita la generación de la penillanura parcial de 450 metros. Los restos de esta penillanura constituyen todavía un elemento morfológico destacado del relieve actual (cordal de

Vallín-Rando). Los movimientos intrapliocenos generadores de los descensos de nivel de base debieron ser epigenéticos, de origen isostático, producidos por reajuste de las fallas limítrofes de la fosa cantábrica (28), como hemos supuesto en otra ocasión. Pero a partir de este momento comienza el eustatismo cuaternario con la regresión calabriense correspondiente al glaciar Gunz, probablemente generadora del epiciclo  $P_2$  (de 200 metros). La regresión romana (Rissienne) debió ser la responsable de la generación del epiciclo de 100 m. y rasa de 60-100 m. en el litoral. Finalmente, la regresión grimaldiense (Würmiense) es la responsable del rejuvenecimiento final, Apalachense, y de la instalación de la red hidrográfica actual. El ciclo grimaldiense (= Tirreniense III) es interrumpido recientemente por la transgresión flandiense, que ocupando los valles fluviales y generando las rías produce una tendencia al aborto del ciclo grimaldiense.

#### F) REFLEXIONES SOBRE LA MORFOGENESIS Y SU EDAD

Expuestas las cosas en la forma precedente parecen encajar perfectamente con las edades admitidas para el Cuaternario mediterráneo (SOLÉ). No hay que olvidar, no obstante, que toda la cronología está basada en las alturas de las terrazas y rasas litorales, y ésta varía considerablemente de unas zonas a otras de la costa. Al W. de Luarca tenemos un magnífico ejemplo de estas variaciones. Ya hemos dicho que entre Luarca y Sabugo la terraza tirreniense I está inclinada entre 100 y 60 metros; en Navia sigue entre 100 y 60; en la Caridad entre 80 y 50 m.; en Franco entre 70 y 40 m.; en Tapia entre 60 y 30 m.; en Figueras 20 m., y en Reinante, al otro lado del Eo, a 5 metros. ¡Existe, pues, una clara basculación de la terraza tirreniense I hacia el W., desde 60 m. en Luarca, a 5 m. en el Eo. Ello nos ilustra acerca de que, si consideráramos aisladamente la terraza de Reinante, podríamos confundirla fácilmente con el Tirreniense III! La elevación de la terraza prosigue hacia el E., alcanzando 80 m. en Bustos y 100 en Cabo Peñas.

Así pues, vemos cómo las características altimétricas de estas terrazas pueden variar considerablemente, sobre todo por dos motivos:

- 1.º Por la basculación hacia el W., perfectamente definida.
- 2.º Por el mayor o menor avance de la abrasión marina actual, cortando cada vez zonas más elevadas hacia el interior, de una misma terraza, consecuencia de su inclinación hacia el mar.

Ello nos obliga a ser prudentes en cuanto a la cronología y correlaciones de las terrazas y rasas se refiere, y explica sobradamente la diversidad de hipótesis y opiniones emitidas hasta la fecha sobre las mismas.



## V. Geología económica

La región estudiada no es rica en yacimientos minerales ni en materiales útiles, pues exceptuando los yacimientos de hematites de Río Negro y de las vertientes de Pico Quemado y valle de Boronas el resto se reduce a algunas capas de caolín de escaso interés y a las arcillas de Sabugo, que tampoco son interesantes industrialmente. Así pues, nuestro estudio de Geología económica se ceñirá estrictamente sobre estos yacimientos de minerales de hierro.

### A) LOS YACIMIENTOS FERRIFEROS

Los yacimientos ferríferos de Luarca fueron conocidos ya por ADARO, aunque muy someramente (1); cita en la costa de Luarca capas potentes de siderita que no se han vuelto a encontrar. Da alguna referencia sobre los yacimientos de Buseco y Río Negro, y adjunta un esquema con la distribución de los afloramientos y otro con la delimitación de algunas concesiones mineras.

Con los yacimientos actualmente conocidos podemos hacer dos grupos genéticos:

1. Yacimientos endógenos.
2. Yacimientos sedimentarios.

Los primeros son excepcionales; los segundos están ligados al desarrollo de la sedimentación ordoviciense y constituyen un horizonte ferrífero muy constante que se encuentra desde Normandía hasta León y Zamora.

#### a) Los yacimientos endógenos

Se conocen dos con claras características filonianas, tanto por su forma de yacer como por sus depósitos. El de Otur y el de La Barraca, cerca de Boronas.

1) YACIMIENTO DE OTUR.

Cerca de la aldea de Pedrea, en la confluencia de dos arroyuelos que bajan de las vertientes de Pico Quemado, llamada La Cascadiella, y arroyo en pizarras azuladas-abigarradas NNE.-SSW., verticales, hay un cillo de 2 a 5 cm de oligisto, de la misma dirección de las pizarras, inclinado 80° W., cortando oblicuamente las pizarras; los planos de esquistosidad están también algo metalizados.

En la misma cascada (La Cascadiella) hay también tres filoncillos W. a E.: filón de 0,3 metros; filón de 0,03 metros; filón de 0,06 metros. Estos son filones-capas que siguen paralelamente a la pizarrosidad, que coincide con la estratificación.

2) YACIMIENTOS DE LOS REMEDIOS Y LA BARRACA.

En Los Remedios hay una calicata semisubterránea que descubre un filón de oligisto de características mineralógicas idénticas a las de Pedrea, cortado por tres sistemas de fallas, W. 10-20° N., inclinado 80° S.; N.-S. vertical y NE.-SW., inclinado 50° SE.

Ello hace que no pueda determinarse la dirección del filón, pues es que las fallas delimitan dos fragmentos, uno de orientación casi W.-E., de 22 a 25 cm. de potencia, y otro N. 10-20° E., de 10-15 cm. Arma en las pizarras azuladas NNE.-SSW., buzando al W. 80°. Las fallas parecen proceder del movimiento de diaclasas de la misma orientación. No obstante, parece que la orientación general del filón sea de W. a E.

Un poco más al W. de Los Remedios, en el valle de La Barraca y muy cerca de la carretera vecinal de Boronas, hay una bocamina que da acceso a una galería de 14 metros de longitud excavada en las pizarras azuladas NNE.-SSW., buzando 80° al NW. Cerca de la terminación se corta un filón de oligisto de dirección NE.-SW., inclinado 45° NW. En la parte norte de la galería el filón tiene una potencia de 0,4 metros, estrechándose en el techo a 0,2 metros y alcanzando 0,3 metros en el suelo de la zona sur.

3) CONSIDERACIONES SOBRE LA GÉNESIS.

Los minerales de Otur, Los Remedios y La Barraca son oligistos con siguiente composición:

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P.C	Ph	Fe
Pedrea ... ..	1,2	2,4	8,3	12,2	1,2	58,
Los Remedios... ..	0,8	3,2	84,9	10,3	0,9	61,
La Barraca... ..	0,9	3,5	84,4	11,1	1,9	60,

Su alto contenido en Fe, Ph y pobreza en sílice acredita ya su origen endógeno, pero la estructura de su yacimiento, encajado en diaclasas que cortan oblicuamente en la mayoría de los casos las pizarras del Llandeilo, no ofrece dudas a este respecto. Hay que considerar, por lo tanto, la posibilidad de una metalización ferrífera, tardía, hercínica, contemporánea probablemente de la metalogénesis de los plutones de Boal y Salabe (33), (23). El oligisto ocupa un lugar muy alto en la escala de Fersmann (6), (6 bis) como mineral de baja temperatura de las hidrotermalitas, de manera que es lógico pensar que el origen del oligisto de Luarca guarde relación con la metalogénesis de occidente de Asturias.

Las fallas y diaclasas alpidicas cortan los filones, lo que refuerza la idea de su edad hercínica y de la metalogénesis.

Estas circunstancias genéticas hacen pensar que puedan existir relaciones

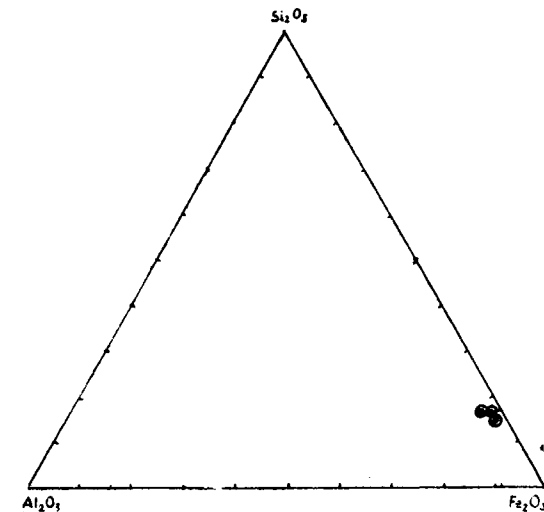


Fig. 21.—Composición de los oligistos endógenos de Luarca.

geométricas entre los distintos afloramientos de Otur, especialmente entre los de La Barraca y Los Remedios, puesto que no sólo proceden de la misma fase de metalización sino que ocupan los mismos sistemas de diaclasa W.-10°-N., W.-E., NE.-SW. y los planos de esquistosidad NNE.-SSW. Nada tendría, pues, de particular que dichos filones se reunieran en profundidad o formaran anastomosis, como es frecuente en los campos de filones análogos, sobre todo si se tiene en cuenta la distancia de varios kilómetros que los separa del plutón generador.

### b) Los yacimientos sedimentarios

Los restantes yacimientos ferríferos son claramente sedimentarios lo acreditan:

1. Su posición estratigráfica en la zona de transición Arenig-Llantán constante que puede adoptarse como capa guía.
2. Su estructura sedimentaria, ligada a la sedimentogénesis geológica.
3. Las características mineralógicas de los materiales, verdaderas ferríferas.

### c) Los afloramientos y sus características

Como hemos dicho, es tal la constancia de los horizontes ferríferos allí donde aflora el techo de la cuarcita armoricana es muy posible que rezca el horizonte ferrífero (los aldeanos dan el nombre de "ferreal" piedra cuarcita, por encontrarla siempre ligada a la hematites). Por consiguiente, en la zona de Luarca los afloramientos estarán localizados en principio en los flancos de los anticlinales de cuarcita armoricana y, por consiguiente, aparecerán en Río Negro, Vallín, Pico Quemado, El Peñón y rayo.

#### 1. LOS YACIMIENTOS DE RÍO NEGRO.

A lo largo del flanco del NW. del anticlinal de cuarcitas armoricanas Río Negro aparece un largo afloramiento de hematites, que se prosigue fuera de los límites de la zona estudiada, habiendo sido reconocido de antiguo hasta más allá de Buseco.

Las primeras huellas de hematites comienzan en Setienes, en la curva de la carretera al lado de la aldea, vertiente de Las Cogollas. Allí una calicata antigua muestra una capa de limonita de 0,5 m. en el techo de una capa de cuarcita de la zona de transición; a la limonita se superponen dos metros de pizarras arenosas abigarradas, y a continuación las pizarras azules de Llandeilo; el conjunto orientado de NNE.-SSW. buza al NNW. Ascendiendo al cerro de Las Cogollas, desde esta calicata, puede seguirse casi continuamente la capa ferrífera y anotar sus variaciones de composición y espesor.

En la cota 200 m. la capa ferrífera tiene 0,4 m., y está formada por hematites roja, limonita y parte de pirita; continúan en el techo las pizarras arenosas y arenas amarillentas limonitíferas. En la cumbre de Las Cogollas (331 m.) la potencia es la misma (0,4 m.) y está formada de hematites tabular que parece mejor una arenisca ferrífera tobácea. Descendiendo por la vertiente SW. hacia Barceda se sigue continuamente sobre la capa de he-

matites, denunciada siempre por el crestón de cuarcitas; en la cota 180 aproximadamente, aparecen 0,15 m. de arenisca ferrífera como en Las Cogollas; en la cota 140, la capa vuelve a tener 0,3 m. y se enriquece en hierro volviendo a tomar el carácter de hematites; en la carretera por debajo d

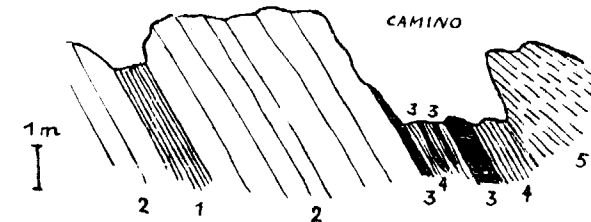


Fig. 22.—Corte del yacimiento de hematites de la Casa del Coxu (Ordovaga, Luarca).

1. Pizarras azuladas.
2. Cuarcitas.
3. Hematites-oligisto.
4. Pizarras azuladas.
5. Pizarras abigarradas.

cruce con el camino de Barceda, la capa de hematites tiene 0,4 m. y está cortada por la falla general de Río Negro, bipartiendo la corrida de cuarcita.

Más hacia el S., ya en los límites exteriores de la Hoja, la capa de hematites cruza Río Negro y aparece en el cerro de Castiello, al S. de Barceda, donde tiene la siguiente estructura:

MURO: Cuarcita.

0,1 m. Pizarra arenosa.

0,9 m. Hematites.

2,5 m. Pizarras negras ampelíticas.

TECHO: Plano de falla.

Esta falla repite la estructura en la vertiente W. del Peñón de Castiello, donde aparece la siguiente sucesión:

MURO: Plano de falla.

15 m. Cuarcitas.

1,2 m. Hematites.

0,8 m. Arenisca feruginosa.

TECHO: Pizarras negroides azuladas.

Más allá de Castiello el yacimiento ha sido calicateado en un kilómetro, apareciendo únicamente la capa más externa de Castiello, lo que confirma

netamente su repetición por falla. Una calicata practicada cerca de Castie en el margen sur del arroyo de Leiriella, dio el siguiente perfil :

MURO : Cuarcita.

0,2 m. Capa de limonita, rica en pirita.

0,03 m. Pizarra clara.

0,85 m. Capa de hematites.

TECHO : Pizarras azuladas oscuras.

A cerca de un kilómetro al SW. de Castiello, en la vaguada de Río P queño, afluente de Río Negro, otra calicata ha descubierto el siguiente corte

MURO : Cuarcitas.

0,1 m. Pizarras negras ampelíticas.

1,2 m. Hematites con pirita.

0,4 m. Pizarras negras ferruginosas.

TECHO : Pizarras azuladas oscuras.

Esta capa continúa con las mismas características hacia el SW. hasta e cauce de Río Pequeño, donde adelgaza rápidamente, pasando en uno

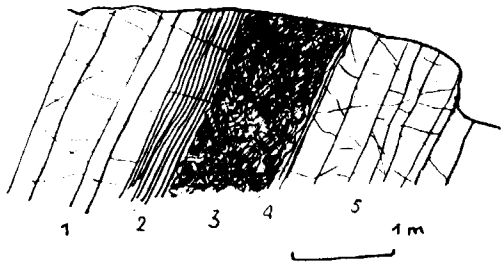


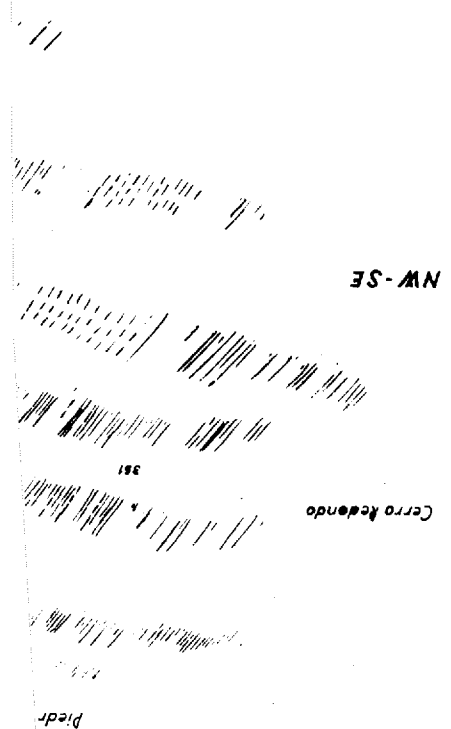
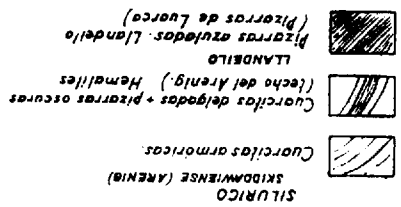
Fig. 23.—Corte de una de las calicatas del yacimiento de hematites de Barceda.

1. Cuarcitas blancas.
2. Pizarras oscuras ferruginosas.
3. Hematites.
4. Pizarras oscuras.
5. Cuarcita.

500 m. a sólo 0,15 m. de potencia; el camino de Paladeperre lo corta con l misma potencia.

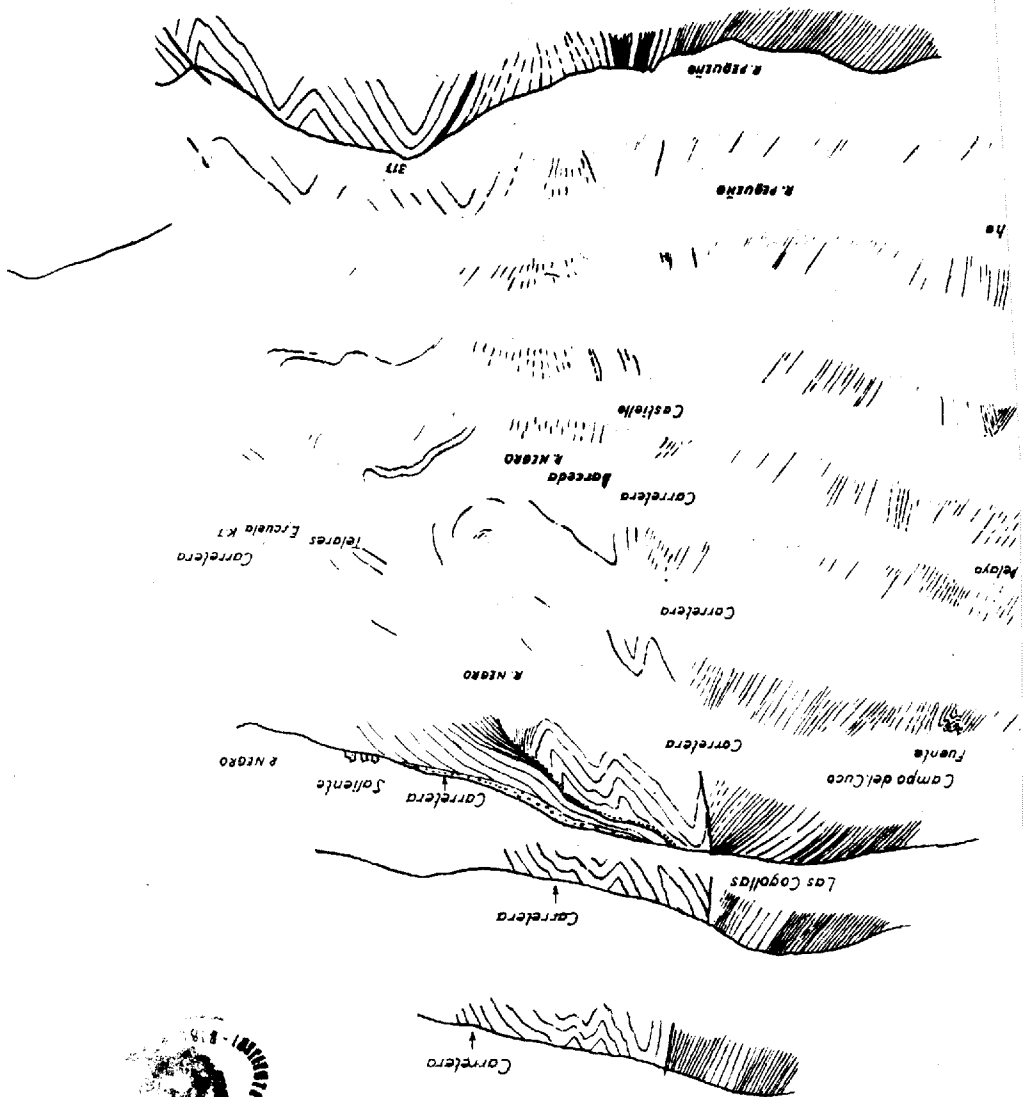
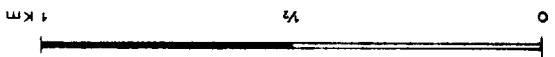
El yacimiento se ha reconocido todavía en cinco kilómetros más haci el SW., hasta más allá de Buseco. En la casa del Coxu, cerca de Ordovoga el camino de Paladeperre corta la siguiente estructura :

Fig. 24.—Co



gicos del yacimiento de hematites de Barceda (Luarca).

alternario  
pizarras color salmon  
garras. Llandrillo



MURO: Cuarcitas (5 m.).

0,1 m. Hematites.

0,2 m. Pizarras azules oscuras.

0,1 m. Hematites.

0,3 m. Pizarras azules oscuras.

0,1 m. Hematites.

0,2 m. Pizarras azules oscuras.

0,5 m. Hematites.

1,2 m. Pizarras azules oscuras.

TECHO: Pizarras abigarradas.

Desde Buseco a Setienes el yacimiento puede seguirse casi sin interrupción durante ocho kilómetros con gran constancia de características estratigráficas, pero con acusadas oscilaciones en su potencia. En general, puede observarse cómo los decrecimientos de potencia de la capa de hematites van acompañados de enriquecimiento en arenas o a la total sustitución por arenas, como ocurre entre la casa del Coxu y Paladepierre. Los adelgazamientos se hacen paulatinamente y las terminaciones son en cuña, como corresponde a sus condiciones de sedimentación.

## 2. LOS YACIMIENTOS DE LA ZONA OCCIDENTAL.

En la zona occidental de la región reconocida, allí donde aflora la zona de transición Arenig-Llandeilo, aparecen también las capas ferríferas; no obstante, esta región ha sido poco reconocida desde el punto de vista minero y se poseen pocos cortes de detalle que permitan una visión clara de los yacimientos.

El afloramiento más espectacular es el del cordal de El Peñón, en el valle de La Barraca, donde adosada a la cuarcita hay una capa de dos metros de hematites muy porosa, tobácea, con gran cantidad de arenas a manera de matriz; bloques procedentes de esta capa se encuentran en el camino que desde Las Cruces sigue a media ladera hacia Artosa. También cerca de L. Cruces aparece una capa de hematites de 1,2 m., al parecer intercalada e las pizarras ampelíticas de la serie de transición Arenig-Llandeilo.

Al NW. de Vallín, hacia Pico Quemado, sobre el muro de cuarcitas aparece también el horizonte ferrífero:

MURO: Cuarcitas.

0,2 m. Pizarras azuladas oscuras.

0,25 m. Hematites.

TECHO: Pizarras azules y rojizas.

También al pie del Pico Quemado, sobre el techo de las cuarcitas, aparece una capa de 0,4 m. de hematites arenosa, de características semejantes a las del Vallín.

Todos estos afloramientos nos indican que desde Río Negro a la Sierrita de Rañadoiro existe una capa ferrífera de potencia oscilante entre 0,1 y 2 m., constantemente situada sobre las cuarcitas de la zona de transición Arenig-Llandeilo sobre una superficie de unos 150 Km.<sup>2</sup>, teniendo en cuenta la intensidad del plegamiento, pudiéndose evaluar en unos 800 m. las máximas profundidades a que se encuentra por debajo de la superficie topográfica.

### 3. CONSIDERACIONES SOBRE LA GÉNESIS.

Los minerales de los yacimientos situados en el tramo de transición Arenig-Llandeilo, tienen características físicas y químicas específicas. Son hematites, tobáceas, a veces muy arenosas, pudiendo pasar a areniscas ferríferas; otras veces están cargadas localmente de pirita, hasta poder llegar a constituir el 20 por 100 de la totalidad de la capa. El estudio microscópico ha permitido reconocer, en minerales muy similares del Cámbrico de Boal, estructuras celulares vegetales, que acreditan sobradamente su origen bioquímico.

Los análisis realizados por la profesora ELENA DE FRAGA (7) han dado los resultados siguientes:

LOCALIDAD	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P. C	Fe
1. El Castiello (salbanda)...	34,17	2,9	52,38	10,23	36,62
2. El Castiello (salbanda)...	58,56	9,38	21,93	9,48	15,33
3. El Castiello (centro capa int.)...	6,35		80,65	12,07	56,34
4. El Castiello (capa externa)...	4,84	2,85	79,51	12,81	55,59
5. El Castiello (capa externa)...	19,91	1,9	69,37	9,39	48,49
6. El Castiello (calicata Río Leiriello)	6,79	7,84	78,22	1,77	54,68
7. El Castiello (calicata Río Negro)...	4,61	4,31	78,97	12,55	55,21
8. Las Cogollas...	35,51	3,1	52,35	9,84	34,51

Como puede verse en estos análisis, la riqueza en sílice y, por tanto, en hierro varía considerablemente, vertical y horizontalmente; las salbandas son verdaderas areniscas ferruginosas, así como ciertas zonas interiores de la capa, lo que acredita sobradamente el carácter detrítico de los materiales que acompañan al mineral.

Por otra parte, los muros y a veces techos de las capas de hematites son siempre pizarras azuladas negruzcas, ampolíticas y a veces ferríferas, evocadoras de un medio sedimentario reductor generador de sulfuros de hierro. Por lo tanto, debemos imaginarnos el ambiente en que fue depositado el mi-

neral de hierro como una zona sedimentaria formada en el comienzo de la subsidencia que siguió al depósito detrítico de las cuarcitas armoricanas, momento en el que debieron vivir sobre la plataforma continental selvas de algas capaces de generar un medio reductor, rico en bacterias, formando un "sulfuretum". Para TERMIER (1954) (49), estas selvas de algas son capaces por sí solas para crear un ambiente anaerobio generador de SH<sub>2</sub> por descomposición bacteriana de las sulfoproteínas. De esta manera pueden formarse sulfuros de hierro (43), que si hay un cambio a condiciones aerobias pueden ser oxidados pasando a óxidos e hidratos.

En el caso de los yacimientos de Luarca nos parece bastante clara la aplicación de estos principios. Existe aún la posibilidad de que todo el mine-

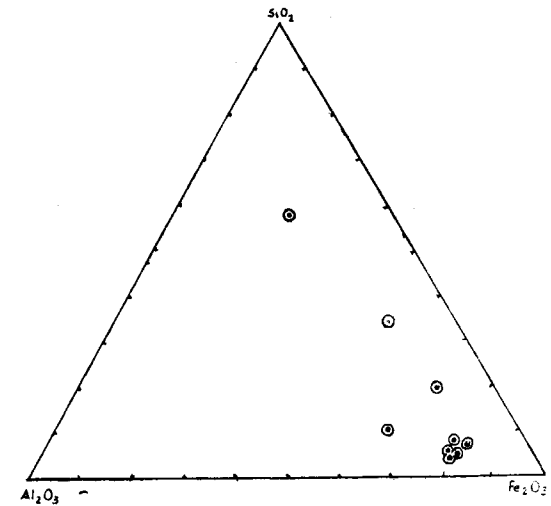


Fig. 25.—Representación triangular de la composición de las hematites sedimentarias de Luarca.

ral fuera pirita en su origen, y que esta pirita sufriera una oxidación posterior por meteorización, como cabe también que esta oxidación se produjera ya en el seno de la cuenca sedimentaria como consecuencia del cambio de ambiente anaerobio a aerobio. El carácter de lentejones, de mucha longitud y poco espesor, y el enriquecimiento marginal en arenas, corroboran esta hipótesis y explican que, a medida que la aportación samítica aumentara o disminuyera, el porcentaje sapropélico, y por lo tanto la floculación de las sales de hidróxido férrico, aumentarían o disminuirían también. Algunos ejemplares de estas hematites tienen el aspecto de tobas incrustantes depositadas sobre las selvas de algas antes aludidas. Los yacimientos de hematites de Luarca no parecen, pues, ofrecer duda alguna acerca de su carácter sedimentario y bioquímico.

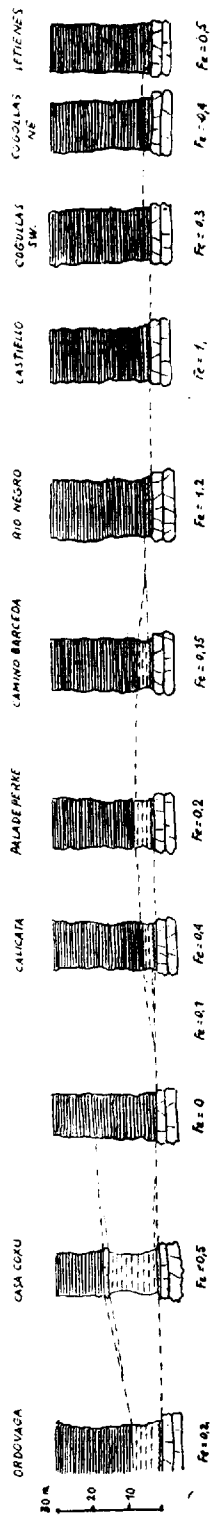


Fig. 26. — Estructura congénita de una parte del yacimiento de hematites de Río Negro. Estructura de la zona de transición Arenig-Llandeilo.

1. Cuarcita de la zona de transición Arenig-Llandeilo.
2. Hematites.
3. Arenas.
4. Pizarras abigarradas.
5. Arenisca.
6. Pizarras azuladas litofacies de Luarca.

## Resumen

La región de Luarca está formada por rocas cámbricas y ordovicienses. El Cámbrico, integrado por pizarras negras y flysch cuarcítico, se coloca en el Potsdamiense por comparación con otras regiones de Asturias. El contacto Cámbrico-Ordoviciense es por falla. El Ordoviciense comienza con las cuarcitas armoricanas del Skiddaw y sigue con las pizarras del Llandeilo (= pizarras de Angers del macizo armoricano). El conjunto Cámbrico-Silúrico tiene una potencia de 1.400 m. (600 para el Cámbrico y 800 para el Ordoviciense). El Llandeilo tiene litofacies diversas, destacando la de las arenas "salmón", que se localiza sobre todo en la parte alta y que puede ya representar la base del Caradoc y el horizonte ferrífero del techo de las cuarcitas armoricanas.

El territorio fue plegado por la fase astúrica de la orogénesis herciniana, sin perjuicio de que haya sido también afectado por las fases saálica y pfálica. La tectónica es de tipo alpino, estilo isoclinal; las vergencias se dirigen hacia el ESE., excepto en el cabalgamiento de Río Negro, que va hacia el NW. En su conjunto se nos aparece como un sinclinatorio complejo con núcleo de Llandeilo y flancos de cuarcitas armoricanas. La tectónica alpídica ha fracturado el territorio, generando un estilo germano típico, como en otras regiones de Asturias.

La evolución morfológica comenzó probablemente en el Plioceno o el Pontense, generando relieves penecíclicos. Hay un claro ciclo a 450 metros, formado por una penillanura parcial, probablemente pliocena. Otros ciclos inferiores se hallan a 200 y 100 metros. Este último enlaza con una plataforma de abrasión con depósitos marinos, considerada como Tirreniense I; otra plataforma, a 20 m., se sitúa en el Tirreniense II y unos restos de depósitos marinos, a 3-4 m., en el Tirreniense III.

Desde el punto de vista económico sólo existen yacimientos de minerales de hierro que son de dos tipos: endógenos y sedimentarios. Estos últimos están situados en el techo de las cuarcitas armoricanas, y su origen debe buscarse en la presencia de un medio anaerobio en la cuenca de sedimentación que originaría depósitos piritosos, que por oxidación ulterior pasaron a hematites.



## Résumé

Le région de Luarda est formée par des roches cambriennes et ordovi-ciennes. Le cambrien est constitué par des schistes noirs et un flysch quart-zitique placé dans le Potsdamien par rapport à celui d'autres régions des As-turies. Le contact cambrien-ordovicien est par faille. L'Ordovicien commence avec les quartzites armoricaines du Skiddaw et continue avec les schistes du Llandeilo (= schistes d'Angers du massif armoricain). L'ensemble cambrien-silurien a une puissance de 1.400 m. (600 de Cambrien et 800 l'Ordovicien). Le Llandeilo a des litofacies diverses dont la plus étendue est celle des sables "saumon", développée surtout dans la partie haute, représentant probable-ment la base du Caradoc. Il y a aussi un horizon ferrifère dans le toit des quart-zites armoricaines.

Le pays a été plissé pendant la phase asturienne de l'orogénèse hercy-nienne est probablement reprise par les phases saaliennne et pfalciq. La tec-tonique est de type alpin, à style isoclinal; les déversements sont dirigés vers l'ESE. exception faite du chevancement de Río Negro qui se dirige vers le NW. L'ensemble est plissé en synclinorium avec un noyau de schis-tes du Llandeilo et des flancs de quartzites armoricaines. La tectonique alpi-dique a fracturé le territoire par des failles à style germano-typique comme le reste des Asturies.

L'évolution morphologique a commencé probablement au Pliocène ou au Pontien en donnant lieu à des reliefs péne-cycliques. On trouve un cycle très clair à 450 m. sous la forme d'une pénéplaine partielle probablement pliocène. D'autres cycles inférieurs sont placés à 200 m. Ce dernier se relie avec une plateforme d'abrasion avec des dépôts marins, qui a été considérée comme appartenant au Tirrenien I; une autre plateforme à 20 m. est placée au Tirrenien II; des restes de dépôts marins à 3-4 m. sont placés au Tirre-nien III.

Au point de vue économique seuls les gîtes de minéraux de fer sont inté-ressants. On trouve deux types: endogènes et sédimentaires. Ces derniers sont placés sur le toit des quartzites armoricaines et se sont engendrés dans un milieu marin anaerobien qui aurait donné lieu à des dépôts priteux qui par oxidation sont passés postérieurement à hématite.

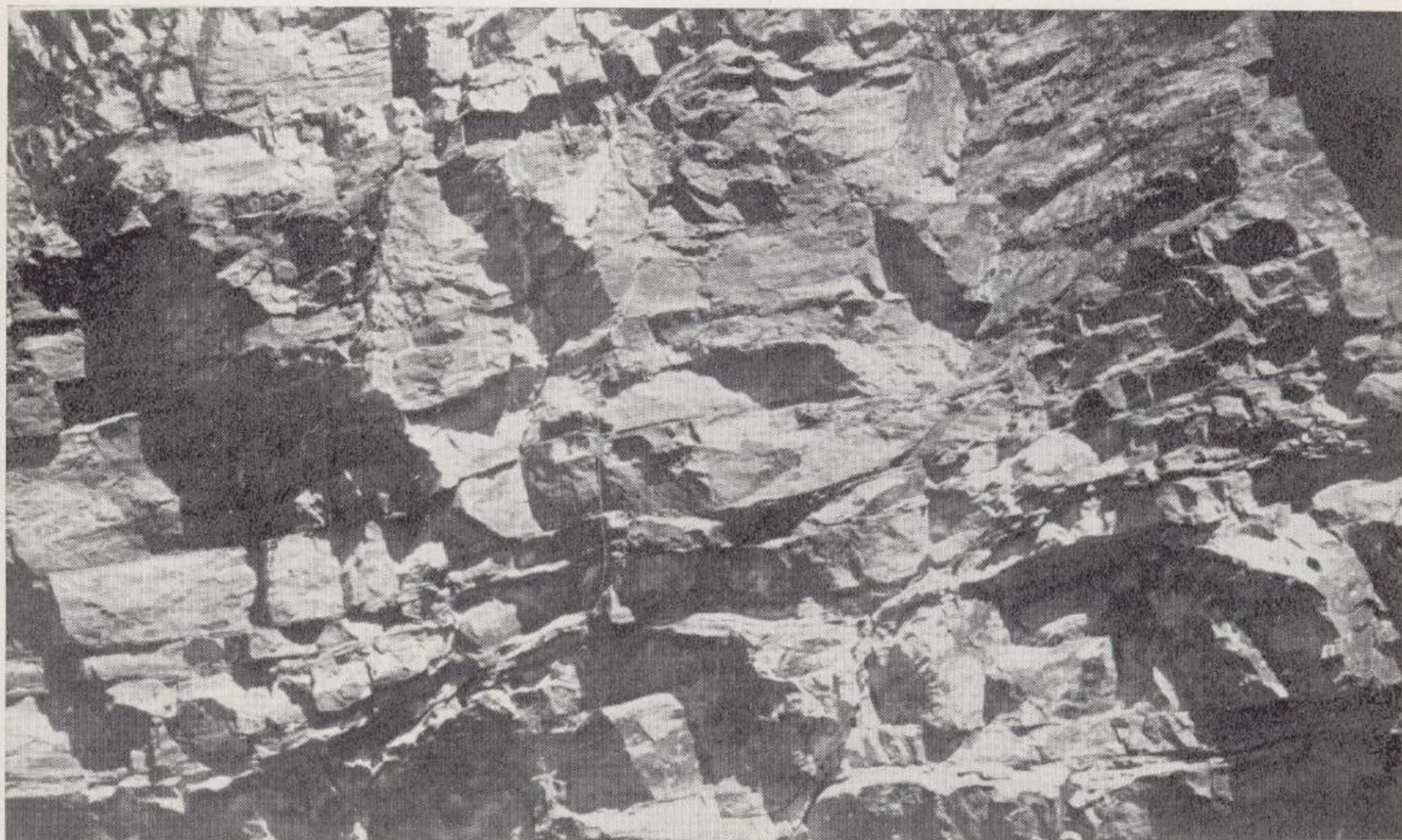
## Summary

The region of Lluarca is formed by Cambrian and Ordovician rocks. The Cambrian consisting of black slates and siliceous flysch is placed in the Potsdamian comparing in with othed regions in Asturias. The Cambrian-Ordovician contact is by fault. The Ordovician starts with the armorican quartzites of the Skiddaw and proceeds with the slates of the Llandeilo ( Angers slates of the armorican massif). The Silurian-Cambrian aggregate has a power of 1.400 m. (600 for the Cambrian and 800 for the Ordovician). The Llandeilo has several lithofacies; the most important being the "salmon" sands one which is located at the top and that can already be the basis of the Caradoc and the ferreous horizon of the roof of the armorican quartzites.

The ground was folded by the Asturian phase of the Hercinian orogenic being perhaps also influenced by salic and pfalctic phases. The tectonics are of the alpine type, isoclinal style; deviations go ESE., except at the over-trust of Río Negro that go NW. On the whole it appears as a complex syncli with nucleus of Llandeilo and sides of armorican quartzites. The alpine tectonics have broken the land, originating a typically germanic style as in other regions of Asturias.

The morphological evolution probably began in the Pliocene or the Pontian originating penecyclical shapes. It does appear a clear cycle at 450 m. formed by a partial plain, probably Pliocene. Other lower cycles are located at 200 and 100 m. The latter joins a platform of abrasion with marine deposits (being considered Tirrenian I); another platform at 20 m. is placed in the Tirrenian II; and some remains of marine deposits at 3-4 m. in the Tirrenian III.

From an economical point of view there are only two types of iron measures: endogenous and sedimentary. The latter are located at the roof the armorican quartzites and their origin must be found in the presence an anaerobian medium in the sedimentation basin which would originate ritous deposits, that by ulterior oxidation changed into hematites.

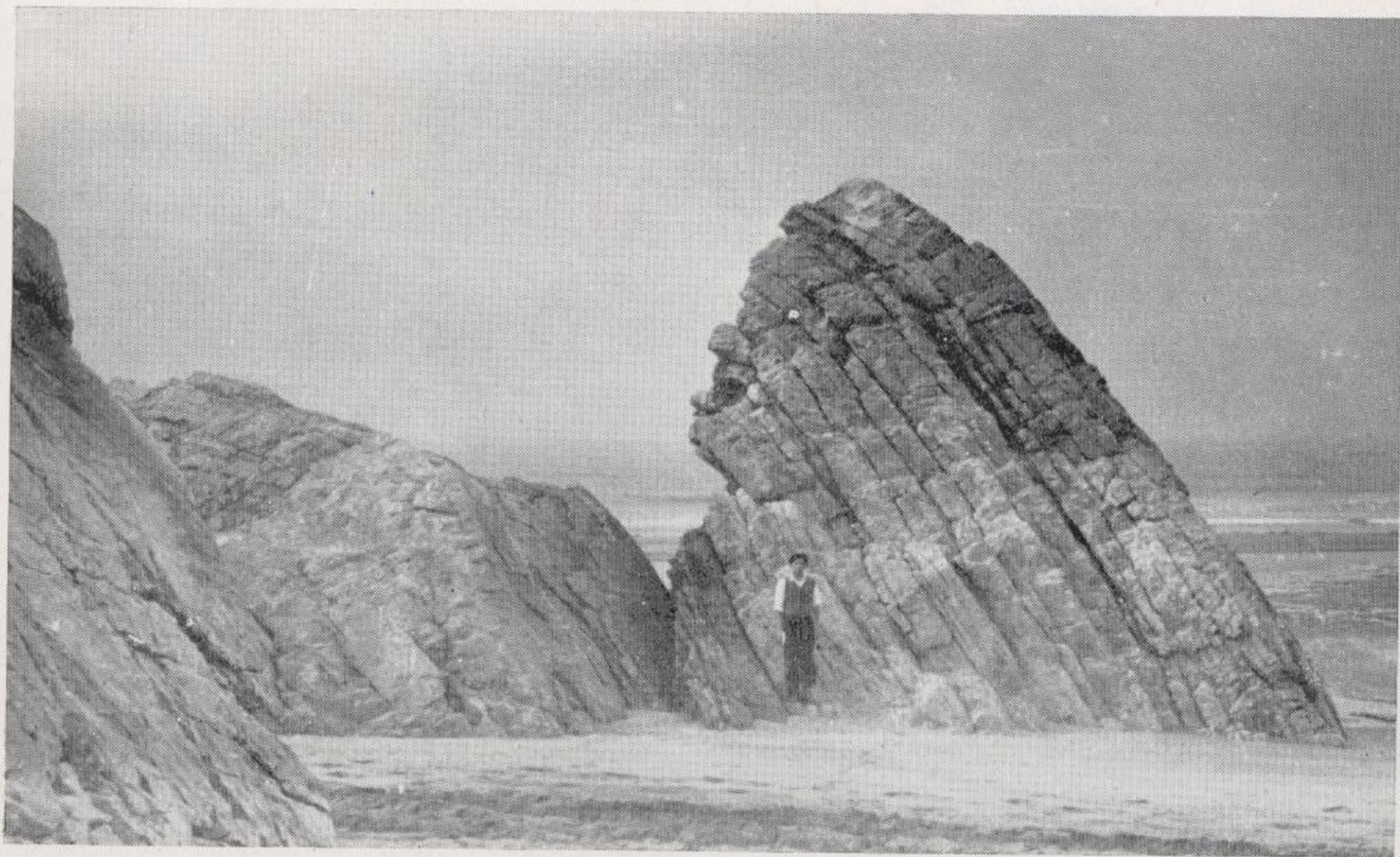


Pizarras negras potsdamienses de Río Negro.

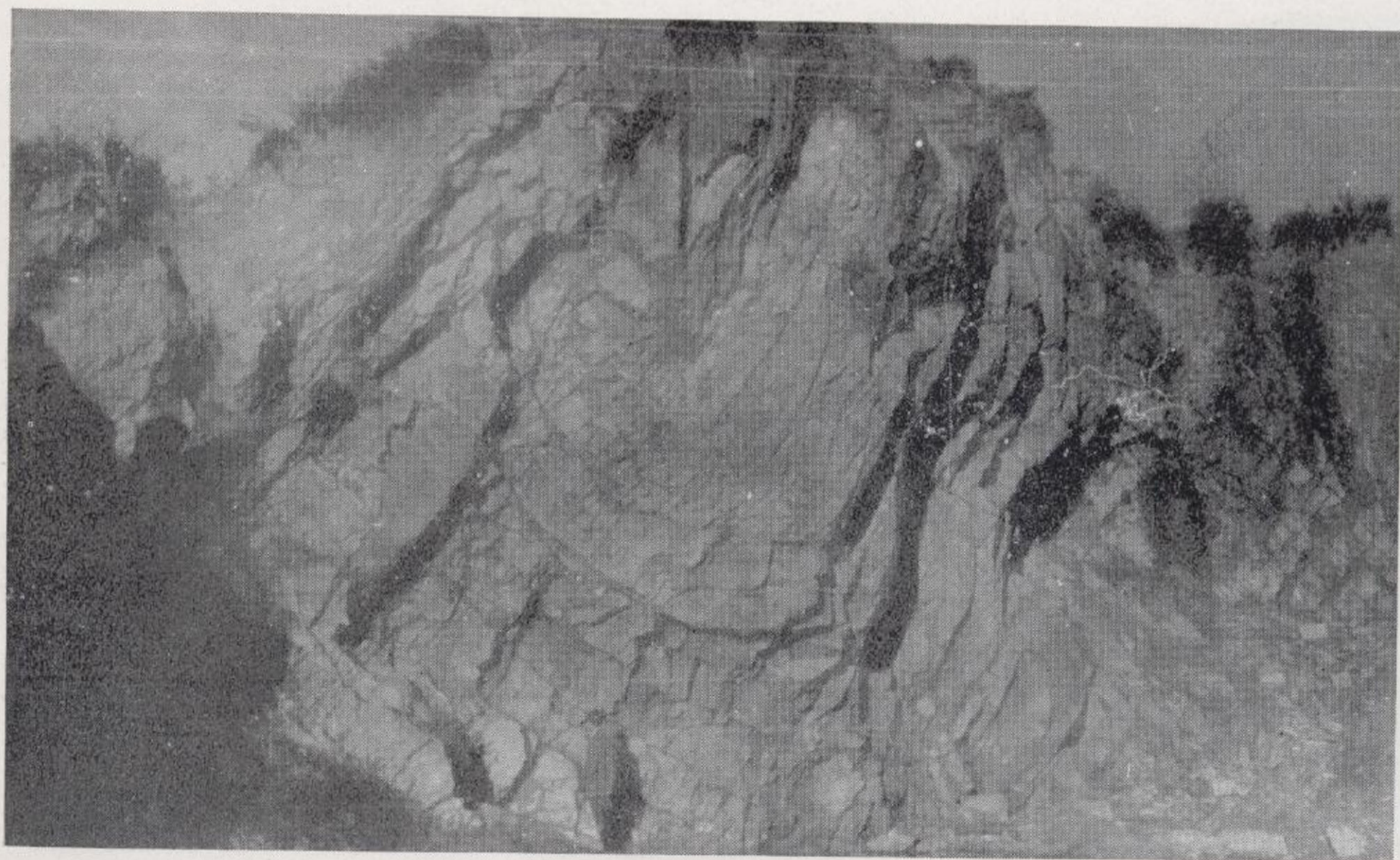


Pizarras de Lluarca (pizarras del Llandeilo) en la costa E. de Lluarca.

(Fotos Llopis.)



Cuarcitas armoricanas en la playa de Sabugo (Luarca).



Charnela sinclinal en las cuarcitas potsdamienses en la carretera de Luarca  
a Oviedo-Villamur.

(Fotos Llopis.)



Paisaje de Río Negro en Barceda. La parte superior del camino sigue a lo largo en yacimiento de hematites de Barceda. Paisaje de cuarcitas y pizarras del Llandeilo.

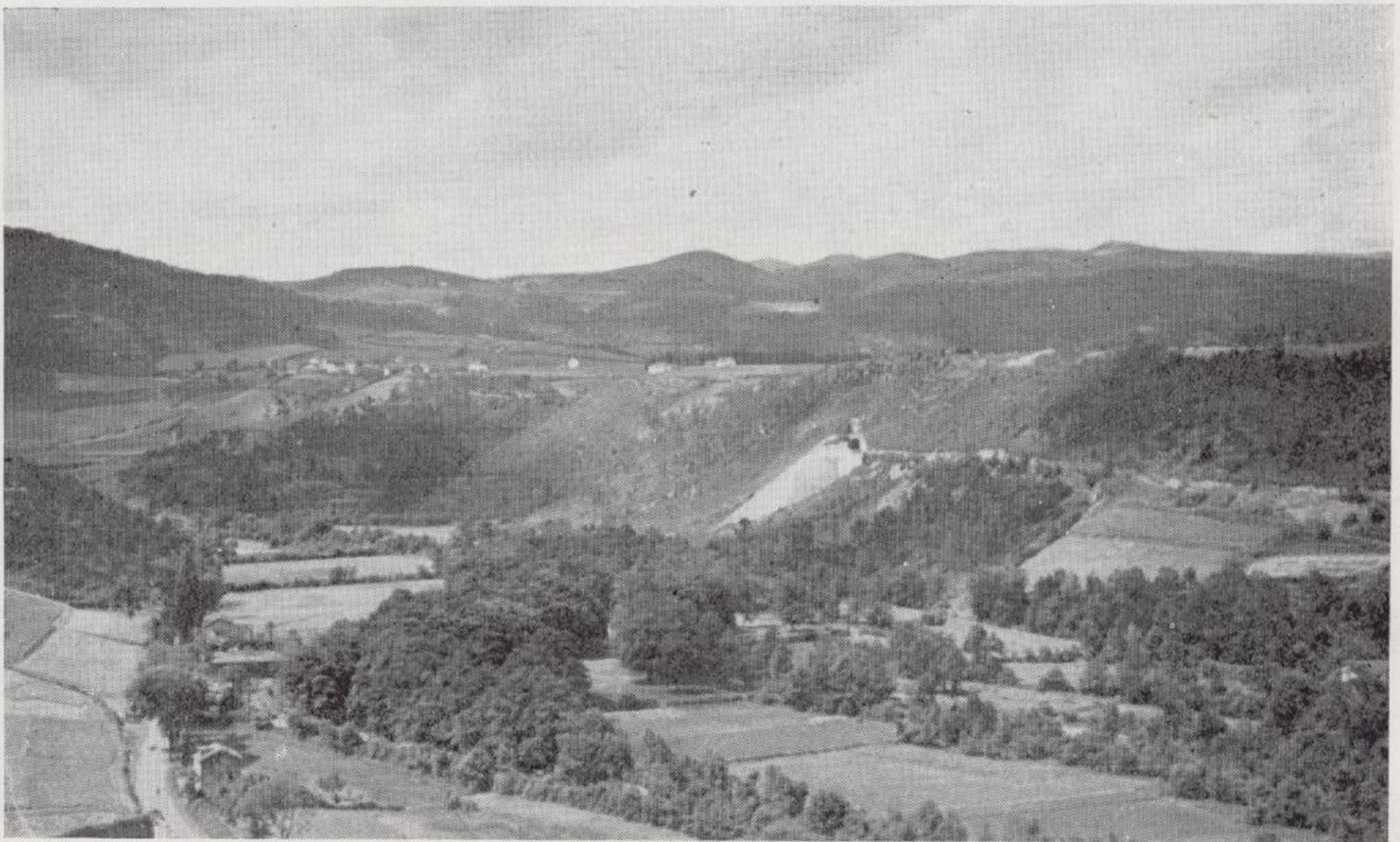


Detalle del yacimiento de hematites de Castiello, en Barceda (Luarca). Las cuarcitas subverticales del primer plano izquierda forman el muro del yacimiento de hematites.

(Fotos Llopis.)



Gipfelflur de 500-600 metros del valle alto de Río Negro. Paisaje de cuarcitas y pizarras del Llandeilo.



Parte alta de la rasa litoral en Setienes, y en el fondo gipfelflur de 500-600 metros.

(Fotos Llopis.)



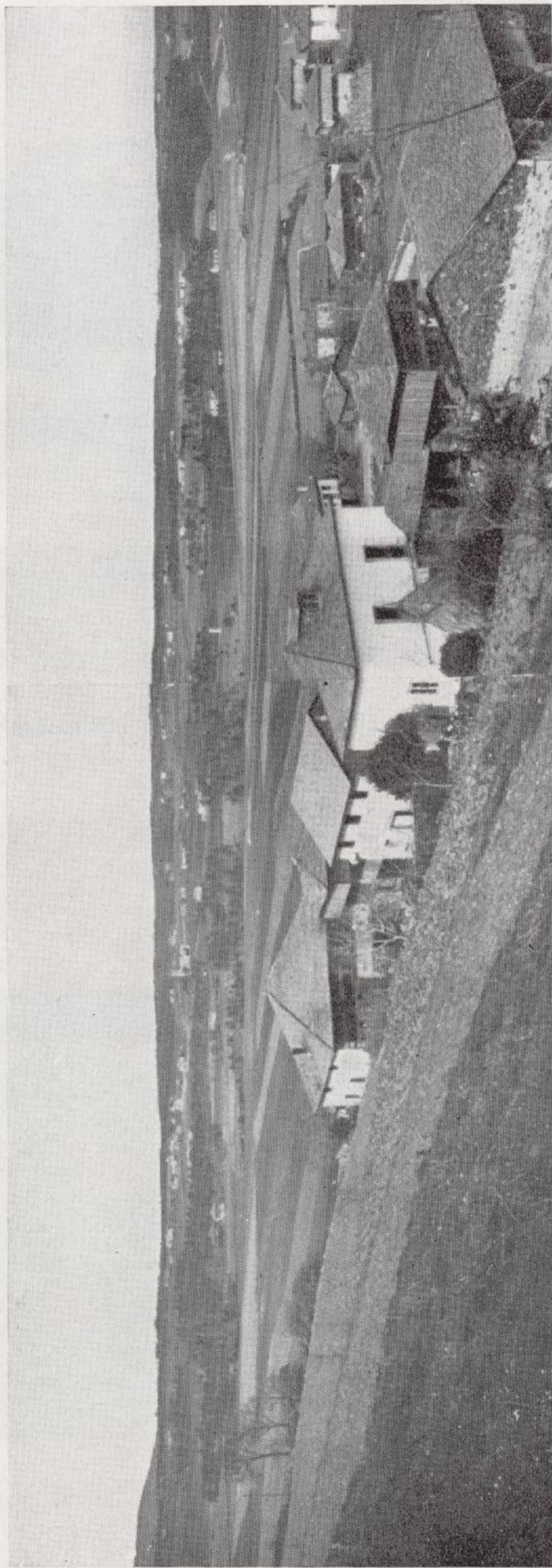
Depósitos de la rasa de Luarca a 80 metros.



Depósito marino de la rasa de Luarca.

(Fotos Llopis.)

LÁM. VI



La rasa costera de Luarca, desarrollada entre 100 y 80 metros.







Rasa litoral de 80 metros en la costa de Luarca.



Rasa litoral de 80 metros en la costa de Luarca.

*(Fotos Llopis.)*

## Bibliografía

1. ADARO, L., y JUNQUERA, G.: *Criaderos de hierro de Asturias*. Tomo II de la obra *Criaderos de hierro de España*.—Mem. Inst. Geol. y Min. de España. 1 texto, 676 pág., X lám. Madrid, 1916.
2. ASENSIO AMOR, I., y HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Material sedimentario sobre la rasa cantábrica. III. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Villapedre (Luarca)*.—In lit.
3. BARROIS, CH.: *Récherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie*. Mem. Soc. Géol. d. Nord., vol. II, núm. 1, 630 pág., XX lám. (Tesis). Lille, 1882.
4. BIROT, P., y SOLÉ, L.: *Recherches morphologiques dans le NW. de la Peninsule Ibérique*.—Publ. Inst. Geol. Univ. Barcelona, núm. 211, 61 pág., 8 fig., IV lám. Barcelona, 1954.
5. 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. Nat., núm. 5, T. XXX, páginas 241-254, II lám. Madrid, 1930.
6. FERSMAN, A. E.: *Pegmatites*.—Leningrado, 1932.
- 6 bis. FERSMAN, A. E.: *Geochimie*.—Leningrado, 1934.
7. FRAGA ALONSO, E. DE: *Estudio geoquímico del contenido de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del yacimiento de hematites en Barceda (Luarca)*.—Oviedo, 1954. (Inédito.)
- GÓMEZ DE LLARENA, J., y ROYO GÓMEZ, J.: *Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander*.—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., T. XXVII, núm. 1, páginas 19-38, 15 fig. Madrid, 1927.
- GUÍA GEOLÓGICA DE ASTURIAS.—XIV Congr. Geol. Intern., 106 pág., 7 fig., XVII lám., 3 mapas. Madrid, 1926.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano*.—Compt. R. XVI Congr. Int. de Geogr., pág. 29-88, 9 figuras, XIII lám. Lisboa, 1949.

11. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.: *Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias*.—V Congr. Int. INQUA, 1 vol., 32 pág., 5 fig. Oviedo, 1955.
12. HERNÁNDEZ-PACHECO, F.; LLOPIS, N.; JORDÁ, F., y MARTÍNEZ, J. A.: *Guía la excursión N.º. El Cuaternario de la región cantábrica*.—Un vol., 92 lám. Oviedo, 1957.
13. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Estudio geológico de la costa de la provincia Lugo*.—Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. XIV, 2.ª ser., pág. 81-150 fig. Madrid, 1914. Nota adicional XVI, pág. 304-305. Madrid, 1915.
14. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *El Cambriano en España*.—Mem. Inst. Geol. Min. de España. Madrid, 1933.
15. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *El Sistema Siluriano*.—Inst. Geol. y Min. de España (Nuevo Mapa Geológico), 2 fasc., 592 y 449 pág. Madrid, 1942.
16. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Criaderos de hierro en la zona de Luarca*.—Memorias Inst. Geol. y Min. de España, pág. 621-668, 11 grab. Madrid, 1911.
17. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Hierros de Galicia*.—Tomo I. Mem. Inst. Geol. Min. de España. Madrid, 1922.
18. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P.: *Horizontes de caolín en la costa de Asturias*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 8. Madrid, 1941.
19. LAURENCE KULP, J.: *Geologic Times Scale*.—"Science", vol. 133, núm. 3, 45 pág. Nueva York, 1961.
20. LOMBARD, A.: *Géologie sédimentaire. Les séries marines*.—Un vol., 722 pág. 180 fig. París-Lieja, 1956.
21. LOTZE, F.: *El Precámbrico en España*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 6, pág. 227-240. Madrid, 1960.
22. LOTZE, F.: *El Cámbrico en España*.—Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 61. Madrid, 1961.
23. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico y geotectónico preliminar de las minas molibdenita "Dos Amigos" y "Salave", en el término municipal de Taín* (Asturias).—Oviedo, 1950. (Inédito.)
24. LLOPIS LLADÓ, N.: *Problemas de tectónica alpidica del Pirineo*.—Separata Primer Congreso Inter. de Pir. del Inst. de Est. Pirenaicos. 44 pág., 18 fig. y Bibliografía. Zaragoza, 1950.
25. LLOPIS LLADÓ, N.: *Mapa geológico de los alrededores de Oviedo* (una Hoja a escala 1:25.000).—Publ. Excma. Dip. Prov. de Asturias. Oviedo, 1950.
26. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica germánica de Asturias*.—Bol. Soc. Española Hist. Nat. (Homenaje a E. Hernández-Pacheco), pág. 415-429, 3 fig. Madrid, 1954.
27. LLOPIS LLADÓ, N.: *Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Estud. Geol., núm. 21, pág. 79-101, 7 fig. Madrid, 1954.
28. LLOPIS LLADÓ, N.: *El relieve de la región central de Asturias*.—Est. Geogr. año XV, núm. 57, pág. 501-550, 10 fig., VIII lám. Madrid, 1954.






29. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Monografía geol., núm. 111, 1 vol., 177 pág., 29 figuras, XI lám., 1 mapa. Oviedo, 1955.
30. LLOPIS LLADÓ, N.: *Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Bustos y Vidio*.—"Speleon", T. VI, núm. 4, pág. 333-347. Oviedo, 1956.
31. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de la región de Cabo Peñas*.—Mapa geológico de Asturias, escala 1:25.000. Madrid, 1960.
32. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico de las sierras de La Coruxeda, La Mostayal y Monsacro*.—Monografías Geológicas, vol. XIV. Oviedo, 1960.
33. LLOPIS LLADÓ, N.: *Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de volframio*.—Brv. Geol. Ast., año V, núm. 3-4. Oviedo, 1961.
34. LLOPIS LLADÓ, N., JORDÁ, F., y MARTÍNEZ, J. A.: *Guía de la excursión núm. 2. El Cuaternario de la región cantábrica*.—Diputación Provinc. Oviedo, 1957.
35. LLOPIS LLADÓ, N., y FONTBOTÉ, J. M.: *Estudio geológico de la Cabrera Alta*.—Monografías Geológicas, vol. XIII, 134 pág., 23 fig., 25 lám. Oviedo, 1959.
36. LLOPIS LLADÓ, N., y MARTÍNEZ, J. A.: *Estudio de geología económica de la cuenca alta del Narcea (Asturias)*.—Oviedo, 1959. (Inédito.)
37. MALLADA, L.: *Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cámbrico y Silúrico*.—Mem. Com. Mapa Geol. de España. T. II, 515 pág., 36 fig. Madrid, 1896.
38. MELÉNDEZ y MELÉNDEZ, B.: *Los terrenos cámbricos de la Península Ibérica*.—Inst. Cienc. Nat. "José Acosta". Ser. Geol. T. I, núm. 1, 179 pág., XLV láminas. Madrid, 1943.
39. MELÉNDEZ y MELÉNDEZ, B.: *Le Permien des Asturies orientales*.—C. R. III Congr. Strat. Carb., vol. II, pág. 453-455, 1 fig. Heerlen, 1952.
40. SOLÉ SABARÍS, L.: *El Mediterráneo español durante el Cuaternario*.—Barcelona, año 1960.
41. PAILLETTE, A.: *Ojeada sobre los criaderos de hierro de Asturias*.—Publ. en el Boletín Oficial del Ministerio de Fomento. T. VI, pág. 371.
42. PAILLETTE y BEZARD: *Coup d'oeil sur le gisement et la composition chimique de quelques minerais de fer de la province des Asturies*.—Extrait du Bull. de la Soc. Géol. de France. T. VI, pág. 575. París, 1849.
43. RANKAMA, R., SAHAMA, TH. G.: *Geoquímica*.—Un vol., 862 pág. Madrid, 1954.
44. SCHULZ, G.: *Mapa topográfico de la provincia de Oviedo*.—Escala 1:12.500. Madrid, 1855.
45. SCHULZ, G.: *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*.—Un vol., 138 páginas, atlas de láminas. Madrid, 1858.
46. SCHULZ, G.: *Reseña geognóstica del Principado de Asturias*.—Anal. de Minas, volumen 1. Madrid, 1838.
47. SCHULZ, G.: *Descripción geológica de Asturias*.—Un vol., 238 pág. Bilbao, 1901, 4.ª ed., pág. 1-76. Madrid, 1930.

48. SITTER, L. U. DE: *The development of the Paleozoic in North-West Spain*. Geol. en Mijnbouw, año II, nueva serie, pág. 312-319, núm. 12, pág. 240, 9 fig. Heerlen, 1949.
49. TERMIER, H. et G.: *Sur les conditions de formation des faunes pyriterises C. Sc.*—Soc. Géol. Fr., núm. 3, pág. 86-88. París, 1954.
50. THORAL, M.: *Quelques remarques à propos du Cambrien du NW. de l'Espagne et de sa comparaison avec celui du Languedoc.*—An. Soc. Géol. d. No T. LXVIII, pág. 106-111. Lille, 1948.

## VEDORES DE

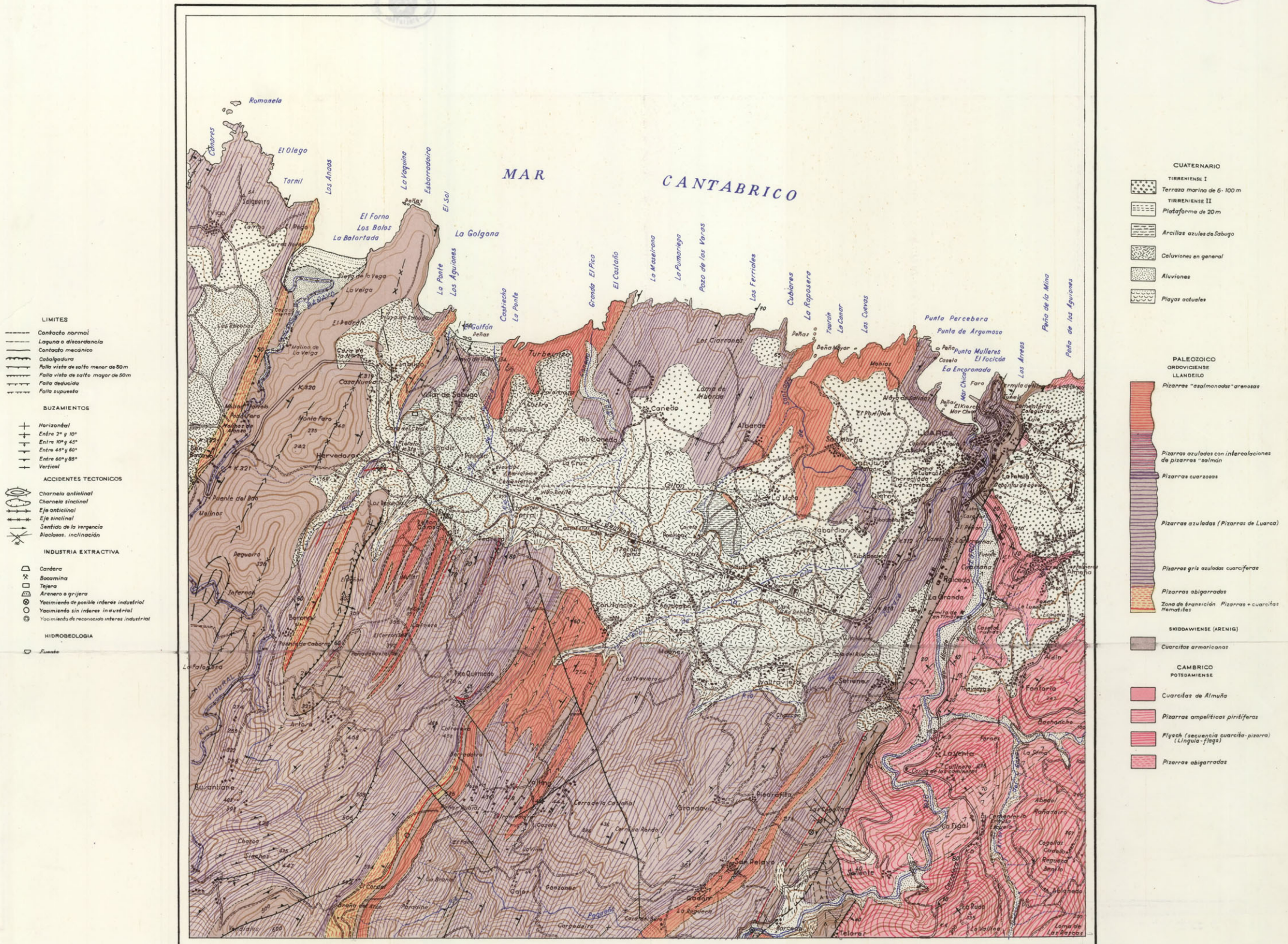
LLADÓ.



-  Cuarcitas armóricas
- CAMBRICO  
POTSDAMIENSE
-  Cuarcitas de Almuña
-  Pizarras ampelíticas piriterizas
-  Flysch (secuencia cuarcita-pizarra)  
(Lingula-flags)
-  Pizarras abigarradas

# MAPA GEOLOGICO DE LOS ALREDEDORES DE LUARCA (ASTURIAS)

POR  
N. LLOPIS LLADÓ.  
1961

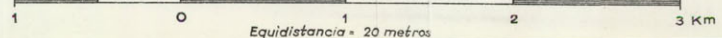


- LIMITES**
- Contacto normal
  - Laguna o discordancia
  - Contacto mecánico
  - Cabalgadura
  - Falla vista de arriba menor de 50m
  - Falla vista de arriba mayor de 50m
  - Falla deudada
  - Falla expuesta
- BUZAMIENTOS**
- Horizontal
  - Entre 2° y 10°
  - Entre 10° y 45°
  - Entre 45° y 60°
  - Entre 60° y 90°
  - Vertical
- ACCIDENTES TECTONICOS**
- Chorrera anticlinal
  - Chorrera sinclinal
  - Eje anticlinal
  - Eje sinclinal
  - Sentido de la vergencia
  - Alacenas, inclinación
- INDUSTRIA EXTRACTIVA**
- Canteras
  - Bocamina
  - Tejera
  - Arenera o grujera
  - Yacimiento de posible interés industrial
  - Yacimiento sin interés industrial
  - Yacimiento de reconocido interés industrial
- HIDROGEOLOGIA**
- Fuente

- CUATERNARIO**
- TIRRENIENSE I  
Terraza marina de 6-100 m
  - TIRRENIENSE II  
Plataforma de 20 m
  - Arcillas azules de Sabugo
  - Coluviones en general
  - Aluviones
  - Playas actuales
- PALEOZOICO**
- ORDOVICIENSE**
- LLANDEILO**
- Pizarras "esalmónicas" arenosas
  - Pizarras azuladas con intercalaciones de pizarras "salmón"
  - Pizarras cuarzosas
  - Pizarras azuladas (Pizarras de Luarca)
  - Pizarras gris azuladas cuarzosas
  - Pizarras abigarradas
  - Zona de transición: Pizarras + cuarzos hematitas
- SKIDDAWIENSE (ARENIG)**
- Cuarzos armónicos
- CAMBRICO**
- POTSDAMIENSE**
- Cuarzos de Almuña
  - Pizarras ampolíticas piríticas
  - Flysch (secuencia cuarzo-pizarra) (Lingua-flags)
  - Pizarras abigarradas

Publicado por el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA con la colaboración de la EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL DE OVIEDO. EL INSTITUTO DE ESTUDIOS ASTURIANOS ha subvencionado los trabajos de campo.

Escala 1:25.000



La topografía está tomada de los TERMINOS MUNICIPALES a la Escala 1:25.000, facilitada por el INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATASTRAL.

**Estudio geológico de la sierra del  
Aramo, cuenca de Riosa y extremo  
meridional de la cuenca de Quirós**

POR

M. JULIVERT

## Introducción

El área cartografiada se encuentra al SSE. de Oviedo y comprende la Sierra del Aramo, que se orienta aproximadamente N.-S. y separa dos áreas, que son: al E., el valle de Riosa, y al W., la terminación septentrional del valle de Quirós. Ambos valles son de interés por ser dos cuencas carboníferas productivas.

La cuenca de Riosa es, en realidad, la terminación W. de la Cuenca Central Asturiana, cuenca en la que los ríos Nalón, Caudal y Riosa excavan tres valles, separados entre sí por relieves de escasa importancia modelados sobre los mismos niveles pizarrosos carboníferos. Desde el punto de vista tectónico, el paquete productivo de Riosa se continúa hacia el NE., cruzando el valle vecino del Caudal. De este modo, si bien se ha señalado un accidente tectónico importante que separa todo este paquete productivo de las estructuras situadas al SE., tampoco puede hablarse de una diferenciación tectónica de la cuenca de Riosa. Desde un punto de vista estratigráfico, tampoco se presentan en Riosa niveles diferentes a los de la Cuenca Central. Así pues, es únicamente desde un punto de vista meramente hidrográfico cómo la cuenca de Riosa adquiere cierta individualidad.

Por lo que respecta a la cuenca de Quirós, existe una mayor independencia. La cuenca de Quirós, si bien no completamente separada de la Cuenca Central, forma un divertículo de la misma que se extiende hacia el W. La Sierra del Aramo tiende a separar la cuenca de Quirós de la Cuenca Central aunque sin conseguirlo totalmente.

El área cartografiada abarca solamente la terminación septentrional de la cuenca de Quirós y comprende tanto su extremo, como los relieves calizos que forman su límite septentrional.

Así pues, en este trabajo las tres unidades a considerar son: la terminación septentrional de la cuenca de Quirós, la Sierra del Aramo y la cuenca de Riosa.

Para terminar, me complace hacer constar y agradecer las facilidades que en todo momento he encontrado para la realización de este trabajo. Para el estudio de las dos áreas carboníferas productivas se han utilizado, además de las observaciones en superficie, los datos existentes sobre las diversas minas. A este respecto debo agradecer la amabilidad con que se me ha acogido, tanto en las minas del Xagarín, en Quirós, como por parte de Hulleras de Riosa, S. A. De una manera muy especial debo referirme a don FEDERICO CRESPO y a don FELIPE MORATE por su colaboración en Riosa y Quirós, respectivamente. También debo agradecer su colaboración a todos aquéllos que me han acompañado durante mi trabajo de campo, en especial a los Sres. A. MORENO, GREGORIO FERNÁNDEZ y ARTURO ALVAREZ.

## Datos históricos

En esta breve introducción histórica se hará referencia tan sólo a aquellas investigaciones que tengan que ver de una manera más directa con la zona estudiada, prescindiéndose de citar las obras de carácter más general, o sea, las que más que referirse de un modo concreto al área estudiada, lo hacen de una manera general a toda Asturias o a la Cordillera Cantábrica, y por ello guardan relación con esta región.

Por estos motivos expuestos se citará sólo ligeramente los primitivos es-

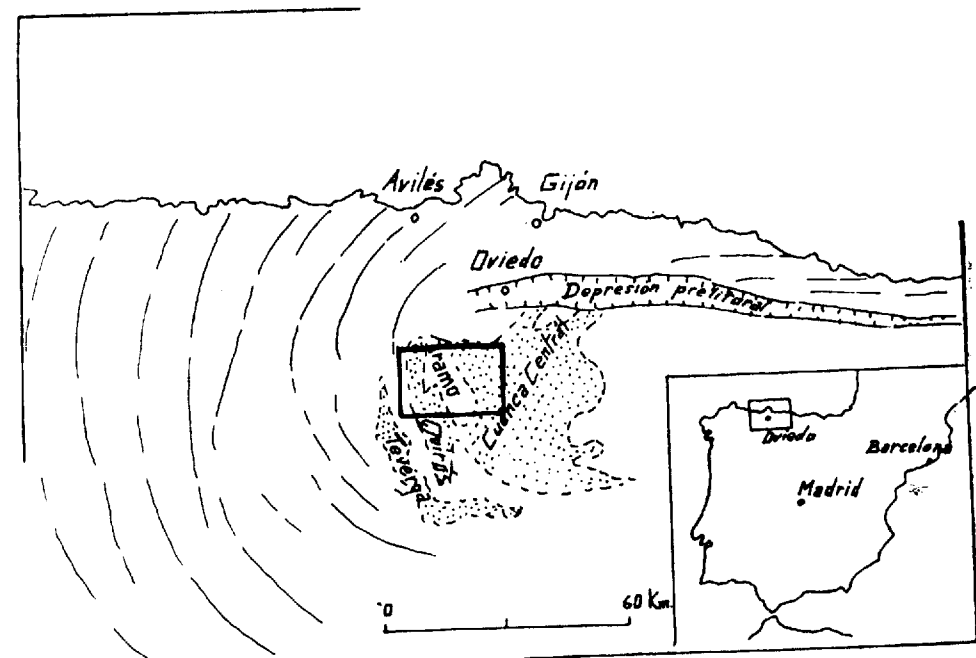


Fig. 1.—Situación de la región estudiada



tudios de SHULZ, ADARO, BARROIS, que, como es sabido, fueron la base del conocimiento geológico asturiano. En esta primera época hay que citar algunos trabajos, como los estudios de flora de AREITIO Y LARINAGA, MARIAGA, RUIZ FALCÓ, VERNEUIL, ZEILLER. También deben citarse los estudios de PAILLETE, quien en colaboración con BEZARD estudió los depósitos de hierro del Aramo. Posteriormente los trabajos de DELÉPINE, PATA COMTE, guardan relación con la zona estudiada por su carácter general. Pero es en los tiempos más modernos cuando esta zona es objeto de atención por parte de multitud de investigadores. De este modo aparecen una serie de trabajos que se refieren algunos a esta zona, otros, los más, a zonas muy próximas, limitantes. En todos estos trabajos es de destacar la labor cartográfica a escalas 1:50.000, o bien 1:25.000. En este sentido deben citarse los trabajos de LLOPIS LLADÓ, GARCÍA FUENTE, ALMELA y RÍOS, y de JONGMANS y WAGNER. Finalmente deben citarse los estudios de JONGMANS sobre diversas floras de Asturias.

## I. Estratigrafía

El Carbonífero es el único periodo que va a considerarse, pues si bien la cuarcita silúrica y el Devónico aparecen en una reducida extensión, no es posible dar ningún dato de interés sobre la misma. Por otra parte, la cuarcita representada en el mapa forma parte de otra extensa alineación que se desarrolla en su totalidad fuera del área estudiada. No es por tanto aquí el lugar apropiado para abordar su estudio.

### CARBONIFERO

El Carbonífero es el periodo que presenta una estratigrafía más interesante en esta región. Desde este punto de vista pueden distinguirse dos áreas distintas: el extremo N. de la cuenca de Quirós y la cuenca de Riosa. Estas dos áreas están separadas por la Sierra del Aramo, modelada sobre la caliza de montaña. En primer lugar va a estudiarse la cuenca de Quirós, por ser en ella donde aparecen los niveles más bajos del Carbonífero y donde la base del mismo puede estudiarse con más claridad. Una vez descrita la cuenca de Quirós se abordará el estudio de la cuenca de Riosa, que es la que plantea problemas más interesantes.

#### a) El extremo septentrional de la cuenca de Quirós

##### 1. LA SERIE DE TENE.

La base del Carbonífero puede reconocerse en las proximidades de Tene. En los relieves al N. de dicha localidad puede estudiarse la caliza de montaña, y al W. de Tene los niveles pizarrosos más bajos. La sucesión que se obtiene es:

## TECHO: Pizarra.

25.—Arenisca compacta ... ..	2 metros.
24.—Arenisca alternando con pizarra ... ..	2 —
23.—Arenisca ... ..	1 —
22.—Arenisca en lascas alternando con alguna capa de pizarra arenosa ... ..	4 —
21.—Pizarra gris y verdosa, muy deleznable, algo arcillosa ... ..	8 —
20.—Pizarra grisácea y verdosa, nodulosa, alternando con capas de pizarra limonitizada con algunos nódulos limoníticos ... ..	6 —
19.—Arenisca compacta ... ..	3 —
18.—Pizarra ... ..	1 —
17.—Arenisca en bancos de 0,4 a 0,6 m. alternando con pizarra gris, micácea, en capas muy delgadas... ..	6 —
16.—Pizarra verdosa, micácea, en láminas delgadas ... ..	6 —
15.—Areniscas en capas de 10 a 20 cm. alternando con pizarras en bancos de 5 a 20 cm. ... ..	5 —
14.—Arenisca en bancos de 0,5 a 1 m. alternando con pizarras en bancos de 0,5 a 1 m. ... ..	7 —
13.—Pizarras con algunas capas de areniscas ... ..	2 —
12.—Areniscas y pizarras alternando en bancos de 0,5 a 1 m. ... ..	7 —
11.—Pizarras... ..	4 —
10.—Areniscas ... ..	2 —
9.—Pizarras y areniscas alternando en bancos de 5 a 20 cm. en la parte alta y en bancos más gruesos en la base ... ..	10 —
8.—Pizarras ... ..	5 —
7.—Areniscas ... ..	1 —
6.—Pizarras y areniscas ... ..	5 —
5.—Arenisca compacta ... ..	1 —
4.—Pizarra y arenisca en capas de 3 a 8 cm. ... ..	1 —
3.—Areniscas y pizarras alternantes... ..	7 —
2.—Pizarras verdosas con alguna capa de arenisca hacia la parte superior... ..	10 —
1.—Pizarras verdosas muy deleznales alternando con calcosquistos y pizarras calcosquitosas ... ..	15 —

YACENTE: Caliza de montaña.

Esta serie se apoya sobre la caliza de montaña. La sucesión que en ella puede reconocerse es la siguiente:

## TECHO: Pizarras y areniscas.

Caliza en bancos de 0,2 a 1 m. con intercalaciones de 5 a 20 cm. de pizarras. La caliza, a veces, es casi un calcosquisto ... ..	7 metros.
Caliza estratificada... ..	50 —
Caliza gris compacta ... ..	200 —
Caliza griotte y pizarra roja ... ..	20 —
Caliza gris ... ..	5 —
Capas silíceas de radiolarios ... ..	5 —

YACENTE: Devónico.

Estas series muestran los niveles más bajos del Carbonífero, es decir, la serie caliza y la base del conjunto pizarroso que se le superpone. La serie griotte y la caliza de montaña tienen las mismas características que presentan en otros puntos de Asturias. Es de destacar, en todo caso, la potencia de la caliza de montaña, que puede considerarse de unos 250 metros, si bien en algunos puntos puede ser tal vez menor. Esta potencia es la normal que suele presentar este nivel en Asturias. Por encima de la caliza de montaña se encuentra la típica serie de pizarras y areniscas. En el contacto entre ambos conjuntos se encuentra un nivel de pizarras con calcosquistos que forma la base de la serie pizarrosa y un nivel de calizas con intercalaciones de pizarras que forma la parte alta de la serie caliza.

En esta zona no puede seguirse con detalle la serie estratigráfica por lo que a sus niveles más altos se refiere. Sin embargo, es interesante citar la presencia de un nivel calizo que se hace evidente en el extremo NW. del mapa y en la carretera de Quirós, cerca del estrecho que forma la caliza de montaña a la salida del valle. Esta serie, tal como la corta la carretera, es:

21.—Pizarras ... ..	20 metros.
20.—Caliza brechosa... ..	0,4 —
19.—Pizarra ... ..	3 —
18.—Caliza... ..	0,5 —
17.—Pizarra ... ..	1 —
15.—Pizarra con algún banco de calcosquistos ... ..	3 —
14.—Pizarra con calcosquistos, cada vez más frecuentes, hacia el techo... ..	1 —
13.—Caliza compacta brechosa... ..	0,5 —
12.—Caliza y pizarra... ..	0,5 —
11.—Pizarra y calcosquistos... ..	0,4 —

10.—Caliza	0,2 metros.
9.—Pizarra	1,3 —
8.—Caliza con algún banco pizarroso..	0,7 —
7.—Pizarra	0,4 —
6.—Caliza	0,2 —
5.—Pizarra oscura	5 —
4.—Pizarra englobando fragmentos de caliza	3 —
3.—Caliza	2 —
2.—Pizarra oscura	30 —
1.—Arenisca y pizarra	5 —

YACENTE.

Esta serie muestra un conjunto con abundantes capas calizas, si bien de escasa potencia y sin constituir en ningún momento un nivel bien diferenciado. Ello es causa de que estos episodios calizos no se traduzcan en el relieve. La caliza del extremo NW. del mapa es de más consistencia y constituye un nivel más diferenciado; la posición de este nivel en la serie carbonífera será discutido más adelante cuando se tengan de la misma una idea más amplia.

## 2. LA ZONA DE BERMIEGO Y CORTINA.

Con el estudio de la región de Tene se pone de manifiesto la existencia de una importante serie de pizarras y areniscas que se superponen a la caliza de montaña, serie de la cual no se ha podido estudiar con detalle más que la parte inferior, inmediatamente superpuesta a la caliza de montaña. Sin embargo, aunque no se hayan obtenido sucesiones de los niveles más altos, la existencia de franjas pizarrosas de cierta importancia entre los relieves determinados por la caliza de montaña, da idea de la importancia de este conjunto pizarroso, conjunto cuya monotonía queda rota tan sólo por los niveles calizos descritos en la carretera de Quirós y en los alrededores de Villamejín. Un estudio más completo y detallado de este conjunto pizarroso puede hacerse algo más al S., en Bermiego y al S. de Cortina. La serie más completa puede obtenerse siguiendo el valle de Quirós, al S. de Cortina. Allí la sucesión es:

TECHO: Conjunto productivo del Xagarín.

53.—Caliza gris	5 metros.
52.—Pizarra con alguna intercalación caliza	10 —
51.—Pizarra deleznable y pizarra arenosa	20 —
50.—Arenisca	4 —
49.—Pizarra y arenisca	40 —

48.—Arenisca compacta con algún banco de pizarra	7 metros.
47.—Pizarra y arenisca alternante	1,5 —
46.—Pizarra con algún banco de arenisca	5 —
45.—Arenisca con alguna pizarra	3 —
44.—Arenisca compacta	2 —
43.—Pizarra con intercalaciones de areniscas	15 —
42.—Arenisca	2 —
41.—Pizarra	2 —
40.—Arenisca compacta	2 —
39.—Pizarra	1,8 —
38.—Arenisca compacta	1,5 —
37.—Arenisca en lascas	2 —
36.—Pizarras con bancos de 20 a 30 cm. de areniscas	15 —
35.—Arenisca compacta	1 —
34.—Pizarra	3 —
33.—Arenisca y pizarra alternando	5 —
32.—Pizarra	6 —
31.—Arenisca compacta	5 —
30.—Pizarra y arenisca alternante	40 —
29.—Arenisca compacta	8 —
28.—Pizarras con delgadas capas de arenisca, que hacia el techo pasa a un conjunto alternante	10 —
27.—Arenisca compacta con grandes formas nodulosas	3 —
26.—Areniscas compactas	3 —
25.—Pizarras hojosas que hacia la parte media y alta tienen bancos de areniscas	20 —
24.—Arenisca compacta	2 —
23.—Arenisca y pizarra alternante	4 —
22.—Areniscas compactas con alguna intercalación pizarrosa	6 —
21.—Pizarra oscura deleznable con capas nódulos de limonita	4 —
20.—Areniscas en bancos de 10 a 20 cm. localmente compactos, con algunas intercalaciones de pizarras	5 —
19.—Pizarra con intercalaciones de areniscas cada vez más importantes hacia el techo	10 —
18.—Arenisca compacta	4 —
17.—Pizarra y arenisca	5 —
16.—Arenisca muy compacta	5 —
15.—Pizarra y arenisca alternando	5 —

14.—Arenisca compacta... ..	4	metros.
13.—Pizarra y arenisca ... ..	7	—
12.—Arenisca compacta... ..	8	—
11.—Pizarra con algún banco de arenisca compacta de de 0,1 a 0,2 m. ... ..	20	—
10.—Pizarra y arenisca alternando... ..	3	—
9.—Arenisca compacta... ..	2	—
8.—Pizarra con algún banco de arenisca cada vez más frecuente y compacto hacia el techo ...	4	—
7.—Arenisca compacta... ..	2	—
6.—Pizarras ... ..	2	—
5.—Arenisca compacta con algún banco pizarroso ...	3	—
4.—Pizarras ... ..	4	—
3.—Areniscas.. ... ..	0,5	—
2.—Pizarras ... ..	2	—
1.—Arenisca compacta... ..	1	—

YACENTE: Pizarra deleznable alternando con algún banco de arenisca.

Esta sucesión no llega a alcanzar los niveles más bajos de la serie pizarrosa; sin embargo puede aceptarse que se trata de una serie bastante completa, en la que probablemente faltan sólo los niveles basales. La comparación exacta con la serie de Tene no es posible, ya que faltan buenos niveles guías. Sin embargo, la parte baja de esta serie puede, a juzgar por su posición estratigráfica, hacerse coincidir con aquélla. En apoyo de esta interpretación está la existencia en ambas series de un nivel de pizarras con nódulos limoníticos, nivel que puede considerarse equivalente.

Otra nueva serie, aunque incompleta, puede obtenerse en Bermiego donde aparece un nivel con nódulos limoníticos que puede relacionarse también con los niveles de nódulos descritos hasta ahora. La serie de Bermiego es:

TECHO: Pizarras.

12.—Pizarra gris y marrón con nódulos limoníticos... ..	7	metros.
11.—Areniscas y pizarras ... ..	4	—
10.—Arenisca compacta... ..	2	—
9.—Pizarras ... ..	8	—
8.—Pizarra y arenisca alternando en bancos de 5 a 40 cm. las areniscas y de 0,05 a 1 m. las pizarras ... ..	20	—
7.—Arenisca compacta con intercalaciones de pizarra.	3,5	—
6.—Pizarras ... ..	8	—

5.—Arenisca y pizarra... ..	7	metros.
4.—Arenisca compacta... ..	7	—
3.—Pizarras verdosas alternando con bancos de 10 a 20 cm. de areniscas ... ..	10	—
2.—Arenisca alternando con alguna capa de pizarras, pero con gran predominio de las areniscas... ..	4	—
1.—Arenisca compacta con grandes formas nodulares que llegan a alcanzar dimensiones de 1 m. ... ..	2	—

YACENTE: Pizarras con algunas intercalaciones de areniscas.

En todas estas series existe una marcada uniformidad. Los bancos de pizarras y areniscas se suceden y repiten con ligeras variaciones. Tan sólo en la parte más alta de la serie aparece un episodio calizo, episodio que se ha tomado como techo del conjunto descrito al S. de Cortina. Por encima de esta serie, cuya potencia puede evaluarse en unos 400 m., se sitúa un nuevo conjunto con unas características muy diferentes. Este nuevo conjunto se caracteriza por poseer algunas intercalaciones de caliza, principalmente en la base, y por presentar capas explotables de carbón; se trata del núcleo productivo del Xagarín.

### 3. EL NÚCLEO PRODUCTIVO DEL XAGARÍN.

Como acaba de indicarse, superpuesta a la serie descrita antes se encuentra un nuevo conjunto con características distintas. Como separación entre ambas series puede tomarse el nivel calizo que corona el conjunto que acaba de describirse. Un buen corte para lo que a los niveles más bajos de este nuevo conjunto se refiere puede obtenerse al S. de Bermiego, en el camino al Faedal. La sucesión que allí se obtiene es:

TECHO: Pizarras.

14.—Pizarra carbonosa... ..	5	metros.
13.—Arenisca compacta... ..	7	—
12.—Pizarra y arenisca... ..	30	—
11.—Arenisca compacta... ..	3	—
10.—Pizarra ... ..	1	—
9.—Arenisca... ..	0,4	—
8.—Pizarra ... ..	2	—
7.—Arenisca ... ..	0,3	—
6.—Pizarra ... ..	0,3	—
5.—Arenisca... ..	0,3	—
4.—Pizarra ... ..	1	—

13.—Arenisca muy compacta	5	metros.	
12.—Pizarra gris nodulosa...	15	—	
11.—Arenisca...	0,4	—	
10.—Pizarra deleznable, nodulosa y limonítica, con bancos arenosos de 20 cm. intercalados...	6	—	
9.—Pizarra nodulosa y deleznable	8	—	
8.—Arenisca alternando con pizarras	4	—	
7.—Caliza amarillenta, brechoide, con restos de crinoideos y con intercalaciones de pizarra en el techo	2	—	
6.—Pizarra	10	—	
5.—Caliza compacta gris	10	—	CAPA CALIZA II
4.—Carbón y pizarra carbonosa	0,3	—	
3.—Pizarra	15	—	
2.—Caliza gris	5	—	CAPA CALIZA I.
1.—Pizarra con alguna capa caliza	10	—	

YACENTE: Pizarra deleznable.

Este conjunto queda separado del descrito antes por los niveles calizo que forman su base, niveles que destacan en el relieve netamente, por formar pequeñas cuestas u "hog-backs" que sobresalen del conjunto de prados de formas suaves, característicos de la zona. La serie que se apoya sobre estas capas calizas puede parecer semejante a la descrita antes. La presencia de otras intercalaciones calizas más altas, así como de capas productivas de carbón, da a esta serie unas características propias distintas de la anterior.

Niveles más altos a los descritos pueden cortarse en las proximidades de las minas abandonadas situadas entre Bermiego y Las Vallinas. En esta zona la serie estratigráfica se halla bastante enmascarada, no obstante puede cortarse la siguiente sucesión:

TECHO.			
32.—Caliza	8	metros.	CAPA CALIZA IV.
31.—Pizarra y arenisca	10	—	
30.—Caliza	4	—	CAPA CALIZA III.
29.—Pizarra y arenisca	20	—	
28.—Carbón	0,5	—	CAPA B.
27.—Pizarra y arenisca	45	—	
26.—Carbón	0,5	—	CAPA A.
25.—Pizarra y arenisca	75	—	

YACENTE.

Esta serie es la continuación por el techo de la descrita anteriormente; en

ella destaca la aparición de dos capas de carbón, capas que se han denominado A y B para diferenciarlas de las capas que se distinguirán en las minas de Xagarín. Las capas de carbón descritas aquí se presentan en una posición bastante basal dentro del conjunto que forma el núcleo del Xagarín; sin embargo no será hasta niveles mucho más altos donde las capas de carbón adquieren importancia por su mayor número y frecuencia. Por lo que se refiere a los episodios calizos, se ve también cómo, además de los niveles basales, se presentan nuevamente niveles calizos por encima de las capas de carbón.

La serie que forma el núcleo productivo del Xagarín no termina, sin embargo, aquí; nuevos niveles pueden cortarse más al S., donde se encuentran las minas del Xagarín, minas que explotan capas de carbón más altas que las descritas y que se encuentran en el valle que desde el E. afluye al valle de Quirós, en San Salvador, algo más al sur. Un buen corte puede obtenerse en las galerías de las minas del Xagarín. Aprovechando en parte las galerías del primer piso, y en parte las del segundo, ha podido obtenerse la siguiente sucesión:

TECHO.			
150.—Carbón	0,8	metros.	CAPA X.
149.—Pizarras y areniscas	100	—	
148.—Carbón	1	—	CAPA IX.
147.—Pizarra y arenisca	40	—	
146.—Arenisca	5	—	
145.—Pizarra	3	—	
144.—Carbón	0,5	—	} CAPA VIII.
143.—Pizarra ampelítica	1,2	—	
142.—Carbón	0,4	—	
141.—Pizarras	8	—	
140.—Arenisca	30	—	
139.—Pizarra carbonosa y carbón	1	—	CARBONERO.
138.—Pizarra con alguna arenisca hacia la base	8	—	
137.—Pizarra carbonosa y carbón	0,4	—	CARBONERO.
136.—Pizarra	4	—	
135.—Carbón	0,3	—	CARBONERO.
134.—Pizarra	0,4	—	
133.—Arenisca	1	—	
132.—Pizarra	2	—	
131.—Carbón	0,2	—	CARBONERO.
130.—Pizarra carbonosa	0,2	—	
129.—Arenisca	35	—	
128.—Pizarra carbonosa	1	—	

127.—Carbón...	0,7	metros	CAPA VII.
126.—Areniscas	10	—	
125.—Pizarras	1	—	
124.—Areniscas	1	—	
123.—Pizarras	6	—	
122.—Areniscas	7	—	
121.—Pizarras	0,4	—	
120.—Carbón	0,8	—	CAPA VI.
119.—Pizarra oscura	4	—	
118.—Carbón	0,5	—	CAPA V.
117.—Arenisca con intercalaciones de pizarras	0,8	—	
116.—Pizarras	10	—	
115.—Areniscas	5	—	
114.—Pizarras con algún banco de areniscas	8	—	
113.—Areniscas	0,2	—	
112.—Pizarras	4	—	
111.—Areniscas	23	—	
110.—Pizarra que se hace arenosa hacia el techo.	40	—	
109.—Areniscas	2	—	
108.—Pizarras	4	—	
107.—Areniscas	5	—	
106.—Pizarras	1,6	—	
105.—Areniscas	15	—	
104.—Pizarra carbonosa	0,1	—	
103.—Areniscas	1	—	
102.—Carbón	0,15	—	CARBONERO.
101.—Areniscas	0,8	—	
100.—Pizarras	2	—	
99.—Areniscas	4	—	
98.—Pizarras	10	—	
97.—Caliza calcosquistosa con muchas vetas de calcita	3	—	CAPA CALIZA X.
96.—Arenisca con bancos de 0,1 m. de pizarras.	3	—	
95.—Pizarras	4	—	
94.—Arenisca	1	—	
93.—Pizarras	3	—	
92.—Arenisca	10	—	
91.—Pizarra carbonosa y carbón	0,4	—	CARBONERO.
90.—Arenisca	3	—	
89.—Pizarra	2	—	
88.—Carbón	0,8	—	CAPA IV.

87.—Pizarra	10	metros.	
86.—Pizarra carbonosa y carbón	1,5	—	CARBONERO.
85.—Pizarra	2	—	
84.—Pizarra hojosa	0,3	—	
83.—Caliza	7	—	CAPA CALIZA IX.
82.—Pizarra	15	—	
81.—Arenisca	30	—	
80.—Pizarra	6	—	
79.—Pizarra algo carbonosa	1	—	
78.—Carbón	0,5	—	CAPA III.
77.—Pizarra carbonosa	1	—	
76.—Arenisca	6	—	
75.—Pizarra	5	—	
74.—Pizarra carbonosa	3	—	
73.—Pizarras	40	—	
72.—Areniscas	2	—	
71.—Pizarras	5	—	
70.—Areniscas	3	—	
69.—Pizarras	2	—	
68.—Areniscas	5	—	
67.—Pizarras	1,2	—	
66.—Areniscas	3	—	
65.—Pizarras	2	—	
64.—Arenisca	0,2	—	
63.—Pizarras	5	—	
62.—Arenisca	1	—	
61.—Pizarra compacta	10	—	
60.—Pizarra deleznable	0,2	—	
59.—Pizarra compacta	10	—	
58.—Arenisca	17	—	
57.—Pizarra carbonosa	0,15	—	
56.—Arenisca	5	—	
55.—Pizarra	6	—	
54.—Pizarra negra carbonosa	0,2	—	
53.—Carbón	1	—	CAPA II.
52.—Pizarra micácea y pizarra carbonosa	6	—	
51.—Arenisca compacta con intercalaciones de pizarra de 0,1 a 0,2 m.	8	—	
50.—Pizarra compacta	4	—	
49.—Arenisca	15	—	
48.—Pizarra oscura	8	—	

47.—Pizarras	25	metros.	
46.—Carbón	0,1	—	CARBONERO.
45.—Arenisca	15	—	
44.—Carbón	0,35	—	CARBONERO.
43.—Arenisca	12	—	
42.—Pizarras	8	—	
41.—Areniscas	2	—	
40.—Pizarras	1	—	
39.—Areniscas	1	—	
38.—Pizarra	10	—	
37.—Caliza	1	—	CAPA CALIZA VIII
36.—Pizarra compacta	15	—	
35.—Carbón	0,7	—	CAPA I.
34.—Pizarra	2	—	
33.—Pizarra carbonosa	1	—	
32.—Pizarra	2,3	—	
31.—Arenisca verdosa de grano grueso	10	—	
30.—Pizarra	6	—	
29.—Arenisca	1	—	
28.—Pizarra hojosa y deleznable	10	—	
27.—Areniscas	3	—	
26.—Arenisca y pizarra	5	—	
25.—Areniscas	4	—	
24.—Pizarra y arenisca	20	—	
23.—Pizarra	60	—	
22.—Arenisca	3	—	
21.—Pizarra muy compacta	25	—	
20.—Arenisca	3	—	
19.—Pizarra	5	—	
18.—Arenisca	25	—	
17.—Pizarra	30	—	
16.—Caliza	1	—	CAPA CALIZA VII.
15.—Pizarra	5	—	
14.—Areniscas	0,8	—	
13.—Pizarra compacta	5	—	
12.—Caliza	1,2	—	CAPA CALIZA VI.
11.—Pizarra cada vez más hojosa hacia la base	5	—	
10.—Pizarra arenosa	5	—	
9.—Arenisca con intercalaciones de pizarra	20	—	
8.—Pizarra alternando con areniscas en bancos de 0,5 m.	10	—	

7.—Arenisca	2	metros.	
6.—Pizarra y arenisca	20	—	
5.—Caliza	4,5	—	CAPA CALIZA V.
4.—Pizarras y areniscas alternantes	80	—	
3.—Calcosquistos	1	—	CAPA CALIZA IV.
2.—Pizarra	10	—	
1.—Caliza	8	—	CAPA CALIZA III.

YACENTE: Conjunto alternante de pizarras y areniscas coronado por la capa caliza III.

Esta serie está obtenida en su mayor parte en las galerías de las minas del Xagarín. En el piso primero se han reconocido los niveles del 4 al 80, y en el piso segundo del 81 al 146.

La serie que acaba de describirse es un conjunto que se diferencia del anterior por la presencia de capas de caliza y de capas explotables de carbón. Las capas calizas se sitúan principalmente en la parte baja de la serie, mientras que las capas de carbón lo hacen principalmente en los niveles más altos, si bien las tres primeras capas se encuentran todavía en la zona con episodios calizos. Así pues, en este núcleo productivo del Xagarín pueden distinguirse, desde el punto de vista estratigráfico, una zona inferior con episodios calizos y alguna capa de carbón hacia el techo, y una serie superior sin intercalaciones calizas y donde se sitúan la mayor parte de las capas de carbón.

#### 4. LA SERIE DE MURIELLOS.

Más hacia el E. de las áreas estudiadas hasta ahora, se encuentra una nueva zona pizarrosa algo independiente de ellas, si bien ligada a las mismas por el sur. Se trata de una zona de posición sinclinal que termina periclinalmente por el N., rodeada por la caliza de montaña: es la zona de Muriellos. En ella puede obtenerse la sucesión de los niveles más bajos de la serie pizarrosa, si bien el contacto con la caliza de montaña suele presentarse algo mecanizado. Como queda dicho, este afloramiento tiene carácter sinclinal; en su flanco E. se corta la siguiente sucesión:

TECHO: Pizarras con intercalaciones de areniscas.			
Caliza gris y calcosquistos	5	metros.	CAPA V.
Pizarra	10	—	
Caliza	3	—	CAPA IV.
Pizarra	5	—	
Arenisca compacta	4	—	
Pizarra	20	—	

Arenisca compacta...	15 metros.	
Pizarra .....	20 —	
Caliza .....	5 —	CA
Arenisca y pizarra grisáceo-amarillenta .....	5 —	
Pizarra .....	7 —	
Caliza .....	3 —	CAP
Pizarra y arenisca .....	60 —	
Caliza .....	4 —	
Pizarra .....	20 —	CAP

YACENTE: Caliza de montaña.

Esta serie se ve completada por la que puede obtenerse por el flanco del mismo sinclinal; en este flanco las condiciones de observación mejores, lo que permite seguir la serie con más detalle; sin embargo, por lo que se refiere a los niveles inferiores, la sucesión es incompleta, ya que la mecanización en el contacto con la caliza de montaña es considerable. La serie que puede obtenerse en el flanco E. del sinclinal es como sigue:

TECHO: Pizarras.

Pizarra, a veces oscura, alternando con arenisca verdosa, compacta, localmente con tinciones de limonita y restos de vegetales .....	15 metros.	
Arenisca compacta.....	20 —	
Pizarra y areniscas.....	60 —	
Areniscas en bancos de 40-50 cm. alternando con pizarras en bancos de 1 m. ....	5 —	
Arenisca compacta.....	5 —	
Pizarra deleznable con algún banco de areniscas de 5 cm. en la base .....	50 —	
Arenisca con alguna intercalación de pizarra.....	6 —	
Pizarra con alguna intercalación de arenisca .....	50 —	
Caliza .....	5 —	CAPA V
Pizarra .....	10 —	
Caliza .....	4 —	CAPA I
Pizarra .....	2 —	
Areniscas .....	4 —	
Pizarra con alguna intercalación de arenisca .....	60 —	
Caliza .....	8 —	CAPA III

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Esta serie llama la atención por la abundancia de capas de caliza hacia la base de la formación. A este respecto es interesante observar cómo la pri-

mera intercalación caliza aparece pocos metros por encima de la caliza de montaña. De este modo se suceden cinco capas de caliza, todas ellas en posición notablemente baja dentro del conjunto pizarroso y por tanto difíciles de sincronizar con ninguno de los niveles calizos reconocidos hasta ahora.

Como ya se ha indicado con anterioridad, los contactos con la caliza de montaña suelen ser tectonizados. En el flanco E. se reconoce claramente esta tectonización por el hecho que de N. a S. se ven desaparecer en el contacto con la caliza de montaña varios niveles calizos, de manera que en las proximidades de Muriellos, que es donde se ha obtenido la serie descrita, la capa caliza más baja que se reconoce corresponde a la capa III de la serie obtenida en el flanco oeste. Este hecho no es una interpretación comparando el número de bancos calizos en cada flanco del pliegue, es un hecho que puede observarse a lo largo del citado flanco oriental. En efecto, si se sigue este flanco hacia el N. se ven aparecer los niveles calizos más bajos y puede verse cómo, de nuevo, quedan cortados en otros puntos.

Este contacto mecanizado puede hacer pensar en que tampoco la serie obtenida en el flanco W. represente la totalidad de la sucesión, o sea, que pueden faltar también en este flanco los niveles que representen el contacto con la caliza de montaña. No obstante, aunque no se pueda asegurar que la serie del flanco W. sea completa, difícilmente se puede imaginar una tectonización importante, dada la forma normal de la terminación periclinal, que no permite admitir más que ligeras mecanizaciones por despegue, y por tanto siempre de escasa importancia.

##### 5. RASGOS ESTRATIGRÁFICOS DE CONJUNTO.

La terminación septentrional de la cuenca de Quirós permite obtener una serie completa de los niveles más bajos del Carbonífero. Esta serie puede obtenerse de una manera esquemática en la zona de Xagarín-Cortina-Tene. Por ello va a considerarse, de momento, tan sólo esta zona. En ella la serie carbonífera puede dividirse en los siguientes niveles:

Serie productiva del Xagarín (1.000 m.) .....	} Nivel superior con capas de carbón. Nivel inferior con intercalaciones calizas y algunas capas de carbón.
Serie inferior de pizarras y areniscas alternantes.....	
Caliza de montaña .....	250 —
Serie griotte .....	25 —

YACENTE: Devónico.



Así pues, por encima de la caliza de montaña se encuentra, como normal en Asturias, un conjunto de pizarras y areniscas. Por encima este conjunto aparece un episodio calizo roto en una serie de bancos de p espesor. Algo superiores a estas calizas, aunque los niveles más bajos alternan con ellas, se sitúa un conjunto de capas de carbón.

En toda esta zona la sucesión es clara, hacia el W. y hacia el E. aparece niveles de caliza que pueden plantear algún problema. Un nivel calizo se encuentra en la carretera de Las Agüeras, al W. del pueblo. Este nivel, formado por calcosquistos y calizas, no puede, ni por su posición ni por su facies, relacionarse con las calizas que forman la base de la serie del Xagarín; en cambio pueden equipararse a la intercalación que LLOPIS sitúa uno 200 m. por encima de la base de la serie pizarrosa. De este modo, si bien con carácter meramente local, puede admitirse la existencia de algún banco calizo o calcosquistoso más bajo a los descritos.

Otro problema lo plantea la sucesión encontrada en el sinclinal de Muriellos; allí se encuentran intercalaciones calizas inmediatamente por encima de la caliza de montaña. Como se indicó ya al describir aquella sucesión, es muy difícil interpretar este hecho como debido a una tectonización de los niveles más bajos, niveles que, como muestra el corte esquemático que acaba de darse, tienen una potencia considerable. Así pues, de lo dicho debe deducirse que entre los niveles de Xagarín y de Muriellos no existe relación, de tal modo que pueden considerarse inferiores a aquéllos, aunque este hecho no podrá resolverse definitivamente hasta que se estudie de un modo completo la cuenca de Quirós, es decir, las áreas situadas inmediatamente al sur de la zona estudiada aquí.

**b) La cuenca de Riosa**

**1. EL PROBLEMA ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE RIOSA.**

Como se indicó ya al iniciarse este trabajo, al E. del Aramo se extiende otra área carbonífera de mayor importancia que la anterior: se trata de la cuenca de Riosa. Esta cuenca presenta un importante problema que conviene plantear antes de iniciar la descripción de la cuenca, tanto desde un punto de vista estratigráfico como tectónico. Este problema ha sido recientemente planteado en un trabajo inédito de JONGMANS y WAGNER. Se trata de la verdadera posición del techo de la serie productiva de Piedrafita-Canales. Es decir, si se trata de una serie ascendente de N. a S., como se ha considerado hasta ahora, o si es hacia el N. donde se sitúan los niveles más altos. Hasta JONGMANS y WAGNER (in lit.) se consideró que los niveles más anti-

guos, dentro del Carbonífero pizarroso de Riosa, correspondían a los bordes de la cuenca. ADARO (1926) considera la cuenca de Riosa como un sinclinal simple; la caliza de montaña del Aramo y del Monsacro sería su base, que afloraría normalmente por debajo del conjunto pizarroso. Según esta interpretación los niveles más altos se situarían hacia el centro de la cuenca. LLOPIS (1950) señala la existencia de una falla al E. del Aramo, y ALMEL y RÍOS señalan como tectónico tanto el contacto con el Aramo como el límite N., o sea, el contacto con el Monsacro. Sin embargo, continúan considerando que el productivo de Riosa se sitúa en sentido ascendente de N. a S. Esta unidad de origen queda rota con las últimas investigaciones de JONGMANS y WAGNER. Dichos autores suponen que los niveles más modernos se sitúan hacia el N., es decir, que la serie es ascendente de N. a S., conclusión a la que llegan por el estudio paleontológico, que da una edad Westfaliense para el grupo Esperanza, mientras que en el grupo Canales citan una flor del Westfaliense C, D. Por otra parte, el estudio de los techos y muros de la formación hullera conduce a los citados autores a la misma conclusión.

Esta divergencia de opiniones obliga a plantear el problema antes de emprender la descripción estratigráfica de la cuenca, ya que es necesario hacer constar el sentido en que han sido tomadas las series. En este trabajo se acepta la interpretación de JONGMANS y WAGNER; por otra parte, sus estudios paleontológicos son los únicos existentes y, por tanto, los únicos datos sólidos en este sentido en que apoyarse. Por otra parte, las observaciones de campo no sólo no contradicen la interpretación de los citados autores sino que la favorecen. Más adelante, cuando se haga la discusión de la edad de los distintos niveles carboníferos, se insistirá sobre este punto y se discutirán las diferentes razones que apoyan esta interpretación. Aquí basta con señalar la existencia del problema e indicar la solución aceptada en este trabajo, a fin de dar orientación para la lectura del mismo.

**2. LA ZONA SUR CON EPISODIOS CALIZOS.**

El extremo sur de la cuenca de Riosa se caracteriza por sus frecuentes intercalaciones de caliza. Una buena serie puede obtenerse por la carretera que va a las minas de Rioseco. En ella se corta la sucesión siguiente:

TECHO: Pizarras y areniscas azuladas y de grano grueso.

Caliza	...	3	metros.	CAPA XII.
Pizarra y areniscas	...	15	—	
Caliza	...	5	—	CAPA XI.
Pizarra y arenisca	...	10	—	
Pizarra	...	5	—	
Arenisca	...	3	—	

Pizarra con bancos de arenisca	10	metros.	
Pizarras, areniscas y calcosquistos	2	—	
Caliza	2,2	—	CAPA X.
Arenisca	1	—	
Pizarras	6	—	
Caliza	1,2	—	
Pizarra	0,5	—	
Caliza	1,2	—	CAPA IX.
Arenisca	1,2	—	
Pizarra	2	—	
Caliza	0,2	—	
Arenisca	3	—	
Pizarra	20	—	
Caliza	1	—	
Arenisca	15	—	
Pizarra	8	—	
Arenisca	2	—	
Pizarra y arenisca	8	—	
Arenisca	4	—	
Pizarras	20	—	
Caliza	1	—	CAPA VIII.
Pizarras	8	—	
Arenisca	4	—	
Pizarra	20	—	
Caliza	1	—	CAPA VII.
Pizarra	8	—	
Caliza	5	—	CAPA VI.
Pizarra	3	—	
Areniscas	2	—	
Pizarras con algún nivel calizo muy fino	10	—	
Calcosquistos y pizarras	5	—	
Caliza	1,5	—	CAPA V.
Pizarra y arenisca	10	—	
Caliza	1	—	CAPA IV.
Pizarra	1	—	
Arenisca con alguna intercalación de pizarra	2	—	
Pizarra	4	—	
Caliza con intercalaciones de pizarra	1	—	CAPA III.
Pizarra con caliza y calcosquistos (en capas de 5 a 10 cm.)	5	—	
Caliza gris	3	—	CAPA II.
Pizarra	15	—	

Caliza	1,5	metros.
Pizarras	10	—
Areniscas	6	—

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Esta serie no está completa hacia la base, ya que en el núcleo del anticlinal que forman las capas de caliza carbonera descritas en el corte anterior no llega a aflorar la caliza de montaña. No obstante, la base de la serie no debe encontrarse lejos, ya que el paquete de calizas carboneras que lo forman es el mismo que, después de formar un sinclinal, forma un nuevo anticlinal que rodeando el Aramo por el S. enlaza con las capas de la serie descritas en Muriellos. Algo más al NW, en San Adriano, puede obtenerse otro buen corte de esta serie, si bien menos completo, por lo que a sus niveles superiores se refiere. El corte por San Adriano es:

TECHO: Pizarras, areniscas y calizas alternantes.

Caliza	1,5	metros.	CAPA IX.
Pizarra	4	—	
Arenisca compacta gris	6	—	
Pizarras	3	—	
Arenisca	6	—	
Caliza	5	—	CAPA VIII.
Pizarra y pizarra compacta con restos de braquiópodos	20	—	
Calcosquistos	4	—	
Caliza	6	—	CAPA VII.
Pizarra y arenisca	7	—	
Calcosquistos y caliza	2	—	
Caliza	3	—	CAPA VI.
Pizarras	30	—	
Caliza	2	—	CAPAS IV-V.
Pizarra	2	—	
Arenisca	3	—	
Pizarra y arenisca	5	—	
Pizarra muy deleznable con grandes nódulos	10	—	
Caliza	8	—	CAPAS II-III.
Calcosquistos, pizarras y calizas	7	—	

YACENTE: Pizarras.

Esta serie es muy parecida a la anterior; alguno de los niveles calizos que en aquélla aparecían como separados aquí aparecen unidos; sin embargo, se trata sólo de diferencias muy poco acusadas. En realidad puede decirse incluso que se siguen los mismos niveles calizos que en la carretera de

las minas de Rioseco, niveles que son bastante visibles en toda la zona, d tacando incluso en el relieve en forma de pequeños "hog-backs".

### 3. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA CENTRAL.

A diferencia de la zona meridional, la zona central se caracteriza por s extrema tectonización; este hecho trae como consecuencia la dificultad d obtener buenas series estratigráficas en ella, si se exceptúa la parte más sep tentrional.

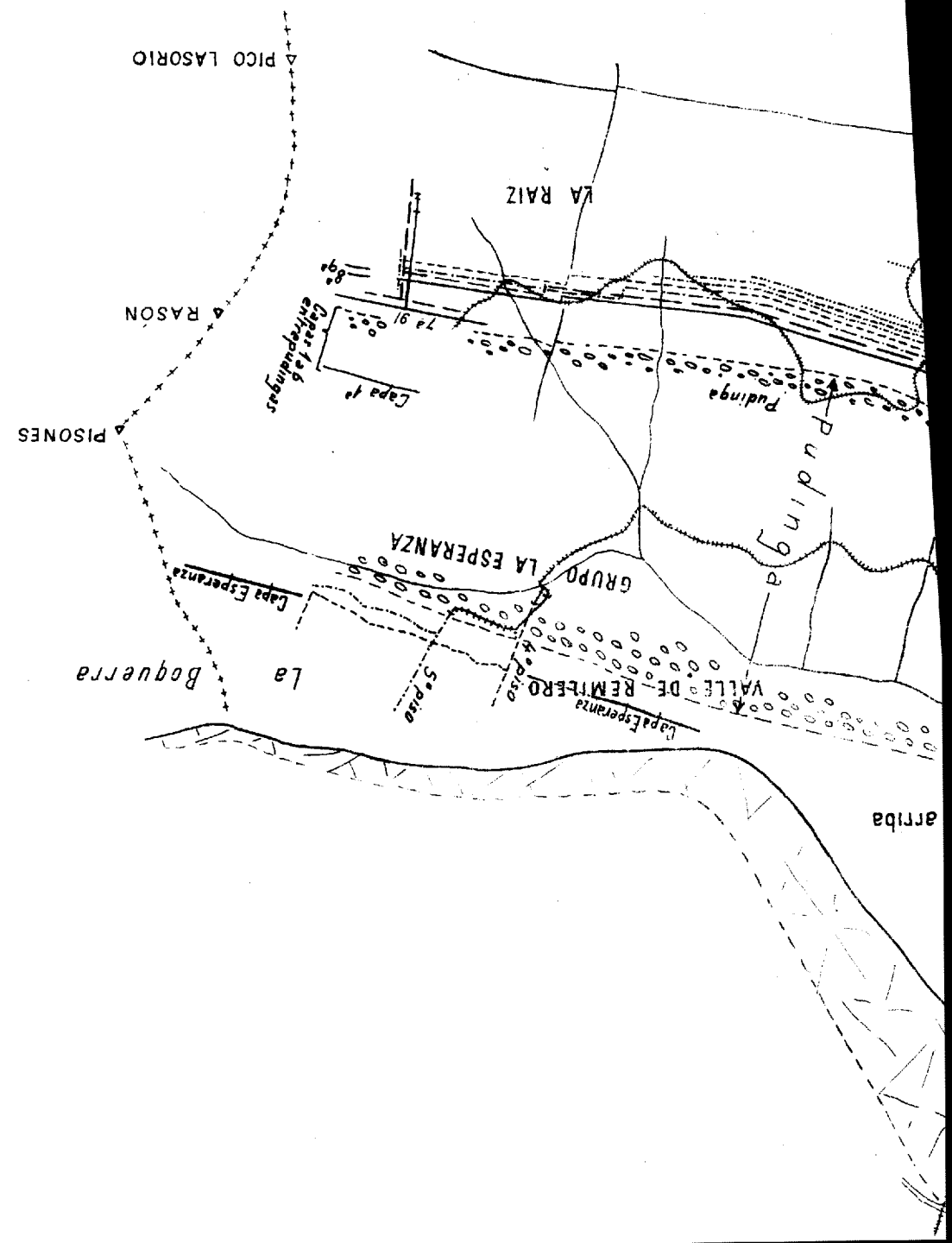
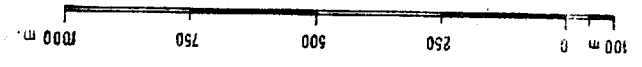
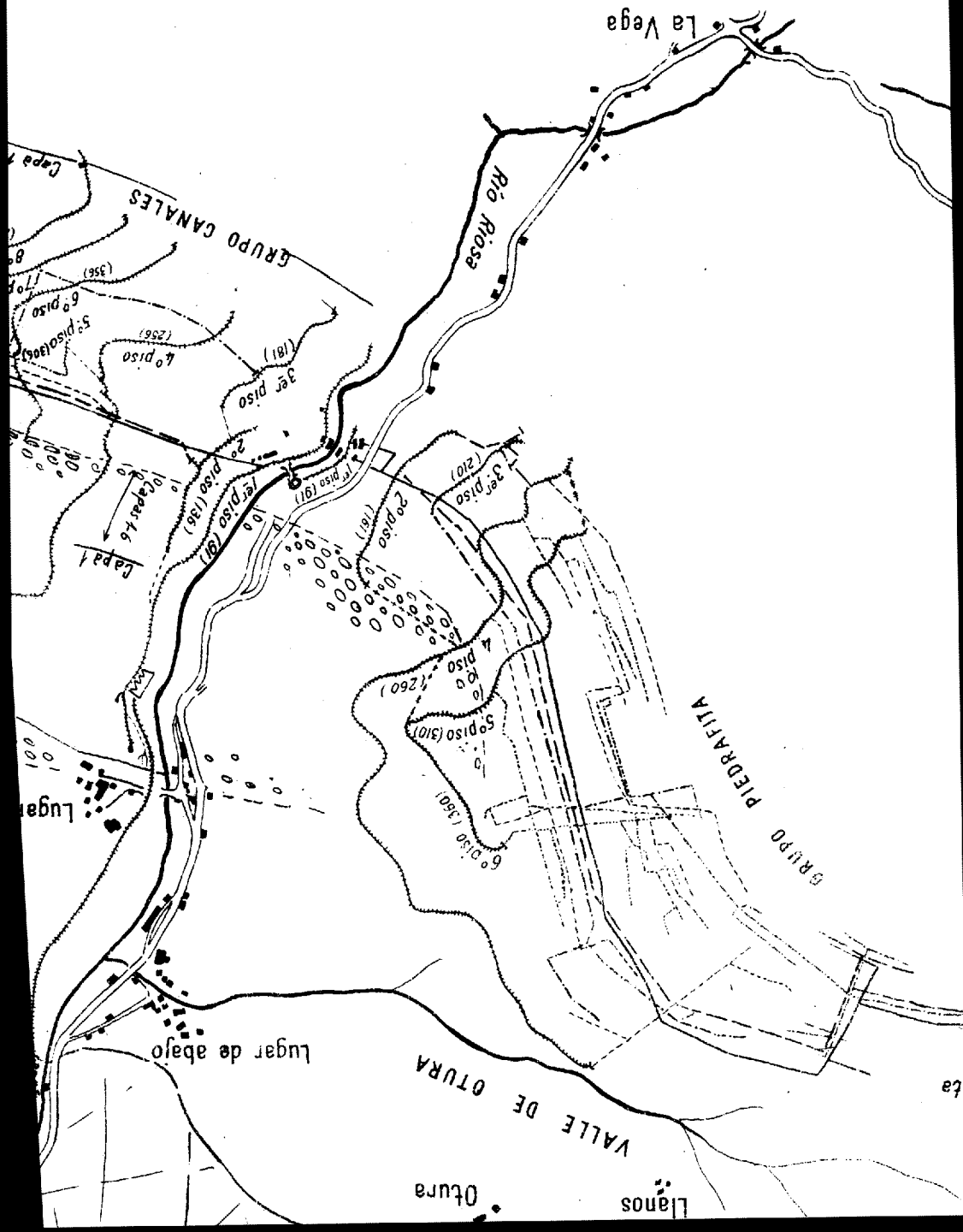
En líneas generales la característica estratigráfica de esta zona es la exis tencia de una amplia zona pizarrosa limitada al N. por un conjunto con abundantes intercalaciones calizas, conjunto que ALMELA y RÍOS (1953) denominan "paquete de las calizas". Este paquete de las calizas repara la zona de pizarras y areniscas de los paquetes productivos de Riosa, situados más al norte.

Un buen corte de este conjunto puede obtenerse en la zona de La Trapa, El Cabornín, Utiel, donde el nivel con intercalaciones calizas des- cribe un anticlinal. Un corte según el núcleo de este anticlinal da la suce- sión siguiente:

#### TECHO: Pizarras y areniscas.

Caliza y pizarra con fragmentos de caliza ... ..	4	metros.
Pizarra... ..	4	—
Arenisca ... ..	6	—
Pizarra hojosa y arenisca, especialmente hacia el techo	6	—
Arenisca ... ..	1	—
Pizarra con nódulos de limonita y alguna capa de are- niscas ... ..	5	—
Pizarra nodulosa con nódulos de limonita ... ..	20	—
Caliza calcosquistosa que hacia el techo pasa a caliza gris ... ..	5	—
Arenisca compacta ... ..	3,5	—
Pizarra y arenisca alternando con areniscas cada vez más abundantes hacia el techo... ..	10	—
Caliza gris compacta... ..	4	—
Pizarra y arenisca ... ..	15	—
Caliza calcosquistosa marrón ... ..	4	—
Pizarra marrón alternando con calcosquistos de tonos marrón-amarillentos con multitud de restos de fauna ... ..	6	—
Pizarra... ..	10	—
Arenisca ... ..	4	—

Fig. 2.—Mapa de las explotaciones de Canales, Piedrafita, Ablanedo y La Esperanza



Pizarras y areniscas ... ..	8	metros.
Arenisca compacta ... ..	3	—

YACENTE: Pizarra compacta, arenosa y nodulosa.

Todo este conjunto se encuentra por encima de la serie de pizarras areniscas que separa este nivel con intercalaciones calizas del nivel, también con capas de caliza, de la zona meridional de la cuenca de Riosa. Este conjunto es difícil de reconocer con detalle, por lo menos por lo que se refiere a todos sus niveles. Por la zona de La Trapa y Utiel puede reconocerse la sucesión de la parte más próxima al conjunto con intercalaciones calizas. La sucesión que allí se obtiene es la siguiente:

TECHO: Serie con intercalaciones calizas.

Arenisca con algún banco de pizarra ... ..	6	metros.
Pizarra ... ..	16	—
Arenisca... ..	8	—
Pizarra azulada... ..	4	—
Arenisca gris y ocrácea nodulosa ... ..	9	—
Pizarra azulada y ocrácea, a veces arenosa, y pizarra marrón... ..	15	—
Arenisca... ..	6	—
Pizarra ... ..	10	—
Arenisca con algún banco esporádico de pizarra azul... ..	6	—
Pizarra azulada... ..	3	—
Arenisca... ..	6	—
Pizarra azulada con intercalaciones de areniscas (cada vez más frecuentes hacia la base) ... ..	8	—
Arenisca ocrácea, a veces pizarrosa... ..	20	—
Pizarra azulada y ocrácea con capas de arenisca hacia la base ... ..	10	—
Arenisca... ..	12	—
Pizarra azulada y ocrácea... ..	10	—
Pizarra y arenisca alternando en bancos de 2 a 6 m. respectivamente ... ..	100	—
Arenisca compacta... ..	35	—
Pizarra deleznable... ..	3	—
Arenisca... ..	1	—
Pizarra arenosa, gris ocrácea ... ..	6	—
Arenisca compacta azul ... ..	5	—
Arenisca grisácea con zonas ocreas y con intercalaciones de pizarras de iguales características... ..	20	—
Arenisca grisácea ... ..	25	—

Pizarra arenosa ocrácea, azulada y gris...	10 metros.
Arenisca...	2 —
Pizarra arenosa...	15 —
Pizarra azulada y ocrácea...	20 —
Pizarra arenosa y arenisca azulada...	5 —
Arenisca compacta con alguna intercalación esporádica de pizarra ...	35 —

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Todo este conjunto se caracteriza principalmente por los tonos de l areniscas y pizarras, tonos que son siempre azulados y grises en vez d color marrón que caracteriza en otras partes los niveles de pizarras y areni cas del Carbonífero. También son frecuentes los tonos ocres debido a las ti ciones de limonita, pero este hecho es frecuente en todos los niveles pizarr sos del Carbonífero. Esta característica coloración se encuentra también e el contacto mecanizado del anticlinal de San Adriano. El corte que se h descrito comprende unos 400 m. de pizarras y areniscas; posiblemente l potencia total del nivel sea superior; sin embargo, en los niveles más bajos no se pueden obtener buenas sucesiones. Puede aceptarse, en principio, qu la potencia total de la serie sea del orden de los 600 a 700 m.; las caracterís ticas de toda la serie son iguales a los niveles más altos descritos en la suce sión anterior.

Con lo dicho hasta este momento puede conocerse la composición de la parte inferior del "paquete de calizas", así como del conjunto sobre el que se apoya. Entre los niveles calizos y los paquetes productivos de Piedrafitita y Canales se encuentra aún una potente serie, serie en la cual si bien apare cen ya algunas capas de carbón existen todavía algunas intercalaciones cal izas. Esta serie puede estudiarse con claridad al N. de La Vega, por la ca rretera de Lará y por la de Villamori. La sucesión que puede obtenerse es la siguiente:

TECHO: Paquete productivo del grupo "Canales".

Arenisca ...	5 metros.
Pizarra...	2 —
Arenisca compacta ...	1 —
Pizarra...	0,5 —
Arenisca compacta ...	0,4 —
Pizarra muy deleznable...	5 —
Arenisca, oscura en superficie y blanca en las seccio nes frescas...	2 —
Pizarra muy deleznable, marrón-verdosa...	5 —
Arenisca con estructura nodulosa ...	0,4 —

Pizarra...	2 metros.
Arenisca ...	3 —
Pizarra blanca, arenosa ...	4 —
Arenisca ...	2 —
Pizarra...	3 —
Arenisca ...	0,2 —
Pizarra...	1 —
Arenisca compacta con estructura nodulosa ...	8 —
Pizarra con algún banco de arenisca ...	60 —
Calizas y calcosquistos ...	2 —
Pizarra y arenisca alternando con algún banco algo carbonoso...	4 —
Arenisca muy compacta...	1 —
Pizarra y arenisca ...	2 —
Pizarra carbonosa ...	0,4 —
Arenisca ...	4 —
Pizarra...	5 —
Arenisca alternando con pizarra ...	2 —
Carbón ...	0,4 —
Pizarra ...	4 —
Pizarra algo calcosquistosa ...	0,1 —
Caliza ...	3 —
Pizarra...	6 —
Arenisca ...	2 —
Pizarra...	4 —
Carbón...	0,2 —
Pizarra...	20 —
Carbón...	0,2 —
Pizarra nodulosa azulada ocrácea ...	6 —
Arenisca ...	0,4 —
Pizarra carbonosa ...	0,4 —
Pizarra arenosa ocrácea y arenisca...	5 —
Arenisca ...	1,5 —
Pizarra...	8 —
Pizarra carbonosa con algún lecho de carbón...	1,2 —
Pizarra arenosa y arenisca ...	3 —
Arenisca hojosa alternando con arenisca cuarcítica y cuarcita, con alguna forma nodular ...	5 —
Pizarra carbonosa...	0,2 —
Arenisca hojosa, ocrácea, debido a tinciones de limo nita...	3 —

Arenisca hojosa ... ..	2	metros.
Pizarra muy compacta ... ..	10	—
Pizarra con algunos bancos de estructura nodulosa...	20	—
Pizarra con algún banco de arenisca ... ..	10	—
Arenisca alternando con pizarra compacta ... ..	10	—
Pizarra compacta... ..	5	—
Pizarra muy fracturada hacia la base y con formas de fractura concoidea ... ..	8	—
Arenisca ... ..	1,5	—
Pizarra... ..	2	—
Arenisca con algún banco de pizarra... ..	4	—
Pizarra... ..	2	—
Arenisca ... ..	2	—
Arenisca y pizarra ... ..	25	—
Pizarra... ..	3	—
Arenisca ... ..	0,5	—
Pizarra... ..	2,5	—
Arenisca ... ..	2	—
Pizarra... ..	4	—
Calcosquistos y pizarra calcosquistosa... ..	1	—
Arenisca y pizarra ... ..	1	—
Pizarra... ..	7	—
Arenisca hojosa ... ..	8	—
Arenisca compacta ... ..	6	—
Pizarra hojosa con alguna intercalación de pizarra más compacta ... ..	7	—

YACENTE: Pizarras y areniscas con intercalaciones de la parte baja del "paquete de calizas".

Esta serie se completa con la anterior, de manera que entre ambas puede considerarse que forman la totalidad del Carbonífero comprendido entre el nivel inferior, con intercalaciones calizas, y el productivo de Canales-Piedrafitita. La serie productiva de Canales se encuentra a continuación de la serie que acaba de describirse de una manera normal. Sin embargo, tanto por su importancia como por constituir por sí sola el único conjunto productivo de la cuenca, se hará un capítulo aparte con los paquetes productivos que forman los grupos de Canales, Piedrafitita, Esperanza y Ablanedo.

#### 4. LOS PAQUETES PRODUCTIVOS DE RIOSA.

*La explotación minera.*—Tal como se ha indicado ya, va a seguirse aquí la interpretación de JONGMANS y WAGNER (in. lit.) con respecto a la posición del techo geológico del paquete productivo. Esto trae como consecuencia que la numeración dada a las capas de carbón queda en sentido contrario al orden ascendente de la serie, de manera que la capa I es la más moderna, mientras la XX es la más antigua, ya que la numeración de la capas fue hecha creyendo que el conjunto productivo era descendente hacia el N. hasta la caliza de montaña, sobre la que se apoyaría normalmente.

Antes de seguir adelante con la descripción estratigráfica conviene dar algunas indicaciones sobre las explotaciones mineras. La zona productiva de Riosa está formada por cuatro grupos, que son: Canales, Piedrafitita, La Esperanza y Ablanedo. Los grupos de Canales y Piedrafitita son las mismas capas que se explotan a un lado y otro del río Riosa; a la derecha del mismo se sitúa el grupo Canales y a la izquierda el grupo Piedrafitita. Como quedo dicho ambos grupos explotan el mismo paquete de capas, por ello se ha trabajado siempre en este trabajo del conjunto de Canales-Piedrafitita. Estos grupos de Canales-Piedrafitita son los más importantes; los de La Esperanza y Ablanedo son mucho menos importantes. El grupo Canales consta de ocho pisos, separados entre sí por desniveles de 50 m., aunque en los pisos más bajos se pierde esta regularidad. Estos ocho pisos se numeran también según sus cotas de la manera siguiente: piso 1 (o piso 91); piso 2 (136); piso 3 (181); piso 4 (256); piso 5 (306); piso 6 (356); piso 7 (406); piso 8 (456). De estos ocho pisos, el octavo tiene tres bocaminas; La Rebollar, en el extremo SW. del piso, que está emboquillada en la capa 19; la bocamina actualmente activa, situada junto a la capa 8 y que ocupa una posición central, La Raíz, situada mucho más al E., emboquillada en la arenisca junto a la capa 7. El cuarto piso tiene un largo ramal que conduce al grupo de La Esperanza. El grupo Piedrafitita consta de seis pisos, numerados también según sus cotas: son los siguientes: pisos 91 (primero); 161 (segundo); 210 (tercero); 260 (cuarto); 310 (quinto); 360 (sexto). El paquete productivo consta de 22 capas, de las cuales las seis primeras (numeradas de N. a S.) son entre pudingas. La explotación se limita a las capas centrales, de manera que no se encuentran en explotación las más altas ni las más bajas.

Al N. del grupo Canales se encuentra el grupo Esperanza, puesto en relación con el grupo Canales, por un ramal del ferrocarril del cuarto grupo. Los grupos Esperanza y Canales se encuentran separados, desde el punto de vista geológico, por una importante masa de pudinga. El grupo Esperanza consta de dos pisos, denominados respectivamente pisos cuarto y quinto; un plano inclinado establece relación entre ellos.

Finalmente queda un cuarto grupo, se trata del grupo Ablando en las proximidades de Grandiella. Este grupo consta de dos pisos minados segundo y tercero. Las capas de carbón cortadas en Ablando cinco, numeradas a partir de la entrada de la mina y a partir del número. Las capas son, pues: la sexta, séptima y octava, situadas cerca de la de la mina, y, bastante próximas, la novena, hacia la mitad de la y la décima, cerca del final, en el estado actual de las explotaciones.

5. ESTRATIGRAFÍA DEL CONJUNTO CANALES-PIEDRAFITA-LA ESPE

Como se indicó en la introducción de este trabajo, gracias a la ayuda de Hulleras de Riosa han podido utilizarse para la realización del presente estudio los datos de los cortes de las minas. Los cortes transversales obtenidos en los pisos 91, 136, así como en el grupo La Esperanza, se publican en forma de figuras; así pues, no hace falta repetir aquí las series, que resultan más expresivas en su representación gráfica. La serie que se dará aquí es la serie obtenida a partir de las observaciones propias obtenidas sobre el corte concretamente en las trincheras de los diferentes pisos del grupo Canal que el grupo Piedrafita no da buenos cortes. Especialmente han sido los pisos 456, 256 y 91 los que han proporcionado mejores series. Considerando que el techo se sitúa hacia el N., la estratigrafía del conjunto Canales-Piedrafita-La Esperanza es como sigue:

TECHO: Pizarra y arenisca.

Serie cortada por el transversal del 4.º piso del grupo "La Esperanza":

210.—Arenisca	8,5	metros.	
209.—Pizarra	0,5	—	
208.—Arenisca	12	—	
207.—Pizarra	1,5	—	
206.—Arenisca	15	—	
205.—Pizarra	1,4	—	
204.—Carbón	0,75	—	CAPA "ESPERANZA"
203.—Pizarra	1	—	
202.—Arenisca	8	—	
201.—Pizarra	7	—	
200.—Areniscas con intercalaciones de pizarras	15	—	
199.—Conglomerados	13	—	
198.—Pizarra con alguna arenisca esporádica	26	—	

197.—Conglomerados	10	metros.
196.—Areniscas	1	—
195.—Conglomerados	20	—
194.—Areniscas	2	—
193.—Conglomerados	3	—
192.—Areniscas	2	—
191.—Conglomerados	2	—
190.—Areniscas	40	—

Serie obtenida por la trinchera del piso 91:

189.—Arenisca con alguna capa de pizarra	5	—	
188.—Conglomerado	5	—	
187.—Areniscas	3	—	
186.—Conglomerado con zonas de arenisca	20	—	
185.—Pizarra dura	5	—	
184.—Arenisca compacta	9	—	
183.—Pizarra y arenisca en lascas	6	—	
182.—Arenisca en lascas	6	—	
181.—Arenisca	3	—	
180.—Carbón	0,2	—	CARBONER
179.—Arenisca	0,2	—	
178.—Carbón	0,2	—	
177.—Arenisca	4	—	
176.—Pudinga	20	—	
175.—Pizarra y arenisca	8	—	
174.—Pizarra	2	—	
173.—Arenisca	1	—	
172.—Pizarra	3	—	
171.—Arenisca en lascas	1,2	—	
170.—Pizarra	5	—	
169.—Areniscas	1	—	
168.—Pizarras y areniscas	1	—	
167.—Pudinga con cantos de hasta 60 cm.	20	—	
166.—Areniscas	5	—	
165.—Pudinga	2	—	
164.—Arenisca	2	—	
163.—Pudinga	6	—	
162.—Arenisca	3	—	
161.—Pizarra	3	—	
160.—Arenisca	15	—	
159.—Pudinga	15	—	



158.—Arenisca..	3	metros.
157.—Pudinga..	2	—
156.—Arenisca..	10	—
155.—Pudinga con zonas irregulares de areniscas...	8	—
154.—Arenisca..	10	—
153.—Pudinga y arenisca en zonas irregulares	12	—
152.—Pizarra...	1	—
151.—Arenisca con cantos esporádicos...	2,2	—
150.—Arenisca..	2	—
149.—Pizarras...	3	—
148.—Arenisca en lajas	2,5	—
147.—Pizarra y arenisca...	10	—
146.—Pizarra...	1,2	—
145.—Areniscas	4	—
144.—Pizarras...	2	—
143.—Areniscas	1	—
142.—Pizarras...	1,4	—
141.—Areniscas	4	—
140.—Pizarras...	4	—
139.—Areniscas	4	—
138.—Pudinga..	12	—
137.—Pudinga y arenisca en zonas irregulares	4	—

*Serie obtenida en el piso 256, junto a la caseta de la sierra:*

136.—Pudinga..	4	—
135.—Arenisca	6	—
134.—Pizarra...	2	—
133.—Areniscas	8	—
132.—Pizarras...	2	—
131.—Areniscas	8	—
130.—Pizarras y areniscas	6	—
129.—Areniscas	6	—
128.—Pizarra negra, carbonosa...	6	—
127.—Arenisca..	1,5	—
126.—Pizarra...	1	—
125.—Arenisca..	3	—
124.—Pizarra...	1	—

123.—Pudinga, 10 m., recubierto por Cuaternario	12	metros.
122.—Pudinga..	10	—
121.—Arenisca..	4	—
120.—Pizarra compacta con alguna capa de arenisca	6	—

*Serie obtenida por la trinchera del piso 91:*

119.—Arenisca compacta..	5	—
118.—Pudinga..	7	—
117.—Pudinga y arenisca en zonas irregulares	5	—
116.—Arenisca..	2	—
115.—Arenisca y pizarra..	5	—
114.—Arenisca y pizarra recubierto en gran parte...	160	— PASO CAPAS I A 6.
113.—Pizarra con alguna arenisca...	10	—
112.—Pudinga con zonas irregulares de arenisca	6	—
111.—Arenisca y pizarras	10	—
110.—Pizarras...	4	—
109.—Areniscas	2	—

*Serie obtenida en el piso 256, junto a la caseta de la sierra:*

108.—Pizarras...	6	—
107.—Areniscas	4	—
106.—Pudinga..	10	—
105.—Arenisca..	1	—
104.—Pizarra...	7	—
103.—Pizarras y areniscas	8	—
102.—Areniscas	3	—
101.—Pizarra...	20	—
100.—Capa 7 oculta bajo una zona de 20 m. de derrubios...		CAPA VII.
99.—Areniscas	3	—
98.—Pizarras...	1	—
97.—Areniscas	1	—
96.—Pizarras carbonosas	0,5	—
95.—Areniscas	8	—

94.—Pizarra ocrácea y carbonosa con algún banco de arenisca	10	metros.
93.—Arenisca..	1	—
92.—Pizarra...	1	—
91.—Arenisca..	0,4	—
90.—Pizarra...	0,4	—
89.—Arenisca compacta..	10	—

→ Serie obtenida en el piso 456:

88.—Pizarra con alguna zona carbonosa...	10	—	
87.—Arenisca..	5	—	
86.—Pizarra oscura...	3	—	
85.—Arenisca..	1,2	—	
84.—Pizarra negra y limonítica ...	1	—	
83.—Pizarra oscura carbonosa, y un banco de arenisca de un metro en la parte alta	9	—	
82.—Carbón...	0,2	—	CARBONERO.
81.—Pizarra...	1	—	
80.—Arenisca compacta..	5	—	
79.—Pizarra limonítica y carbonosa ...	2	—	
78.—Arenisca compacta con un banco de pizarra intercalado de 0,4 m. ...	10	—	
77.—Pizarra...	4	—	
76.—Carbón...	0,5	—	
75.—Pizarra...	3	—	
74.—Carbón...	1,3	—	
73.—Areniscas	1	—	CAPAS VIII y IX.
72.—Pizarras con cuatro carboneros ...	4	—	
71.—Areniscas	0,4	—	
70.—Carbón...	1	—	
69.—Pizarra que en sus 10 m. basales alterna con areniscas...	14	—	
68.—Areniscas	10	—	
67.—Pizarra hojosa en bancos muy deleznales alternando con otros más compactos con pequeños nódulos de limonita y algún banco de arenisca hacia el techo ...	60	—	
66.—Arenisca..	1,5	—	
65.—Pizarra con algún banco de arenisca.	2	—	

64.—Pizarra oscura y ocrácea...	6	metros.	
63.—Carbón...	0,65	—	CAPA X.
62.—Pizarra...	0,45	—	
61.—Carbón...	0,10	—	CARBONERO.
60.—Pizarras...	3,1	—	
59.—Carbón...	0,4	—	CAPA XI.
58.—Pizarra...	7	—	
57.—Pizarra con alguna arenisca...	2,5	—	
56.—Arenisca..	3,5	—	
55.—Pizarra con alguna arenisca en el techo...	4	—	
55.—Carbón...	0,15	—	CARBONERO.
54.—Pizarra...	3	—	
53.—Pizarra con algún banco de arenisca.	5	—	
52.—Areniscas compactas ...	10	—	
51.—Arenisca compacta con restos de vegetales..	5	—	
50.—Pizarra...	0,8	—	
49.—Carbón...	0,2	—	CARBONERO.
48.—Pizarra carbonosa y pizarra con tintaciones limoníticas ...	1	—	
47.—Carbón...	0,5	—	CAPA XIII.
46.—Pizarra carbonosa y limonítica con un carbonero de 0,1 m. intercalado ...	1	—	
45.—Carbón...	1	—	CAPA XIII.
44.—Arenisca..	13	—	
43.—Arenisca con intercalaciones de pizarras...	5	—	
42.—Carbón...	0,1	—	CARBONERO.
41.—Pizarra carbonosa y limonítica ...	6	—	
40.—Arenisca cuarcítica..	18	—	
39.—Pizarra ...	1,2	—	
38.—Areniscas	1	—	
37.—Pizarra...	1	—	
36.—Arenisca..	0,6	—	
35.—Pizarra gris verdosa ...	40	—	
34.—Pizarra negra ...	1	—	
33.—Arenisca..	2	—	
32.—Pizarra...	1	—	
31.—Carbón...	0,4	—	CAPA XIV.
30.—Pizarra...	1,5	—	

29.—Carbón...	0,6	metros. CARBONERO.
28.—Arenisca compacta...	15	—
27.—Pizarra compacta, a veces con estructura nodulosa...	9	—
26.—Arenisca compacta..	5	—
25.—Pizarra deleznable..	0,5	—
24.—Arenisca..	0,4	—
23.—Pizarra compacta	4	—
22.—Areniscas	2	—
21.—Pizarra con bancos de areniscas hacia la base	6	—
20.—Pizarras y areniscas	3	—
19.—Areniscas con algunos bancos de pizarra	5	—
18.—Pizarra compacta con nódulos de limonita	3	—
17.—Pizarra azulada y marrón compacta con algunas areniscas esporádicas...	15	—
16.—Arenisca..	0,6	—
15.—Pizarra azulada y ocrácea con algunas areniscas	8	—
14.—Areniscas	0,4	—
13.—Pizarra ocrácea..	4	—
12.—Areniscas	0,2	—
11.—Pizarra azulada y ocrácea con areniscas...	7	—
10.—Carbón...	1	— CAPA XV.
9.—Pizarra carbonosa...	1,5	—
8.—Carbón...	0,5	— CAPA XVI.
7.—Pizarra...	2,5	—
6.—Arenisca blanca cuarcítica, oscura en superficie, con multitud de restos vegetales hacia la base...	9	—
5.—Carbón...	0,3	— CARBONERO.
4.—Pizarra...	8	—
3.—Arenisca..	5	—
2.—Pizarra...	2	—
1.—Carbón...	0,7	— CAPA XVII.

YACENTE: Pizarras y areniscas con carbón; la capa XI se halla a unos 30 m., en la bocamina "La Rebollar".

Como se indicó antes de escribir esta serie, los datos que acaban de exponerse se han obtenido en su superficie, si se exceptúan los niveles superiores a la capa La Esperanza. Ha sido en los pisos primero, cuarto y octavo donde se han obtenido la mayoría de los datos, ya que es en las trincheras de estos pisos donde se pueden obtener mejores cortes; junto con las series se ha indicado ya en qué piso se han reconocido los diferentes niveles; una representación gráfica con los cortes en superficie y los datos de las minas permite relacionar esta serie con los datos de las minas expuestas detalladamente en otras figuras.

La serie que acaba de exponerse es una serie completa; sin embargo, en ella, el paso de las capas 7 y 8 no se observa con claridad; por ello se incluirá aquí la sucesión observada en el piso 356 (quinto) por lo que a estos niveles se refiere.

TECHO: Pizarra oscura con algún carbonero.		
o.—Arenisca muy compacta...	20	metros.
ñ.—Pizarra...	20	—
n.—Arenisca muy compacta...	6	—
m.—Pizarra y arenisca	20	—
l.—Carbón	1,5	— CAPA VIII.
k.—Pizarra...	8	—
j.—Carbón...	0,1	— CARBONERO.
i.—Pizarra	8	—
h.—Areniscas...	10	—
g.—Pizarra...	4	—
f.—Carbón...	1	—
e.—Arenisca	8	—
d.—Pizarra...	10	—
c.—Arenisca compacta	10	—
b.—Pizarra y arenisca	5	—
a.—Pizarra con formas nodulosas	40	—

YACENTE: Pizarras y areniscas con las capas de carbón X y XI.

Igual que para la serie anterior la numeración dada a las diversas capas tiene su correspondencia con la numeración en la figura.

En el conjunto descrito se reconocen unos niveles inferiores productivos que constituyen el conjunto explotado en Canales-Piedrafita, una importante masa de pudinga y, en su parte alta, una nueva zona productiva que constituye el grupo de La Esperanza. Sin embargo el conjunto de capas del grupo Canales no está en su totalidad por debajo de la pudinga, las capas 1-6 son entrepudingas, si bien se encuentran en una zona donde las interca-

laciones de pudinga tienen aún escasa importancia. El paso de las 1-6 no se reconoce en superficie, por lo que no se han indicado en el c. En una figura aparte se da la sucesión desde la capa 7 a la 3, según cedidos por Hulleras de Riosa; este corte muestra la escasa importancia de las pudingas en esta zona, en la que se encuentran aún capas de carbón. al NE., sin embargo, en la "Nueva Montaña", la importancia de las indicaciones de pudingas es algo mayor, aunque no ha aumentado el número de capas de pudinga.

#### 6. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ABLANEDO-GRANDIELLA.

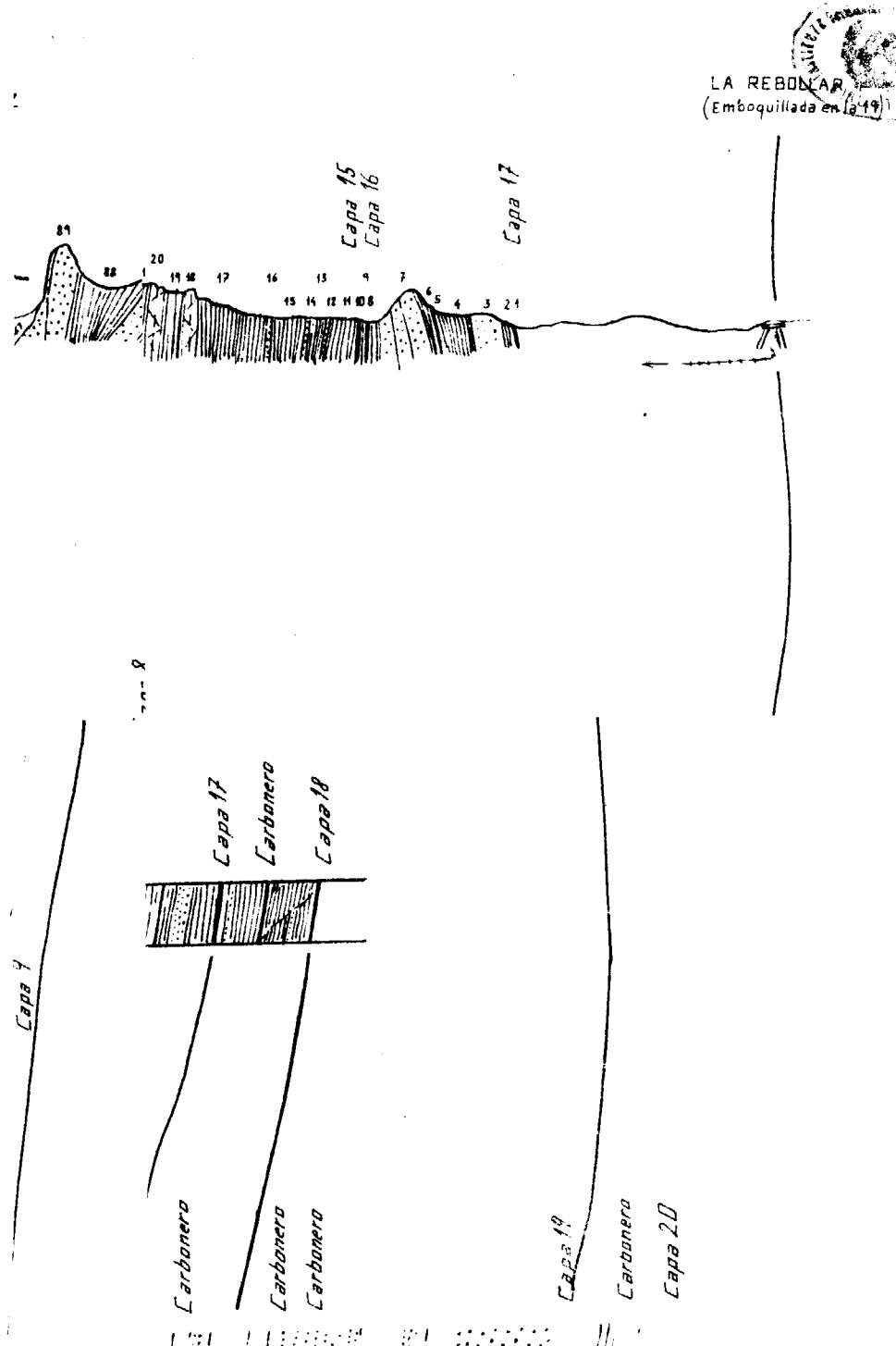
Más al W. de la zona estudiada ahora se encuentra el cuarto grupo, grupo de Ablanedo, en las inmediaciones de Grandiella, a partir del Km. hasta el pueblo, y luego ascendiendo al cordal de Vía Llana, hacia su extremo oeste, cerca del contacto con el Devónico. Este corte, juntamente con los datos de la explotación de Ablanedo, da la sucesión siguiente:





##### TECHO: Pizarras y areniscas.

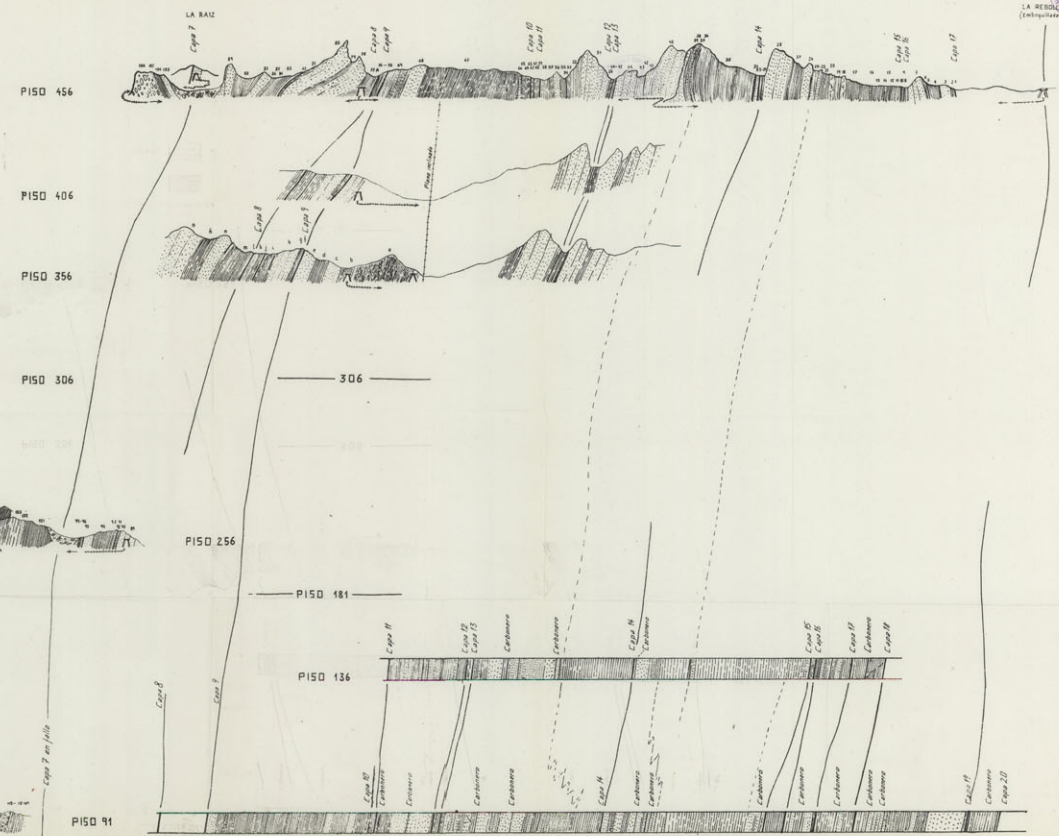
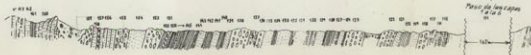
124.—Caliza ... ..	3	metros.
123.—Pizarras con algún banco de areniscas... ..	100	—
122.—Arenisca... ..	8	—
121.—Pizarra marrón deleznable y arenosa con algún banco hacia el techo ... ..	10	—
120.—Arenisca y pizarra... ..	10	—
119.—Pizarra deleznable... ..	10	—
118.—Arenisca compacta y pizarra... ..	5	—
117.—Arenisca compacta... ..	4	—
116.—Pizarra y arenisca... ..	6	—
115.—Pizarra y arenisca algo nodulosa.. ..	3,5	—
114.—Carbón... ..	0,2	—
113.—Pizarra y arenisca algo nodulosa.. ..	10	—
112.—Carbón... ..	0,4	—
111.—Pizarras y areniscas en malas condiciones de observación por el recubrimiento cuaternario... ..	60	—
110.—Pizarra arenosa algo nodulosa ... ..	1,2	—
109.—Arenisca compacta azulada en las secciones frescas y oscura en superficie... ..	1,7	—
108.—Pizarra marrón y azulada con tinciones limoníticas y alguna capa de arenisca ... ..	2	—
107.—Pizarra marrón y azulada con tinciones limoníticas	5	—
106.—Areniscas ... ..	1	—

105.—Arenisca ocrácea y pizarra arenosa alternando con pizarra negra ... ..	12	metros.	
104.—Pizarra oscura y limonítica alternando... ..	1	—	
103.—Pizarra oscura ... ..	1	—	
102.—Pizarra limonítica con estructura nodular ... ..	0,3	—	
101.—Pizarra negra carbonosa ... ..	2	—	
100.—Pizarra ocrácea con muchos nódulos limoníticos ...	3	—	
99.—Pizarra oscura... ..	1	—	
98.—Arenisca negra... ..	2	—	
97.—Arenisca compacta... ..	1,5	—	
96.—Pizarra azul.. ..	1	—	
95.—Arenisca compacta con bancos de arenisca estratificada ... ..	1,5	—	
94.—Arenisca y pizarra muy arenosa... ..	1,5	—	
93.—Pizarra carbonosa y carbón ... ..	2	—	
92.—Pizarra ocrácea con capas nodulosas de limonita ...	1	—	
91.—Pizarras carbonosas.. ..	2	—	
90.—Pizarra ... ..	2	—	
89.—Carbón... ..	0,4	—	
88.—Pizarra oscura y azulada con algún banco poco abundante de arenisca.. ..	15	—	
87.—Pizarra oscura y azulada en bancos de 2 m. alternando con pizarras en bancos también de 2 m.	6	—	
86.—Arenisca compacta alternando con bancos muy estratificados ... ..	3	—	
85.—Arenisca y arenisca pizarrosa... ..	1	—	
84.—Arenisca con estructura nodulosa.. ..	1	—	
83.—Pizarra arenosa y arenisca muy estratificada ... ..	0,5	—	
82.—Pizarra marrón algo ocrácea, azulada, a veces arenosa ... ..	5	—	
81.—Arenisca con algún banco esporádico de pizarra oscura ... ..	15	—	
80.—Pizarra alternando con algún banco de arenisca ...	10	—	
79.—Carbón ... ..	0,8	—	CAPA X.
78.—Pizarra ... ..	11	—	
77.—Carbón... ..	0,75	—	CARBONERO.
76.—Arenisca ... ..	7,7	—	
75.—Pizarra ... ..	0,45	—	
74.—Pizarra carbonosa ... ..	3	—	
73.—Pizarra ... ..	1,15	—	
72.—Arenisca... ..	0,45	—	

71.—Pizarra .....	7,5	metros.	
70.—Pizarra deleznable.....	4	—	
69.—Pizarra dura .....	3,65	—	
68.—Arenisca.....	1	—	
67.—Pizarra .....	2	—	
66.—Arenisca.....	2	—	
65.—Pizarra .....	13,7	—	
64.—Arenisca.....	0,45	—	
63.—Pizarra .....	1,6	—	
62.—Arenisca.....	0,8	—	
61.—Pizarra.....	7,80	—	
60.—Areniscas .....	0,45	—	
59.—Pizarra compacta .....	0,45	—	
58.—Pizarras .....	30	—	
57.—Arenisca.....	0,9	—	
56.—Pizarra.....	1,45	—	
55.—Arenisca .....	7,8	—	
54.—Pizarra .....	3,4	—	
53.—Arenisca.....	0,75	—	
52.—Pizarra .....	1,3	—	
51.—Arenisca.....	1,8	—	
50.—Pizarra .....	23	—	
49.—Arenisca.....	7,35	—	
48.—Arenisca cuarcítica.....	6	—	
47.—Arenisca.....	20	—	
46.—Pizarra .....	5	—	
45.—Arenisca.....	14,5	—	
44.—Pizarras.....	6	—	
43.—Areniscas .....	14,20	—	
42.—Pizarra .....	9,5	—	
41.—Carbón .....	0,6	—	CAPA IX.
40.—Arenisca.....	19	—	
39.—Carbón .....	0,2	—	CARBONERO.
38.—Arenisca.....	17,4	—	
37.—Pizarra.....	12	—	
36.—Arenisca.....	7,35	—	
35.—Carbón.....	0,3	—	
34.—Pizarra y arenisca.....	9,5	—	
33.—Carbón.....	0,6	—	CAPA VIII.
32.—Areniscas .....	9,5	—	
31.—Pizarra.....	18	—	



Pudinga  Arenosa   
 Carbón  Pizarra   
 (La numeración se corresponde con la serie dada en el texto)



10.—Carbón... ..	0,8	metros	CAPA VII.
19.—Arenisca .....	6	—	
28.—Carbón... ..	0,55	—	CAPA VI.
27.—Pizarra muy deleznable .....	20	—	
26.—Pizarra y arenisca... ..	10	—	
25.—Arenisca compacta .....	2,5	—	
24.—Pizarra y arenisca .....	10	—	
23.—Arenisca compacta... ..	8	—	
22.—Pudinga... ..	3	—	
21.—Arenisca compacta... ..	6	—	
20.—Pudinga... ..	8	—	
19.—Arenisca... ..	1,5	—	
18.—Pizarra nodulosa con nódulos de hasta 10 cm. ...	4,5	—	
17.—Arenisca compacta con ligeras intercalaciones de areniscas de pizarras .....	4	—	
16.—Pizarras con zonas carbonosas y con intercalaciones de areniscas hacia el techo .....	25	—	
15.—Carbón .....	0,2	—	
14.—Pizarra .....	3	—	
13.—Carbón .....	0,2	—	
12.—Pizarras .....	1	—	
11.—Pizarra y arenisca .....	7	—	
10.—Areniscas .....	3	—	
9.—Pizarras... ..	3	—	
8.—Arenisca compacta con bancos interestratificados de pizarras .....	6	—	
7.—Pizarras... ..	20	—	
6.—Pizarras alternando con areniscas .....	10	—	
5.—Areniscas .....	3	—	
4.—Pizarra marrón muy fracturada, arenosa y a veces arenisca .....	5	—	
3.—Arenisca... ..	3	—	
2.—Pizarra carbonosa y pizarra oscura, a veces con tintes ocráceos .....	3	—	
1.—Pizarra con alguna capa de carbón .....	1	—	

YACENTE: Pizarra.

Esta serie muestra la existencia de una intercalación de pudinga, por encima de la cual empieza la explotación de Ablanedo, si bien por debajo del lecho de pudinga se reconocen también señales de carbón; esta pudinga se reconoce tanto en la carretera de Grandiella como en el ramal de las minas

de Ablanedo, y puede seguirse tanto hacia el N. como hacia el SW., aun su continuidad hacia el N. se ve rota por algún accidente de detalle. A te la presencia de esta pudinga es de señalar la existencia en la parte alta de un nivel de caliza.

#### 7. COMPARACIÓN ENTRE LAS SERIES DE CANALES-LA ESPERANZA Y ABLANEDO: PROBLEMAS QUE PLANTEA.

La comparación entre las series de Canales-La Esperanza y la de Ablanedo plantea importantes problemas. La primera se desarrollaba por encima del conjunto con intercalaciones calizas de La Vega y Lará; la de Ablanedo hace por encima de la serie con episodios calizos de Cabernín, que no más que la continuación de las calizas de La Vega; ambas tienen, por tanto idéntica posición. Su estratigrafía es, en cambio, notablemente diferente. Al E., los niveles bajos, es decir, los inferiores a la pudinga, están muy desarrollados; por encima de ellos se dispone una potente serie en gran parte formada por pudinga; en Ablanedo las capas de carbón conocidas son muchas menos y no existe otra intercalación de pudinga que la descrita en la carretera, por debajo de las capas de Ablanedo, y alguna capa junto a Grandiella. La comparación de ambas series plantea el problema de su relación, pero antes de intentar resolverlo conviene tener en cuenta los datos que aporte el estudio de las floras.

#### 8. LOS DATOS PALEOBOTÁNICOS.

La cuenca de Riosa ha sido estudiada últimamente por JONGMANS y WAGNER (in. lit.), quienes han encontrado y clasificado una abundante flora. Las especies y localidades estudiadas por los citados autores son las que se citarán aquí.

En el grupo Canales-Piedrafita las especies encontradas son:

En el grupo Canales, piso 136, a 10 metros debajo del tramo de las pudingas.

- Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.
- Linopteris obliqua* BUMB.
- Alethopteris riosensis* WAGNER.
- Sphenopteris* cf. *typica* STUR.
- Sphenopteris* sp.
- Palmatopteris furcata* (BGT.).
- Mariopteris nervosa* (BGT.).
- Pecopteris* nov. sp. (cf. *pseudovestita*) D. WHITE.
- Pecopteris microphilla* CORSIN.

- Pecopteris* cf. *unita* BGT.
- Pecopteris* sp.
- Pecopteris* fruct.
- Asolanus camptotaenia* WOOD.
- Stigmaria rimosa* GOLDENBERG.
- Stigmaria* sp.
- Annularia radiate minuta* BGT.
- Asterophyllites equisetiformis* V. SCHL.
- Cordaites palmaeformis* GOEPPERT.

En el mismo grupo Canales, también en el piso 136, pero a 35 metros por debajo de las pudingas, JONGMANS y WAGNER citan la flora siguientes:

- Linopteris obliqua* BUNB.
- Kepidostrobos* cf. *princeps* LESQ.
- Sigillaria* cf. *rugosa* BGT.
- Sigillariostrobos* cf. *tieghemi* ZEILLER.
- Cardiocarpus* sp.
- Trigonocarpus* sp.

En el mismo grupo y piso, 80 metros por debajo del tramo de las pudingas, la flora encontrada es:

- Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.
- Linopteris obliqua* BUNB.
- Pontiones* sp.
- Lepidodendron* cf. *ophiurus* BGT.

Junto a la capa de carbón número 6, en el mismo piso y grupo, se citan:

- Linopteris obliqua* BUNB.

También junto a la capa 6, pero en superficie, se ha encontrado:

- Neuropteris* sp. (cf. *riosana* JONGMANS).
- Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.
- Linopteris obliqua* BUNB.
- Linopteris neuropteroides* (V. GUTB).
- Sphenopteris* cf. *nummularia* (V. GUTB).
- Mariopteris* cf. *nervosa* (BGT.)
- Pecopteris dentata* BGT.
- Pecopteris* cf. *lamurensis* HEER.
- Pecopteris* sp.
- Radioespermun elongata* ARBER.



También en el grupo Canales, en el piso 101, junto a la capa 11, se cita:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Sphenophyllum cuneifolium* STERNB.  
*Cordaites palmaeformis* (GOEPPERTE).

En el grupo Piedrafita, en el piso 91, junto a la capa 12:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Alethopteris lonchitifolia* BERTRAND.  
*Lepidophyllum oblongifolium* LESQ.

En el grupo Canales, capa 12, se cita:

*Linopteris obliqua* BUNB.

En el grupo Piedrafita, piso 360, unos 25 m. al techo de la capa 14:

*Neuropteris cordata* BGT.  
*Neuropteris linguaeifolia* P. BERTRAND.  
*Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.  
*Odontopteris obtusa* BGT.  
*Cyclopteris cf. orbicularia* BGT.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Pontonia adiantiformis* ZEILLER.  
*Alethopteris lonchitifolia* BERTRAND.  
*Lepidophyllum lenceolatum* L. + H.  
*Stigmaria ficoides* BGT.  
*Stigmaria ramosa* GOLDENBERG.  
*Hexagonocarpus* sp.  
*Semina*.

Junto a la capa 16, en afloramiento en superficie, citan:

*Maripoteris muricata* (V. SCHL.).  
*Calamites suchowi* BGT.  
*Psigmophyllum* sp.

En el piso 360 del grupo Piedrafita, unos 40 metros al techo de la capa 17:

*Sphenopteris cf. rotundifolia* ANDRAE.  
 Cf. *Sphenopteris haidingeri* ETTINGSHAUSEN.  
*Sphenopteris* sp.

*Recoteris dentata* BGT.  
*Pecopteris fruct.*  
*Sphenophyllum cuneifolium* STERN.  
*Coradites principalis* GERMAR.  
*Poacordaites linearis* G. E.  
*Samrpsis fluitans* DAWSON.

También en el grupo Piedrafita, en el 6.º piso, junto a la capa 18, se cita:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Alethopteris lonchitifolia* BERTRAND.  
*Bothrodendron* sp. (escamas).  
*Sphenophyllum emarginatum* BGT.

Igualmente en el grupo Piedrafita, en el piso 210, en la capa 18, se citan:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Alethopteris lonchitifolia* BERTRAND.  
*Lepidodendron acuelatum* STERNB.  
*Lepidostrobus* sp.  
*Calamites suchowi* BGT.

De esta flora se deduce (JONGMANS y WAGNER, in lit.) que los niveles más altos, es decir, los más próximos a la pudinga, pertenecen al Westfaliense D probablemente; en los niveles más bajos la flora puede referirse igualmente al Westfaliense C que al D; por ello consideran el conjunto Canales-Piedrafita como pertenecientes al Westfaliense C-D.

Más al N., en el grupo La Esperanza, se cita también una abundante flora. Las especies reconocidas son las siguientes:

Unos 240 metros por encima de la capa La Esperanza se cita:

*Neuropteris cf. ovata* HOFFM.  
*Linopteris obliqua* BUNB.

Unos 180 metros por encima de la misma capa y en afloramiento en superficie, igual que el yacimiento anterior, se citan:

*Neuropteris ovata* HOFFM.

También en superficie, unos 175 metros por encima de la capa La Esperanza:

*Linopteris obliqua*, BUNB.

A unos 70 metros por encima de la capa La Esperanza, en superficie:



*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Sphenopteris (Renaultia) rotundifolia* ANDRAE.  
*Lepidocardon* sp.

A 25 metros al techo de La Esperanza, afloramiento en superficie:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Pontonia adiantiformis* ZEILLER.  
*Pecopteris* cf. *candolliana* BGT.

En la capa La Esperanza, en afloramiento en superficie, en varias localidades:

*Neuropteris ovata* HOFFM.  
*Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Linopteris* cf. *neuropteroides* (v. GUTB).  
*Pecopteris micromiltoni* P. BERTRAND.  
*Pontonia adiantiformis* ZEILLER.  
*Palmatopteris furcata* (BGT.).  
*Lepidodendron serpentigerum* Koenig.  
*Lepidophyllum majus* BGT.  
*Stigmaria rimosa* GOLDENBERG.  
 Cf. *Macrostachya hauchecornei* WEISS.  
*Polyterocarpus* sp.  
*Trigonocarpus* sp.

En el carbonero de La Esperanza, en afloramiento en superficie, se encontró:

*Neuropteris ovata* HOFFM.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Alethopteris* sp.  
*Sphenopteris neuropteroides* BOULAY.  
*Sphenopteris* cf. *spiniiformis* KIDSTON.  
*Pecopteris micromiltoni* P. BERTRAND.  
*Pecopteris saraefolia* P. BERTRAND.  
*Pecopteris acuta-dentata* BGT.  
*Pecopteris daubreei* ZEILLER forma *lobata*.  
*Asterophyllites equisetiformis* (V. SCHL.).

JONGMANS y WAGNER consideran esta flora como perteneciente al Westfaliense D, probablemente a la parte inferior de este tramo.

Finalmente, otra flora importante se encontró en Ablanedo, de donde se citan las siguientes especies:

Procedentes de la escombrera de la capa 7:

*Neuropteris riosana* JONGMANS.  
*Mixoneura peyrimhofi* P. BERTRAND.  
*Ciclopteris* sp. ("laciniata").  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Alethopteris riosensis* WAGNER.  
*Lonchopteris silesiaca* GOTHAN.  
*Sphenopteris* cf. *pecopteroides* KIDSTON.  
*Sphenopteris* cf. *charaephylloides* BGT.  
*Sphenopteris* cf. *potieri* ZEILLER.  
*Sphenopteris* cf. *schlotheimi* BGT.  
*Sphenopteris* sp.  
*Palmatopteris furcata* (BGT.).  
*Sphenopteris goldenbergi* ANDRAE.  
*Alloiopteris cristata* (V. GUTB).  
*Pecopteris (Zeilleria) avoldensis* STUR.  
*Pecopteris* nov. sp. (cf. *pseudovestita* D. WHITE).  
*Pecopteris acuta* BGT.  
*Pecopteris* cf. *dentata* BGT.  
*Pecopteris* cf. *miltoni* (ARTIS).  
*Pecopteris* fruct.  
*Asterotheca* sp.  
*Lepidophyllum oblongifolium* LESQ.  
*Annularia stellata* (V. SCHL.).  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Asterophyllites equisetiformis* (V. SCHL.).  
*Sphenophyllum* n. sp. (? cf. *angustifolium* GERMAR).  
*Sphenophyllum cuneifolium* STERNB.  
*Sphenophyllum* cf. *majus* BRONN (esporangios).  
*Cordaites lingulatus* G. E.  
*Cordaites palmaeformis* (GOEPPERT).  
*Cordaianthus longibranteatus* FLORIN.  
*Cordaicarpus* sp.

En el tercer piso de este mismo grupo de Ablanedo, en el techo de la capa 8, se citan:

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Sphenopteris* cf. *macilenta* LINDLEY y HUTTON.  
*Sphenopteris (Oligocarpia) brongniarti* STUR.  
*Pecopteris acuta* BGT.

*Pecopteris pluckeneti* (V. SCHL.).

Cf. *Zeilleria* sp.

*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

*Palaeostachya* cf. *paucibracteata* V. SANDB.

*Sphenophyllum* cf. *majus* BRONN.

*Cordaicarpus cordai* GENITZ.

En la escombrera de la capa 8 se citan también un buen número pecies, que son :

*Neuropteris obliqua* BGT.

*Mixoneura* cf. *peiryhmofi* P. BERTRAND.

*Linopteris obliqua* BUNB.

*Pontonia* sp.

*Alethopteris riosensis* WAGNER.

*Sphenopteris charaephyloides* BGT.

*Sphenopteris* cf. *potieri* ZEILLER.

*Sphenopteris* cf. *footneri* MARRAT.

*Sphenopteris* cf. *ovatifolia* LILLIB.

*Sphenopteris* cf. *corifolia* KIDSTON.

*Sphenopteris* sp.

*Sphenopteris goldenbergi* ANDRAE.

*Aphlebia* sp.

*Pecopteris* (*Zeilleria*) cf. *avoldensis* STUR.

*Pecopteris miltoni* (ARTIS).

*Pecopteris* cf. *pseudovestita* D. WHITE.

*Pecopteris* nov. sp. (cf. *pseudovestita* D. WHITE).

*Pecopteris pluckeneti* (V. SCHL.).

*Pecopteris acuta* BGT.

*Pecopteris dentata* BGT.

*Pecopteris plumosa* (ARTIS).

*Pecopteris* cf. *trevirani* (GOEPPERT).

*Pecopteris pseudoumita* WAGNER.

*Pecopteris daubreei* ZEILLER, forma *typica*.

*Pecopteris daubreei* ZEILLER, forma *crenata* nov. fa.

*Pecopteris daubreei* ZEILLER, forma *magna* nov. fa.

*Pecopteris daubreei* ZEILLER, forma *lobata* nov. fa.

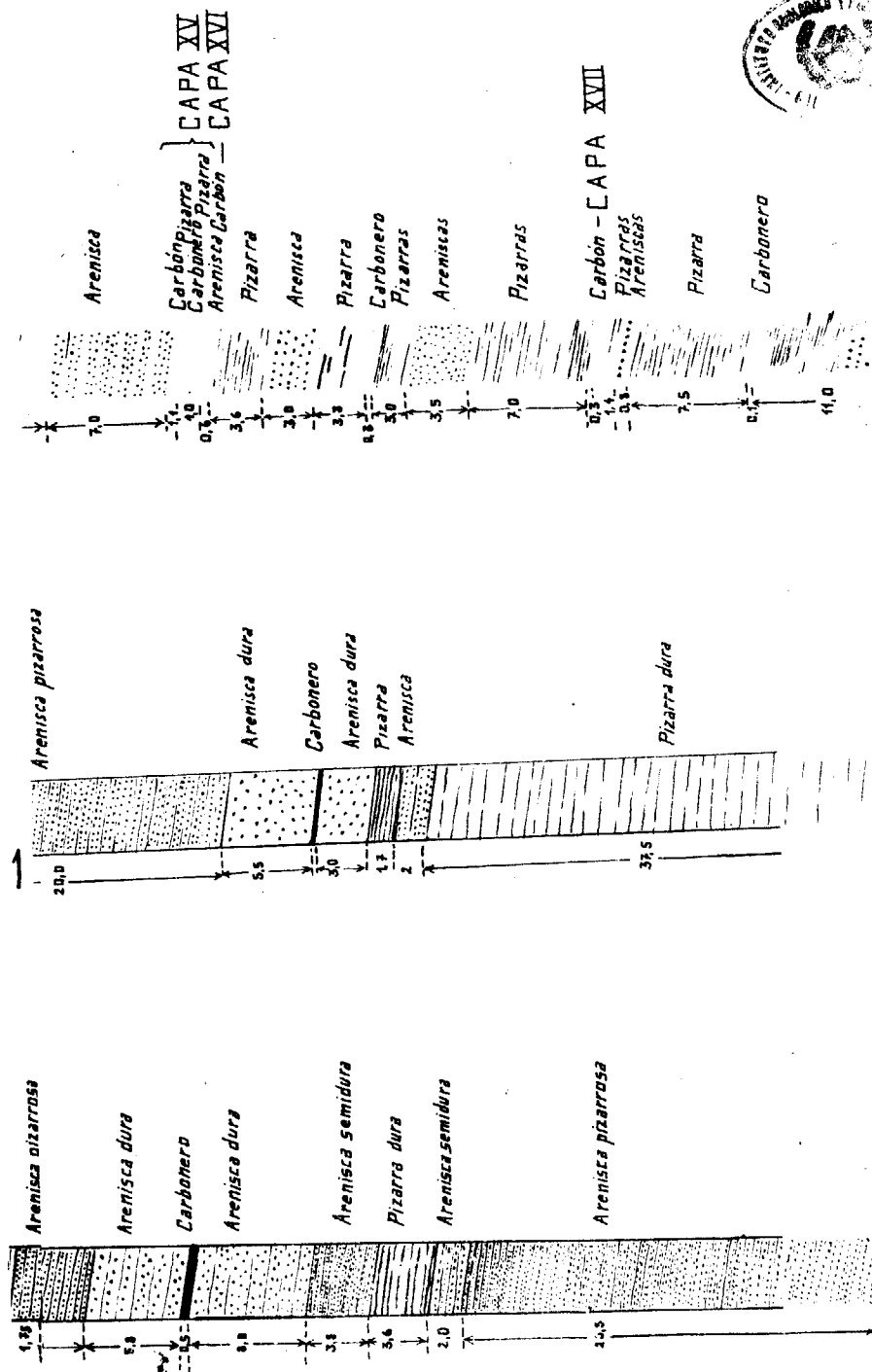
*Pecopteris saraefolia* BERTRAND.

*Pecopteris* cf. *saraefolia* forma *lobata* CORSIN.

*Pecopteris* sp.

*Pecopteris* fruct.

*Sigillaria brandi* GGT.





*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Asterophyllites equisetiformis* (V. SCHL.).  
*Calamites carinatus* STERNB.  
*Calamites schützei* STUR.  
*Palaeostachya elongata* PRESL.  
*Palaeostachya* sp.  
*Sphenophyllum* sp. (? cf. *angustifolium* GERMAR).  
*Sphenophyllum majus* BRONN.  
*Cordaites lingulatus* G. E.  
*Cordaiantus longibracteatus* FLORIN.  
*Cordaicarpus cordai* GEINITZ.

En la guía de la capa 9 se encontraron :

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Cordaicarpus cordai* GEINITZ.

En la escombrera general, comprendiendo, por lo tanto, los niveles desde la capa 6 a la 10, se encontraron las siguientes especies :

*Neuropteris scheuchzeri* HOFFM.  
*Cyclopteris* sp.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Linopteris* nov. sp. ?  
*Odontopteris obtusa* BGT.  
*Lonchopteris silesiaca* GOTHAN.  
*Sphenopteris neuropteroides* BOULAY, forma *leonardi* BERTRAND.  
*Pecopteris plumosa* (ARTIS) *acuta* BGT.  
*Cordaites* cf. *lingulatus* G. E.  
*Cordaites principalis* GERMAR.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Asterophyllites equisetiformis* (V. SCHL.).

De esta flora se deduce (JONGMANS y WAGNER, in lit.) que el grupo de Ablanedo debe situarse en el Westfaliense D alto, por encima de La Esperanza, que representa el Westfaliense D bajo; en la flora de Ablanedo existen ya especies frecuentes en el Estefaniense.

Finalmente hay que citar otras floras, mucho menos ricas, encontradas en la vecindad de Ablanedo. Tales son las siguientes :

Al N. de Porcio :

*Neuropteris cordata* BGT.  
*Linopteris obliqua* BUNB.

*Sphenophyllum* cf. *majus* BRONN. (esporangios).  
*Sphenophyllum* cf. *cuneifolium* STERNBERG.  
*Annularia radiata* BGT.  
 Megasporas.

Al W. de Grandiella :

*Neuropteris riosana* JONGMANS.  
*Mixoneura* cf. *peyrinhofi* P. BERTRAND.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Pecopteris bioti* BGT.  
*Pecopteris* fruct.  
*Sphenophyllum* n. sp. (cf. *angustifolium* GERMAR).  
*Sphenophyllum emarginatum* BGT.  
*Annularia* cf. *stellata* (V. SCHL.).  
*Palaeostachya* cf. *paucibracteata* v. SANDB.

También al W. de Grandiella, en el techo de una capa de carbón :

*Neuropteris riosana* JONGMANS.  
*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Cordaicarpus gutbieri* GEINITZ.

En otras localidades, también al W. de Grandiella :

*Linopteris obliqua* BUNB.  
*Linopteris* sp.

La flora de todas estas localidades es insuficiente. La más numerosa es la que procede del W. de Grandiella, donde se encuentran elementos semejantes a los reconocidos en Ablanedo; esto concuerda con la posición estratigráfica de las capas donde se han recogido, situadas inmediatamente por encima del conjunto explotado en Ablanedo.

La flora numerada hasta ahora procede sólo de los grupos productivos de Riosa; sin embargo, se han encontrado también, aunque en muy escasa cantidad, algo de flora en otras zonas de la cuenca de Riosa. Esta flora, citada también por JONGMANS y WAGNER, es la siguiente :

Al E. del pueblo de Castañar, en el Canto de la Berruga, se ha encontrado

*Neuropteris* cf. *attenuata* LINDELEY-HUTTON.  
*Annularia radiata* BGT.

Esta flora conduce a los citados autores a afirmar que en ningún caso se trata del Westfaliense D, sino más bien del Westfaliense B-C.

Unos 750 metros al W. de Muriellos se encontraron :

*Alethopteris* cf. *davreuxi* BGT.  
*Sphenophyllum emarginatum* BGT.

Unos 500 metros al S. de Felguera se encontró :

*Lepidodendron dichotomum* STERNBERG.

#### 9. LAS FAUNAS MARINAS.

Como ha podido verse repetidamente en las descripciones estratigráficas, existen diversos episodios marinos que rompen la uniformidad de la serie de pizarras y areniscas. Estos episodios han proporcionado una fauna, fauna que ha sido estudiada por ALMELA y RÍOS (1953). El conjunto de especies citadas por dichos autores es :

*Lithostrotion* sp.  
*Actinocrinus* sp.  
*Fenestella tenuissima* ? DEMANET.  
*Fenestella surculosa* FISCHW.  
*Orbiculoidea ingens* DEMANET.  
*Productos* (*Echinoconchus*) *punctatus* MARTIN.  
*Productos wallacei* DERBY.  
*Productus gruenewaldti* KROTOW.  
*Productus* aff. *semireticulatus* MARTIN.  
*Productus* cf. *transversalis* TSCHERNITSCHEF.  
*Marginifera pusilla* SCHELLWIEN.  
*Spirifer* (*Brachytriryna*) *stranwaysi* DE VERNEUIL.  
*Spirifer* (*Chorystites*) *Myatschkovenski* FREDERICHS.  
*Spirifer* (*Chorystites*) *paulowi* STUCKENBERG.  
*Spirifer fritschi* SCHELLWIEN.  
*Spirifer rockymontanus* MARC. var. *hispanicus* DELÉPINE.  
*Spirifer interplicatus* ROTHPLETZ var. *basekirica* TSCHERNITSCHEF.  
*Spirifer* aff. *convolutus* PHILLIPS.  
*Reticularia lineata* MARTIN.  
*Pugnax osagensis* SCHLUMB.  
*Terebratula hastata* SOWERBY.  
*Edmondia sulcata* PHILLIPS.  
*Bellerophon gracilis* MALLADA.  
*Murchisonia amaena* KONINCK.  
*Capulus* aff. *oehlerti* DE KONINCK.  
*Euomphalus* aff. *miti* DE KONINCK.

*Euomphalus* aff. *miti* KONINCK.  
*Orthoceras laterales* PHILLIPS.

ALMELA y RÍOS comparan esta fauna con la de Lieres (DELÉPINE, 1946) y con el horizonte de "Petit Buisson". Esta fauna ha sido recogida lo que ALMELA y RÍOS han denominado el "paquete de las calizas", corresponde al nivel con intercalaciones calizas descrito en Cabornín, Vega, Lará.

Finalmente cabe señalar la cita de JONGMAN y WAGNER de un ala de secto encontrada en la escombrera de la capa 8 del grupo Ablanedo.

10. RELACIÓN ENTRE EL GRUPO ABLANEDO Y EL CONJUNTO PIEDRAFI CANALES-LA ESPERANZA.

Con todos los datos expuestos, existen dos puntos en que apoya para establecer la relación entre las series de Ablanedo y las sucesio obtenidas más al este. Se trata de la edad determinada por los estud paleobotánicos de JONGMANS y WAGNER y de las observaciones de cam concretamente de la capa de pudinga de la carretera y las orientaciones q toman las capas al NE. de Ablanedo. Los datos paleobotánicos muestr cómo el conjunto de Ablanedo es superior al conjunto de La Esperanza. P otra parte, las observaciones de campo parecen indicar que el conjunto Ablanedo se sitúa por encima del tramo de pudingas, muy reducido en es zona. Así pues, la pudinga del S. de Ablanedo debe ser la continuación d conjunto detrítico que separa Canales de La Esperanza, sin embargo no posible determinar si se trata de los niveles altos o bien de los niveles baj del conjunto. La edad westfaliense superior de Ablanedo hace pensar en q se trate de los niveles altos. Por otra parte, la flora de La Esperanza, que s ñala un Westfaliense D bajo, procede toda de las proximidades de la capa carbón de este nombre, es decir, de niveles bajos. Entre las especies citad en los niveles más altos, más apartados de la capa Esperanza, no se encue tran más que *Neuropteris ovata* y *Linopteris obliqua*. La segunda de est especies se encuentra también en Ablanedo, y la primera, aunque en Abl nedo falta, persiste hasta el Estefaniense A, siendo frecuente en España; este modo hay que tener en cuenta que el carácter bajo del Westfaliense de La Esperanza hace referencia a sus capas más bajas. Este trabajo no se h extendido más allá de la cuenca de Riosa, por ello no pueden sentarse co clusiones firmes en este sentido, pero tal vez el conjunto de Ablanedo corre ponde a las capas que se explotan en posición más septentrional al grup La Esperanza. Finalmente hay que señalar la falta de continuidad clar hacia el W. de los paquetes productivos de Canales-Piedrafitita; este problem se abordará en la parte tectónica.

11. ESTRATIGRAFÍA DE CONJUNTO DE LA CUENCA DE RIOSA: CONCL SIONES.

Con todo lo dicho hasta ahora la estratigrafía de la cuenca de Rio queda determinada como sigue y de acuerdo, en cuanto se refiere a la ed de los diferentes tramos, con las determinaciones de JONGMANS y WAGNER

Westfaliense:

Conjunto superior a la pudinga ... ..	} Serie de Grandiella-Ablanedo. D (sup "La Esperanza" (límite con la puding D (inferior).
Pudinga ... ..	
Conjunto-Canales-Piedrafitita ... ..	D (inferior).
Serie con intercalaciones calizas ("paquete calizas" de Ríos) ... ..	C-D.
Serie de pizarras y areniscas de tonos azulados ... ..	B-C ?
Serie inferior con intercalaciones calizas (base del Carbonífero pizarroso).	B ?
Caliza de montaña... ..	A-B ?
Serie griotte... ..	Namuriense.
	Viseense superior.

YACENTE: Devónico (Eifeliense).

La caliza de montaña se considera de edad namuriense; la discusión esta interpretación ha sido hecha en un trabajo anterior, por lo que no tie interés volver a insistir aquí sobre ello (JULIVERT, in lit.). La edad viseen superior de la caliza griotte es conocida desde los estudios de DELÉPI (1938, 1943); tampoco se hará aquí la historia de las distintas atribucion dadas a la griotte por el mismo motivo, por ello tampoco se habla de la tran gresión carbonífera ni de ningún otro problema que no se refiera concret mente a la cuenca de Riosa.

## II. Tectónica

Desde un punto de vista tectónico hay que considerar las mismas unidades que se han descrito ya, o sea: el extremo N. de la cuenca de Quirós, la Sierra del Aramo y la cuenca de Riosa. Estas tres unidades tienen unas características muy distintas. La primera de ellas está formada por un área pizarrosa que se dirige hacia el N. entre alargadas zonas calizas. El Aramo es, por el contrario, una gran acumulación de caliza de montaña notablemente plegada. Por fin la cuenca de Riosa es un área formada exclusivamente por serie pizarrosa carbonífera, con un plegamiento intenso y separada del Aramo por una importante falla.

### A) El extremo norte de la Sierra de Quirós

Como se ha indicado ya, se trata de un área pizarrosa que va dirigiéndose en franjas que quedan comprendidas entre áreas calizas cada vez más desarrolladas hacia el N. Este hecho permite distinguir dos zonas: un área meridional formada principalmente por el núcleo productivo del Xagarín y una zona septentrional constituida por varias franjas pizarrosas comprendidas entre la caliza de montaña.

#### A) LA ZONA MERIDIONAL O DE SAN SALVADOR.

El elemento más destacado de la zona es el núcleo productivo del Xagarín. Se trata de un núcleo sinclinal tectonizado en sus dos flancos, en especial en su flanco E. Las capas de caliza que forman la base del núcleo sinclinal son buenas capas-guía y ponen de manifiesto esta estructura sinclinal, ya que al S. de Bermiego, dibujan una terminación periclinal. Este sinclinal está tectonizado casi todo su flanco E.; un importante contacto mecánico señala el límite E. de este pliegue. Por lo que se refiere al flanco W. existe también



tectonización, aunque se trata de un accidente menos importante. A este respecto interesa señalar cómo de E. a W. se cortan niveles cada vez más bajos hasta llegar a la caliza de montaña, el Devónico y finalmente a la cuarcita del Silúrico inferior. El orden de sucesión de estos pisos es, pues, normal; sin embargo, tanto en el contacto con la caliza de montaña como con el contacto Carbonífero-Devónico existen mecanizaciones; incluso dentro del área pizarrosa, cerca de la caliza de montaña, aparece un retazo calizo pinzado entre las pizarras, hecho que pone de manifiesto la existencia de otras tectonizaciones antes de llegar a la caliza de montaña. Hay que concluir, por tanto, que el flanco W., si bien menos tectonizado que el flanco E., tiene también anomalías en su área situada al W. del río, anomalías que son una consecuencia de la estructura que se desarrolla más al norte.

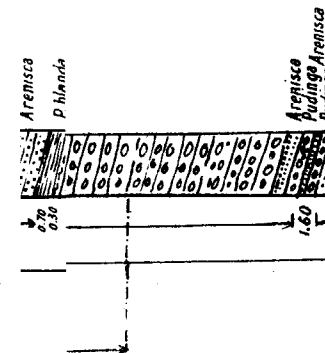
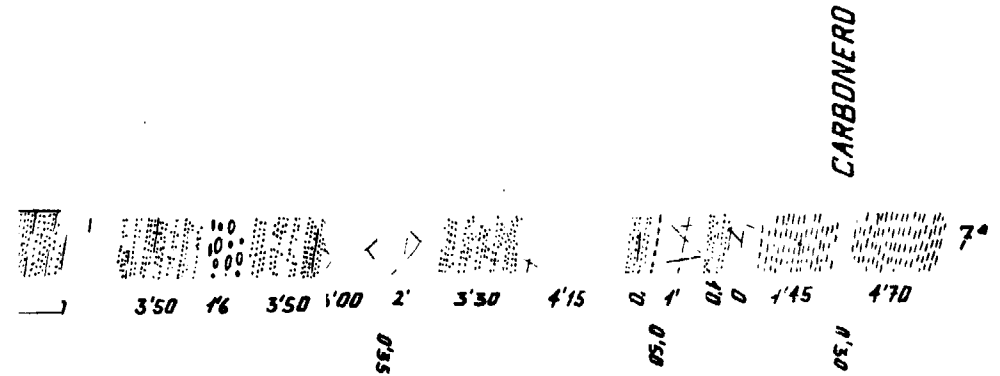
B) LA ZONA SEPTENTRIONAL.

El área pizarrosa, única hacia el S., se divide en tres franjas que de este a oeste son: la franja de Bermiego y el Pando de la Mortera, la de Tene y la de Aciera-Villamejín. Esta última se divide a su vez en otras dos hacia el norte; la de Toordia y la de Proaza. Todas estas franjas están separadas entre sí por relieves calizos.

1. *La franja de Bermiego-Pando de la Mortera.*—Esta franja pizarrosa es la continuación hacia el N. del núcleo sinclinal del Xagarín y se orienta en la continuación precisa de su eje. Se trata de una franja sinclinal con el flanco este tectonizado y el flanco W. normal. Este techo es el mismo que se observa más al S., o sea: tectonización en el flanco E. de los sinclinales y normalidad en los flancos W. La franja pizarrosa citada acaba junto a la Mostayal, formando una terminación periclinal algo compleja (LLOPIS, 1950). Así pues, la franja de Bermiego-Pando de la Mortera no es más que la continuación y terminación del pliegue del Xagarín, terminación que se encuentra exageradamente alargada y pinzada entre las áreas calizas del Aramo y de las Peñas de Navaliegos. A todo lo largo de la franja citada las capas se orientan bastante regularmente de N. a S. y buzan constantemente al E. El contacto mecánico que forma el límite E. de esta área Xagarín-Bermiego-Pando de la Mortera va haciéndose cada vez más normal de sur a norte.

2. *La zona central de Tene-Los Navaliegos.*—Comprendido entre el Aramo y los relieves calizos de Cueto Mar existe un área formada por dos anticlinales complejos de caliza de montaña con el núcleo devónico, anticlinales que están separados por un sinclinal de pizarras carboníferas, sinclinal que forma la franja de Tene.

El más oriental de estos anticlinales termina por el S., junto a la ermita



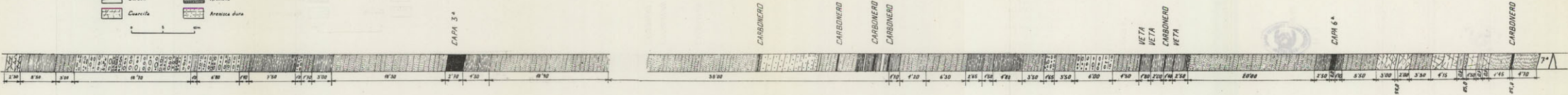
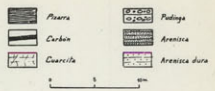


Fig. 5.—Corte estratigráfico desde la capa 7 a la 3. Grupo "Canales" (1:36). (Según datos de Hulleras de Riosa).

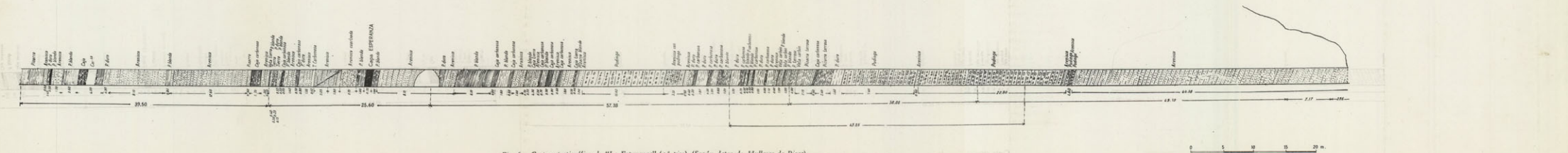


Fig. 6.—Corte estratigráfico de "La Esperanza" (4.º piso). (Según datos de Hulleras de Riosa).

de Cortegos y el Molino de la Remolina. Allí se trata de un anticlinal sencillo, con el flanco W. tectonizado, o sea de un anticlinal imbricado vergente al W. Hacia el N. este pliegue se complica algo, aparece el Devónico en su núcleo y la caliza griotte señala la existencia de un plegamiento de detalle, especialmente en las proximidades del Pico Piedras.

El otro anticlinal se dispone paralelamente a éste y es de características muy parecidas. Está formado en realidad por varios pliegues vergentes todos al W. y que sucesivamente desaparecen hacia el S. hasta dar lugar a un pliegue único, tectonizado en su flanco W., y que termina en forma de una escama en las proximidades de Tene. Es de señalar cómo hacia el N. aparece una mayor complejidad en la estructura; así, en el estrecho del arroyo Mosa, se observa un anticlinal que termina periclinalmente hundiendo su eje hacia el S., seguido de un sinclinal muy apretado.

Separando estas dos zonas calizas se dispone una franja pizarrosa que se orienta desde Tene hacia el N.; esta franja termina cerca de Navaliegos pinzada entre la caliza de montaña, que a su vez acaba poco más al N. por convergencia de los dos núcleos anticlinales devónicos; así, en la zona del arroyo Mosa, la franja devónica es única; tan sólo un retazo de caliza englobada en ellas es un indicio de la estructura existente más al sur. A partir de este punto la estructura vuelve a simplificarse; más al N. el Devónico forma un área única con una disposición anticlinal que se extiende hacia Pedroveya (LLOPIS, 1950). Los flancos E. y W. de cada uno de los dos anticlinales antes descritos son ahora los dos flancos de este gran pliegue único.

3. *El límite occidental.*—Al W. de la región que acaba de describirse se dispone una nueva franja caliza que se extiende desde Perueño a la collada de Aciera y a Villamejín. Allí se divide en dos, la franja más oriental termina periclinalmente en Teordia, formando el sinclinal descrito por LLOPIS con el nombre de sinclinal de Teordia. La franja más occidental se prolonga por Proaza, Villanueva, y se continúa estrechamente hacia el NE. (LLOPIS, 1950). Los dos límites de esta franja están tectonizados, excepto en el anticlinal de Teordia. El límite E. lo forma el flanco del anticlinal imbricado ya descrito. El límite W. lo forma la caliza de montaña de Forcada y Cueto Mar. Al igual que para Cueto Negro de la Rasa, existe una tectonización en el contacto, aquí incluso aparece una importante escama caliza desgajada de Forcada. En definitiva se trata, pues, de una repetición de las estructuras antes descritas.

### C) ESTRUCTURA DEL CONJUNTO: CONCLUSIONES.

El límite N. de la cuenca de Quirós no está formado por ningún accidente tectónico, se trata de un área pizarrosa única que hacia el N. se divide en un conjunto de franjas por la aparición de áreas calizas formando el núcleo de un conjunto de anticlinales orientados N.-S.

La desaparición del área pizarrosa hacia el N. está determinada por la elevación de los ejes de los pliegues en este sentido. De este modo, en el caso de la Remolina y en Tene desaparecen los dos anticlinales calizos y las capas pizarrosas inmediatamente superiores. Por el mismo motivo, hacia la Mostayal y Teordia, las áreas pizarrosas desaparecen por la erosión encima de la masa caliza que las rodea.

Las terminaciones de las franjas pizarrosas hacia el N. son bastante irregulares, las terminaciones de los anticlinales hacia el S. llevan generalmente consigo una gran tectonización y replegamiento de las pizarras en las proximidades.

Las vergencias son uniformemente al W., se trata de un conjunto de pliegues imbricados especialmente claros por lo que respecta a los núcleos anticlinales calizos.

Si bien toda la zona septentrional con franjas pizarrosas y núcleos calizos pasa hacia el S. a una zona únicamente pizarrosa, es la franja más oriental, o sea la de Bermiego-Pando de la Mortera la que forma de una manera más estricta la continuación y terminación más septentrional de la cuenca de Quirós.

Las otras estructuras más occidentales a la franja de Bermiego-Pando de la Mortera quedan reducidas hacia el S. a una estrecha área situada al W. del río de Quirós. La tectonización de esta zona no es más que una consecuencia de las estructuras de la zona de Tene, del mismo modo que, como ya se ha dicho, el núcleo del Xagarín lo es a su vez de la franja Bermiego-Pando de la Mortera.

### B) La estructura del Aramo

La Sierra del Aramo constituye una importante alineación montañosa que se extiende desde La Mostayal, pico algo desgajado del resto de la cordillera, hasta Los Veneros, al SSE. del Gamoniteiro, pico culminante del Aramo. La Sierra del Aramo se orienta aproximadamente N.-S., si bien se observa en ella una inflexión, consecuencia de su posición dentro del arco asturiano. Por ese motivo en La Mostayal las estructuras y, por consiguiente, el relieve, se orientan NNE.-SSW.; en la parte central, o sea al S. del Gamonal, se orientan N.-S., y en su extremo meridional de NNW a

A simple vista el Aramo no es más que un gran pliegue anticlinal orientado norte-sur y comprendido entre las dos áreas pizarrosas del extremo N. de la cuenca de Quirós y de la cuenca de Riosa. Un estudio más detallado muestra, no obstante, una estructura más compleja.

### A) EL BORDE OCCIDENTAL DEL ARAMO Y SUS NÚCLEOS PIZARROSOS.

El estudio del borde occidental del Aramo muestra una estructura especial. En su extremo meridional el Aramo forma una terminación periclinal sencilla. El eje del pliegue se hunde hacia el S., al igual que se ha observado en Quirós. De este modo, en el núcleo de esta terminación, que es la terminación de un pliegue anticlinal, aflora la caliza de montaña. Se trata pues de un pliegue sencillo y cuyas complicaciones de detalle, aparentes poco más al N., no interesan de momento. Según esto, el Aramo estaría formado por un pliegue único; no obstante, a continuación de esta terminación periclinal del Aramo y contiguo a ella por el W. se encuentra un sinclinal, el sinclinal denominado de Muriellos en la descripción estratigráfica. Este sinclinal termina periclinalmente hacia el N., y de este modo la franja caliza de Peñal Alba-Pico Champaza-Pellirón se une y queda incorporada a la masa caliza del Aramo. Por otra parte, el sinclinal de Muriellos, aunque bastante sencillo, no es un sinclinal simple; la zona de Braña la Poza es otro núcleo anticlinal incorporado al Aramo, núcleo que se interpone entre el anticlinal de Los Veneros, o sea el que forma el extremo sur del Aramo y el del Alba Champaza-Pellirón.

De este modo, y prescindiendo de los accidentes de detalle y mayor complicación que puedan desarrollar posteriormente estos pliegues, el Aramo se encuentra formado por tres núcleos anticlinales que se fusionan hacia el norte.

Más hacia el N., ya en el extremo septentrional del Aramo y fuera del área cartografiada, este hecho vuelve a repetirse. Se trata de la franja pizarrosa de Bermiego-Pando de la Mortera, que al terminar cerca de La Mostayal da lugar a que la franja caliza que forma su flanco W. quede incorporada a La Mostayal. Aquí no se trata, no obstante, de otro anticlinal incorporado al Aramo, sino sólo de un flanco del mismo, ya que el núcleo del anticlinal está formado por el Devónico.

### B) LA VERTIENTE ORIENTAL DEL ARAMO Y SU ZONA DEVÓNICA.

Así como en la vertiente occidental el Aramo limitaba con la zona carbonífera pizarrosa, pizarra que llegaba a indentarse en la masa caliza, en la vertiente oriental aflora la base de la caliza de montaña formada por el Devónico. Este Devónico aparece hacia el N. y ocupa una extensión muy reducida.

cida, debido a una importante falla que ha hundido la cuenca de Rio permitido así la conservación de esta área carbonífera. Si se estudia el entre la caliza de montaña y el Devónico se ve que tiene un trazado irregular, al igual que el límite caliza de montaña-pizarra en la vertiente oeste, donde la caliza de montaña forma ahora núcleos sinclinales en vez de los núcleos anticlinales de antes, pero al igual que en la vertiente W. los ejes de los pliegues se hunden hacia el sur. Esta estructura da lugar a la existencia de calizas que se introducen en la zona devónica. Este tipo de estructura encuentra también en la vertiente E. de La Mostayal.

### C) ESTRUCTURA DE CONJUNTO: CONCLUSIONES.

En líneas generales el Aramo es una gran masa caliza acumulada dentro de una estructura notablemente plegada.

En la estructura del Aramo intervienen, como elementos fundamentales tres grandes anticlinales que se fusionan hacia el N. Estos tres anticlinales sufren modificaciones a lo largo de la Sierra del Aramo y se complican diéndose en otros pliegues secundarios. La estructura de detalle no hace describirla, ya que queda suficientemente clara en el mapa geológico y en los cortes.

La orientación de la Sierra del Aramo es ligeramente oblicua a la dirección de los pliegues. Esta disposición es consecuencia de que la Sierra del Aramo está constituida por una masa de caliza acumulada a partir de unos pliegues anticlinales, que procedentes del S. elevan su núcleo calizo hacia el N. hasta que éste llega a aflorar por fuera del área pizarrosa. De la misma manera, en la vertiente NE., esta misma caliza queda cortada por la erosión por encima del Devónico.

Consecuencia también de esta estructura es la irregularidad del contorno de la caliza de montaña, tanto con la pizarra carbonífera al W. como con el Devónico al NE.

Igual que en la terminación N. de la cuenca de Quirós los ejes de los pliegues se hunden hacia el sur.

Por lo que se refiere al sentido de las vergencias, existe una constancia de vergencia al W., también al igual que en el extremo meridional de la cuenca de Quirós.

### C) La cuenca de Riosa

Al E. del Aramo se extiende la tercera unidad estudiada aquí. Se trata de la cuenca de Riosa, extremo W. de la gran Cuenca Central Asturiana. Esta zona está formada por un sector septentrional productivo, escasa-

mentado, y una zona meridional y central muy fuertemente plegada donde las capas de carbón faltan o, cuando se encuentran, son inexploables, debido al violento replegamiento. Para su estudio se consideran tres zonas citadas, o sea, la meridional, central y septentrional, pero a todo va a estudiarse el límite W. de la cuenca.

#### A) EL LÍMITE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE RIOSA.

La cuenca de Riosa limita al W. con el Aramo por medio de una importante fractura puesta de manifiesto por LLOPIS (1951, 1954), que considérase que se trata de un típico accidente de estilo germánico y lo relaciona con la orogénesis alpídica. ALMELA y RÍOS (1953) señalan también su existencia. Dichos autores citan un importante contacto mecánico limitando la cuenca de Riosa, tanto por el W. como por el N., y representan ambos contactos como la prolongación uno de otro. O sea que la fractura del Aramo se continuaría por la fractura que sitúan en el contacto con el Monsacro. Ambos contactos se consideran ligados al plegamiento, o sea de origen herciniano.

Un hecho de interés es el desarrollo longitudinal de la falla. Esta conserva el mismo salto en toda su longitud, sino que va disminuyendo desde el N. a S. La intensidad del plegamiento hace que en todo momento sea difícil calcular el valor del salto de falla; baste señalar, no obstante, para considerar su importancia, que las cumbres del Aramo, formadas por caliza de montaña, se encuentran algo por encima de los 1.700 metros, mientras que el pozo de Hulleras de Riosa, abierto en el fondo del valle de Riosa, corta en todo momento las capas productivas en posición próxima a la vertical. Este hecho no debe, naturalmente, conducir a la conclusión de que esta desnivelación es debida únicamente a la falla, sino que el plegamiento herciniano debe influir grandemente en ella; de todos modos la falla del Aramo puede sobrepasar los 1.000 metros, por lo que a su zona N. se refiere. Hacia el S., en cambio, pierde rápidamente el salto; en San Adriano en Las Tejeras, en vez de poner en contacto, como en el N., el Devónico con el Carbonífero productivo, pone en contacto la caliza de montaña con la parte inferior del Carbonífero pizarroso con intercalaciones calizas; más al SSE., en Golpeja, desaparece la falla sin que se encuentren señales de ella en las capas calizas que se orientan N.-S., entre Golpeja y Maramuñiz, donde la falla se pondría fácilmente de manifiesto si se continuara más al sursureste.

#### B) EL SECTOR MERIDIONAL.

El área más meridional de la cuenca de Riosa se caracteriza por estar formada por los niveles más bajos de la serie pizarrosa, niveles en los cuales

la presencia de numerosas capas de caliza carbonera permite conocer bien la estructura tectónica.

Los dos elementos determinantes de la estructura de esta zona son sinclinal, que se desarrolla entre Golpeja y Maramuñiz, y un anticlinal situado inmediatamente al SE. de aquél. El sinclinal se encuentra bien visible en el ramal de la carretera de Lena a las minas de Rioseco, y sus flancos marcadamente divergentes hacia el S., pues mientras uno de ellos se dirige hacia el SSE., el otro gira hacia el SSW. para formar la terminación sinclinal del Aramo. Este sinclinal es bastante laxo y sin una vergencia definida. Inmediatamente al NW. se encuentra un anticlinal, especialmente visible en Las Tejas y San Adriano, donde el eje del pliegue se dirige hacia el W.-20°-S. con una inclinación de 40 a 45°. El flanco SW. de este pliegue, que es a la vez el NE. del sinclinal descrito, se dirige hacia el SE. pasando por Maramuñiz y Brañalamosa.

El flanco NE. puede seguirse por la vertiente izquierda del torrente Ablanosa y El Huésped, y se pierde cerca de su cabecera sin que se encuentre su continuación, a pesar de que tanto la carretera de Lena como el ramal de Rioseco proporcionan buenos cortes. Este hecho guarda relación con la profunda tectonización de las areniscas entre La Cantera y San Adriano, bien visible especialmente en las obras de la conducción de aguas. Todo ello conduce a la conclusión de la existencia de una fractura que se orienta WNW.-ESE. y que corta el flanco NE. de este anticlinal. En resumen, la tectónica de esta zona está determinada por dos pliegues bien aparentes, un sinclinal y un anticlinal, estrechamente ligados a la terminación meridional del Aramo, especialmente el sinclinal, ya que el anticlinal tiene ya una orientación un poco extraña y choca contra la vertiente W. de dicha sierra. Ninguno de los dos pliegues es extraordinariamente violento, aunque existe una notable tectónica de detalle, especialmente en el núcleo del anticlinal; la estructura de conjunto, puesta de manifiesto por las capas calizas que actúan de capas-guía, es una estructura poco complicada.

#### C) ZONA CENTRAL O ZONA DE LA VEGA.

El sector central de la cuenca es el que presenta una tectónica más compleja. Puede considerarse que se extiende desde la fractura que rompe el flanco NE. del anticlinal de San Adriano hasta el conjunto de capas calizas que se encuentran en los alrededores de Cabornín, Doña Juandi y La Juncar, es decir, que comprende el área situada entre la zona anterior y el paquete productivo de Canales-Piedrafita. La tectónica de esta zona es mucho más complicada, complicación que es consecuencia de su situación. De

momento va a limitarse el estudio a la descripción de los accidentes, dejando para más adelante su interpretación.

La mayor tectonización de esta zona se sitúa en el área de Muriellos, La Ferguera, La Granja y La Cantera; hacia el N., por el contrario, existe una zona de mayor regularidad, lo cual da lugar a pliegues de mayor radio y a estructuras mayores en vez de la intensa tectónica de detalle que caracteriza el área antes citada. Por otra parte, es de considerar la divergencia que existe hacia el E., orientándose unas capas hacia el SE. mientras otras lo hacen hacia el E., para dirigirse luego hacia el NE.; esta divergencia es la característica principal de esta zona central de la cuenca de Riosa. A todo lo largo de la carretera de La Vega a Lena, hasta llegar al alto, se observa cómo, a pesar del gran plegamiento de detalle, la orientación general es NW.-SE.; el techo del conjunto se orienta hacia el SW. En La Juncar se encuentra la otra rama, rama que se orienta hacia el E. y que en realidad representa el otro flanco de un pliegue anticlinal cuyo eje debe pasar cerca de La Juncar. Más al W. se encuentra un área sumamente tectonizada; se trata de una serie de accidentes de detalle que no merece la pena describir, ya que su estructura de conjunto queda suficientemente clara en los cortes; de otro lado, el estudio de detalle de los diversos accidentes carece en realidad de interés. Finalmente, más al N., en las proximidades de la zona productiva, existe ya una mayor regularidad. En todo el cerro, entre la carretera de Grandiella y el grupo de Piedrafita, las capas se disponen bastante regularmente WNW.-ESE., y lo mismo puede decirse de Doña Juandi y Lará. Es más al W., en Cabornín, donde se desarrollan algunos pliegues. El primero de ellos, o sea el situado más al NE., orienta su eje de NW. a SE. y se hunde rápidamente hacia el NW.; se trata de un pliegue anticlinal bien dibujado gracias a las capas calizas. El segundo es un sinclinal de iguales características y está situado al SE. del anticlinal descrito. Es de señalar que estos pliegues se orientan de NW. a SE., es decir, igual que los del extremo meridional de la cuenca. En resumen, es pues esta orientación NW.-SE. la que domina en este sector central, aunque en Lará y La Juncar exista una orientación E.-W. que marca, por tanto, una divergencia respecto a la orientación general. Esta orientación E.-W. es la que caracterizará, en cambio, el sector productivo septentrional, donde los paquetes de capas se dirigen hacia el E. para inflexionarse luego hacia el NE.

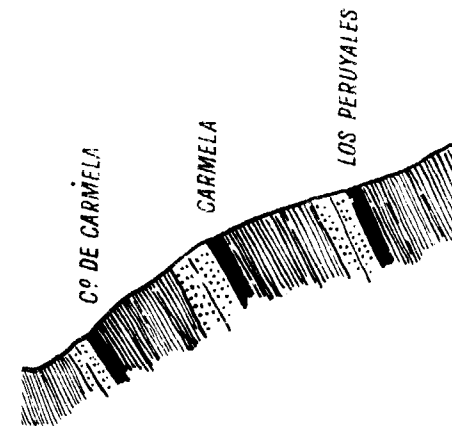
#### D) LA ZONA PRODUCTIVA SEPTENTRIONAL.

Al N. del conjunto descrito antes, conjunto caracterizado por su gran tectonización, se disponen los paquetes productivos, que contrastan por su sencillez tectónica y regularidad. Esta zona presenta, no obstante, impor-

tantes problemas. El primero de ellos ha sido planteado ya al principio de la estratigrafía. Se trata de la situación del techo geológico de la serie de Canales-Piedrafita, problema señalado también en la parte estratigráfica. Este conjunto productivo se orienta de ESE a WNW. en la zona explotada por Hulleras de Riosa y forma un todo con el paquete de pudingas y el paquete de "La Esperanza", que se sitúa algo más al N. de aquéllas. Este conjunto sufre una inflexión hacia el W. en las proximidades de Covariella; tomándose la dirección WSW.-ENE., luego unas fracturas transversales interrumpen la continuidad de los estratos, pero la presencia de un banco de pudinga en las proximidades de Porcio, El Teleno y al S. del grupo Ablanedo permite construir esta continuidad. Esta pudinga puede tomarse como capa-guía e identificarse con la gran masa de pudinga que se encuentra más al E. siguiendo los paquetes de Canales y de La Esperanza; en realidad no puede saberse con qué banco se corresponde entre los muchos bancos de pudinga que se reconocen allí, pero sí puede aceptarse que se trata de la misma pudinga, ya que no se ha reconocido otro nivel en toda la cuenca de Riosa. Por otra parte, la flora clasificada por JONGMANS y WAGNER (in lit.) apoya esta interpretación. Así pues, se observa cómo de E. a W. los niveles septentrionales a la pudinga se conservan, mientras la pudinga pierde rápidamente importancia. Este hecho tendría, de todos modos, escasa importancia, ya que los niveles detríticos sufren rápidos cambios, tanto de facies como de potencia; este hecho presenta mayor interés; se trata del paquete productivo Canales-Piedrafita, paquete que alcanza una potencia extraordinaria en la zona explotada, o sea junto al río Riosa, donde a pesar de estar las capas muy próximas a la verticalidad ocupan una franja de más de un kilómetro de anchura, ya que los niveles calizos no aparecen, hacia el S., hasta más allá de Villameri. Todo este paquete se encuentra reducido, en cambio, entre El Cabornín y las minas de Ablanedo, donde la pudinga está muy próxima a los niveles calizos del anticlinal de El Cabornín. El otro problema es el de la posición del techo de todo el conjunto que forman las capas de los grupos Canales, Piedrafita y La Esperanza. A este respecto se ha indicado ya que se seguía la opinión de JONGMANS y WAGNER, opinión que se acepta aquí no sólo por ser una realidad los únicos datos firmes y concretos que sobre esta zona existen, como se indicó ya al iniciar la parte estratigráfica, sino también porque la cartografía y el estudio tectónico de la cuenca llevaron igualmente a la misma conclusión de que de N. a S. van cortándose niveles cada vez más modernos, sin que en líneas generales exista repetición en ellos. Este hecho está de acuerdo con el aumento de salto de la falla hacia el NNW y su desaparición hacia el SSE.; como consecuencia de ello, los niveles basales con abundancia de capas calizas se disponen hacia el S. Finalmente ha



del Setal



1.º del grupo "Blancura". (Según d

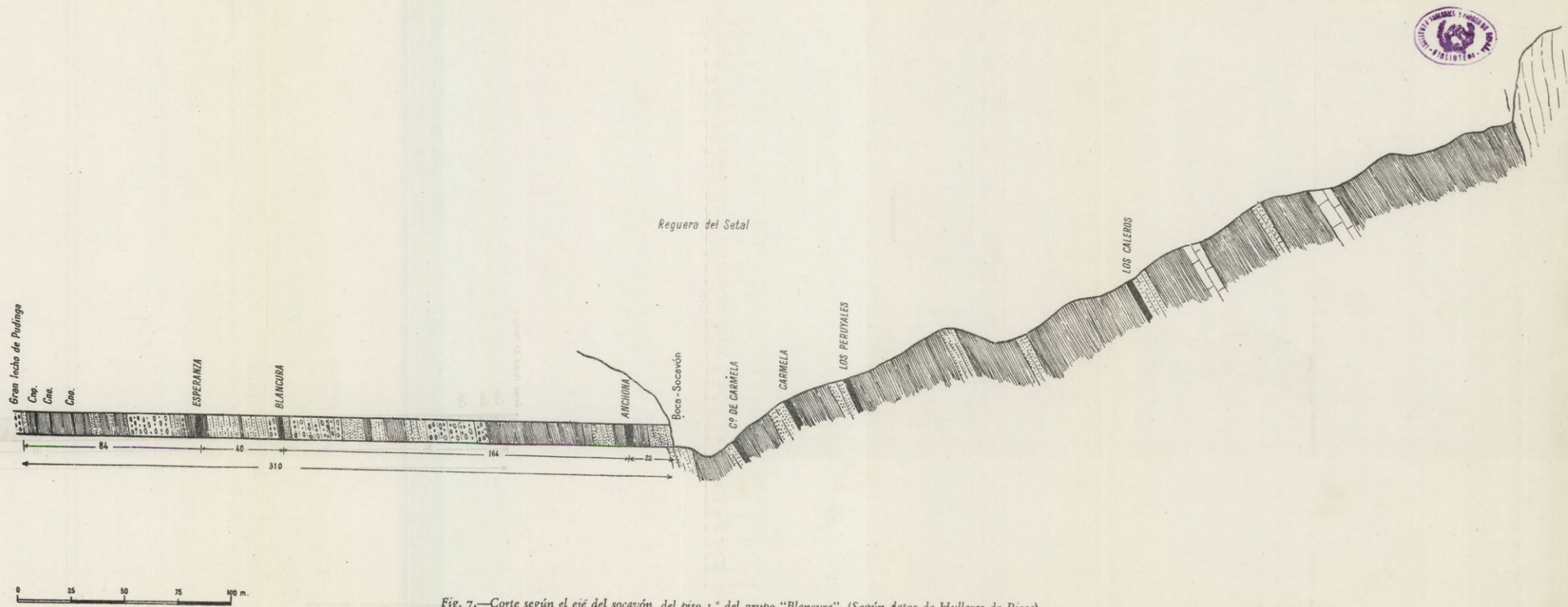


Fig. 7.—Corte según el eje del socavón del piso 1.º del grupo "Blancura". (Según datos de Hulleras de Riosa).



que señalar el carácter anticlinal de los pliegues próximos al paquete productivo, concretamente de la terminación periclinal observada al W. de El Cabornín; esto pone de manifiesto que el conjunto situado más al N. es superior al de las capas calizas en el que se desarrolla este anticlinal y, por consiguiente, que el conjunto de Ablanado tiene su techo geológico situado hacia el NE.; por tanto, las consideraciones tectónicas conducen igualmente a situar hacia el N. el techo del conjunto productivo de Riosa. El otro problema, o sea el de la desaparición o adelgazamiento de las capas productivas hacia el W., es de más difícil solución, ya que las observaciones de campo no permiten deducir otra cosa que la existencia de este adelgazamiento. Tal vez el progreso de las labores en el grupo Piedrafita pueda aportar más adelante nuevos datos sobre ello. De momento la explicación más sencilla sería suponer un acuñamiento de las capas, o sea una pérdida de potencia de todo el paquete. También podría pensarse en una acción tectónica, un estiramiento que diera lugar a un principio de laminación; esta interpretación no está favorecida por la estructura geológica de la región. También podría pensarse en la posibilidad de una discordancia progresiva; esta hipótesis se vería apoyada por la presencia de la importante masa de pudingas. Su presencia en esta zona, con una potencia que no se encuentra en ningún otro punto de la cuenca minera, hace pensar en la proximidad del borde de la cuenca, hecho por lo demás que está perfectamente de acuerdo con todos los datos que de la cuenca minera se tiene hasta ahora. Esta pudinga plantea, además, el problema del origen de una aportación detrítica tan importante; tal vez pueda tratarse de una serie detrítica relacionada con un movimiento precursor de la orogénesis que se desarrollará más tarde, durante el Estefaniense; con ello, esto no es otra cosa que una simple hipótesis que se indica por si puede servir de base a ulteriores investigaciones, tanto en esta zona, a la luz de los nuevos datos que vaya aportando la explotación minera, como en otras áreas de la cuenca central. Hay que hacer constar, no obstante, que en ningún otro punto de la cuenca minera se ha observado ninguna irregularidad que pueda hacer pensar en ningún género de discordancia; de existir aquí, se trataría probablemente de un fenómeno muy local.

#### E) ESTRUCTURA DE CONJUNTO: CONCLUSIONES.

El rasgo principal de la cuenca de Riosa es su asimetría, si se la considera de N. a S.; asimetría que se manifiesta en todos los aspectos, tanto desde el aspecto stratigráfico como tectónico.

Desde el punto de vista tectónico, es de destacar en la cuenca de Riosa

el hecho de que mientras en la zona S. las alineaciones se dirigen al S la zona N. van W.-E. para tomar luego dirección NE.

Este hecho está relacionado con el arco que describen los pliegues mando la rodilla asturiana, aunque debido a los contactos mecánicos, lo quetes productivos que, junto con la pudinga, se orientan de NE. a hasta Ablanedo, terminan allí y no reaparecen más al sur.

Esta convergencia de las alineaciones en el área de La Vega-Felg La Cantera da lugar al área tan profundamente tectonizada en esta z Esta área queda comprendida entre el Aramo, que se orienta N.-S., los quetes productivos de Canales-Piedrafita, que, procedentes del NE., lim aquella área por el N., y la zona meridional orientada NE.-SW., y fi mente toda el área productiva de Mieras-Ujo-Moreda, que procedente Sama dibuja el arco asturiano. De este modo el área comprendida entre tas unidades está profundamente tectonizada y presenta abundantes di monías. Por otra parte, como indican ALMELA y RÍOS (1953), la gran m de pudinga que separa los paquetes de Canales-Piedrafita del de La Es ranza puede haber actuado dando rigidez al conjunto, interpretación viene apoyada por la rigidez con que estas capas se continúan, adem hacia el NE.

### III. Los rasgos morfológicos del Aramo

Aunque no vaya a hacerse aquí un estudio morfológico completo, estudio que, por otra parte, exigiría referirse a una extensión mayor a la del área cartografiada, debe por lo menos hacerse referencia a algunos de los principales rasgos morfológicos del Aramo, sin que con ella se tenga la pretensión de hacer un verdadero estudio morfológico.

#### A) La plataforma del Aramo

Si se hace abstracción de la complicación topográfica impuesta posteriormente por la carstificación, se ve la principal característica de la Sierra del Aramo en su regularidad en cuanto se refiere a las cotas de su parte elevada. En primer lugar llama la atención, como ha hecho notar LLOPIS (1954), la uniformidad de cotas de sus puntos culminantes: La Gomonal, con 1.712 metros; El Barriscal, con 1.734 metros, y, finalmente, el Pico Xixtras y el Gamoniteiro, con 1.773 y 1.782 metros, respectivamente; pero aparte de esta alineación de cumbres se desarrolla a menor altura una plataforma sobre la que se levantan los picos citados. Esta plataforma se desarrolla entre los 1.450 y los 1.550 metros, hacia la zona N. del Aramo, y se eleva hacia el S. hasta situarse entre los 1.550 y los 1.600 metros.

#### LOS VALLES MUERTOS DEL ARAMO Y SU RELLENO.

Hasta ahora se ha indicado sólo la uniformidad de cotas características del Aramo, distinguiéndose entre una línea de cumbres y una plataforma sobre la que se levantan estas cumbres. Sin embargo, otro hecho hay que destacar por lo que a esta plataforma se refiere; se trata de la existencia de unos valles muertos que se desarrollan en la plataforma citada, de manera que está en gran parte formada por ellos. Estos valles se encuentran en nú-

mero de cuatro, siendo los más septentrionales los más visibles y bien conservados. Todos ellos se dirigen hacia el W., o más concretamente hacia el SW., excepto el más meridional, que se orienta de SE. a NW. Todos ellos tienen además características comunes, un relleno con multitud de cantos de mineral de hierro, por lo general poco rodados; depósito que, por otra parte, se conoce ya desde antiguo (PAILLETE y BEZARD, 1849). Estos cantos ferruginosos se encuentran englobados en una masa arcillosa, a veces arenosa, de tonos rojizos.

Por debajo de estos valles se encuentra otro nivel, también con relleno de hierro y situado entre los 1.340 y los 1.400 metros. A primera vista puede parecer que este nivel pueda confundirse con el anterior; no obstante debe tenerse en cuenta su posición dentro de la Sierra del Aramo, por cuanto este nivel se encuentra representado por dos pequeños valles muertos situados en el extremo SE. de la sierra, es decir, donde el nivel de valles descritos antes se sitúa entre los 1.500 y los 1.600 metros. En este punto existen, por tanto, más de 100 metros de diferencia entre ambos niveles. Por otra parte el tipo de depósito existente en este nivel inferior no es exactamente igual al del nivel superior, ya que los fragmentos de material ferruginoso son mucho más numerosos y llegan a alcanzar grandes tamaños.

Por debajo de este nivel continúan encontrándose valles colgados, si bien ya no existen los rellenos de hierro. Entre todos, el fenómeno más aparente es el amplio valle cerrado al W. por el relieve calizo de Pico Champaza y Peña del Alba, y hacia el S. por una hombrera que se desarrolla en el Pico del Cuervo, alrededor de los 1.200 metros, altura a la cual se encuentra toda el área cerrada al N. de esta hombrera, ya comprendida entre los relieves del Aramo, al E., y los Picos de Champaza y Peña del Alba, al W. Entre el Pico de Champaza y Peña del Alba, y también próximo a los 1.200 m., se encuentra una zona excavada que representa el antiguo pase del valle, cortado hacia el W. por un abrupto escalón de 400 metros. En la actualidad este valle es aún activo, aunque se encuentra reducido a un pequeño valle ciego excavado en este nivel de 1.200-1.240 metros, valle que termina en un sumidero al alcanzar la barra caliza, unos 40 metros por debajo del antiguo nivel, que forma ahora un umbral que cierra el valle ciego.

## B) La carstificación

En toda Asturias la abundancia de relieves calizos, unido a una alta pluviosidad, da lugar a un importante desarrollo de los fenómenos cársticos. En el Aramo la carstificación es muy notable. Los vestigios más antiguos de una acción cárstica se relacionan con los valles muertos y los valles rellenos

de hierro; en realidad la conservación de tales valles, a unos 1.500 m. de altura, no es más que una consecuencia de la carstificación, que al absorber las aguas en profundidad impidió que la erosión continuara ahondando estos valles hasta el nivel de los actuales. De este modo, los fenómenos cársticos más antiguos que se conocen son un conjunto de dolinas muertas, que son la causa de la desmembración de los valles colgados citados, desmembración que no está, sin embargo, suficientemente avanzada para impedir que se reconozcan fácilmente los valles ciegos, incluso sobre el mapa topográfico; el relleno de hierro se encuentra muchas veces ligado a estas dolinas. El nivel inferior con relleno de hierro tiene idénticas características. Veneros tiene todo el aspecto de un valle ciego; el otro pequeño valle al N. de Veneros podría ser incluso únicamente un conjunto de dolinas. Al igual que sobre los valles superiores, ha habido una carstificación sobre este nuevo ciclo, también con un relleno de hierro. Además, en el camino de bajada al collado de Mallado de Espigas se encuentra una sima con un relleno de hierro de iguales características al del ciclo de Veneros; se trataría, por tanto, de una sima perteneciente a esta segunda carstificación. Del mismo modo podrían encontrarse vestigios de carstificación en relación con la progresiva excavación. Así, entre los 1.150-1.250 metros existe un valle ciego ligeramente encajado en él; este valle termina en un sumidero que, si bien viviente en la actualidad, debe derivar de un sumidero antiguo, que al sumir las aguas del valle permitió su conservación al detener la acción erosiva. Este valle, a partir de este momento, ha tenido una evolución independiente al del resto de la red hidrográfica, evolución prácticamente nula.

En toda la pared E. del Aramo, de trazado bastante abrupto, se encuentran un conjunto de cuevas, muertas en la actualidad, situadas a diferentes alturas y que representan diversas carstificaciones en relación con la excavación. Tales cavidades son particularmente abundantes en el extremo SE. del Aramo, entre Golpeja y la majada de Espigas, donde se reconocen un conjunto de cuevas que son otros tantos cauces subterráneos abandonados a diferentes alturas.

En resumen, pueden reconocerse diversas carstificaciones; sin embargo, no debe pensarse en interrupciones en la carstificación; por el contrario, debió existir una continuidad en ella; la sucesiva elevación del país y progresivo ahondar en las aguas llevó, como consecuencia, a la creación de nuevas áreas susceptibles de ser carstificadas y, por tanto, a nuevas formas cársticas y nuevas condiciones creadas por los nuevos niveles de base. Sin embargo, en la plataforma superior del Aramo la carstificación debió ser un fenómeno continuo; lo mismo puede decirse para cada nueva área descubierta a partir del momento de su excavación: tal es el caso del valle colgado viviente que ya ha descrito antes. La existencia de formas cársticas muertas se debe a va-

riaciones de la circulación, tanto subterránea como superficial, al ir evolucionando el relieve. Por otra parte, hay que tener en cuenta otro hecho: cambio de condiciones climáticas que ha tenido lugar en el Aramo desde la creación de los valles que actualmente se encuentran en su parte alta, hasta la actualidad, en que la plataforma se encuentra ocupada por las nieves durante una gran parte del año. A este respecto es interesante notar cómo, además de los fenómenos descritos en relación con los valles ciegos, existe un tipo de dolinas de fondo plano, generalmente con suelo, mientras que las dolinas vivientes tienen forma de embudo, a veces muy profundo; forma que puede guardar relación con la presencia de nieve durante largas épocas del año.

## Resumen y conclusiones

En la región estudiada los únicos terrenos que se encuentran representados son el Devónico y el Carbonífero. El Devónico está constituido por un nivel de arenisca, a veces ferruginosa, que forma su parte superior, y una serie compresiva de pizarras y calizas margosas o dolomíticas de tonos ocres o amarillentos. Este Devónico no representa la totalidad de la serie, ya que los niveles más bajos no llegan a aflorar.

Toda la serie descrita debe considerarse de edad eifeliense. Las areniscas superiores deben corresponder a las "areniscas del Naranco" y el resto de la serie a la "caliza de Moniello" y "caliza de Candás". Aunque por debajo de la arenisca superior la serie es compresiva, aparecen algunos bancos que recuerdan, por sus características, a los niveles citados.

El carácter compresivo de la serie devónica en esta zona es consecuencia de un cambio lateral de facies que hace que las facies calizas que existen más al W. sean sustituidas por unos niveles más margosos.

Este hecho está en estrecha relación con la desaparición del Devónico más al este.

El Carbonífero se distribuye en dos zonas: la cuenca de Quirós y la cuenca de Riosa; ambas cuencas están separadas por una masa caliza del Carbonífero inferior, que forma la Sierra del Aramo.

Los niveles inferiores del Carbonífero están formados, como es normal en Asturias, por la serie griotte y la caliza de montaña, de edad viseense superior y namuriense, respectivamente. Por encima de la caliza de montaña se dispone un conjunto de pizarras y areniscas con alguna intercalación caliza y paquetes productivos de carbón.

Atendiendo a esta serie superior a la caliza de montaña hay que considerar, de un lado, la cuenca de Quirós, y de otro, la cuenca de Riosa.

En la cuenca de Quirós hay que distinguir un nivel inferior formado por 400 metros de areniscas y pizarras y, por encima, un conjunto de 1.000 me-

tros con intercalaciones calizas en la parte baja y capas de carbón principalmente en la parte alta. Es la zona explotada por las minas del Xagarín.

En la cuenca de Riosa existe una parte basal con intercalaciones calizas una zona media con pizarras y areniscas de grano grueso y tonos frecuentemente grises o azulados e inmediatamente por encima de este conjunto una nueva zona de intercalaciones calizas; todo este conjunto, aunque con algunas capas de carbón, no es explotable. Se trata del Westfaliense, probablemente desde el A al C. Por encima de estos niveles se encuentra el conjunto productivo de Riosa, formado por unos paquetes inferiores explotados en los grupos de Canales-Piedrafita, una zona media formada por pudingas y una zona alta que forma el grupo de La Esperanza; el primero pertenece al Westfaliense C-D; en el grupo La Esperanza existe flora del Westfaliense D bajo.

Más al W. existe otro grupo: el grupo Ablanedo. Este representa el Westfaliense D alto; puede suponerse inmediatamente por encima del conjunto La Esperanza. Un delgado banco de pudinga existente por debajo del conjunto de Ablanedo puede ser el equivalente de la serie de pudinga que separa Canales de La Esperanza.

La pudinga citada pierde rápidamente potencia de E. a W.; en el curso del río Riosa tiene unos 400 metros de potencia, espesor que se pierde rápidamente hacia el oeste.

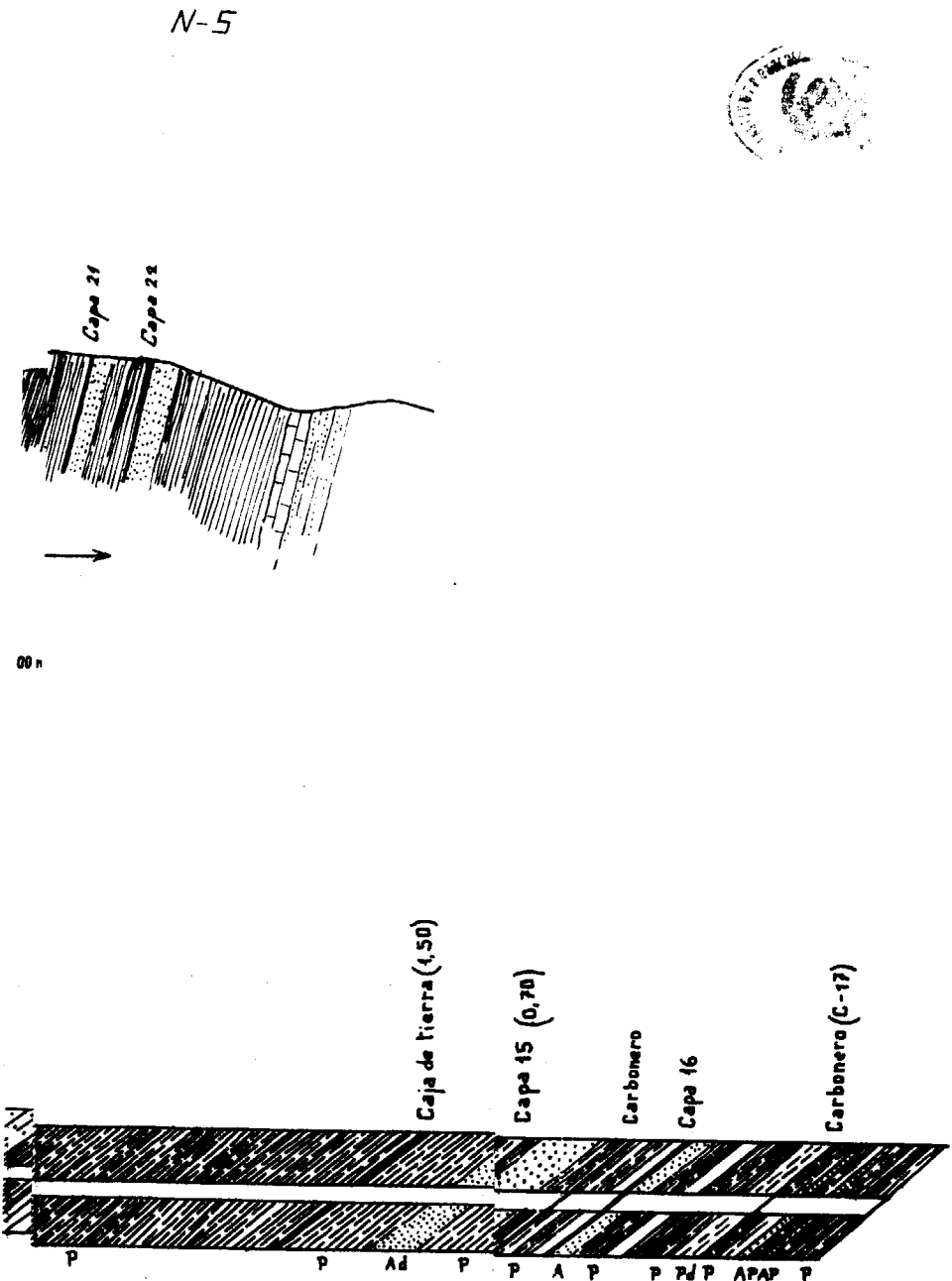
La comparación de la serie de Riosa y Quirós presenta un problema. En Riosa, en los niveles basales existe un conjunto de intercalaciones de caliza, mientras que en Quirós, por encima de la caliza de montaña se encuentran unos 400 metros de pizarras y areniscas sin intercalaciones calizas. La resolución de este problema debe hacerse cuando se estudien las áreas situadas al S. de la zona estudiada, o sea la zona de enlace entre Lena y Quirós.

Desde el punto de vista tectónico hay que considerar tres zonas: la terminación N. de la cuenca de Quirós, la Sierra del Aramo y la cuenca de Riosa.

La cuenca de Quirós termina septentrionalmente por un conjunto de franjas pizarrosas aisladas por unas áreas calizas alargadas que toman cada vez más importancia hacia el norte.

Esta disposición es consecuencia de que, hacia el N., la cuenca de Quirós desarrolla una serie de pliegues que elevan sus ejes en este sentido, dando lugar a la aparición de caliza de montaña y aun de Devónico en los núcleos de los anticlinales. De esta manera el área pizarrosa, única en Quirós, se digita y termina hacia el norte.

La Sierra del Aramo es consecuencia de la acumulación de una importante masa caliza, debido a un conjunto de pliegues en la caliza de mon-



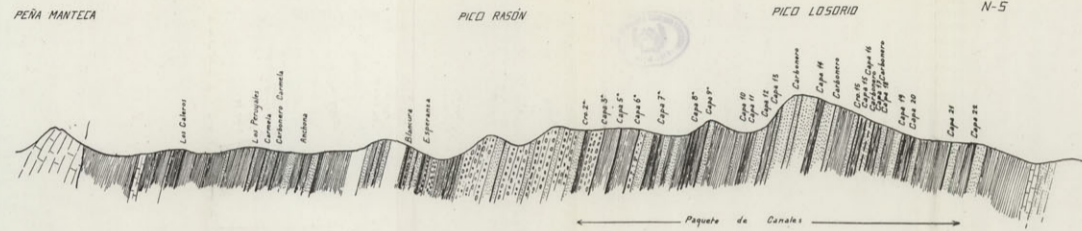


Fig. 8.—Corte por la divisoria, por Losorio y Cordal de la Cuba. (Según datos de Hulleras de Riosa).

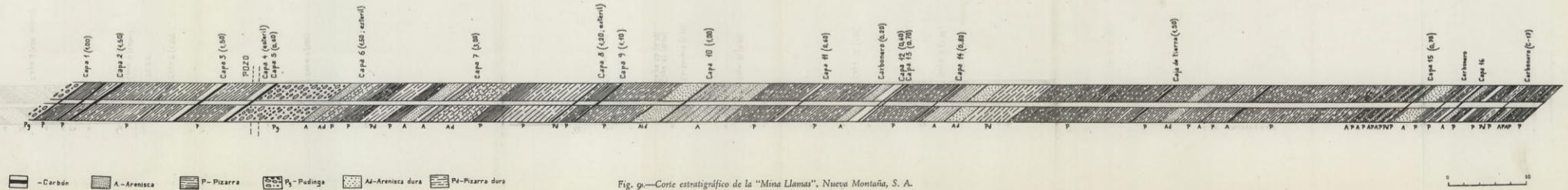


Fig. 9.—Corte estratigráfico de la "Mina Llamas", Nueva Montaña, S. A.

taña, cuyos ejes se hundien hacia el S. bajo las pizarras, mientras que hacia el N. se levantan por encima del Devónico.

El límite entre la Sierra del Aramo y la cuenca de Riosa es una importante falla, de gran salto hacia el N., y que desaparece rápidamente hacia el sur.

La cuenca de Riosa está formada por una zona meridional con estructuras bien visibles, sin vergencia definida; una zona central muy triturada, con estructuras de detalle muy complejas, y una zona septentrional con alineaciones rígidas y sin plegamiento de detalle, aunque las capas están siempre muy inclinadas, incluso a veces algo invertidas.

El gran replegamiento de la zona central se debe, en gran parte, a su posición en la zona de flexión dentro del arco asturiano y a su posición de relleno entre el Aramo, la zona septentrional de la cuenca de Riosa y las capas productivas de alineaciones rígidas. Al E. de Riosa las estructuras de la Cuenca Central Asturiana describen el arco con mayor claridad y regularidad.

Desde el punto de vista morfológico, el elemento más destacado es la existencia de una zona de valles muertos con relleno de hierro; estos valles muertos se disponen en dos niveles, uno superior, muy bien desarrollado, en el que pueden reconocerse cuatro valles, y otro inferior, muy reducido, con un relleno más rico en hierro.



Fig. 10.—Corte estratigráfico de Ablanado (2.º piso).—(Según datos de Hulleras de Riosa.)

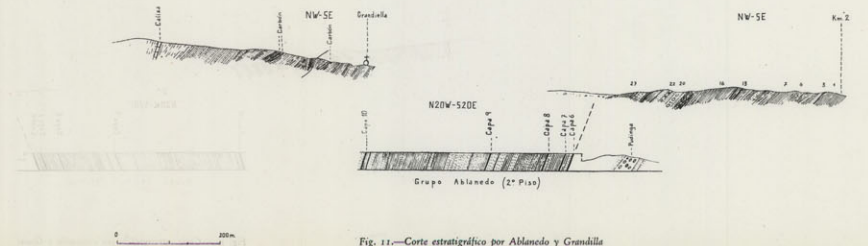


Fig. 11.—Corte estratigráfico por Ablanado y Grandilla



## Bibliografía

1. ABELLA Y CASARIEGO, E. (1877).—*Datos topográfico-geológicos del Concejo Teverga, provincia de Oviedo*.—Bol. Com. Mapa Geol. de España. Tomo páginas 251-256, 1 lám. con mapa geol. Madrid.
2. ADARO, L. (1926).—*Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana*.—Pub. Inst. Geol. España. X láminas. Madrid.
3. ADARO, L. DE, y JUNQUERA (1916).—*Hierros de Asturias (Criaderos de hierro d España)*.—Tomo 2, Mem. Inst. Geol. Esp., 1 vol. texto: págs. 1-610, 39 guras, XII láminas fotos, 1 vol. láminas, lám. I-VIII. Madrid.
4. ALMELA, A., y RÍOS, J. M. (1953).—*Datos para el conocimiento de la geología asturiana*.—Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXXV, pág. 1-34, IV lám. foto 1 lám. cortes, 1 map. Madrid.
5. ANCIOLA, A. L. (1860).—*Estudios sobre la cuenca carbonifera de Asturias*.—Revista Minera. Tomo X. Madrid.
6. AREITIO Y LARINAGA, A. (1874).—*Enumeración de las plantas fósiles españolas*. An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo III, pág. 225-259. Madrid.
7. BARROIS, CH. (1882).—*Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*.—Thèse de doct., Mem. Soc. Géol. du Nord. Tomo 11, núm. 1 630 pág., XX lám.. Lielle.
8. BARROIS, C.: (1881).—*El mármol amigdaloides de los Pirineos Cantábricos*. Boletín Inst. Geol. Esp. Tomo VIII, pág. 131-155, 11 lám. Madrid.
- 9.—BERNÁLDEZ, F., LASALA, Y. P., y RUA FIGUEROA, R. (1854).—*Memoria sobre las minas de carbón de Asturias*.—Revista Minera. Tomo VI. Madrid.
10. BUVIGNER, A. (1839).—*Note géologique sur les Asturies, principalement sur les terrains anthraxifères et houiller*.—Bull. Soc. Géol. Fr., 1.ª serie. T. X, páginas 100-104, 5 fig., 1 lám. París.
11. CENTENO, J. (1866).—*Apuntes sobre las industrias mineras y metalúrgicas de la provincia de Oviedo*.—Rev. Minera. Tomo XVIII, pág. 695-703 y 715-745. Madrid.

12. COMTE, P. (1936).—*La série dévonienne du Léon*.—C. R. Ac. Sc. Paris. T. páginas 337-339. París.
13. COMTE, P. (1936).—*Le Dévonien moyen et supérieur du Léon (Espagne)*. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 202, pág. 1198-1200. París.
14. COMTE, P. (1938).—*Les faces de Dévonien supérieur dans la Cordillère C brique*.—C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 206, pág. 1945-1948. París.
15. COMTE, P. (1938).—*Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (ries) et de Sabero (Léon)*.—Ann. Paleont. Tomo XXVII, pág. 39-88, 1 minas. París.
16. CUETO RUI-DÍAZ, E. (1943).—*Posibilidades de producción de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Minería y Metalurgia, núm. 27, pág. 1-12, IV fig. Ma
17. DELÉPINE, G. (1928 a).—*Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (pagne)*.—C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 187, pág. 507-509. París.
18. DELÉPINE, G. (1928 b).—*L'age des grès de Naranco*.—C. R. Ac. Sc. Paris. mo 187, pág. 239-241. París.
19. DELÉPINE, G. (1938).—*Correlations entre le Carbonifère moyenne de la R et celui de l'Europe occidentale*.—Bull. Soc. Géol. Fr. Tomo VIII, 5.<sup>a</sup> s páginas 593-598. París.
20. DELÉPINE, G. (1943).—*Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (E gne). Apéndice sobre los fusulínidos, por J. Gubler*.—Mem. Ac. Sc. de l'I de Fr. Tomo 66, 122 pág., 15 fig., VI lám. París.
21. DELÉPINE, G. (1937).—*Le Carbonifère du sud de la France (Pyrénées et Mo gne Noire) et du nord-ouest de l'Espagne (Asturies)*.—C. R. Deuxième C gress pour l'Av. des études de Str. Carb. Heerlen, 1935. Tomo I, pág. 1 158. Maestritch.
22. DELÉPINE, G., et LLOPIS LLADÓ, N. (1956).—*Nouvelle faune carbonifère a tores (Asturies-Espagne)*.—C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. Núm. 7-8, pág. 1 108. París.
23. DIRECCIÓN GENERAL DE MINAS Y COMBUSTIBLES.—*El distrito minero de O do*.—La Esp., Min. y Met., Activ. Prof, 1 vol., 59 pág., 75 fotos. Mad
24. DIRECCIÓN GENERAL DE MINAS Y COMBUSTIBLES.—*La Cuenca Central Hul Asturiana*.—Temas Profesionales, núm. 7, 46 pág., 65 fotos, XVI lám. ( 1 mapa 1 : 50.000 de la cuenca minera). Madrid.
25. DURÁN CAO, E. (1946).—*Sociedad Industrial Asturiana. Minas de Figaredo, S Ortiz Sobrinos. Mina "Chavelina"*.—Minería y Metalurgia, núm. 59, p nas 32-33. Madrid.
26. DURÁN, M. y FERNÁNDEZ, J. (1944).—*Atlas geológico y topográfico de la pro cia de Oviedo*.—(Recopilación de datos y figuras de Schulz, Barrois y ro), 1 vol., XI lám. Madrid.
27. FERNÁNDEZ LLANEZA, A. (1946).—*Sociedad Anónima Minas de Langreo y ro*. Minería y Metalurgia, núm. 59, pág. 34. Madrid.
28. FERNÁNDEZ LLANEZA, A. (1946).—*Ligera descripción de algunos grupos mi ros de la cuenca asturiana*.—Minería y Metalurgia. Núm. 59, pág. 14- Madrid.
29. GARCÍA FUENTE, S. (1952).—*Geología del concejo de Teverga (Asturias)*.— letín Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXIV, pág. 345-356, 8 fig., LXI lá nas, 1 mapa color. Madrid.
30. GARCÍA FUENTE, S. (1953).—*Geología de los concejos de Proaza y Tameza (As rias)*.—Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXV, pág. 272-324, XXX lámí fotos, II lám. cortes geol., 1 fig., 1 map. geol. color. Madrid.
31. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1944).—*Un cuadro importante para la clasificac del Carbonífero*.—"Euclides". Tomo IV, núm. 35, pág. 55-57, un cua estr. f. t. Madrid.
32. INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA (1926).—*Asturias (libro-guía de la excursi C-1)*.—Congr. Geol. Int. 100 pág., 7 fig., 17 fotos, VI lám. Madrid.
33. JONGMANS, W. J. (1951).—*Las floras carboníferas de España*.—Estudios Geo gicos, núm. 14. Tomo VII, pág. 281-330, 1 fig. Madrid.
34. JONGMANS, W. J. (1952).—*Documentos sobre las floras hulleras españolas. mera contribución: flora carbonífera de Asturias*.—Estudios Geológicos, mero 15, pág. 7-20, XXVII lám. Madrid.
35. JONGMANS, W. J., y WAGNER, R. H. (in lit.).—*Apuntes para el estudio de zona hullera de Riosa (Cuenca Central de Asturias)*.
36. JULIVERT, M. (in lit.).—*Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Asturias-Leo*
37. LÓPEZ AGOS, E. (1923).—*Síntesis paleontológica del carbonífero español*.— letín R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIII, pág. 265-276 y 302-212. Madr
38. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.<sup>a</sup>, y CAMUÑAS PUIG, A. (1948).—*Investigación de e mentos en cenizas de carbones minerales asturianos*.—Bol. Inst. Geol. Mi ro Esp. Tomo LX (20 de la 3.<sup>a</sup> serie), pág. 643-401, I lám. Madrid.
39. LLOPIS LLADÓ, N. (1950, a).—*Sobre algunos principios fundamentales de m fología e hidrología cárstica*.—Estudios Geográficos, núm. 41, pág. 643-6 7 fig., 1 cuadro, VI lám. fotos. Madrid.
40. LLOPIS LLADÓ, N. (1950, b).—*Mapa geológico de las sierras de La Coruxera, Mostayal y Monsacro, escala 1 : 250.000*.—Publ. Serv. Geol. del I. D. E. (Memoria explicativa in lit.). Oviedo.
41. LLOPIS LLADÓ, N. (1951).—*Sur les types de bordure du bassin houiller des turies (Espagne)*.—C. R. Troisième Congr. Str. et Géol. du Carb., pág. 40 406, 5 fig. Heerlen.
42. LLOPIS LLADÓ, N. (1954).—*El relieve de la región central de Asturias*.—Est dios Geográficos, año XV, núm. 57, pág. 501-550, 10 fig., VIII lám. Madri
43. LLOPIS LLADÓ, N. (1954, b).—*Estudio geológico del reborde meridional de cuenca carbonífera de Asturias*.—"Pirineos", año X, núm. 3-32, pág. 33-17 29 fig., XI lám., 1 mapa color 1 : 25.000. Zaragoza.

44. LLOPIS LLADÓ, N. (1954, c).—*Sobre la tectónica de Asturias*.—Bol. Soc. Española Hist. Nat. (Tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco), pág. 415-423 fig. Madrid.
45. LLOPIS LLADÓ, N. (1954, d).—*Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias*.—Estudios Geológicos, tomo X, núm. 21, pág. 79-101, 7 fig. Madrid
46. MADARIAGA, R. (1928).—*Introducción a un ensayo de sincronización de cuencas carboníferas españolas*.—Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Núm. 1, págs 47-59. Madrid.
47. MALLADA, L. (1898).—*Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero*.—Mem. Com. Map. Geol. Esp. Tomo III, 405 páginas, 36 fig. Madrid.
48. MENÉNDEZ AMOR, J., et JONGMANS, W. (1952).—*Contribution à la connaissance de la flore carbonifère des Asturies*.—C. R. Somm. Congr. Str. Géol. Carb. Tomo II, pág. 459-462, fig. 1-12, en láminas XXI-XXIII. Heerlen.
49. PAILLETE, A., et BEZARD, A. (1849).—*Coupe d'oeil sur le gisement et la composition chimique de quelques minerais de fer de la province des Asturies (Espagne)*.—Bull. Soc. Géol. Fr. Vol. IV, 2.ª serie, pág. 575-599, 1 lám. París.
50. PAILLETE, A., et VERNEUIL, A. (1846).—*Sur quelques dépôts carbonifères des Asturies*.—Bull. Soc. Géol. Fr. Tomo III, 2.ª serie, pág. 450-457. París.
51. PATAC, I. (1920). *La formación uraliense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas*.—1 vol, 54 pág., XXVIII lám. Gijón.
52. PATAC, I. (1932).—*Ligeras ideas acerca de la tectónica del antracólítico de Asturias y León*.—Congreso Agri. Ing. Minas NW. de Esp., 10 pág., II láminas. Madrid.
53. PATAC, I. (1927).—*Los yacimientos carboníferos españoles*.—An. Inst. C. Artes Industr. Tomo IV, fasc. 6, pág. 531. Tomo VII, fasc 1, pág. 22. Madrid.
54. PATAC, I. (1943).—*Relaciones estratigráficas entre varias cuencas hulleras de Europa, España, Bélgica, Holanda, Rusia*.—Bol. Inst. Geol. Min. Esp. T. LVI (16 de la 3.ª serie), pág. 1-142, VIII lám. Madrid.
55. RUIZ FALCÓ, M., y MADARIAGA, R. (1931).—*Vegetales fósiles del carbonífero español*.—Bol. Inst. Geol. Min. España. Tomo LII (12 de la 3.ª serie), páginas 201-223, V lám. Madrid.
56. RUIZ FALCÓ, M., y MADARIAGA, R. (1933).—*Vegetales fósiles del carbonífero español*.—Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Pág. 67-90. Madrid.
57. SCHULZ, G. (1841).—*Algunos datos para la historia de la minería de Asturias y Galicia*.—Anales de Minas. Tomo II, 16 pág. Madrid.
58. SCHULZ, G. (1858).—*Descripción geológica de la provincia de Oviedo*.—1 volumen, 138 pág. 1 map., 1 fig. Madrid.
59. SITTE, L. U. DE (1949).—*The development of the palaeozoic in northwest*

- Spain*.—Geologie en Mijnbouw, 11e jaargang. Núm. 11, pág. 312-219 y número 12, pág. 325-340, fig. 1-3 y 4-9. Leiden.
60. STICKEL (1929).—*Die Geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschließlich von Altkastilien*.—Verhandl. Ges. Tag. Magdeburg, pág. 147-154. Breslau.
61. VERNEUIL, E. (1882).—*Sur le terrain carbonifère des Asturies*.—Bull. Soc. Géol. du Nord. T. I. Lille.
62. VERNEUIL, E. DE, et COLLOMB, E. (1883).—*Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*.—Bol. Soc. Géol. Fr., 2.ª serie, vol. X, pág. 61-147, 9 fig., IV lám. París.
63. VILLEGAS LANTERO, M. L. (1954).—*Resultado de algunos ensayos efectuados en las capas verticales de la cuenca hullera de Langreo para mejorar el rendimiento*.—Minería y Metalurgia. Núm. 13-19, fig. 11-17. Núm. 161, páginas 13-15, fig. 18-22. Núm. 162, pág. 15-17, fig. 23-28. Madrid.
64. MEILLER, R. (1882).—*Notes sur la flore houillère des Asturies*.—Mem. Soc. Géol. du Nord. T. I, núm. 3. Lille.

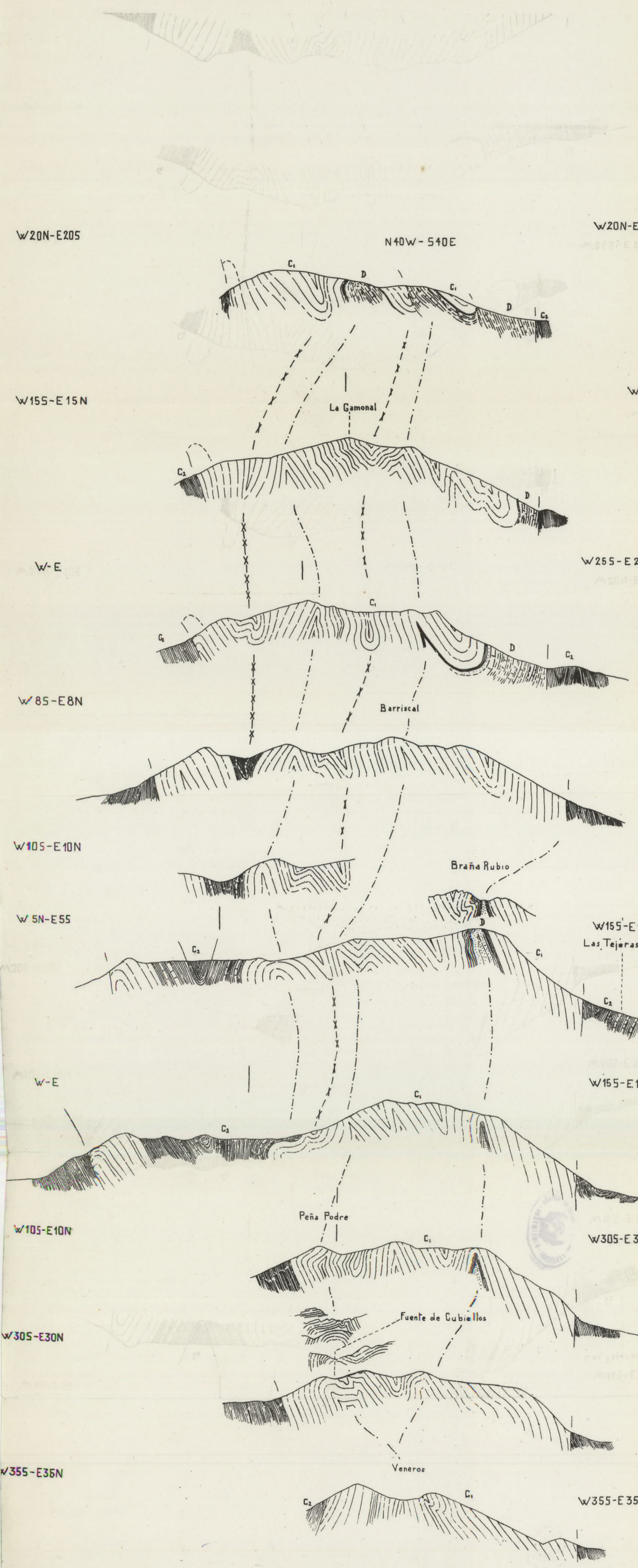


Fig. 12.—Cortes a través del Aramo.

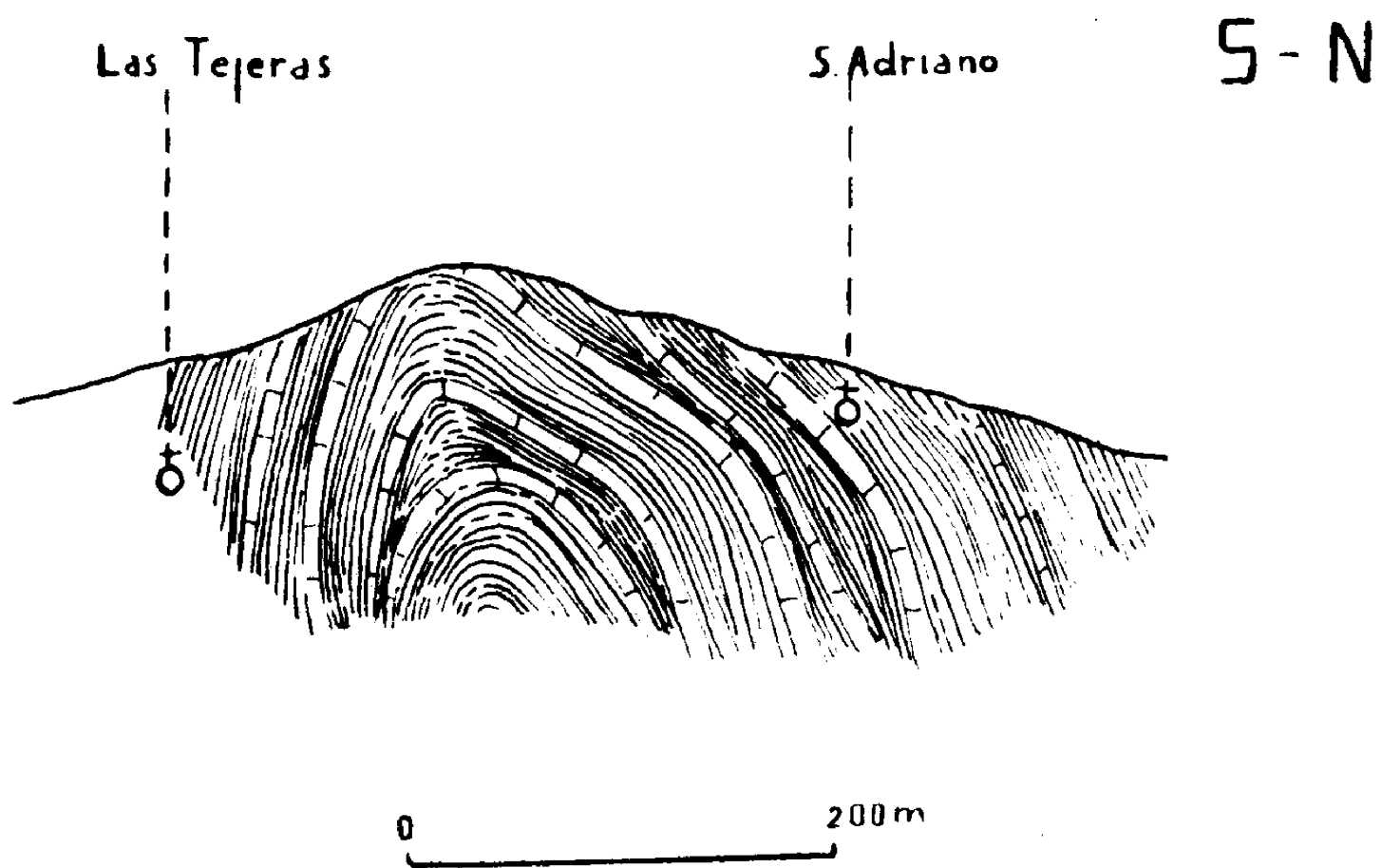


Fig. 13.—Anticlinal de San Adriano, en la zona meridional de la cuenca de Riosa.

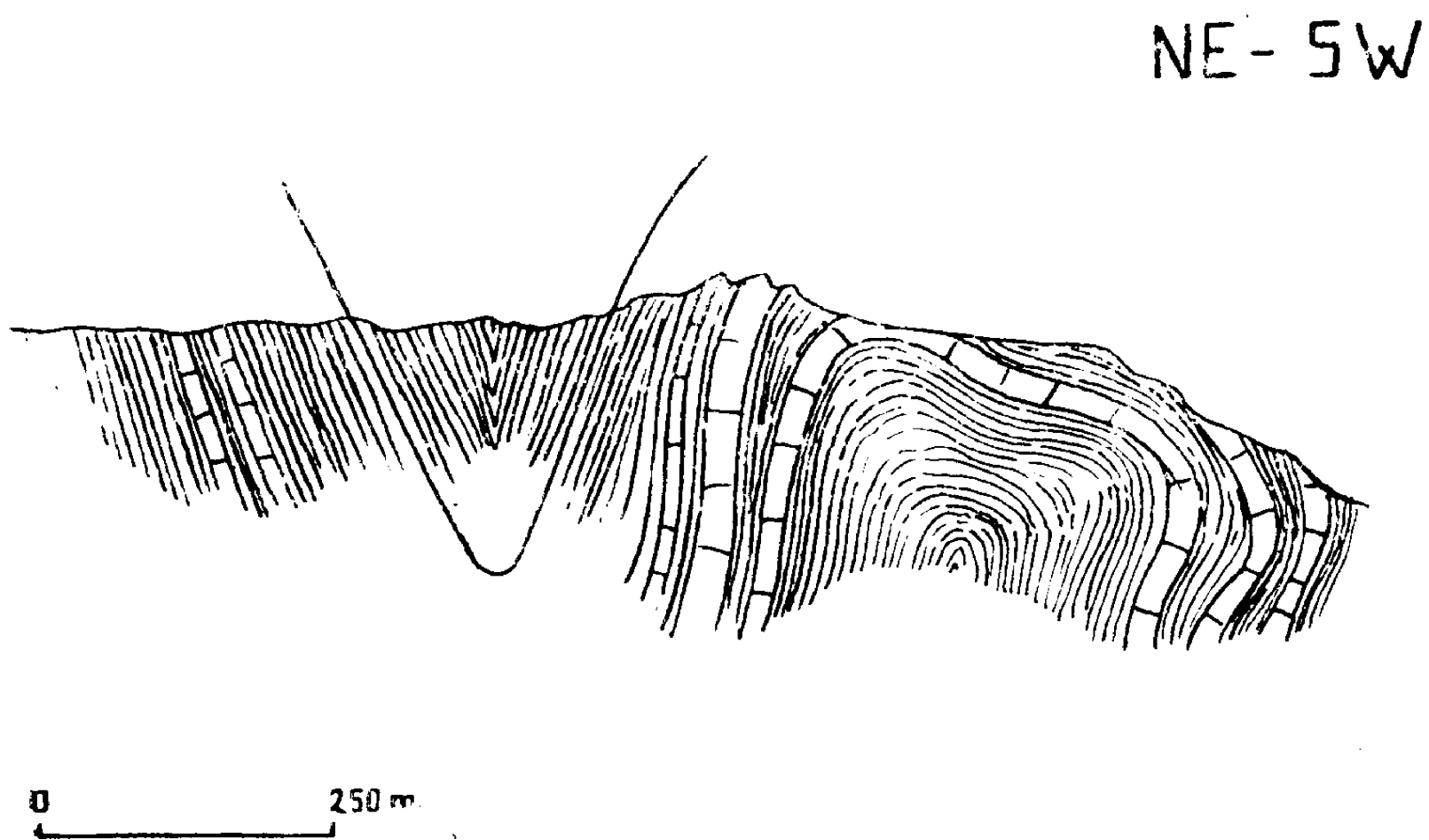


Fig. 14.—Pliegues al sur de Ablanedo, cerca de Cabormín

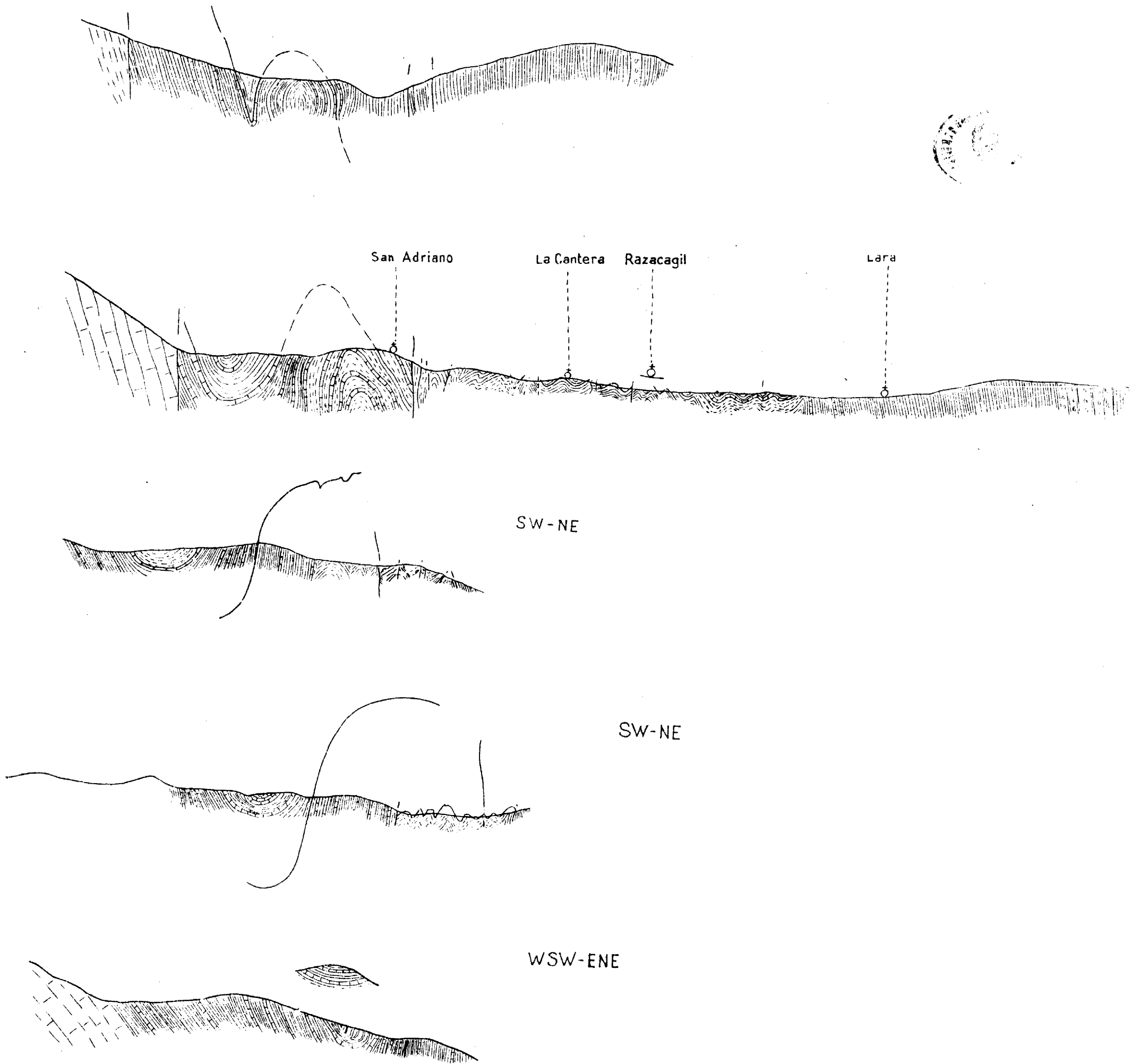


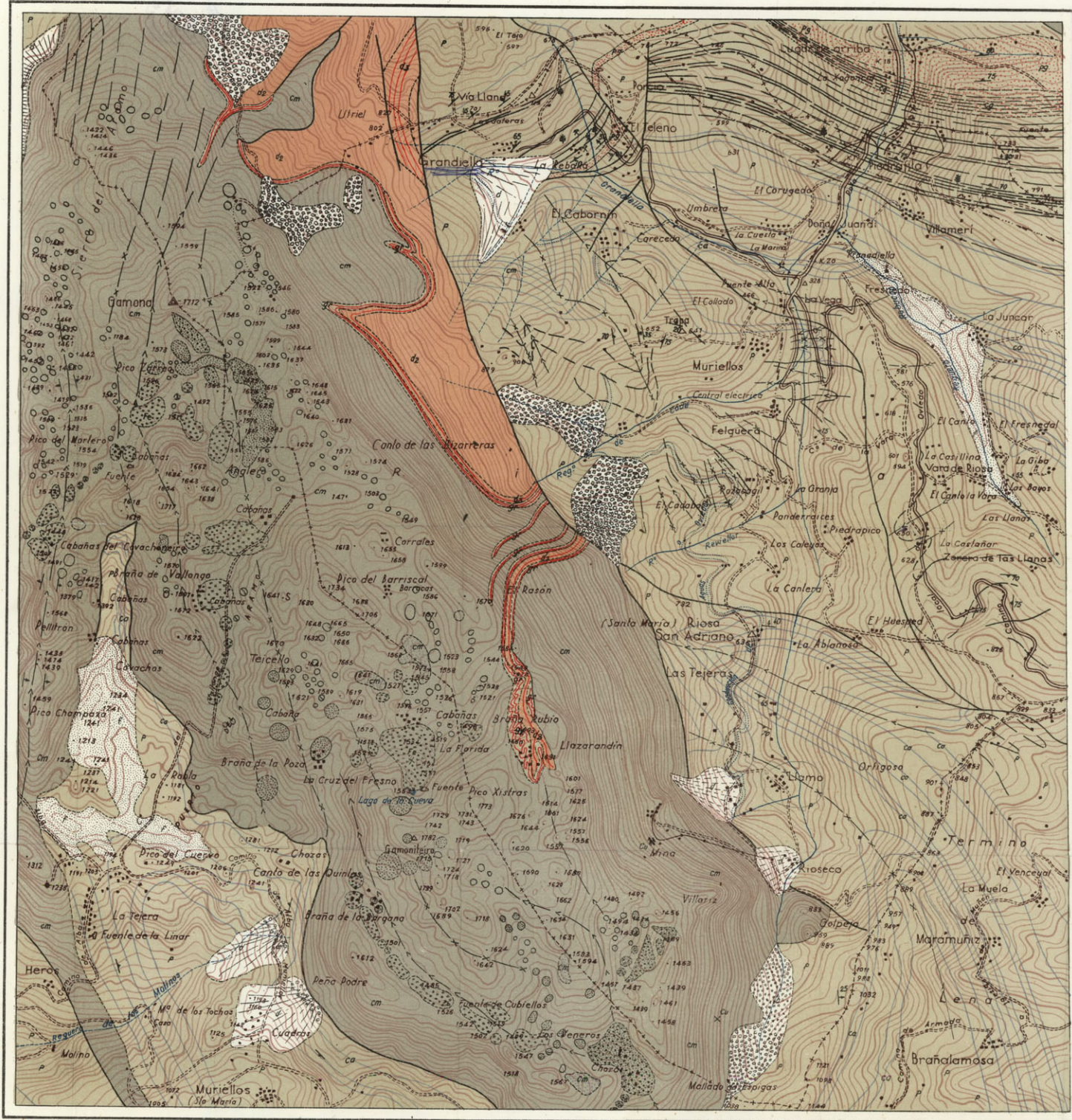
Fig. 16.—Cortes por la cuenca de Riosa.

# MAPA GEOLOGICO DE LA SIERRA DEL ARAMO Y CUENCA DE RIOSA

POR  
M. JULIVERT  
1955



- LIMITES**
- Contacto normal, límite de terrenos y facies
  - Línea o discordancia
  - Contacto mecánico
  - Faja vista: salto
  - Faja suspensa
  - Faja deturada
  - Colapadura
- BUZAMIENTOS**
- Horizontal
  - Hasta 20°
  - De 20° a 40°
  - De 40° a 60°
  - De 60° a 80°
  - Vertical
- ACCIDENTES TECTONICOS**
- Eje anticlinal. Buzamiento de los flancos
  - Eje sinclinal
  - Dirección de estratos
- PALEONTOLOGIA**
- Fósiles en general
  - Flora fósil
- MINERALOGIA**
- Fe Mineral de hierro
  - Cu Mineral de cobre
- PETROGRAFIA**
- Calizas
  - Areniscas ferríferas
  - Conglomerados
  - Balmotas
  - Carbón
- MORFOLOGIA CARSTICA**
- Sumidero
  - Dolina de fondo plano, con refugio
  - Dolina en embudo
  - Sima
  - Cueva
- DIVERSOS**
- ✕ Basamina
  - ✕ Yacimiento mineral



- SIGNOS CONVENCIONALES CROMOLOGICOS Y DE FACIES**
- CUATERNARIO**
- b b - Bloques
  - d d - Cona de depocion
  - f f - Aluvión actual
- DEPOSITOS DEL ARAMO**
- Relanos ferríferos del centro del Aramo
  - Relanos ferríferos del SE. del Aramo
- PALEOZOICO CARBONIFERO**
- |                                      |                    |
|--------------------------------------|--------------------|
| WESTFALIENSE                         | D final (Abianedo) |
|                                      | D (Esperanza)      |
| pg - pudinga                         | CD (Canales)       |
| cg - capas de carbón de Entropuñigar |                    |
| ca - caliza carbonera                |                    |
| p - pizarras y areniscas             | B                  |
| ca -                                 | A = Namur sup. ?   |
| p -                                  |                    |
| cm - zona de molienda                | NAMURIENSE         |
| cm - caliza de montaña               |                    |
| gr - arena grieta                    | VIESENSE           |
- DEVONICO**
- conveñencia C
  - ds - arañica superior
  - conveñencia C - conveñencia B
  - ds - margas, pizarras y calizas margosas

Publicado por el INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA en colaboración con el INSTITUTO DE ESTUDIOS ASTURIANOS de la EXCM.A DIPUTACION PROVINCIAL DE ASTURIAS

Escala 1 : 25.000



Los trabajos de campo fueron revisados por el Profesor Dr. N. Llopis Lladó entre 1958 y 1961.

A general account of the Palaeozoic  
Rocks between the Rivers Porma and  
Bernesga

(León, NW. Spain)

by

R. H. WAGNER (1)

(1) Department of Geology, The University, St. George's Square, Sheffield, 1.  
England.



The map and the sections were drawn by the author to the scale of 1:5

El mapa y los cortes fueron preparados por el autor a la escala 1:50.0

*La Redacción.*

## Abstract

Heavily folded and overthrust strata of Palaeozoic age are represented on a general map of the region between the rivers Porma and Bernesga in the Cantabric Mountain Chain. Cambrian to Devonian rocks are dated according to published information by ALMELA, COMTE and GÓMEZ D LLARENA. Carboniferous rocks have been dated after fossil identification by A. C. VAN GINKEL, G. E. DE GROOT, A. C. HIGGINS, C. H. T. WAGNER-GENTIS and the present author.

The geological map given in the present paper is based on the study of aerial photographs combined with fieldwork during the summers of 1959, 1960 and 1961. It is a reconnaissance map which is destined to form the basis for more detailed investigations being undertaken at present. A structural analysis of the region shows the presence of at least four important Hercynian phases of folding which have been followed by some less violent movements of folding during the Alpidic epoch. Earlier Hercynian movements of uplift occurred as well. A discussion of these tectonic phases is presented. The structural aspects of the region are further illustrated by sections I-VI perpendicular to the predominant E.-W. strike.

## Resumen

Un mapa general de la región entre los ríos Porma y Bernesga, en la parte septentrional de la provincia de León, recoge las estructuras intensamente plegadas y falladas (generalmente por cobijadura) de las rocas paleozoicas que se presentan en esta zona de la Cordillera Cantábrica. Las rocas cámbricas, silúricas y devónicas están datadas de acuerdo con los datos publicados por ALMELA, COMTE y GÓMEZ DE LLARENA. En cambio, el Carbonífero ha sido investigado de nuevo. Presentamos una discusión estratigráfica de los diversos subpisos del Carbonífero encontrado en esta zona a raíz de las determinaciones paleontológicas recientes de A. C. VAN GINKEL, G. E. DE GROOT, A. C. HIGGINS, C. H. TH. WAGNER-GENTIS y del autor, tratando respectivamente de los foraminíferos, coralaris, conodontos, goniatítidos y de las plantas fósiles.

El mapa geológico se basa en un estudio de fotos aéreas así como las investigaciones de campo que realizamos durante los veranos de 1955, 1959, 1960 y 1961. Se trata de un mapa de reconocimiento general, que está destinado a servir de base a las investigaciones más detalladas que realizamos actualmente sobre el mismo terreno.

Un análisis estructural de la región muestra la influencia de por lo menos cuatro fases de plegamiento importantes de la orogénesis hercínica, las que fueron seguidas por las sacudidas algo menos violentas de la época alpídica. Fueron precedidas por movimientos de tipo más bien epirogenético al comienzo de la era hercínica. Presentamos una discusión de los datos actualmente conocidos sobre las fases hercínicas en el NO. de España.

La estructura geológica de esta región entre los ríos Porma y Bernesga se documenta, además, por los cortes geológicos I a VI (figuras 30-35), perpendiculares sobre el rumbo predominantemente E.-O., y por las fotografías de las figuras 5-29.

## General Introduction

In 1955 a general investigation of Carboniferous rocks in the province of León was undertaken by the author in collaboration with Mrs. C. H. T. WAGNER-GENTIS. The main purpose of the study was to unravel the stratigraphic and structural history of the Carboniferous strata in this part of the Cantabric Mountain Chain and to compare the results with those obtained from northern Palencia and Asturias. As such, it formed a part of general investigations on Carboniferous strata in the Cantabric-Asturian area undertaken during the years of 1950 to 1953 under guidance from the late Professor W. J. JONGMANS.

It soon proved to be impossible to restrict the investigations entirely to Carboniferous stratigraphy, as the distribution of outcrops is controlled by intricate tectonic structures, the main features of which were still incompletely understood. Aerial photographs were obtained in 1956 and a structural interpretation was attempted forthwith. The first results of combined fieldwork and photogeological interpretation were published in 1957 as a short paper dealing with the stratigraphy of Carboniferous strata in the vicinity of Sabero (León). Viscissitudes of professional life prevented the author from returning to the field in 1956, 1957 and 1958, but during the summers of 1959 and 1960 the possibility existed to collect some more stratigraphic data and to correct some errors in the photogeological interpretation of Palaeozoic structures between the rivers Porma and Bernesga. Afterwards, the aerial photographs were examined anew in the light of recently acquired evidence in the field and the results laid down in the general map presented in the present paper. Some more corrections were introduced after field work in 1961, but essentially the reconnaissance survey of the region between the Porma and Bernesga rivers was considered as completed with the final interpretation of results obtained up to 1960.

The region between the Porma and Bernesga rivers has been selected as the subject of a special paper, because it forms a highly convenient unit for the study of Stephanian B strata in the coalfield of Ciñera-Matallana as well as for Visean and Namurian strata in the syncline of Cármenes and in other structures more to the south. Moreover, the lithological formations of Cambrian to Devonian ages could be distinguished rather easily after the results of a stratigraphic investigation carried out by COMTE (1934-37), who established the complete succession of these beds in northern León.

Unfortunately, the complete results of the work by COMTE did not become available until 1961 (although the date of publication has been given as 1959), so that they could not be taken into account at the time when our map was drawn. This is the reason why the Cambrian, Silurian and Devonian strata are indicated without further precision on our map, whereas they are subdivided into stages on the map which accompanies COMTE's memoir. On the other hand, the Carboniferous formations are more exactly dated on our map which also contains a more detailed structural interpretation. Consequently, both maps complete each other and future work in the area will doubtlessly profit from both by combining the different data in a single document. The same sense of supplementation is also present in the different orientation of the two investigations, since COMTE was primarily concerned with the older Palaeozoic, whilst the present author concentrated on the Carboniferous strata in the region.

The present investigation is continued by making a more detailed study of the Carboniferous stratigraphy, especially with regard to the Stephanian B rocks in the Ciñera-Matallana coalfield and its outliers. At the same time, a palaeontological study of the coal-measure flora is made in comparison with similar floras elsewhere in the Cantabric-Asturian area. Two palaeobotanical papers are now in press (see references). The stratigraphy of the Namurian and possible lower Westphalian strata in the Porma-Bernesga region, and particularly in the Cármenes syncline, is being studied at present in collaboration with Professor L. R. MOORE and Dr. R. NEVES.

A special study of the age and stratigraphic relationships of Visean and lower Namurian nodular limestones in the Porma-Bernesga region as well as in other parts of the Cantabric-Asturian area is being made by Mrs. C. H. T. WAGNER-GENTIS on the basis of goniatite faunas and by Dr. A. C. HIGGINS by means of conodont assemblages. A paper on lower Namurian goniatites is now in press (C. H. T. WAGNER-GENTIS, 1963). The preliminary results obtained by the investigation of spot samples of Visean and lower Namurian nodular limestones in different parts of the Cantabric-Asturian area (and including the Porma-Bernesga region) have been published

already by HIGGINS (1962), who is now investigating the succession of conodont faunas from carefully sampled profiles.

The Carboniferous coral faunas from the Porma-Bernesga region will be incorporated in a general work on Carboniferous corals from the Cantabric Mountain Chain, which is being prepared by Miss G. E. DE GROOT.

The present investigation was sponsored in the beginning by the Institute "Lucas Mallada" of the Consejo Superior de Investigaciones Científicas, who assisted materially by providing maps, aerial photographs and letters of introduction as well as grants in aid during periods of fieldwork. Since 1960 the work was sponsored as well by the "Comisión Nacional de Geología", domiciled in the Instituto Geológico y Minero de España, who facilitated publications, letters of introduction, etc. In 1961 the University of Sheffield assisted by a grant in aid for fieldwork as well as by the use of facilities in the Department of Geology. A detailed investigation of the Ciñera-Matallana coalfield is now being undertaken with the aid of the mining Company "Hullera Vasco-Leonesa, S. A."

## Acknowledgements

The author is deeply indebted to Professor B. MELÉNDEZ, Secretary of the Institute "Lucas Mallada" of the Consejo Superior de Investigaciones Científicas, for his constant interest in the investigation of the Carboniferous in NW. Spain and for the important facilities provided by the cited Institute.

Professor A. ALMELA, President of the Comisión Nacional de Geología" and Director of the Instituto Geológico y Minero de España, very kindly provided publications which would not have been readily available otherwise, and offered the hospitality of the "Boletín" for the present paper.

Messrs. T. HEVIA and J. SILVAREÑO, of the Jefatura de Minas of Oviedo and León, respectively, graciously provided letters of introduction to the principal mining companies in the area.

The Hullera Vasco-Leonesa, S. A., the main company in the Ciñera-Matallana coalfield, kindly co-operated in the investigation through valuable discussions with its Directors, Messrs. DEL VALLE, as well as by allowing access to its workings and organising joint excursions with members of its Staff. In particular, the excursions held together with Mr. V. LÓPEZ, the Company surveyor, and Messrs. J. GUTIÉRREZ and J. MENÉNDEZ, respectively mining engineer and deputy engineer of the Company, should be mentioned.

The author also profited from the local geological knowledge of Mr. TRECEÑO, of Villar del Puerto, who kindly accompanied the writer on several excursions in the neighbourhood.

Mr. J. A. CACHERO, deputy engineer in charge of the mine "San Nicolás" as well as the mines "San Francisco" and "Umbelina", showed the

author around in these various concessions and organised some very instructive excursions which are vividly remembered.

The author is also indebted to Mr. M. ZAPATERO, who was good company during excursions in the neighbourhood of Canseco and who kindly arranged for permission to visit the mine "El Oro".

Dr. J. GÓMEZ DE LLARENA, the author's immediate predecessor in the field, very obligingly provided published information on his researches in the area.

During the first reconnaissance trip (1955) in the Porma-Bernesga region, the author and his wife were accompanied in the field by Miss SPRENGER VAN EYCK and Dr. A. BREIMER, then students of Leiden University, who both assisted in a private capacity. Dr. G. E. DE GROOT, Curatrix of the Rijksmuseum voor Geologie en Mineralogie in Leiden, The Netherlands, accompanied the author on various excursions in 1959 and collected most of the coral faunas which she identified and which she graciously allowed to be quoted in the present paper. Mrs. C. H. TH. WAGNER-GENTIS has kindly permitted the author to quote the results of her researches on the Viséan and Namurian goniatite faunas in the Porma-Bernesga region. Dr. A. C. HIGGINS, of Sheffield University, consented to undertake the investigation of conodont faunas from the same beds and kindly permitted the author to quote from the manuscript of the paper which documents the first part of these faunas (cf. HIGGINS, 1962). The author is also indebted to Messrs. J. A. VAN HOEFLAKEN and A. C. VAN GINKEL for lists of Devonian brachiopods and Carboniferous foraminifera cited in the present paper. Some non-marine lamellibranchs from the Ciñera-Matallana coalfield were kindly identified by Prof. L. R. MOORE (Sheffield University) and Mr. B. J. ROMEIN (Geologisch Bureau, Heerlen). Mr. R. B. WILSON (Geological Survey, Edinburgh) is thanked for the preliminary identifications of marine lamellibranchs from the base of the Carboniferous succession SW. of Genicera.

Mr. P. WILKINSON and Dr. R. NEVES (Sheffield University) kindly read through parts of the manuscript and offered constructive criticism on its contents as well as its form and presentation. Prof. L. R. MOORE is also thanked for constructive criticism as well as for the facilities enjoyed at the Department of Geology at the University of Sheffield. Special thanks are due to Mrs. P. E. LUNN for typing the manuscript.

The maps and sections were skillfully drawn by Mr. J. H. L. JANSEN (Heerlen). Subsequent corrections were drawn in by Mr. A. COULLAUT (Madrid). The valuable assistance of these gentlemen as well as the facilities received at the Instituto Geológico y Minero de España are gratefully acknowledged.

During the first part of the fieldwork the author has been financially supported by the Institute "Lucas Mallada", of the Consejo Superior de Investigaciones Científicas in Madrid. During the period of fieldwork in 1961 he was in receipt of a grant from the Research Fund of the University of Sheffield. This indispensable financial assistance is gratefully acknowledged.

## Geological Introduction

The region between the Porma and Bernesga rivers, as studied in the present paper, comprises steeply folded and overthrust strata of Palaeozoic age which are outcropping in the southern flank of the Cantabric Mountain Chain. To the south lie Cretaceous and Tertiary rocks forming the gently undulating landscape of the Leonese Meseta. To the north are the deeply incised lush valleys of the Asturias, which offer a marked contrast with the more arid mountain slopes of northern León. Geologically, however, they have much in common, for both northern León and southern Asturias contain heavily folded strata of Palaeozoic age, ranging from the Cambrian (and Precambrian ?) to the Upper Carboniferous (and including the Permian ?).

Unmetamorphosed rocks of Palaeozoic age in NW. Spain outcrop in an area which comprises most of the Asturias, northern León, northern Palencia and the western part of the province of Santander. Following the custom established by CUETO (1926), the entire region is called the Cantabric-Asturian area. It contains strongly compressed fold structures of Hercynian age, which form a tight arc, the two flanks of which run in an east-northeasterly and an east-southeasterly direction, respectively (cf. Fig. 1). The concavity of the arc is turned towards SE. Asturias, where the highest reliefs of the present mountain chain are situated. These are the "Picos de Europa", the highest peak of which reaches 2,642 metres altitude.

One of the most striking characteristics of the Cantabric-Asturian arc is the general tendency of its strata to show overthrusting from the outer part of the arc inwards. This configuration was already apparent on the earliest geological map of the area (SCHULZ, 1858) and the remark was made by BARROIS (1882, p. 603) that "nos coupes, d'accord avec les cartes géologiques de M. SCHULZ, montrent que les affleurements paléozoïques cantabri-

ques affectent tous la forme de croissants emboîtés, a convexité tournée l'ouest". Undoubtedly, these characteristics would tend to produce a radial concentration of older rocks in the outer part of the arc and of younger rocks in the inner part. SUSS, in "La Face de la Terre" (tome II, p. 100) observed that "dans les Asturies leurs parties internes" (des arcs hercyniens) "se recourbent si complètement en direction qu'il en résulte une structure particulière, en cuvettes emboîtées: les terrains les plus anciens, qui occupent la partie extérieure, chevauchent constamment, sous forme d'écaillés, sur les terrains plus récents de l'intérieur du bassin. C'est ainsi que le fragment ibérique" (des arcs hercyniens) "atteint le mer, avec la direction N. ou NNE.

en Galice, et NNE., NE. ou ENE dans les Asturies. On ne connaît pas la jonction avec la chaîne armoricaine".

It was again BARROIS, who noted clearly that the Cantabric-Asturian arc of structures dated from the Hercynian epoch of folding and not from later, Alpidic movements. Quite apart from the fact that the violent Hercynian movements in NW. Spain were unsurpassed by Alpidic movements, they seem to have acted in a different sense. According to BARRER (1882, p. 605), the Hercynian movements seemed to be due to lateral pressures in an east-west direction, whilst the Alpidic movements acted from north to south. The cause and general direction of the Hercynian fold mechanism in NW. Spain may still seem a debatable question, but the general validity of BARROIS' observation regarding the separation in cause and effect of the Hercynian and Alpidic movements in NW. Spain seems to be beyond dispute. There is certainly no doubt that the Cantabric-Asturian arc is a product of the Hercynian epoch of folding. Even the young Carboniferous strata, of Stephanian B and C ages, follow the curvature of the arc, so that evidently the final arcuate shape dates from latest Hercynian times. Unfortunately, very little is known about the Alpidic movements in NW. Spain and it is impossible at the moment to indicate whether the late Hercynian movements occurred during the Uralian or the Saalian phase of folding, or during both phases of movements.

It is difficult to tell whether the earlier Hercynian phases also contributed to the curvature of the Cantabric-Asturian arc or not. It seems likely that they did, however, because the structures engendered by the different Hercynian phases are mainly superimposed and thus reveal a basic continuity in cause and effect of mountain-building in the Cantabric-Asturian area. Local cross-folding, which undoubtedly occurs (see for instance, SITTER, 1960), does not seem to be on a scale sufficiently large to affect this general impression. Also it is observed that the major trend of Hercynian structures in northern León runs parallel to the ancient coastline as revealed by the overall distribution of Namurian strata. One would tend to agree with CUETO (1926, p. 82) that the Cantabric-Asturian arc is most likely an ancient structure, possibly of Precambrian age, which pre-disposed the deposition of sediments parallel to the curvature of the arc as well as their folding along the same lines. On the other hand, the brusque incurvation of the arc and the associated features of major overthrusting is a beautiful example of which was mapped recently by G. DE LLARENA (1948) and G. FUENTE (1952) in the regions of San Emilian (León) and Teverga (Asturias)— seem to suggest that the Hercynian tectonics accentuated the curvature of the arc. Possibly, the successive waves of tectonic pressure engendered by the different phases of the Hercynian



Fig. 1.—Situation and general trend of Hercynian fold structures in the Cantabric-Asturian area (based on the "Mapa Geológico de España", scale 1:1,000,000, edited by the "Instituto Geológico y Minero de España"). The Porma-Bernesga region is indicated by the position of the two rivers (compare the 1:50,000 map joined to this paper).

particulière, en cuvettes emboîtées: les terrains les plus anciens, qui occupent la partie extérieure, chevauchent constamment, sous forme d'écaillés, sur les terrains plus récents de l'intérieur du bassin. C'est ainsi que le fragment ibérique" (des arcs hercyniens) "atteint le mer, avec la direction N. ou NNE.



epoch of folding gradually closed the arc to the extent visible at (Fig. 1). The two flanks of the arc evidently moved closer together overthrusting towards the centre of the arc.

The centre of the original basin of sedimentation may well have coincided roughly with the axis of the present mountain chain which is approximately in the centre of the Hercynian arc. Evidence for this configuration is found in the distribution of facies in strata of Devonian and Viséan-Namurian ages. Thick successions of well-dated Devonian rocks have been found in the southern flank of the Cantabric Mountain. These are usually neritic sediments (cf. COMTE, 1936-38, 1959; HOEFLAKEN in KANIS, 1956). On the other hand, a goniatite-bearing condensed succession of Devonian rocks was reported by SCHINDEWIL and KULLMANN (1958) in the region of the Picos de Europa, in the centre of the orogen. These pelagic deposits could well be regarded as indicating the centre of the basin of sedimentation during Devonian times. A condensed succession of Devonian strata is also reported by LLOPIS LLADÓ from the region of Puerto Pajares, on the watershed between the province of Oviedo (Asturias) and León. The succession reported by LLOPIS is well dated, however.

Undoubtedly, a detailed knowledge of the palaeogeography of Devonian ages in the Palaeozoic of NW. Spain will be necessary before the evolution of the basin and the geological history of the Cantabric-Asturian orogen can be ascertained with confidence. Detailed stratigraphic studies are of fundamental importance. Although much remains to be done in this respect there is already a considerable body of information assembled since the middle of the 19<sup>th</sup> century. Especially the work of BARROIS (1882) is outstanding, whilst most recently a valuable monograph on the Cambrian, Silurian and Devonian strata of northern León has been published by COMTE (1959). Convenient summaries have been provided recently by DE SITTER (1949) and LLOPIS LLADÓ (1951). These have been supplemented for the Carboniferous by general papers published by LLOPIS LLADÓ (1954) and WAGNER (1959, 1962).

It is generally admitted that the lower Palaeozoic in NW. Spain consists of a conformable succession of Cambrian, Silurian and Devonian strata. The presence of Caledonian movements in the Cantabric-Asturian area has been discussed by various authors, but the extent and importance of these movements are largely unknown. Angular unconformities in the lower Palaeozoic of this area have not yet been recorded and the arguments for Caledonian movements are mainly based on general considerations, such as the different degrees of diagenesis between strata of Silurian and Devonian

and the recurrence of sediments of neritic facies showing rejuvenation of the hinterland (MELÉNDEZ, 1953).

The presence of large stratigraphic gaps linked with orogenesis has been argued by KEGEL (1930), but subsequent work by COMTE (1937) indicates a more complete succession than was accepted originally (see also P. H. PELAYO, 1942: *El Sistema Siluriano*), whilst also a different explanation was given for the only major break admitted by COMTE. This stratigraphic break which occurred in mid-Silurian times (COMTE, 1959, p. 154) was apparently due to submarine abrasion rather than tectonic movement. On the other hand, it was admitted by COMTE (1959, p. 154) that the coarsely detritic facies of late Silurian and early Devonian strata in the Cantabric-Asturian area probably reflected the emergence of land mass in the vicinity, which may well have been the result of Caledonian uplift. Probably the Caledonian movements did not affect the Cantabric-Asturian area directly, although the sedimentation in this area reflected movement in a more or less remote hinterland ("Macizo Hespérico" or "Península Galaico-Carpetana" of HERNÁNDEZ-PACHECO: cf. MELÉNDEZ, 1953).

In fact, the first clearly registered tectonic movements in the Cantabric-Asturian area itself are those recorded from strata of Famennian age (COMTE, 1938). These movements apparently caused a widespread uplift of pre-upper Famennian strata, resulting in a well-marked regional unconformity between well-dated upper Famennian strata of transgressive facies and rocks of all ages ranging from the Cambrian to the lower Famennian in the underlying succession. Apparently these movements of Famennian age heralded the advent of even more important movements of uplift during the early part of the Lower Carboniferous (*Bretonic* phase) and thus should be regarded as Hercynian rather than Caledonian. The strong movement of the *Bretonic* phase resulted in the possible absence of Tournaisian strata in at least some part of the Cantabric-Asturian area, since Viséan rocks are often found in contact with Devonian or Silurian strata. The significance of the stratigraphic break at the beginning of the Lower Carboniferous has been clearly shown by DELÉPINE (1943) and subsequent authors, who have dated the first transgressive Carboniferous deposits. It is possible that not a single movement but rather a series of uplifts followed by transgressions can be recognised. Usually, the Lower Carboniferous rocks are discontinuous with the older strata, but in a few instances an angular unconformity has been observed in connection with the *Bretonic* phase in NW. Spain (WAGNER, 1962<sup>a</sup>).

With the exception of the first Carboniferous deposits, which are generally of Viséan and lower Namurian ages and which represent a condensed succession of about 20 to 30 metres thickness, there is an extremely t

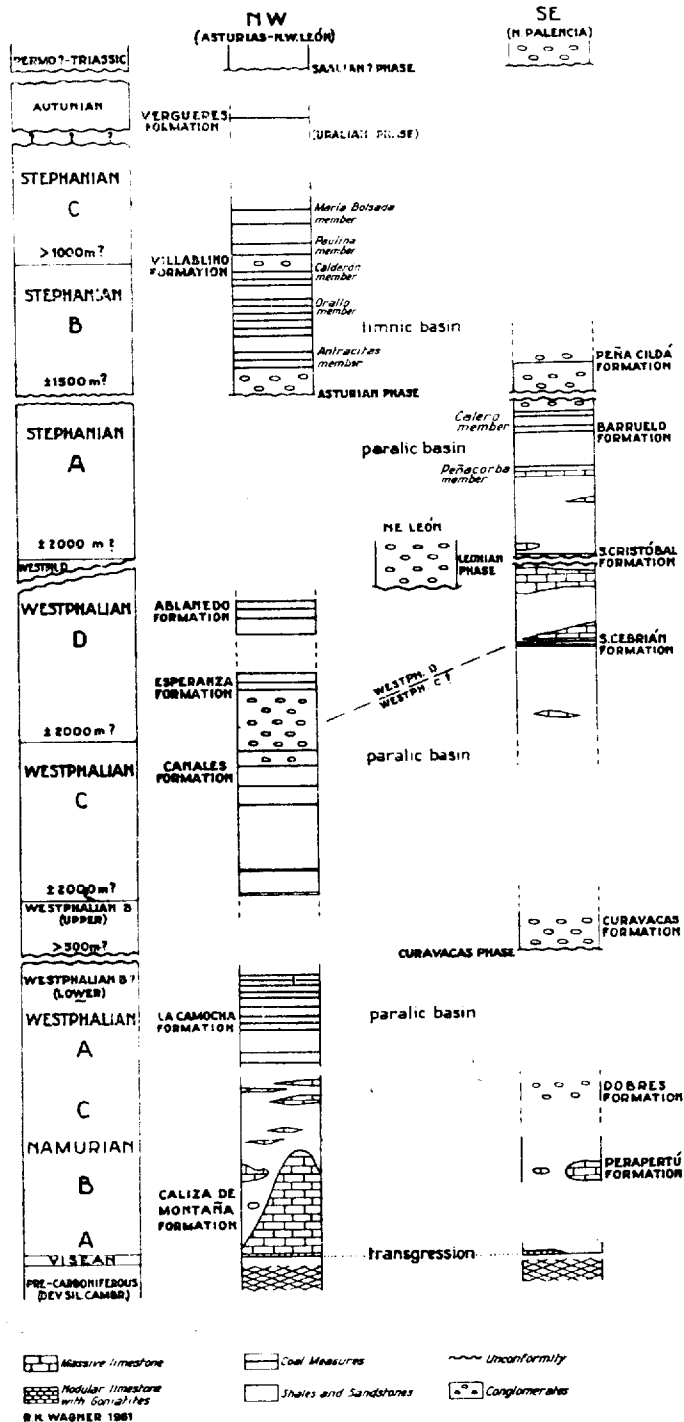


Fig. 2.—Generalised stratigraphic columns illustrating the succession of Carboniferous strata in different parts of the Cantabro-Asturian area (after WAGNER, 1955).

Columnas estratigráficas del Carbonífero cántabro-astórico (según WAGNER, 1955)

sequence of Carboniferous strata in NW. Spain. Altogether, some 12 metres of strata may be represented. This vast amount of Carboniferous deposits is in contrast with the combined sequence of about 2,500 m of Cambrian, Silurian and Devonian strata recorded by COMTE in north León. The enormous thickness of Carboniferous rocks occurs in spite of several major stratigraphic breaks caused by important tectonic movements which are attributed to several phases. According to DE SITTER (1955) the first break occurs between the Namurian and the Westphalian. However, the importance of this break is rather limited and it is unlikely that tectonic movements at this time would have played a rôle in the structural history of the area. The first really important stratigraphic break then occurs during lower to middle Westphalian time as the result of the Curavacas phase of folding (KANIS, 1956), which is marked by widespread post-orogenic conglomerates of upper Westphalian B (WAGNER, 1960). They are associated with a strongly marked angular unconformity. Sedimentation was resumed during Westphalian C at times, which accounted for some 3,500 metres of sediments. Tectonic movements of the Leonian phase occurred (WAGNER, 1962). These movements seem to have caused a certain amount of folding in northern León. They are marked by the presence of several hundred metres of post-orogenic conglomerates of uppermost Westphalian age in NE. León. The succeeding deposits of Stephanian A age are at least some 2,000 metres thick. They were folded by movements of the Asturian phase (cf. WAGNER, 1955), which caused widespread angular unconformity between Stephanian B and older strata all over the Cantabro-Asturian area and elsewhere in the Iberian Peninsula. Sedimentation was resumed during the Stephanian B and C which are represented by about 2,500 metres of strata. After the Carboniferous one or two of the Hercynian folding phases occurred, which produced at least one strong angular unconformity. Apart from one well-dated occurrence of Autunian strata (PATAC, 1920) in Asturias, very little is known about deposits of Permian age in NW. Spain. The latest information on the subject is contained in a series of papers by MELÉNDEZ (1952-54).

The Palaeozoic history of NW. Spain may be briefly summarised as follows (see also textfig. 2):

- Permo-Triassic.
  - +++++ Saalian phase? (no exact dating established).
- Autunian.
  - +++++ Uralian phase? (no exact dating established).
- Stephanian C.

Stephanian B.  
 + + + + + Asturian phase.  
 Stephanian A.  
 uppermost Westphalian D.  
 + + + + + Leonian phase.  
 Westphalian D.  
 Westphalian C.  
 upper Westphalian B.  
 + + + + + Curavacas phase.  
 lower Westphalian B.  
 Westphalian A.  
 Namurian.  
 Viséan.  
 + + + + + Bretonic phase.  
 upper Famennian.  
 + + + + + uplift.  
 lower Famennian.  
 Frasnian.  
 Givetian.  
 Eifelian.  
 Emsian.  
 Siegenian.  
 Gedinian.  
 Gothlandian.  
 ----- stratigraphic break.  
 Ordovician.  
 Cambrian.

Stratigraphic ages were established mainly after work on brachiopods (Cambrian, Devonian and Carboniferous), trilobites (Cambrian and Devonian), graptolites (Gothlandian), goniatites (Devonian and Carboniferous fusulinids and fossil plants (Carboniferous) (2)). The Cambrian and Silurian stratigraphy of NW. Spain has been discussed at length by P. H.-SAPELAYO in the Explanation of the New Geological Map of Spain (1934-1942); furthermore by COMTE (1959) and LOTZE (1958). For Devonian stratigraphy the reader may be referred mainly to COMTE (1934-39; 1959). The stratigraphic succession of the Carboniferous in NW. Spain has been

(2) See papers by ALMELA, BARROIS, COMTE, DELÉPINE, VAN GINKEL, GÓMEZ DE LLARENA, HERNÁNDEZ SAMPELAYO, JONGMANS, KULLMANN, LYS & SERRE, WAGNER, WAGNER-GENTIS, a. o.

reviewed most recently by the present author (WAGNER, 1962: cf textfig. 2).

The overall distribution of Palaeozoic strata in the Cantabric-Asturia area has been given in textfig. 3. It shows the general preservation of Stephanian strata in the outer part of the arc, whilst the upper Westphalia has been preserved roughly in the centre of the orogen. It should be observed that the distribution of Older Palaeozoic and Older Carboniferous only reflects a predominance of one over the other in certain parts of the Cantabric-Asturian area, since they occur generally in the same structure

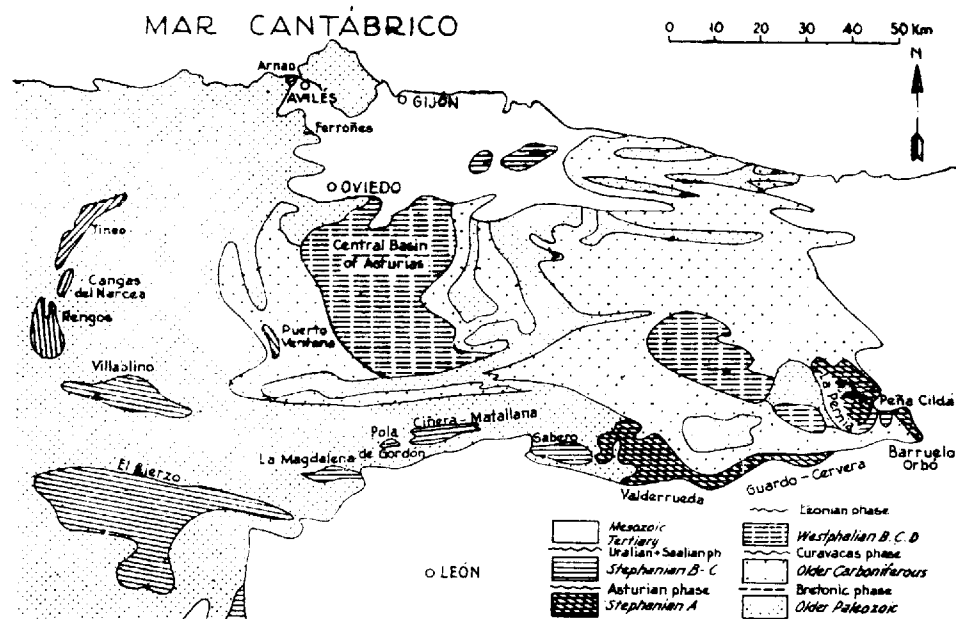


Fig. 3.—General map showing major tectonic and stratigraphic units in the Cantabric-Asturian area (based on the "Mapa Geológico de España" as well as on recently published work as cited in the list of references).

in a seemingly concordant succession. It must also be noted that the Palaeozoic rocks in the western part of the province of Santander are very incompletely known.

A discussion of the various Hercynian phases known from the Cantabric-Asturian area is presented on pages 114-119. For the moment it suffices to mention briefly the tectonic characteristics of structures engendered by these Hercynian phases.

Characteristically, they caused the formation of isoclinal folds with

attendant features of overthrust. Sometimes, however, more or less recumbent folds were formed. The overthrusts usually eliminated the anticlinal structures and it is common to find equivalent flanks of isoclinal synclines stacked up against each other. Evidence of large-scale overthrusting of Hercynian age has been found in several parts of the Cantabric-Asturian area. One of the most celebrated examples has been described from Arnao on the Asturian coast. Here, Stephanian coal-measures were found to be limited both above and beneath by flat overthrusts (TERMIER, 1918). On the other hand, PATAC (1932) maintained that only the upper part of the formation was limited by a thrust fault. A most remarkable case of large-scale overthrusting was described recently by G. DE LLARENA and R. ARANGO (1948) from the region of San Emiliano (León). Paralic coal-measures of Namurian C and/or Westphalian A age were found here to be overthrust from the west by a large mass of Cambrian, Silurian and Devonian strata. The same overthrust apparently continues into the neighbouring regions of Teverga and Tameza in Asturias (GARCÍA FUENTE, 1952, 1953) and the total outcrop of the thrust is more than 50 kilometres long. Both the Arnao and San Emiliano-Teverga thrusts show the same relative direction of movement, viz. towards the concavity of the Cantabric-Asturian arc of Hercynian structures.

Possibly the most intensively folded and overthrust strata are found in northeastern Palencia, where compression of the Cantabric-Asturian arc was apparently very strong and where the predominantly E.-W. strike of northern León and northwestern Palencia swings around to a roughly NW.-SE. direction. A beautiful example of an isolated klippe of Lower Devonian strata on top of highly folded rocks of Siegenian to Westphalian ages has been mapped here by the writer (WAGNER, 1955, 1960). Other examples of large-scale overthrusts or small-scale nappes were recorded from the region north of Sabero, in NE. León (COMTE, 1939, p. 1660, 1959; DE SITTER, 1959, 1960). There seems to be little doubt that overthrust masses of more or less considerable dimensions were formed during the Hercynian phases of folding in the Cantabric-Asturian area.

Evidence for overthrusting on a large scale has also been found in the region between the Porma and Bernesga rivers. A good example is provided by the presence of a large syncline of Cambrian, Silurian and Devonian strata (also recorded by ALMELA, 1949) near Nocedo and Montuerto, where it rests with a plane of overthrust on another syncline of mainly Namurian strata. Another example is furnished by the syncline of Villasimpliz, which seems to have been thrust over completely unrelated structures. Similarly, the synclinal limestone of the Cueto de San Mateo and the NW.-SE. striking Devonian and Viséan strata east of Pola de Gordón seem to

rest with a plane of overthrust on independently folded rocks (see map). Possibly, these structures mark one of the biggest overthrusts in the region for they show all the characteristics of tectonic klippees.

A full discussion of the tectonics of the Porma-Bernesga region is given on pages 113-145.

## History of Previous Work

The first geological investigations in northern León are linked to such famous names in Geology as C. DE PRADO and E. DE VERNEUIL, who already obtained considerable knowledge of the Palaeozoic stratigraphy and palaeontology of these parts during the middle of the 19<sup>th</sup> century. The observations of DE PRADO on the Cambrian and Silurian strata of northern León were confirmed and further extended by MALLADA & BUITRAGO (1878). At about the same time the fundamental investigations of BARROIS (1882) started on the Palaeozoic strata of Galicia and Asturias. These investigations carried over occasionally into northern León, with highly interesting results.

Apart from some isolated data published by MONREAL (1879), apparently the first geological study of the coalfield of Ciñera-Matallana was made by MALLADA (1886), who also published a summary of the same data in the Explanation of the Geological Map of Spain (Mallada, 1898 - reprinted in 1927).

A monograph on Devonian fossils collected near Santa Lucía was published by OEHLERT (1897, 1901), together with a short description of the geology of the same neighbourhood by WALISZEWSKI.

The work of REVILLA (1906) on the mineral resources of the province of León is mainly of interest to mining, but it also contains numerous geological data. PATAC (1920, 1927, 1932) published various general papers on the Carboniferous of the Cantabric-Asturian area, in which he also dealt briefly with the coalfields of northern León. Papers of partly geological interest were published about the Ciñera-Matallana coalfield by LANDECHO & G. VILADOMAT (1921) and RIVERO (1945).

The Gothlandian in northern León was studied in some detail by

KEGEL (1930) who devoted much attention to the section of the Bern river.

A part of northern León was comprised in the general map of Central Asturian coalfield and surrounding strata, which was published in 1926 after unedited documents left by ADARO.

In 1934 a useful summary was provided by P. H. SAMPELAYO in description of the Cambrian strata for the Explanation of the New Geological Map of Spain. This was followed in 1942 by the Explanation of Silurian System. Both memoirs not only contain exhaustive information on the older Palaeozoic, but also provide numerous data on Devonian Carboniferous strata found together with the older rocks.

A new phase of stratigraphic investigations on the Cambrian (including the Precambrian), Silurian and Devonian strata in northern León was reached by COMTE, who combined detailed lithological descriptions with a thorough examination of the fossil contents. The results of investigations were first summarised in a series of notes and in palaeontological memoir published in the years between 1934 and 1959. Finally, the complete results were published in 1961 (COMTE, 1959). The latter memoir is a fundamental work for any stratigraphic investigation of Lower and Middle Palaeozoic strata in northern León. It also contains a general geological map of the region, which shows the areal distribution of the different Palaeozoic formations.

Some fossils of Moscovian age were recorded by DELÉPINE (1943) from an excursion in the region of Cármenes in the Porma-Bernesga area.

The first geological map of the southern part of the Porma-Bernesga region is due to ALMELA (1949). It was made primarily to show the extent of strata represented in the coalfield of Matallana. At the same time various fossil assemblages from Cambrian and Devonian strata were recorded by ALMELA & REVILLA (1950, 1951).

The coalfield of Ciñera-Matallana was also studied by GÓMEZ DE LERENA (1950), who collected a number of highly interesting floras and faunas which were partly identified by specialists (MELÉNDEZ, 1948, 1950; P. H. SAMPELAYO, 1949; TEIXEIRA, 1950). This work provided the first illustrated record of fossil plants from this region.

The southern part of the Central Asturian coalfield and its rim of older strata were mapped in detail by LLOPIS LLADÓ (1955). A part of this area is situated in northern León.

Most recently, DE SITTER (1962) published a highly detailed sketch of the Palaeozoic structures in northern León. This map was apparently intended only as an illustration of DE SITTER'S ideas on the tectonics of the southern flank of the Cantabric Mountain Chain and, consequently,

is far less accurate than COMTE'S map of the same region. A brief summary of the structure and age of the Ciñera-Matallana coalfield was published by the present author (WAGNER, 1962).

In the same year, an important monograph on mainly Devonian geology was published by BREIMER (1962). It deals with specimens from the Porma-Bernesga region as well as from other parts of the Central Asturian area.

## Stratigraphy

The region between the rivers Porma and Bernesga contains a fairly complete succession of Palaeozoic strata, ranging in age from the Cambrian to the middle Stephanian. Most completely represented are rocks of Cambrian, Silurian and Devonian ages, which outcrop repeatedly in different tectonic units of pre-Stephanian B age. In several tectonic units they are followed in a seemingly concordant succession by transgressive Visean and Namurian strata. The most complete representation of Namurian strata is found in the synclitorium of Cármenes, in the northern part of the region. No palaeontological evidence of lower and middle Westphalian strata is available as yet from the Porma-Bernesga region. Upper Westphalian strata are known to occur just north of the region in the southern part of the Central Asturian coalfield. No Stephanian A rocks have been found either in the Porma-Bernesga region or in its immediate vicinity. On the other hand, there is a large representation of Stephanian B strata in the coalfield of Ciñera-Matallana, which occupies the southern part of the region between the Porma and Bernesga rivers. Outliers of the same strata, which are strongly unconformable on older rocks, are found near Pola de Gordón, Vega de Gordón, Villar del Puerto and north of Vegacervera.

For the purpose of reconnaissance mapping, the lithological successions of Cambrian, Silurian and Devonian strata have been used as recognised and defined by COMTE (1934-39, 1959). Data recorded by P. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1934, 1942), ALMELA (1949), ALMELA & REVILLA (1950, 1952) and GÓMEZ DE LLARENA (1950) have also been taken into account. The Carboniferous beds represented in the region have been examined more critically and in most cases the age has been checked by new fossil identifications. Special attention was paid to the condensed sequence of marine Visean and lower Namurian strata at the base of the Carboniferous succession and to the coal-measures of Stephanian B age.

## CAMBRIAN

DE PRADO (1860) recorded the first Cambrian fossils from northern León, and since then several authors have indicated the presence of Cambrian strata in this province. COMTE (1937, 1959) worked out a general succession of Cambrian strata in northern León, which can be easily recognised in the field. It consists of the following main stratigraphic units:

*Oville* formation of shales and sandstones (120-240 metres thick) with fossils pointing to Acadian and Potsdamian ages for, respectively, the lower and upper parts of the formation.

*Láncara* formation of red nodular limestones (15-30 metres thick) preceded by dolomitic or recrystallised limestones (50-60 metres thick). The red limestones yielded a fauna of Acadian age.

*La Herrería* formation of coarse felspathic sandstones (at least 1,400 metres thick) without fossils. This formation is partly considered to be of Precambrian age <sup>(3)</sup>.

The red limestones in the upper part of the *Láncara* formation form the most conspicuous lithological unit in the field. They serve as a highly useful marker band for mapping, which can only be confused with red nodular limestones at the basis of the Carboniferous and incidental bands of red limestone in the Devonian. Cases of doubt are usually solved rapidly by fundamental differences in fossil content. The red limestones of the *Láncara* formation are generally reported in the literature as fossil-bearing (cf. P. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1934). It was apparently this formation which yielded a well-preserved fauna of Acadian age to ALMELA (1949) in the locality of Montuerto (ALMELA & REVILLA, 1952), which was characterised by red and yellowish limestones surmounting shales. A well-developed succession of Cambrian strata was recorded near the Pit Ibarra by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 58), who mentioned the presence of three different formations, viz. a lower formation of limestones with brachiopods

(3) LOTZE (1958) referred it entirely to the Lower Cambrian however, and this point of view is apparently confirmed by DE SITTER's (1961<sup>b</sup>) recent report of an angular unconformity between these beds and probable Precambrian strata in the area north of the La Magdalena coalfield. The same Precambrian rocks have been recently studied by PASTOR (Memoria General del Instituto Geológico y Minero de España, 1961, p. 34).

(*Eoorthis*, etc.), a middle formation of green shales with a trilobite fauna (*Conocoryphe*, *Paradoxides*) and an upper formation of hard sandstones with tracks of indeterminate animals. The lower and middle formations of GÓMEZ DE LLARENA were assigned an Acadian age (= *Láncara* and lower part of *Oville* formations of COMTE?), whilst the upper formation (= upper *Oville*?) was supposed to be of Potsdamian age, although direct palaeontological evidence was still lacking.

Most recently, the Cambrian strata in NW. Spain have been studied by LOTZE (1958), who presented a somewhat more detailed succession of lithological units than those recognised by COMTE. The most important result of LOTZE's work is the recognition of Lower Cambrian strata by the find of fossils in alternating sandstones, shales and limestones below the dolomitic limestones of the lower *Láncara* formation. According to LOTZE, the thick sandstone formation (= *La Herrería* formation of COMTE?) at the base of the succession still belongs to the Lower Cambrian. This conclusion is not yet based on palaeontological evidence, but seems to be inspired by the observation that the sandstones rest unconformably on Precambrian strata in the valley of the Narcea river in western Asturias (compare footnote 3).

The various outcrops of Cambrian strata in the Porma-Bernesga region, which were recorded by ALMELA (1949) and GÓMEZ DE LLARENA (1950), also have been indicated on our map. Additional outcrops are marked to the south of Villamanín (also recorded by KEGEL, 1930, p. 39) and near Villarrasil, on the Curueño river (cf. P. HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1942, p. 108) <sup>(4)</sup>. Further records of Cambrian strata as contained by the map recently published by COMTE (1959) are also indicated on our map.

## SILURIAN

Strata of Silurian age are widely represented in the region considered here. Most conspicuous is a quartzitic sandstone formation of several hundred metres thickness, which invariably forms a prominent feature in the landscape. The succession has been worked out in more or less detail

(4) A section along the Curueño river is given by HERNÁNDEZ SAMPELAYO under the somewhat misleading title "from Lillo to Vegamián". It shows alternating Cambrian and Devonian strata, which may not be entirely correct, since probably Cambrian, Silurian, Devonian and Carboniferous rocks are represented (compare with section VI-VI'—fig. 35— of the present paper).



by several workers, among whom are KEGEL (1930), COMTE (1937, 195 and P. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). The following stratigraphic units were recognised by COMTE:

*Formigoso* formation of black, slightly micaceous shales (50-100 metr thick) which contain a *Monograptus* fauna in its lower part. This formation is attributed to the lower Gothlandian (upper Llandovery Tarannon and lower Wenlock).

*Barrios* formation of massive-bedded, white quartzites (160-480 metr thick). Only problematical fossils like *Cruziana* were found. Its stratigraphic position between Potsdamian shales + sandstones and Gothlandian shales seems to indicate a probable Ordovician age for the Barrios quartzite formation.

The same succession had been described earlier by several authors, who usually referred to the Barrios formation as the "Armorican Quartzite", in analogy to similar strata in Brittany. MALLADA (1887) was apparently the first to record a *Monograptus* fauna in black shales to the south of Villamanín. Somewhat more to the north, near Camplongo, KEGEL (1930, p. 38) found a similar fauna in black shales which he named the Bernesga formation. Apparently, this formation is synonymous with the Formigoso formation instituted later by COMTE. Two other exposures of Gothlandian shales with *Monograptus* faunas have been recorded by KEGEL from the Bernesga section. They occur north of Villasimpliz and north of La Vid, respectively. Also GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 58-59) recorded various exposures of Gothlandian shales with graptolites.

The change in lithology between the Barrios quartzite formation and the Formigoso (or Bernesga) shale formation is very abrupt and thus seems to indicate a clean break in sedimentation during mid-Silurian times. KEGEL (1930) and P. H. SAMPELAYO (1942) supposed that this break was the result of uplift in connection with Caledonian orogenesis, but COMTE (1959, p. 152) has argued that submarine abrasion was more likely to have caused the break than actual emergence with the accompanying subaerial erosion. Indeed, the absence of coastal deposits in the overlying strata seemed to indicate submarine abrasion rather than anything else.

The various outcrops of Ordovician and Gothlandian strata in the Porma-Bernesga region are indicated on the map recently published by COMTE. On our map the Silurian has been indicated as a single unit.

## DEVONIAN

The completeness of the succession, its easy accessibility and the richness of its fossil content at different stratigraphic levels have combined to make the Devonian of northern León one of the most intensively studied parts of the stratigraphic column in NW. Spain. Its abundant and well-preserved brachiopod fauna has been described by several workers (DE VERNEUIL, 1853; OEHLERT, 1897, 1901; COMTE, 1938; ALMELA & REVILLA, 1950).

The stratigraphic succession was worked out in considerable detail by COMTE (1936-38), who combined several parts of the sections cut by the Bernesga river with exposures elsewhere in northern León to build up a standard column. Every part of the column was rigorously checked by fossil identifications (mainly brachiopods, some trilobites and goniatites). The following lithological units were distinguished (for a complete description see COMTE, 1959):

*La Ermita* formation of calcareous and non-calcareous (sometimes ferruginous) sandstones (0-1000 metres thick) with *Camarotoechia letiensis* and *Spirifer verneuili*, indicating an upper Famennian age.

*Fueyo* formation of black, ampelitic shales (80-100 metres thick) with *Camarotoechia letiensis*. This formation has been doubtfully attributed to the lower Famennian.

*Nocedo* formation of generally rose-coloured, usually calcareous sandstones (about 500 metres thick) with *Spirifer verneuili*, *Spirifer bouchari* and *Cariniferella dumontiana*. Transition beds with the underlying Portilla formation show the presence of *Camarotoechia omaliusi*, so that most of the Nocedo formation should be considered as being of Frasnian age. The uppermost part of the Nocedo formation may already belong to the lower Famennian.

*La Portilla* formation of massive-bedded limestones (50-80 metres thick) with a rich fossil fauna which points to a Givetian age.

*Huergas* formation of shales and sandstones (220-300 metres thick) with *Anarcestes rouvillei* at the top. The lower part of the Huergas formation has been attributed to the Eifelian, whilst the upper part was considered to be of Givetian age. This formation is often rather ferruginous.

*Santa Lucía* formation of massive-bedded limestones (100-250 metres thick) which contain rich fossil faunas at different levels. Most of

the Santa Lucía limestone formation is ascribed to the Emsian, the uppermost 30 metres, with *Spirifer cultrijugatus*, are of Eifalian age.

*La Vid* formation of shales and intercalated limestones (180-500 metres thick). Two zones have been recognised in the *La Vid* formation the lower one being characterised by an abundant representation of *Spirifer hystericus* and the upper one by a predominance of *Spirifer trigeri*, although both species occur together throughout the entire formation. The assemblage is referred to the Siegenian.

*San Pedro* formation of brown quartzites and ferruginous sandstones (80-170 metres thick). A fauna of Gedinnian age was found by COMTE in the uppermost part of the formation; the lower part was tentatively assigned to the upper Gothlandian.

A somewhat different interpretation of the lower part of the successions was given by KEGEL (1930). Immediately following upon the Gothlandian black shales of the Bernesga formation (=Formigoso formation of COMTE), he recognised some 40 metres of sandy shales as a separate lithological unit which he called the Villasimpliz formation and which would still belong to the Gothlandian by virtue of a *Monograptus* fauna. The Villasimpliz formation was thought to be separated from the overlying ferruginous sandstones (*San Pedro* formation of COMTE) by a large stratigraphic break. At least, this seemed to be indicated by the presence of a brachiopod fauna of Coblenzian age which KEGEL collected from the ferruginous sandstones. However, this evidence does not agree with COMTE's recognition of a Gedinnian fauna in the upper part of the *San Pedro* formation. Neither does it agree with the presence of Siegenian fossils in the *La Vid* formation which overlies the *San Pedro* formation. Therefore it seems that COMTE's assumption of a continuous uninterrupted succession from the Gothlandian upwards is the correct one.

The total thickness of the Devonian formations in northern León (with the exception of the transgressive *La Ermita* formation of upper Famennian age) has been estimated by COMTE as being of the order of 1,800 metres. This figure is a rough estimate which may vary from one place to another. There is considerable thickness variation in the individual formations, although on the whole they seem to be fairly persistent and thus can be recognised over a large area.

One of the most striking results of COMTE's investigation is the fact that the upper Famennian *La Ermita* formation shows a regional unconformity with all older strata, ranging in age from the Acadian to the lower Famennian (COMTE, 1938, 1959). No angularity has been recorded from

any single locality, but it was observed that the rocks of the *La Ermita* formation gradually overstepped on older strata in both northern and eastern directions. Apparently, there were quite important movements in mid-Famennian times, which provided for a good deal of uplift, especially in the northeastern part of the area. According to COMTE, the thickness of the *La Ermita* formation varies considerably from one point to another. Generally, the formation is represented by several tens of metres of sediment—often calcareous sandstones with brachiopods—but occasionally there may be many more. Its maximum thickness has been recorded by COMTE as being of the order of 1000 metres (near the village of Valdecastillo, on the Porma river). The absence of an angular unconformity at any single locality seems to indicate that no folding was experienced during the mid-Famennian movements. It seems likely that they should be regarded as introductory movements to the more important uplift of the *Bretonic* phase.

The distribution of Devonian formations in the Porma-Bernesga region is indicated on the map recently published by COMTE (1959). A complete succession of lower and middle Devonian strata can be seen in the inverted limbs of isoclinal synclines passing over the villages of Villasimpliz, *La Vid* and Santa Lucía. The upper Devonian is represented most completely to the south of Pola de Gordón, between Huergas and Nocedo. A small incomplete succession of upper Devonian strata is also represented in the inverted flank of the isoclinal syncline passing over Santa Lucía, to the south of Vega de Gordón. About 10-100 m. of wedging sandstones are found here between Givetian limestones of the *La Portilla* formation and Viséan limestones and shales yielding a goniatite fauna (fig. 7). According to COMTE (1938), both the Nocedo and the *La Ermita* formations are represented in this short sandstone intercalation. The underlying limestones were sampled for fossil fauna, which proved to contain the following brachiopod species (Loc. 345: limestones of the *La Portilla* formation outcropping in the eastern bank of the Bernesga river, near the tunnel SW. of Vega de Gordón):

*Stringocephalus burtini* DEFRANCE.

*Atrypa reticularis* LINNÉ.

*Spirifer verneuili* MURCHISON.

According to J. A. VAN HOEFLAKEN (personal communication), who identified this assemblage, it indicates a Givetian age.

Immediately north of El Millar another limestone was sampled and the results submitted for identification by J. A. VAN HOEFLAKEN (Loc. 346: limestones of the Santa Lucía formation outcropping near El Millar):

*Stropheodonta murchisoni* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Uncinulus orbignyianus* DE VERNEUIL.  
*Atrypa reticularis* LINNÉ.  
*Spirifer pellicoi* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Spirifer cabedanus* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Athyris subconcentrica* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Athyris campomanesi* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Anathyris cf. ferronesensis* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Anathyris ezquerrae* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.  
*Anathyris alejensis* COMTE.  
*Trigonia adrieni* DE VERNEUIL & D'ARCHIAC.

According to VAN HOEFLAKEN (personal communication), this collection indicates a lower Eifelian age.

Other localities were also sampled, but the collections are still unidentified. In general, the present author has been content to map in accordance with the lithological units established by COMTE, as these proved to be adequate for the reconnaissance survey attempted.

### CARBONIFEROUS

Only certain parts of the Carboniferous sequence in NW. Spain are represented in the Porma-Bernesga region. Other parts may have been deposited in the region, but do not survive in the record.

The first dated Carboniferous deposits in the Porma-Bernesga region as elsewhere in the Cantabric-Asturian area, consist of transgressive Viséan strata which follow disconformably on older rocks, as the result of emergence during the Bretonic phase. The Viséan as well as the first Namurian strata form a condensed succession which contrasts sharply with succeeding limestone deposits of Namurian age, the greater part of which seems to consist of reef limestones. There is no problem in dating the goniatite and conodont-bearing rocks of Viséan and lowermost Namurian age. The succeeding Namurian deposits however contain marine fossils which are not usually encountered in strata of equivalent age in western Europe. Consequently, it is difficult to fit these in the western European stratigraphic succession. Some attempt at dating has been made by means of fusulinid and coral faunas, but the affinities of these faunas lie clearly with similar assemblages in Russia, which may not have lived at exactly the same time as the assemblages in NW. Spain. Therefore, it is impossible

the moment to indicate the exact age of the highest beds represented in the Namurian succession of the Porma-Bernesga region. As far as the evidence goes at present, the sequence seems to reach at least into strata of Namurian C age. The presence of Lower Westphalian strata could not yet be ascertained. Upper Westphalian strata seem to be absent in the Porma-Bernesga region. Most likely, this is due to erosion, since almost immediately north of the region there is a vast development of upper Westphalian coals and measures in the southern part of the Central Asturian coalfield.

The first succeeding Carboniferous strata are those of Stephanian B age which rest with markedly angular unconformity on all older rocks. This major unconformity marks the Asturian phase of folding which here, as elsewhere in the Cantabric-Asturian area, seems to have occurred either during late Stephanian A or early Stephanian B times. The existence of various other Hercynian folding phases in the Porma-Bernesga region can only be inferred from an analysis of the intricate tectonic structures as well as from a comparison with the known stratigraphic history of nearby region within the Cantabric-Asturian area.

### Viséan and lower Namurian:

The oldest Carboniferous rocks dated in the Cantabric-Asturian area are goniatite-bearing nodular limestones of Viséan age. According to the latest information obtained by C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication), the basal beds usually contain a typically middle Viséan fauna which is characterised by the presence of *Merocanites henslowi* (SOWERBY). In a few cases, however, even older, lower Viséan faunas with *Pericyclus hauchecornei* DELÉPINE, non HOLZAPFEL were encountered.

In a number of localities lower to middle Viséan strata are seen to rest immediately on dated Devonian rocks, but in others there is an intercalated succession of uncertain age which may eventually prove to be a representative of earlier Carboniferous times. This succession, which typically consists of black, somewhat siliceous shales, has been called the Vegamián formation by COMTE (1959, p. 330). In the type-locality, south of the village of Vegamián on the Porma river, there are about 15 metres of black shales which contain phosphatic nodules (COMTE, loc. cit.). These nodules yielded radiolarians to DELÉPINE (1937, p. 148). It has been observed by COMTE, that the black shale formation apparently shows a better continuity with the overlying nodular limestones of Viséan age than with the underlying Devonian (Famennian) rocks.

This observation is confirmed by the results of an investigation of the black shale formation in the mountains south of Genicera, in the northern

part of the Porma-Bernesga region. In the locality south of Gen there is a continuously exposed succession of Devonian and Carboniferous strata. Partly decalcified sandstones with brachiopod casts (Faunian strata of the La Ermita formation, according to COMTE, 1959: are followed here by 2 metres of coarsely crystalline limestone of the same age. The limestone is separated with a clear lithological break from overlying 2 metres of black shales of the Vegamián formation which moreover, commences with about 5 cms of basal sandstone. The top of the black shale formation contains a rich fossil fauna characterised by the presence of *Lingula*, *Orbiculoidea*, calcareous brachiopods, trilobite ostracods, lamellibranchs and squashed goniatites, which seem to belong to *Pericyclus*. The uppermost black shales alternate with brown and greenish brown shales and mudstones which gradually pass upwards into alternating mudstones and fine-grained, light-grey coloured limestones. The mudstones contain a brachiopod fauna. Gradually, the limestones take over entirely and form a formation of about 1.20 metres thickness, which is nodular in the top part. They form the transition to red-coloured nodular limestones with a middle Visean goniatite fauna (containing *Merocanites henslowi* SOWERBY), which overlie them immediately. The marine fauna encountered in the black shales and the succeeding mudstones has not yet been identified in sufficient detail to give a reliable age determination, but the stratigraphic relationships between the different formations seem to indicate clearly that Carboniferous strata of earlier than middle Visean age are involved. The first tentative fossil determinations seem to support this conclusion.

About 0.75 metres of middle Visean, red nodular limestones in the section south of Genicera are followed by some 1.20 metres of red shales with occasional ribs of nodular limestone, which are succeeded in turn by 3.20 metres of red chert and several metres of alternating grey fine-grained and red nodular limestones containing an upper Visean goniatite fauna (e. g. *Goniatites falcatus* ROEMER) (5). In the top of the succession the amount of nodular limestone diminishes sharply in favour of light-grey, bedded limestones which, after a succession of some 20 metres thickness, are replaced by dark-grey, well-bedded fetid limestones in a succession which is several hundred metres thick. Usually, the fetid limestones are devoid of macroscopic fossils, but a rich goniatite fauna has been found in a lens of light-grey, yellow weathering, nodular limestone outcropping to the west

(5) All the goniatites mentioned in this paper have been identified by C. H. TH. WAGNER-GENTIS, who kindly allowed the author to quote from her unpublished investigations.

of the river Torío, in the western continuation of the section south of Genicera. This fauna, which was found in a small quarry opposite the Inn of Getino (loc. 1069: see page 57), comprised elements of middle Namurian A age. The lens with goniatite remains occurred at about 5 metres above the base of the fetid limestone formation. It should be observed, however, that in other parts of the Cantabric-Asturian area (e. g. near Santa Olaja, in NE. León: WAGNER-GENTIS, in WAGNER, 1957 and in HIGGINS, 1962) the same goniatites of lower Namurian age have been found in red nodular limestones below the fetid limestone formation. The limit between both formations thus is diachronous. Undoubtedly, both formations are intimately associated.

The lower part of the succession in the section south of Genicera can be compared with a similar, though not entirely identical succession of the same age near Olleros de Alba (León), at some distance to the southwest of the Porma-Bernesga region (cf. pages 59-60). In this locality, about 6 metres of red nodular limestones with a middle Visean goniatite fauna (cf. WAGNER-GENTIS, 1960, p. 47: loc. 334) are preceded by some 1.70 metres of cream and grey coloured nodular limestones, the basal part of which yielded a lower Visean goniatite fauna with *Pericyclus hauchecornei* DELÉPINE. The lower Visean limestones rest on a thin band of quartzitic sandstone (about 0.12 metres thick) which, in turn, rests on about 2 to 4.80 metres of black shales. In the westward continuation of this exposure, at a locality to the north of Santiago de las Villas (situated on the northeastern border of the Stephanian B coalfield of La Magdalena), the same black shales are succeeded by 30 cms of conglomeratic sandstone. The bottom of the sandstone shows numerous casts of worm-tracks in the underlying shales. There is a certain amount of grading in the sandstone, for the lowest 10 cms of the formation contain the coarsest pebbles, which range in size between 0.5 and 4 cms diameter. This sandstone does not have any direct equivalent in the succession south of Genicera, which shows a more gradual transition from the black shales into the overlying limestone formation. Apparently, the succession at Olleros de Alba and Santiago de las Villas, which is situated far more to the south, shows a break in the sedimentation just below the rocks of lower Visean age. This fact combined with the presence of a basal conglomerate at this level seem to indicate that land was closer to the Olleros-Santiago section than to the section south of Genicera. The same conclusion can be drawn from a comparison of immediately post-Visean strata in the southern and northern parts of the Porma-Bernesga region (cf. WAGNER, 1957, p. 235-236).

The section south of Genicera and its westward continuation towards the Inn of Getino, combined with the evidence from Olleros de Alba and

Santiago de las Villas, provide the following succession of lithological unit

6. dark-grey, well-bedded, fetid limestones which are several hundred metres thick; a lower Namurian goniatite fauna has been found the basal part of this formation in the outcrops opposite the I of Getino.
5. red and grey, well-bedded, nodular limestones alternating with red and grey, fine-grained limestones; usually about 5-15 metres thick they contain goniatites of upper Visean age in the Porma-Bernes region (outside this region, however, red nodular limestones persist into the lower Namurian).
4. red cherts; usually about 2 to 3 metres thick.
3. red nodular limestones; usually about 1 to 2 metres thick; they contain a goniatite fauna of middle Visean age.
2. grey to cream coloured nodular limestones; usually about 1 to 1.5 metres thick; they contain a lower Visean goniatite fauna in at least one locality (Olleros de Alba). The grey to cream colour may be due to decolouration, since it appears always where the "Griotte" follows on black shales. Unit 2 may therefore be simply the basal part of unit 3.
1. black, often somewhat siliceous shales (COMTE's Vegamián formation); usually about 1 to 5 metres thick; at the top of the black shale formation a thin, locally conglomeratic, sandstone occurs in the Olleros de Alba - Santiago de las Villas section; they belong to either the lowermost Visean or the Tournaisian. The black shales may have a thin (5-10 cms) sandstone at the base.

This succession seems to be generally applicable in the Porma-Bernesga region. However, one or several formations may be locally absent, whilst differences in lithology within the same formation are observed from one part of the region to another. These differences are even more apparent when viewed over the entire Cantabric-Asturian area.

The two basal formations, in particular, are often found to be absent in certain parts of the Cantabric-Asturian area. There are several localities, in fact, where red nodular limestones with a middle Visean goniatite fauna rest immediately on dated Devonian strata. The matter has not yet been investigated sufficiently, but it seems as if the Lower Carboniferous succession in NW. Spain contains at least two transgressive horizons, one of possible Tournaisian age (6) and the other of middle Visean age. In the

southern part of the region there may even be another break as indicated by the basal conglomerate below the lower Visean strata in the section Olleros de Alba and Santiago de las Villas.

The frequent absence of the black shales and succeeding cream and grey nodular limestones of lower Visean age may be due either to erosion before the red nodular limestones of middle Visean age were deposited, to overlap at the base of a gradual transgression, with diachronous fine deposits. The latter explanation is considered less likely, however, because one would expect similar formations at the base of a single, diachronous transgression. In fact, the facies of the black shales is markedly different from the one indicated by the nodular limestones. The black shales and succeeding fine-grained limestones grading upwards into nodular limestone of presumably lower Visean age in the section south of Genicera tell a story of gradual transgression by shallow, muddy waters inhabited by horsetracheopods, lamellibranchs and trilobites, with the succeeding increase and eventual predominance of carbonate deposits with pelagic fossils reflecting the end of an erosion cycle on the transgressed land mass. The middle Visean nodular limestones, on the other hand, apparently correspond to more or less rapid overstep on a completely peneplaned land mass. The two transgressive formations thus tell a completely different story. It may be added that the presence of a mid-Famennian transgression as established by the work of COMTE (1938, 1959) seems to point also to the existence of several transgressions of the *Bretonic* phase of earth movements in NW. Spain. However, the entire problem may be examined more closely in the future by mapping the total extension of the black shale formation in comparison with the area covered by middle Visean deposits resting immediately on pre-Carboniferous strata.

The age of the early Carboniferous strata in NW. Spain has been determined after the examination of rich goniatite faunas contained by the nodular limestones which form the most conspicuous elements in the succession. These limestones were first attributed to the Devonian by DE VERNEUIL (1850), who compared them with similar deposits in the Pyrenees, but the examination of their fossil content by BARROIS (1881, 1882) proved that they should be regarded as a part of the Lower Carboniferous. A further precision was introduced by DELÉPINE (1926-43), who referred these deposits to the upper Visean. Since then, the goniatite faunas of NW. Spain have been studied by C. H. TH. WAGNER-GENTIS, who found that the nodular limestones ranged in age from the middle Visean to the lower Namurian (cf. WAGNER, 1957, p. 235) and by SCHINDEWOLF & KULLMANN (1958), who obtained the same results. It should be noted here that the zonation schemes used by these different

(6) Pending specialist identification of the elements of fossil fauna collected from the black shale formation in the section to the south of Genicera.

authors carry different connotations. C. H. T. WAGNER-GENTIS (196) employed the zonation established by BISAT for the Carboniferous in Britain. According to BISAT's classification she encountered faunas of the B, P and E zones which belong to the middle and upper Visean and the low Namurian, respectively. Most recently, an earlier fauna was encountered as well and this fauna was referred to the II  $\beta$ - $\gamma$  zone in the classification of H. SCHMIDT. It is characterised by the presence of *Pericyclus hauchecorn* DEL., non HOLZAPFEL and may be referred to the lower Visean. On the other hand, SCHINDEWOLF & KULLMANN (1958) and, most recently, KULLMANN (1961) used the zonation system founded by SCHINDEWOLF. In this system, there is no place for the middle Visean as determined by the B-zone of BISAT's classification and, accordingly, the B-zone faunas recorded by WAGNER-GENTIS are referred to as lower Visean Pe $\gamma$ . These faunas occur slightly higher than the *Pericyclus hauchecornei* fauna (i. e. II  $\beta$ - $\gamma$  in SCHMIDT's classification = Pe  $\beta$  in SCHINDEWOLF's zonation), which has recently been recorded by C. H. T. WAGNER-GENTIS and which has not been found by KULLMANN (1961).

The presence of even earlier Carboniferous, i. e. Tournaisian, rocks has been most recently discussed by SCHINDEWOLF & KULLMANN (1958), but no real evidence was put forward. It may be possible however, that the black shale formation below the lower Visean (II  $\beta$ - $\gamma$ ) limestones in the Ollerros section (as well as in the section south of Genicera) should be referred to the Tournaisian. On the other hand, it is also possible that it belongs to the lowermost Visean and a complete identification of the fossil content of the black shale formation must be awaited before this question can be solved.

Summarising the latest information obtained by C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication) it follows that goniatite faunas of lower, middle and upper Visean ages have been found. Furthermore, at least three localities on the southern flank of the Cantabric Mountain Chain have yielded remains of lower Namurian goniatite faunas belonging to the E $_1$  and E $_2$  zones in BISAT's classification (WAGNER-GENTIS, 1963). Only the presence of E $_2$  goniatites could be ascertained in the Porma-Bernesga region (see page 57).

The total thickness of nodular limestones and cherts of lower Visean to lower Namurian ages in NW. Spain is of the order of 20 to 30 metres. They evidently represent a very condensed succession. The fossil content of these deposits is in keeping with this fact, since it consists mainly of pelagic elements, such as goniatites and conodonts in the nodular limestones (LYS & SERRE, 1958; HIGGINS, 1962) and radiolarians in the cherts (DELÉPINE, 1943; KANIS, 1956). On the other hand, crinoid fragments

are frequently encountered, whilst also some specimens of brachiopods and solitary corals have been found. On the whole, the impression is gained of an extremely slow deposition of pelagic elements on the bottom of a sea which was presumably rather clear, since it supported a crinoid bottom fauna. The paucity of benthonic fauna could be explained by assuming a rather deep sea. This explanation is in good accordance with the fact that very little terrigenous material was deposited in the considerable length of time represented. On the other hand, it is difficult to envisage a deep, bathyal sea at a time when one or several transgressions were in progress. There are several indications, in fact, which point to deposition in more shallow water. In the first place, there is the gradual transition between black shales with a rich bottom fauna of mud dwellers (horn brachiopods, lamellibranchs, trilobites) and mudstones grading upwards into fine-grained limestones and nodular limestones at the base of the transgressive series of Lower Carboniferous age in the section south of Genicera. Secondly, there is the presence of a basal conglomerate below the nodular limestones of lower Visean age in the exposures of Ollerros de Alba and Santiago de las Villas. In the latter locality, the basal conglomerate is followed by a thin band of black shale (15 cms thick) before the nodular limestones developed. This succession resembles on a small scale the more gradual transitions found in the section south of Genicera. In fact, the probable existence of several transgressive horizons in the Lower Carboniferous strata of northern León seems to make the presence of bathyal deposits extremely unlikely.

In that case, the paucity of benthos and the virtual absence of terrigenous sediment throughout most of the succession should be explained by the almost complete lack of runoff from the transgressed land mass. The same lack of runoff may have been responsible for a scarcity of nutrients which could have inhibited a full development of benthonic life.

The red coloured nodular limestones, which form the most conspicuous part of the Lower Carboniferous succession in NW. Spain, are usually described under the name "Griotte", in analogy with similar deposits in the Upper Devonian of the Pyrenees and the Montagne Noire, in southern France. Griottes are also known from the Devonian as well as from the Lower Carboniferous of North Africa (compare, for instance, PAREYN, 1961). They form a very distinctive lithological type, the origin of which seems to be still debatable. According to H. & G. TERMIER (1960, p. 318), the Griottes would be sediments formed in shallow water on mobile parts of the crust. The same authors also considered that they would have been subject to a certain amount of syngenetic reworking. This conclusion is somewhat at variance with the explanation offered by LUCAS (1955) for the origin of similar deposits in the Jurassic of the West

Mediterranean region. These deposits, which are recorded as "ammoniti rosso" limestones, would have been formed as marly sediments on the slo of submarine ridges between bathyal deeps. Strong currents scoured these slopes were then considered to be responsible for the removal of so shaly sediments, so that only calcareous nodules would remain in a strong condensed succession.

The origin of the red colour prevailing in the early Carboniferous sediments of NW. Spain has been the subject of some speculation on the part DELÉPINE (1938), who supposed that the red colour might be due to the presence of subaerial weathering products on the transgressed land surface. The red colour seems to be concentrated mainly in the marly layers which are wrapped around the calcareous nodules in the limestone. It thus shows a preference for the terrigenous element in the Griotte formation. The question whether the red colour is due to primary or to secondary staining has not been seriously studied. However, it may be noted that the red staining is locally removed on joint planes and possibly along bedding plane contacts with older strata. There is no doubt that the red colour, although restricted to the nodular limestones and accompanying cherts, has no sharply defined time-stratigraphic significance in the Cantabric-Asturian area. In fact, red coloured nodular limestones with lower Visean and lower Namurian goniatic faunas have been found in some parts of the area, whereas usually they are confined to rocks of middle and upper Visean ages. In NE. Palencia, middle and upper Visean nodular limestones have been found, which are grey to yellowish and which are only very occasionally red tinted.

The Lower Carboniferous (and including the lower Namurian) strata in the Porma-Bernesga region have been sampled in some detail by C. H. TH. WAGNER-GENTIS and the author in order to obtain some insight into the stratigraphic relationships of the different formations. Most of the localities visited yielded more or less well preserved specimens of goniatic which were subsequently identified by Mrs. C. H. T. WAGNER-GENTIS. Spot samples of rock from several localities were moreover examined for conodonts by Dr. A. C. HIGGINS (Sheffield University), who published his findings in a recent paper (1962). Incidental remains of Rugose corals were identified by Miss G. E. DE GROOT (Rijksmuseum voor Geologie, Leiden). Lists of species identified from the Porma-Bernesga region are quoted in the following pages, with the kind permission of the palaeontologists concerned. Altogether, the following localities have been investigated (see map):

LOCALITY 344.—Quarry on the eastern bank of the Bernesga river at about 1 km. north of Pola de Gordón (cf. fig. 7). The following succession of strata was found.

- about 250 metres of dark-grey, well-bedded, fetid limestone which was folded into the core of an isoclinal syncline.
- some 20 metres of grey to rose, fine-grained limestones with bands of red nodular limestone; no fossils *in situ*, but several goniatic in the scree which seems to have come from this formation:

*Goniatic granosus* PORTLOCK.  
*Stenopronotites barroisi* (KARPINSKY).

- 4 to 5 metres of red chert.
- 2 to 4 metres of red nodular limestones which show an irregular contact with the underlying formation.
- 6.50 metres of reddish-grey, coarsely crystalline limestone (undated).
- several tens of metres of quartzite which has been attributed to the upper Devonian of COMTE (1959, p. 181).
- grey, massive limestones with a brachiopod fauna of Givetian age (loc. 345: see page 37 - compare also COMTE, 1959).

If we compare this succession with the "standard" sequence outlined on page 42, we find that the succession appears to be complete from unit 3 (of the standard sequence) onwards. This conclusion is confirmed by the presence of upper Visean goniatic in the scree derived from unit 5. Units 1 and 2 of the standard sequence (i. e. the black shale formation and the succeeding grey and cream coloured limestones) are conspicuously absent and it seems as if the succession north of Pola de Gordón commences with strata of middle Visean age. No palaeontological evidence for rocks of middle Visean age has been found yet from the quarry on the eastern bank of the river Bernesga (loc. 344), but fossils of this age were found in the continuation of the same strata over the village of Beberino (loc. 348: see page 48).

Conodonts identified by HIGGINS (1962) from scree samples collected in the quarry on the eastern bank of the Bernesga river (loc. 344) proved to belong to the following species:

*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).  
*Hindeodella brevis* BRANSON & MEHL.

According to HIGGINS, they could occur throughout the Visean.

Some coral specimens from the same locality were examined by Mis E. DE GROOT (personal communication), who reported the following elements:

*Sochkineophyllum* sp.

*Plerophyllum* (*Ufimia*) sp. A, cf. *tachyblasta* (HUDSON).

The same locality north of Pola de Gordón (loc. 344) was explored previously by BARROIS (1882, p. 577, Pl. XIV, figs. 2 a-c), who determined the following species:

*Goniatites crenistria* PHILLIPS.

*Goniatites cyclobus* PHILLIPS (= *Stenopronorites barro* (KARPINSKY)).

*Orthoceras giganteum* SOWERBY.

They also indicate an upper Viséan age.

LOCALITY 348: Riverside exposure at the village of Beberino; red nodular limestone in the continuation of the Viséan strata in the quarry on the eastern bank of the Bernesga river, north of Pola de Gordón. The following succession has been recorded:

- some 45 metres of yellow-brown sandstone with crinoid casts (probable Devonian; see also COMTE, 1959 map).
- — — — — fault-contact.
- 4 to 6 metres of red nodular limestone ("Griotte"), which yielded a number of goniatite fragments in the scree (loc. 348: see below).
- 9.60 metres of grey, siliceous limestone with ferruginous red bands.
- yellow-brown sandstone which becomes calcareous at the top, where it passes into sandy limestone.

The scree of red nodular limestone yielded a number of goniatites which have been identified by C. H. T. WAGNER-GENTIS:

*Goniatites* ex gr. *striatus* SOWERBY.

*Stenopronorites* cf. *uralensis* (KARPINSKY).

*Merocanites henslowi* (SOWERBY).

cf. *Nautellipsites hispanicus* (FOORD & CRICK).

The same scree samples proved to contain the following conodonts, as determined by HIGGINS (1962):

*Gnathodus semiglaber* BISCHOFF.

*Gnathodus texanus* ROUNDY.

*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).

*Hindeodella* sp.

*Ligonodina typa* (GUNNELL).

? *Lonchodina furnishi* REXROAD.

*Metalonchodina bidentata* (GUNNELL).

*Ozarkodina* sp.

*Synprioniodina forsenta* STAUFFER.

Both the goniatite and the conodont assemblages indicate the presence of middle as well as upper Viséan strata (B and P zones) in the locality near Beberino (personal communication by the cited specialists).

Some corals from this locality (348) were identified by G. E. DE GROOT:

*Plerophyllum* (*Ufimia*) sp. B

*Plerophyllum* (*Ufimia*) sp. C

LOCALITY 358.—Red-coloured nodular limestone in the core of a NW.-SE. striking syncline which rests as a tectonical "klippe" on probable Namurian limestones east of Pola de Gordón. Samples were collected in the quarry above the village. Only a single goniatite fragment could be identified (personal communication by C. H. T. WAGNER-GENTIS):

*Stenopronorites* sp.

Better results were obtained by the investigation of conodonts (HIGGINS, 1962):

*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).

*Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL).

*Gnathodus commutatus homopunctatus* BISCHOFF.

*Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF.

*Hindeodella ibergensis* BISCHOFF.

*Ligonodina typa* (GUNNELL).

*Metalonchodina bidentata* (GUNNELL).

*Neopriomiodus conjunctus* GUNNELL.

*Roundya subacoda* (GUNNELL).

*Synprioniodina forsenta* STAUFFER.

According to HIGGINS, the assemblage indicates either uppermost Viséan or lower Namurian A age.

LOCALITY 352.—Red coloured nodular limestone exposed in a quarry (marked "la Cantera" on the topographic map) to the south of Camplongo.



in the upper reaches of the Bernesga river. The "Griotte" is preceded by about 1 metre of red chert. The Carboniferous succession follows on olive-green shales with calcareous bands which contain a Devonian brachiopod fauna. The "Griotte" is succeeded by well-bedded grey limestones followed by a vast development of massive, grey, mainly dolomitic limestones.

Only some badly preserved goniatites were found in the "Griotte". They were tentatively identified by C. H. T. WAGNER-GENTIS as:

fragment belonging to the *Pronoritidae*  
fragments belonging to the *Goniatites striatus-granosus* group

A more diversified fauna was found after an investigation had been made for conodonts (HIGGINS, 1962):

*Geniculatus claviger* (ROUNDY).  
*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).  
*Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL).  
*Gnathodus girtyi* HASS.

They were referred to the middle to upper Visean.

LOCALITY 1060-61.—Red coloured nodular limestones, cherts and shales with goniatites, crinoids, trilobites, corals and brachiopods. The beds outcrop to the south of Matallana, between the village of Matallana proper and the settlements near the railroad station (Estación de Matallana). The following goniatites were identified here from scree material (personal communication by C. H. T. WAGNER-GENTIS):

*Goniatites* sp. ex gr. *striatus-granosus*.  
*Stenopronorites* cf. *uralensis* (KARPINSKY).

They seem to indicate an upper Visean age.

A rich conodont fauna was extracted from the same samples by A. C. HIGGINS (1962), who listed the following species:

*Angulodus walrathi* (HIBBARD).  
*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).  
*Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL).  
*Gnathodus commutatus multinodosus* HIGGINS.  
*Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF.  
*Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL.

*Hibbardella fragilis* HIGGINS.  
*Hindeodella brevis* BRANSON & MEHL.  
*Hindeodella germana* HOLMES.  
*Hindeodella ibergensis* BISCHOFF.  
*Lonchodina* cf. *projecta* ULRICH & BASSLER.  
*Neoprioniodus singularis* HASS.  
*Roundya subacoda* (GUNNELL).  
*Subbryantodus stipans* REXROAD.  
*Synprioniodina forsenta* STAUFFER.

According to HIGGINS, this assemblage also indicates an upper Visean age.

The few corals collected in the same locality were identified as *Plerophyllum* (*Ufimia*) spec. div. by G. E. DE GROOT (personal communication).

The total sequence of strata found in locality 1060-61 near Matallana consists of the following formations:

- grey sandy shales of undetermined thickness.
- about 10 metres of bluish-grey, thinly bedded limestones which are traversed by numerous calcite veins.
- 1 metre of green, calcareous mudstone.
- 0.50 metres of greenish grey shales.
- 2.50 metres of greenish grey calcareous mudstones alternating with limestone bands.
- 1 metre of red shales with trilobite remains (loc. 1061) and crinoid ossicles.
- 5.30 metres of red and grey nodular limestones.
- 2 metres of red chert.
- 3.50 metres of red nodular limestones.
- about 2 metres of red chert, which apparently overlies immediately a presumed Devonian quartzite formation.

The presence of two distinct formations of chert, one of which seems to occur at the basis of the Carboniferous succession, forms a departure from the "standard" succession which usually shows only one chert horizon lying between an early nodular limestone formation of middle Visean age and a later one of upper Visean age. Only the palaeontological evidence for upper Visean strata has been collected thus far and a detailed examination of the conodont faunas from each different formation has to be awaited before adequate stratigraphic conclusions can be drawn. The thin development of limestones in the upper part of the succession is typical of all the exposures along the southern border of Palaeozoic outcrops in northern León, which show a predominance of terrestrial deposits to the expense of

thick limestone deposits developed elsewhere in the Cantabric-Asturian at the same relative stratigraphic position.

LOCALITY 908.—Red-coloured nodular limestone at the base of massive reef limestones in the Gorges of Vegacervera. The locality found in the mountains west of the Gorges. It yielded only a few goniatite remains which according to C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication), proved to belong to the following species:

*Goniatites* sp. ex gr. *striatus-granosus*.

They indicate an upper Visean age. The same locality (loc. 908 = loc. 41), yielded also a calyx fragment of a polycoeliid to G. E. DE GROOT (personal communication).

LOCALITY 1097.—Red-coloured nodular limestones at the basis of the same massive development of limestone which has been deeply incised by the river Torío in the Gorges of Vegacervera. The locality was found in the mountains east of the Gorges. It yielded a few goniatite remains from the scree. According to C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication), the following species was represented:

*Goniatites* sp.

It indicates an upper Visean age.

LOCALITY 1098.—Red-coloured nodular limestones in an intricately folded succession which repeats the same formation several times. The locality was found in a valley on the western slope of Pico Polvoreda, which is the highest peak (1998 m.) in the district. The total succession recognised consisted of the following formations:

- red nodular limestones (apparently at least 2 metres thick) with well-preserved goniatite remains.
- about 0.40 metres of black shales.
- about 0.80 metres of light-grey, rather massive limestone.
- hard sandstone with brachiopod casts.

The nodular limestone formation has been abruptly folded into small isoclinal synclines and anticlines which together produce a vast exposure of this formation. All the goniatites found in certain bands in this exposure seem to belong to a single stratigraphic zone. This semblance of uniformity is

probably due to repetition by folding of a few closely spaced fossil bands within the formation and may not give a reliable picture of the total stratigraphic time represented. In the one case where the stratigraphic succession can actually be measured, viz. in the northern limb of the combined structures, the goniatites were collected from bands at about 1 to 1.50 metres above the base of the nodular limestone formation. Altogether, the following goniatite species were identified by C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication), who concluded that they represented the early middle Visean (lower B-zone):

*Merocanites henslowi* (SOWERBY).

*Merocanites henslowi* (SOWERBY) var.

*Munsteroceras* sp.

*Pericyclus* sp.

The contact between the underlying black shale formation and the red nodular limestones has not been examined in detail. However, it seems as if the complete "standard" succession (lower part) is present at Pico Polvoreda.

LOCALITY 1148.—Red, nodular limestones outcropping immediately west of the village of Valporquero de Torío. They yielded a single goniatite identified by C. H. T. WAGNER-GENTIS.

*Epicanites* sp.

LOCALITY 1162-69.—Succession of Devonian and Carboniferous strata in a N.-S. striking valley to the southwest of Genicera (compare pages 39-40). The following sequence has been recorded:

- at least a hundred metres of well-bedded, dark grey, fetid limestones.
- about 20 metres (estimated) of fine-grained, light grey to rose-coloured limestones with alternating red nodular limestones; goniatites at about 1 to 2 metres above the base of the formation (loc. 1169) proved to be of upper Visean age (P-zone), according to C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication):

*Goniatites falcatus* ROEMER (not collected; determined *in situ*).

*Imitoceras* sp.

- 3.20 metres of red chert (loc. 1168).
- 1.20 metres of red shales with bands of red nodular limestone and very occasional layers of green shale.

- 0.75 metres of red nodular limestone with *Merocanites henslo* (SOWERBY) which, according to C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication), indicates a middle Visean age (B-zone of BISA classification) (loc. 1167).
- 0.40 metres of grey nodular limestone (loc. 1166 C).
- 0.80 metres of light grey, fine-grained limestone alternating at the base with green mudstones containing crinoid ossicles (loc. 1166 B).
- 0.04 metres of green mudstone with a brachiopod fauna (loc. 1166 A).
- 0.05 metres of light grey, fine-grained limestone.
- 0.07 metres of greenish brown mudstone.
- 0.05 metres of black argillaceous shale.
- 0.08 metres of brown mudstone.
- 0.10 metres of black, argillaceous, fissile shales with a rich fauna of horn brachiopods (*Lingula*, *Orbiculoidea*), lamellibranchs, squashed goniatites, ostracods, trilobites and fish remains. (loc. 1165 B). The lamellibranchs have been examined by Mr. R. B. WILSON, of the Geological Survey in Edinburgh, who kindly provided the following tentative identifications: *Euchondria*? cf. *lossemi* (VON KOENEN) and ? *Posidonia* sp. The presence of *Euchondria* seems to confirm that the black shale formation forms part of the Carboniferous succession rather than the underlying Devonian (personal communication by Mr. WILSON). The goniatites are tentatively attributed to *Pericyclus* (personal communication by Mrs. C. H. T. WAGNER-GENTIS).
- 1.75 metres of black, argillaceous, fissile shales without recognisable megafossils (loc. 1165 A).
- 0.05 metres of sandstone with phosphatic nodules.
- 2 metres of grey, coarsely crystalline limestone (loc. 1164).
- 7 metres of brown, decalcified quartzite sandstone with brachiopod casts (presumably Devonian according to descriptions by COMTE, 1959) (loc. 1163).
- at least 8 metres of red nodular limestone with a brachiopod fauna (loc. 1162).

The gradual transitions between the black shale formation (COMTE's Vega-mián formation) and the overlying mudstone - fine-grained limestone alternation, followed by nodular limestones of Visean age, seem to indicate that the recorded succession is a continuous one. The age of the red nodular limestone has been determined as middle Visean, as the result of finding *Merocanites henslowi*. The preceding grey limestones have not yet yielded

any goniatites, so their age remains uncertain until they can be examined for microfauna. The underlying formation of black shales (COMTE's Vega-mián formation) is either of lower Visean or Tournaisian age. There seems to be a rather abrupt division between the black shale formation and the underlying coarsely crystalline limestone which may thus be a part of the pre-Carboniferous sequence. Moreover, the shales rest on a thin band of sandstone which forms a basal deposit. The preceding formations of red nodular limestone with a brachiopod fauna and the partly decalcified, hard sandstones with brachiopod casts (COMTE's La Ermita formation?) seem to be parts of the Devonian succession as it was described by COMTE (1959).

The apparently rather complete, continuous succession of strata from the black shale formation upwards in the section southwest of Genicera seems to provide the elements for a "standard" sequence of Lower Carboniferous strata in the Porma-Bernesga region (compare page 42). It has been observed already that the basal part of this sequence is not developed everywhere in the region and it has been mentioned as a possibility that more than one transgression may be represented in the record of Lower Carboniferous strata.

The exposures southwest of Genicera are continued eastwards into those of loc. 1103, which are described below:

LOCALITY 1103.—Devonian and Carboniferous strata which occur in exposures to the southeast of Genicera. The lower part of the Carboniferous succession is affected by creep, so that the thickness determinations in this part of the sequence are somewhat unreliable. Part of the sequence is not exposed. The following formations are recorded:

- at least a hundred metres of dark grey, well-bedded, fetid limestones.
- about 10 metres of alternating grey and rose-coloured, well-bedded, sometimes rather nodular limestones, which yielded goniatite remains *in situ* at 7.20 m. above the base of the formation (loc. 1130 $\alpha$ ):

*Goniatites* sp.

*Prionoceras romingeri* (WINCHELL).

A detached block of limestone at the foot of the exposure had evidently fallen from the same goniatite band. It contained the following species (loc. 1103 $\beta$ ):

*Goniatites* sp.

*Prionoceras romingeri* (WINCHELL).

According to C. H. T. WAGNER-GENTIS, who identified fossils, they indicate an upper Visean age (P<sub>2</sub>-zone). Loose same exposure also a specimen of *Goniatites granosus* POR was found. This specimen indicates the highest Visean (P<sub>2</sub>).

- about 20 metres unexposed.
- about 30 metres of alternating grey, fetid limestones and red, or less nodular limestones (thickness unreliable because of crec the base some grey, nodular limestones with fairly well-pres goniatites are found (loc. 1103 V):

*Beyrichoceras* sp.

*Merocamites henslowi* (SOWERBY).

According to C. H. T. WAGNER-GENTIS, this is an assemblage middle Visean age (B-zone).

- 2 metres of grey, crystalline limestone with brachiopod remains. This limestone may well be the end member of the Devo succession, since it grades downwards into a hard, ferruginous calcareous sandstone which, according to COMTE (1959), should be referred to the upper Famennian. Below this sandstone of possible Famennian age, a succession of brachiopod limestones with alternating shales (La Vid formation?) occurs. This is preceded in turn by ferruginous sandstones (San Pedro formation?). The presence of these formations is indeed indicated here on the map published by COMTE (1959).

Although the black shale formation at the base of the Carboniferous succession has not been found here, it is substantially the same as recorded from localities 1162-69. The apparent absence of the black shale formation may be due to inadequate exposures.

The strata south of Genicera are continued westwards into a succession of rocks, which has been sampled near the Inn of Getino, on the road between Cármenes and Vegacervera, as well as in a quarry on the opposite bank of the river Torío.

LOCALITY 1072. — Sequence of Lower Carboniferous strata, which outcrop behind the Inn of Getino:

- at least 10 to 20 metres of dolomite.
- 13 metres of red and grey, somewhat nodular limestones, passing upwards into grey, fetid limestones. Goniatites were found 0.30 metres and 1 metre, respectively, above the base of the formation (according to C. H. T. WAGNER-GENTIS):

*Goniatites granosus* PORTLOCK (1 m. above base).

*Epicanites* sp. (0.30 m. above base).

They indicate an upper Visean age (P<sub>2</sub>-zone).

- 3 metres of red shales and red cherts.
- at least 0.70 metres of red nodular limestones.
- black shales (badly exposed).
- ferruginous sandstones with brachiopod casts (Famennian, according to COMTE, 1959).

LOCALITY 1069-70. — The rocks exposed behind the Inn of Getino picked up again on the other side of the river Torío, where the upper part of the succession have been found fossiliferous. The following succession has been recorded:

- about 300 metres of dolomite and more or less massive, grey limestone.
- 8 metres of dark grey, fetid limestones (well-bedded).
- 1.20 metres of light grey, nodular limestone (yellowish weathering) which contained abundant goniatites, brachiopods, crinoids and corals. The following goniatites were identified by C. H. WAGNER-GENTIS (specimens found loose in the exposure were given number 1070):

*Delepinoceras thalassoide* (DELÉPINE).

*Proshumardites delepinei* SCHINDEWOLF.

*Stenopronorites arkansensis* (SMITH).

*Tympanoceras getinoi* WAGNER-GENTIS (1070).

*Eoasianites cadiconiformis* WAGNER-GENTIS (1070).

*Eoasianites* sp.

This is an assemblage of lower Namurian age, which is comparable to the E<sub>2</sub> faunas described from North Africa by PAREYN (1961). The same band was treated for conodonts by A. C. HIGGINS (1962), who recovered the forms cited below:

*Cavusgnathus nodulifera* ELLISON & GRAVES.

*Gnathodus bilineatus* (ROUNDY).

*Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL).

*Gnathodus commutatus nodosus* BISCHOFF.

*Hindeodella germana* HOLMES.

*Lonchodina*? sp.

*Neoprioniodus singularis* (HASS).

*Roundya subacoda* (GUNNELL).  
*Subbryantodus* sp.

G. E. DE GROOT identified the following corals:

*Rotiphyllum* sp.  
*Plerophyllum* (*Ufimia*) sp. A, cf. *tachyblasta* (HUDSON).

- 1 metre of fine-grained, reddish grey limestone which forms transition with the goniatite band.
- 4.70 metres of dark grey, thinly bedded, fetid limestones.
- 5 metres of fine-grained, reddish grey limestones.
- 0.50 metres of slightly nodular, fine-grained, light grey limestone with various specimens of *Stenopronorites uralensis* (KARPINSK (according to C. H. T. WAGNER-GENTIS).
- 4 metres of fine-grained, light-grey limestones. The bottom part of this formation is not exposed here, but should be correlated with the exposure behind the Inn of Getino (locality 1072).

LOCALITY 1071.—Further continuation of the exposures in westward direction immediately above the bend in the river Torío. Red nodular limestones are found here above ferruginous sandstones. The limestone yielded the following conodonts to A. C. HIGGINS (1962):

*Gnathodus girtyi* HASS.  
*Hibbardella fragilis* HIGGINS.  
*Hindeodella ibergensis* BISCHOFF.  
*Ligonodina typa* (GUNNELL).  
*Lonchodina* ? sp.  
*Ozarkodina delicatula* (STAUFFER & PLUMMER).  
*Roundya subacoda* (GUNNELL).  
*Siphonodella* ? sp.  
*Synprioniodina forsenta* STAUFFER.

According to HIGGINS, they indicate an upper Visean age.

The same exposures are followed westwards along the mountain ridge. Incidental finds of goniatites are recorded below (after identifications by C. H. T. WAGNER-GENTIS).

LOCALITY 1122.—Isolated goniatites in a light-grey, nodular limestone which seems to occur at the same stratigraphic level as the E<sub>2</sub> fauna of the quarry exposure of loc. 1069, and which outcrops at about 1 kilometre distance from the river Torío (see map):

*Delepinoceras thalassoide* (DELÉPINE).

LOCALITY 1123.—Apparently the same band of E<sub>2</sub> age, at a few hundred metres further west:

*Delepinoceras thalassoide* (DELÉPINE).

LOCALITY 1124.—Red nodular limestone resting on red chert in a exposure at somewhat more than a kilometre to the west of the bend in the river Torío. A few goniatites were found at about 5 metres from the base of the limestone. According to C. H. T. WAGNER-GENTIS, they belong to the following species:

*Goniatites* sp.

Other localities of red coloured nodular limestones occurring at the base of the local Carboniferous succession were found near Viadagos de Arba northeast of Valdeteja, south of Montuerto and west of Aviados. None of these yielded any determinable megafossils. Red nodular limestones as well as red cherts were also found in the quarry immediately northwest of Pola de Gordón, near the railway cutting. The red "Griotte" was found here in immediate contact with Devonian limestone, which showed the presence of pre-"Griotte" erosion pockets. The cherts form the highest member of an inverted succession of Devonian and Carboniferous rocks which are overlain with angular unconformity by conglomerates of probable Stephanien B age (figs. 25-28).

Outside the Porma-Bernesga region, on the road from La Robla to La Magdalena, a well-exposed sequence of early Carboniferous strata has been studied near the village of Olleros de Alba. A goniatite fauna of middle Visean age (B-zone) had been already recorded from this exposure by C. H. T. WAGNER-GENTIS (1960). Recent investigations proved the presence of the following sequence:

- some 250 metres of thinly bedded, bluish-grey, probably siliceous limestones with shale partings; they form the core of an E.-W. striking isoclinal syncline.
- some 240 metres of sandstone with shale partings.
- some 340 metres of shales with sandstone partings.
- 3 metres of red and green nodular limestones.
- 0.40 metres of grey, fine-grained limestone.
- 0.12 metres of red chert.
- 0.35 metres of rose and grey, well-bedded, fine-grained limestone.

- 0.15 metres of black chert.
- about 8 metres of rose and grey, fine-grained limestones with occasional band of red shale.
- 6 metres of red nodular limestone; at about 5 metres above the base of this formation the following goniatite was collected (loc. OL-C)

*Merocanites henslowi* (SOWERBY) var.

furthermore, at about 1 metre above the base (loc. OL-B):

*Merocanites henslowi* (SOWERBY) var.

*Munsteroceras* sp.

According to C. H. T. WAGNER-GENTIS (personal communication who kindly identified these goniatites, they indicate a lower Visean age (II  $\gamma$  zone).

- 0.40 metres of grey nodular limestone.
- 1.30 metres of cream-coloured nodular limestone, which yielded the following goniatites (loc. OL-A):

*Pericyclus hauchecornei* DELÉPINE, non HOLZAPFEL.

*Munsteroceras* cf. *browni* (MCCOY).

According to C. H. T. WAGNER-GENTIS, this is an association of lower Visean age (II  $\beta$ - $\gamma$  in H. SCHMIDT's zonation).

- 0.12 metres of quartzite. N. B. At this level a basal conglomerate occurs in the continuation of the same section further east, near Santiago de las Villas. The conglomerate rests on a worm-tracked surface, which probably represents an horizon of non-sequence.
- 2 to 4.80 metres of siliceous black shales (Vegamián formation of COMTE, 1959).
- 6.50 metres of calcareous sandstones.

The succession described above has been measured partly in 1959 and partly in 1961, the first time in collaboration with C. H. T. WAGNER-GENTIS and the second time in company with Professor L. R. MOORE and Dr. R. NEVES. It reveals a sequence, which is similar in the lower part to the successions measured farther north in the Porma-Bernesga region. The fairly regular horizon of red cherts between cream-coloured and red nodular limestones of lower and middle Visean ages, respectively, has not been found in the Olleros section, however. The most conspicuous differences occur in the upper part of the succession, where a shale-sandstone sequence has been developed to the expense of the normal limestone

development further north. Apparently a facies of siliceous clastics occurs in the southernmost exposures of the Namurian in northern León, where a carbonate facies is the normal occurrence further north. This fact has been mentioned already in WAGNER, 1957, and will be further discussed in the next chapter on Namurian strata.

In several recent publications (WAGNER & WAGNER-GENTIS, 1952; LLOPIS LLADÓ, 1954; WAGNER, 1955), there has been some speculation about the direction of the transgression of Visean times in the Cantabrian-Asturian area. It is realised however, that the amount of data available is still insufficient to make a reasonable attempt at solving the problem. This has become most evident, since the possibility exists that more than one transgression preceded by uplift occurred during Lower Carboniferous times. Much depends on the exact dating of the different formations they are followed throughout those parts of the Cantabrian-Asturian area where they occur.

#### Namurian limestones, shales and sandstones:

The condensed succession of Visean and lower Namurian strata is followed by a thick succession of mainly limestones and shales with occasional bands of sandstone. This succession is particularly well developed in the northern flank of the Cármenes synclinorium, in the northern part of the Porma-Bernesga region, as represented on the geological map.

Only the main lines of this succession have been worked out yet and the dating of the different formations is still fraught with difficulties. However, a more detailed investigation of these formations has been started during the summer of 1961, in collaboration with Professor L. R. MOORE and Dr. R. NEVES. Palynological work undertaken by NEVES may be expected to lift in due time the uncertainties which presently exist with regard to the ages of the different formations. Hitherto, the dating of these formations is rather inadequate, as may follow from the discussion presented below.

In the preceding pages it has already been mentioned that the red and rose-grey, partly nodular limestones of middle and upper Visean ages are followed in a concordant succession by well-bedded, dark grey, fetid limestones, the basal part of which has yielded goniatites of E<sub>2</sub> age in loc. 1069 (page 57). The total thickness of the fetid limestone formation has not yet been determined, but it may be quite variable from one place to another. In most cases, however, it does seem to be more than 100 metres thick, whereas in one particular section it may reach a thickness of about 400 metres. With the exception of the goniatite-bearing layers in the

basal part of the formation, it seems to be generally devoid of macrofos. Samples from the fetid limestone formation are now being examined conodonts by Dr. A. C. HIGGINS, whose results must be awaited before will be possible to speculate on the span of time represented by t formation.

Although the thickness of the fetid limestones may vary from o locality to another, it seems to be a generally constant formation which almost invariably present throughout the Porma-Bernesga region. In th respect it differs sharply from the overlying formation of lighter gre massive limestones, which are more rapidly wedging. The thickness the latter formation is enormously variable within short distances, as follow for instance, from even a cursory examination of this limestone in the mor than 50 kilometres long outcrop visible in the northern flank of the Cár menes synclinorium. The thickness variations in this outcrop can be trace with considerable accuracy on the aerial photographs of the region (see map). Of course, it is impossible to separate the fetid limestone formation under neath from the massive grey limestones above and for this reason no such distinction has been made on the geological map. On this map we find that the total thickness of both limestones reaches at least 1,200 metres in some parts of the outcrop, whereas in other parts only the basal 50 to 150 metres of fetid limestones are represented. This means that the grey massive limestone may occasionally wedge out altogether. The actual relationship between the two formations is not yet fully understood and a more exact discussion must be postponed till these formations have been examined in detail.

Whenever the massive grey limestones wedge out, they pass laterally into shales and sandstones. The lateral facies changes are usually quite abrupt and may be accompanied by local limestone rubble formations. Obviously, the sediments were formed close to sea level. Towards the top of the formation it is found that the shales and sandstones gradually predominate over the limestones, which become even more patchy in their occurrence. Usually these limestones are not very fossiliferous, but occasionally they yield well-preserved corals (*Chaetetes* as well as colonial and solitary Rugose corals), rare brachiopods and Fusulinid foraminifera, as well as more ubiquitous crinoids. The corals are presently being studied by Miss G. E. DE GROOT, who already kindly permitted the author to list a few provisional determinations. Some fusulinids were identified by Mr. A. C. VAN GINKEL.

The field relationships of the abruptly wedging, massive limestones and their associated sediments suggest that these should be regarded as fossil reefs. Judging from the nature of the macrofossils encountered, they seem

to be most similar to coral reefs, just like those found in strata of possibly the same age in northern Palencia (WAGNER & WAGNER-GENTIS, 1952; WAGNER, 1955; KANIS, 1956). No detailed examination of the reef limestones has been made yet.

The reef limestones were apparently most widespread in the lower part of the succession, immediately after the formation of fetid limestones. The continuity and size of the reef limestones in this part of the succession are such that they may be considered as a barrier reef complex. Higher up in the succession only patch reefs occur. Apparently, the reef builders were slowly overwhelmed by an increasing amount of terrigenous material being brought into the area of sedimentation.

The total amount of sediments represented by the probable barrier reef complex and the succeeding shales with patch reefs seems to be of the order of at least 2,000 metres. The increasing complexity of the tectonic structure towards the centre of the synclinorium, where limestone bands of the patch reef formation are several times repeated in a series of small synclines and anticlines, makes it very difficult to even estimate the thickness of the upper part of the succession. A very detailed stratigraphic analysis is needed before this part of the succession can be unraveled.

The age of this at least 2,000 metres thick succession of strata is still rather doubtful. Only at one point (loc. 902), near Viadangos de Arbas, a single fragmentary plant fossil has been found. This fossil, which could be identified as *Mariopteris acuta* (BRONGNIART), came from a succession of sandstones and shales at about 600 to 700 metres above red-coloured nodular limestones of presumably Visean age. Unfortunately, it was not well enough preserved to merit being figured. The species is well known in Western Europe, where it is generally considered to mark strata of Namurian B to Westphalian A ages (cf. STOCKMANS & WILLIÈRE, 1954). Although it does not provide a very precise indication, it shows the reasonable possibility that the succession mounts gradually into higher Namurian and, possibly, lower Westphalian strata.

Some more evidence is presented after the examination of a fusulinid fauna from strata in the centre of the synclinorium by Mr. A. C. VAN GINKEL (personal communication), who listed the following elements from a locality at some 750 metres south of Villanueva de la Tercia (loc. 353):

*Aljutovella* sp. (abundant).

*Ozawainella* sp. (fairly rare).

*Pseudostaffella* sp. (rare, only one specimen having been found in 40 slides).

*Parastaffella* sp. (common).

According to VAN GINKEL (personal communication), this assem would be slightly older in age than a fusulinid fauna obtained from Piedrasluengas limestone formation in northern Palencia (VAN GIN 1960), which was found to occur immediately below a conglomerate for tion which, near the village of Dobres (Sth. Santander), proved to con a fossil flora of either Namurian C or lower Westphalian A age (WAG 1959<sup>b</sup>, p. 400). By these devious means it seems as if the higher par the succession in the Cármenes synclinorium should be considered as be of Namurian C or, at most, lower Westphalian A age. In accordance this determination, the entire succession has been indicated as Namur on the map. There is considerable room for improving the dating meth however, and important changes may be expected as soon as the results the more detailed palynological investigations by NEVES become availab

Even less information could be derived from a preliminary determinati of coral faunas collected and studied by Miss G. E. DE GROOT (Rijksmuseu voor Geologie, Leiden). Although collecting proved to be extremely r tricted, a number of specimens were found in several localities which a mostly situated in the intricately folded core of the Cármenes syncliniu The following data were kindly provided by G. E. DE GROOT (person communication):

LOCALITY G. 40.—Transported limestone block which probably cam from the patch reef immediately northwest of Viadangos de Arbas:

*Chaetetes* sp.

LOCALITY G. 46.—Limestone in shales to the northeast of Barrio de la Tercia:

"*Fasciculophyllum*" sp. (*sensu* HUDSON).

LOCALITY G. 47.—Limestone in shales east of Barrio de la Tercia:

*Caninia* spec. div. (colonial and solitary forms).

LOCALITY G. 58.—Limestone in shales southwest of Cármenes:

*Chaetetes* sp.

*Pseudozaphrentoides* sp. (= "*Caninia*" sp. ex gr. *juddi* (THOMSON).

*Stuckenbergia* sp. (= "*Caninia*" sp., colonial form.).

*Carcinophyllum* sp.

LOCALITY G. 55.—Limestone in shales northeast of Valverdín:

*Chaetetes* sp.

*Syringopora* sp.

*Carcinophyllum* sp.

LOCALITY G. 57.—Limestone in shales northeast of La Vandera:

*Claviphyllum* ? sp.

According to Miss DE GROOT, these corals show affinities to Russian and English Carboniferous faunas (both Lower and Upper Carboniferous). They probably represent mainly new species and it would therefore be hazardous to speculate about their stratigraphic age. More precise information is to be expected in the future, when the complete results of Miss DE GROOT's comprehensive investigations on the Carboniferous coral faunas in the Cantabric-Asturian area will be published.

Older records of fossil fauna from the Cármenes synclinorium include a list of brachiopod, gastropod and echinoderm species identified by CH. BARROIS (1882, p. 577) from a locality near Villanueva de la Tercia:

*Poteriocrinus* cf. *crassus* MILLER.

*Rhabdomeson funicula* MICHELIN.

*Archaeocidaris nereis* MÜNSTER.

*Productus cora* D'ORBIGNY.

*Chonetes variolata* D'ORBIGNY.

*Aulacorhynchus davidsoni* BARROIS.

*Streptorhynchus arachnoides* PHILLIPS.

*Spirifer glaber* MARTIN.

*Spirifer bisulcatus* SOWERBY.

*Naticopsis collombi* BARROIS.

*Loxonema scalarioideum* ? PHILLIPS.

*Pleurotomaria conica* ? PHILLIPS.

*Bellerophon hiulcus* MARTIN.

Some of these fossils were also figured in BARROIS' standard work "Sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice".

More recently, DELÉPINE (1943, p. 24-25, Pl. V, figs. 18-20) recorded a number of brachiopod species from the vicinity of Cármenes:

*Spirifer pavlovi* STUCKENBERG.

*Spirifer fasciger* KEYSERLING.

*Spirifer* aff. *asturicus* DELÉPINE.



*Productus cora* D'ORBIGNY.  
*Reticularia lineata* MARTIN.

Furthermore, the presence of *Fusulinella bocki* MOELLER was recorded by LYS & SERRE (1958, p. 884) from a limestone sample, which had been collected by Monseigneur DELÉPINE near the village of Valverdín. As the zonation schemes published by LYS & SERRE (1958) and VAN GINK (1960), this would tend to indicate strata of at least Namurian C or Westphalian A ages.

Both the assemblages recorded by BARROIS and DELÉPINE were referred to the "Assise de Lena", which is a somewhat ambiguous stratigraphic division of the Asturian Carboniferous. As originally introduced by BARROIS (1882), the term was employed to cover a shale sequence with subordinate limestone bands, which occurred in a stratigraphic position intermediate between the main limestone division of the "Calcaire de Cañons" and the principal coal-measure succession of the "Assise de Sama" in the Central Asturian Coalfield. In this sense it would range from strata of probable upper Namurian age to those of lower Westphalian C age which contain a few coal seams as well as numerous limestone bands in Central Asturias. It has already been argued (WAGNER, 1962<sup>b</sup>), that the term "Assise de Lena" may better be abandoned for the time being, until the type section near Pola de Lena can be re-examined in the light of present stratigraphic and palaeontological knowledge.

Although the dating of the total succession present in the Cármenes synclinorium still leaves much to be desired, it seems quite likely that a continuous succession of strata is present, which reaches at least into strata of Namurian C age. The nature of the rocks represented in the main part of this succession makes it clear that conditions radically changed since the condensed sedimentation of Viséan and lower Namurian times. It is still unknown when, precisely, this change occurred, but it seems obvious that the reef deposits and the associated shale-sandstone sequences formed in a more rapidly filling basin. Within the limits of the Cármenes synclinorium, it may be supposed that the gradually increasing importance of terrigenous sediments towards the top part of the succession denotes a gradual approach of the contemporaneous shoreline. Although this shoreline may have migrated, the depth of the basin may have remained generally the same, since reefs continued to be formed throughout the main part of the succession; thus indicating a rate of deposition which was roughly equal to the amount of subsidence.

Owing to the almost vertical dip of strata, the outcrop in the northern flank of the Cármenes synclinorium appears as a vertical section along the

strike. Information about lateral facies variations perpendicular to the strike (i. e. in north and southwards directions) can thus be obtained only from exposures in different structural units. When using the information from these different structural units, it must be realised however, that the amount of shortening due to the serious compression experienced by the strata involved cannot yet be reliably estimated. It may thus be possible only to indicate a general trend of facies changes, without any possibility of estimating the original distances over which these changes operated in the past.

At a relatively short distance north of the Cármenes synclinorium, but outside the region described in the present paper, some recent work by LLOPIS LLADÓ (1955, p. 60) provides information on the Namurian limestones along the southern border of the Central Asturian Coalfield. Here the presence of well-bedded limestones of variable thickness (50 to 300 metres) is recorded. One would tend to compare these limestones with the well-bedded fetid limestones at the bottom of the post-Viséan succession in the Cármenes synclinorium. Unfortunately, however, neither the limestones themselves nor the overlying or underlying formations could be dated by LLOPIS, so that any comparison with the Namurian limestones in the Cármenes synclinorium would rest entirely on lithological similarities.

To the south of the Cármenes synclinorium there are several tectonic units which contain strata of Viséan and Namurian ages. The nearest one of these units, i. e. the inverted northern flank of the isoclinal syncline passing over the villages of Getino and Nocedo (see map), contains the stratigraphic succession as recorded for localities 1103 and 1162-69 to the south of Genicera (pages 53-56) and localities 1072, 1069-70 and 1071 near Gete and Getino (pages 56-58). It is here that the basal part of the fetid limestone formation proved to contain a goniatite fauna of lower Namurian (E<sub>2</sub>) age. Above the at least 100 metres thick fetid limestones the usual massive light-grey limestones are observed. The thickness of the latter formation is extremely variable (from about 100 to 1,000 metres, approximately). It is followed by a formation predominantly consisting of shales. The succession thus seems to resemble closely the one found in the Cármenes synclinorium. However, it should be borne in mind that the successions mentioned above have not yet been investigated in detail, so that less apparent differences may possibly exist.

Strata of equivalent ages are represented also in a structural unit further south, which runs over Valporquero de Torío. This unit basically consists of a major isoclinal syncline (also represented on the map published by COMTE, 1959), which is succeeded southwards by a recumbent anticline (fig. 11) and another syncline (cf. GÓMEZ DE LLARENA, 1950, p. 60, fig. 1).

The tectonic structure is further discussed on pages 126-127. Apparently a strike fault developed in the core of the main syncline, so that the part of the stratigraphic succession became partly suppressed by overthrusting of the incomplete northern flank on the more complete southern flank.

The total succession consists of Devonian strata (particularly developed to the north of Valle de Vegacervera as well as on the south and eastern slopes of Pico Polvoredó), which are followed by red nodular limestones (yielding Visean faunas in localities 908, 1097 and 1098, pages 52-53), well-bedded fetid limestones and an enormously thick development of massive, light-grey limestones. The thickness of the well-bedded limestones has not been determined exactly, but it may be of the order of 100 metres. The massive light-grey limestones are about 1,000 metres thick. They have been cut spectacularly in a steep gorge to the north of Vegacervera. Although the massive limestone is generally poor in recognisable macrofossils, a few isolated corals and a single brachiopod were found in different parts of the limestone cut by the Gorges of Vegacervera. They were collected during an excursion held in 1959 with Miss G. E. GROOT who also kindly identified the two corals cited below:

*Axolithophyllum* sp. (loc. G. 53).

*Cyathaxonia* sp. (loc. G. 52).

*Cancrinella* sp. (loc. 925).

Another solitary coral found in locality G. 51 proved to be indeterminate. These fossils are clearly of Carboniferous age. Since the limestones succeed red nodular limestones of Visean age in an apparently concordant succession, it seems logical to suppose that they occurred in strata of Namurian age. The whole succession is again rather similar to the one found in the Cármenes synclinorium. Moreover, it should be observed that the thickness of the massive limestone formation roughly equals the maximum thickness of this limestone in the northern flank of the Cármenes synclinorium. The limestone apparently wedges abruptly at about 2 kilometres west of the Gorges of Vegacervera. To the east it continues with the same thickness until the strong plunge of the syncline brings it above the present level of erosion.

The extremely massive aspect of the limestone as well as the abrupt wedging in westward direction seem to suggest a reef limestone. Since it occurs in the same relative stratigraphic position as the presumed barrier reef limestone in the northern flank of the Cármenes synclinorium, it may well belong to the same barrier reef complex. If we accept an amount of shortening in north-south direction, due to folding and thrusting, as being at least two thirds of the original distance (which is to be regarded as a very

conservative estimate), it means that the barrier reef complex was at least 25 to 30 kilometres wide. The outcrop of the limestone on the northern flank of the Cármenes synclinorium is at least 50 kilometres long (actually longer since it continues westwards outside the limits of the map) and it must be concluded that reef formation occurred on a large scale indeed.

Apparently, the thick massive limestone formation in the Gorges of Vegacervera marks the southernmost occurrence of the barrier reef, since a very different facies development is recorded in structural units farther south.

In the succession of Visean and probable Namurian strata near Matallana bedded limestones are followed by a formation of grey, sandy shales. It Station (loc. 1060-61: see pages 50-51), some 10 m. of bluish-grey, thinly bedded limestones represent at least a part of the well-bedded, fetid limestone formation in the successions recorded farther north. Its thickness is extremely reduced however, and there is no trace of the massive limestone formation which is so strikingly developed in the Gorges of Vegacervera, at a relatively short distance to the north.

A thicker development of well-bedded, fetid limestones is found in the structural unit near the villages of Beberino and Vega de Gordón, which occupies a somewhat intermediate position between the tectonic units at the Gorges of Vegacervera and the Station of Matallana. In a quarry north of Pola de Gordón, on the eastern bank of the Bernesga river (loc. 344: see pages 47-48), some 250 m. of fetid limestones are found in a concordant succession with upper Visean strata. Unfortunately, these strata occur in the core of an isoclinal syncline, which is overlain by a klippe of Devonian and Visean rocks to the south and which is cut off by thrust-faulting to the southwest, so that the upper part of the succession has been lost.

However, as more tectonic units are examined farther south (outside the map), it becomes increasingly evident that the post-Visean limestone deposits are being replaced to a large extent by shales with intercalated sandstones. One of these sandstones, outcropping at some 600 to 700 metres WNW. of Peredilla, just west of the Bernesga river, have been found to contain pith casts of *Mesocalamites* (loc. 1106). This genus occurs mainly in Namurian strata.

Farther south, in the foothills north of La Robla, a post-Visean succession of mainly shales, with some sandstones and thinly bedded, bluish-grey limestones has been found. This succession has been cursorily examined near Olleros de Alba (cf. pages 59-60) as well as to the north of Santiago de las Villas.

All these successions, which have been found in structural units to the south and southwest of the Ciñera-Matallana coalfield, seem to show the

absence of prominent, massive reef limestones as well as the marked pre-eminence of terrigenous sediments in post-Visean strata. There is an analogy with the post-Visean succession of strata described from the region immediately south of the Sabero coalfield, at some distance to the west (WAGNER, 1957, p. 233). Apparently, a mainly terrigenous succession of post-Visean strata is found everywhere south of a line connecting the coalfields of Sabero and Ciñera-Matallana and extending farther west. This line may well have been parallel to the ancient Namurian coastline bordering a landmass to the south. The distribution of mainly terrigenous materials to the south and limestone sediments to the north may be further explained by the presence of a barrier reef (as represented by the massive limestone formation found in the Gorges of Vegacervera as well as in the northern flank of the Cármenes synclinorium), behind which terrigenous clastics were trapped in a lagoonal environment (cf. WAGNER, 1959, p. 396-397, fig. 1). Admittedly, this explanation is only a working hypothesis, which should be checked by more detailed investigations in the area. The dating of Namurian strata is still very unsatisfactory, whilst also the different lithologies have not yet been studied in sufficient detail.

The vast development of several hundred metres thick limestones and the red coloured "Griotte" at the base of the Carboniferous in NW. Spain has always attracted the attention of the various geologists who worked in the area. In the Asturias and the province of Santander the post-Visean limestones were studied by several workers, from PAILLETTE (1845), VERNEUIL & COLLOMB (1853) and SCHULZ (1858) onwards. The thin limestone deposits were generally recorded under the name of "Caliza de Montaña" (= Mountain Limestone), in analogy with similar deposits in England, Belgium, Russia and North America. BARROIS (1882), in his monumental work on the Palaeozoic rocks in Asturias and Galicia, introduced the name "Calcaire des Cañons" (inspired by the splendid gorges cut in the limestone at several points in the Cantabric-Asturian area) and separated this formation clearly from the underlying goniatite-bearing "Margriotte". Although his descriptions indicate a certain amount of variation in thickness as well as in lithological characteristics, he found the "Calcaire des Cañons" to consist typically of more than 200 metres of indistinctly bedded limestone characterised by the inclusion of quartz crystals. BARRER only encountered some fragments of *Poteriocrinus* and indeterminate remains of Productid brachiopods in the "Calcaire des Cañons" and commented that these fossils did not permit a precise age determination. A few microfossils were recorded by GROSCH (1911) after some collections made in the apparently lowermost strata of the "Calcaire des Cañons", as represented by the Picos de Europa, which form the junction between the provinces

Oviedo (= Asturias), Santander and León. These fossils seemed to indicate an upper Visean age.

ADARO, in 1914, reverted to the name "Caliza de Montaña" for the "Calcaire des Cañons". Although this name is well-established in the Spanish literature, its implied comparison with the Mountain Limestone in Britain carries the unfortunate connotation of Lower Carboniferous age which does not apply for the "Caliza de Montaña" in NW. Spain. Therefore, it seems that the locally derived name of "Calcaire des Cañons" should be preferred. Both names may have to be abandoned in the future, however, as more detailed investigations permit the distinction of several independent formations within the "Caliza de Montaña" or "Calcaire des Cañons".

The first systematic investigation of the lithological characteristics as well as the fossil content of the "Calcaire des Cañons" was made over a number of years by DELÉPINE (1926-56). According to DELÉPINE (1943, p. 10, 29), it is possible to divide the "Calcaire des Cañons" of Asturias and Santander into two different formations. The lower formation would consist of dark-blue, more or less dolomitised, usually well-bedded limestones, which proved to be unfossiliferous. Its maximum thickness was estimated as about 200 metres. The upper formation, on the other hand, would be characterised by some 400 to 500 metres of light-grey, massive limestones, which locally contain numerous small crystals of quartz (as observed originally by BARROIS). The same formations were subsequently recognised by COMTE (1959) in northern León. They apparently correspond to our formations of well-bedded, fetid limestones and light-grey, massive limestone in the northern part of the Porma-Bernesga region.

From the uppermost 50 to 100 metres of light-grey, massive limestones DELÉPINE (1943) recorded abundant remains of *Fusulinella bocki* var. *delepinei* GÜBLER (later raised to species level by VAN GINKEL, 1960). More recently, DELÉPINE's samples were examined again for microfossils by LYS & SERRE (1958). As a result of their examination they proposed to subdivide the light-grey, massive limestone formation into three different stratigraphic units based on their microfaunal contents. In view of the fact that the occurrence of these microfaunas is facies-controlled, LYS & SERRE (1958, p. 882) have indicated that the proposed divisions should be considered as lithological units rather than time-stratigraphic units. The following divisions were recognised:

- a top zone characterised by the occurrence of occasional foraminifera and Fenestellid bryozoans.

- an "upper" zone characterised by the abundance of *Fusulinella* MOELLER and *Fusulinella bocki* var. *delepinei* GÜBLER.
- a lower division of about 400 metres of limestone which has yet yielded any remains of *Fusulinella bocki*.

The two higher divisions were attributed to the Westphalian A, while the lower one was tentatively attributed to the Namurian. However, these age determinations were not based on direct correlation, but have been inferred from a tentative correlation between Carboniferous successions in Russia, Asturias and NW. Europe, which was drawn up by DELÉPINE (1938). The basis for this correlation seems to have been rather inadequate (see comments in WAGNER, 1962<sup>b</sup>).

An important brachiopod assemblage was further reported by DELÉPINE (1943, p. 15-16) from the top part of the "Calcaire des Cañons" near Entrago in the region of Teverga (Asturias). In this locality a thickness of about 1,000 metres of limestone has been found (GARCÍA-FUENTE, 1952). The "Griotte" below this limestone yielded upper Viséan goniatites to DELÉPINE and some middle Viséan as well as Namurian goniatites to the present author (as identified by C. H. T. WAGNER-GENTIS, who recognised *Merocamites* sp. at the base of the "Griotte" and *Delepinocothalassoide* WAGNER-GENTIS at the top). Another rich locality for brachiopods, lamellibranchs and gastropods has been recorded recently by DELÉPINE & LLOPIS LLADÓ (1956) from one of the top layers of the "Calcaire des Cañons" at Latores (Asturias), at 6 kilometres SW. of Oviedo. In this region the thickness of the limestone was given as being of the order of 2 to 250 metres, i. e. appreciably less than found in the locality near Entrago. The fossil assemblages found in both localities were compared with Moesian faunas in Russia.

Some more fossil evidence relating to the age of the "Calcaire des Cañons" was found by KANIS (1956, 1960) in northern Palencia, in the southeastern part of the Cantabric-Asturian area. Undated "Griotte" followed here (i. e. in the Sierra del Brezo, investigated by KANIS) by about 300 metres thick, massive, grey limestones with a fusulinid fauna referred to either Namurian C or Westphalian A by VAN GINKEL (in KANIS, 1956). These are succeeded in turn by an important succession of shales and sandstones, in which a single lamellibranch species and two plant fossils of probable Namurian A-B age were found (respectively, described and figured by KANIS, 1956, and WAGNER, 1962<sup>b</sup>, pl. 29, figs. 1, 1 a). The age determination on fusulinids, which was based on indirect correlation by means of Russian faunas, seemed to be in conflict with the other evidence quote

However, the evidence based on flora and fauna of NW. European affinities is still very meagre and no straightforward conclusion can be drawn as yet.

On the whole, various faunas of Russian affinities have been recorded from the upper part of the "Calcaire des Cañons" in the Cantabric-Asturian area, but considerable work has still to be done in order to correlate this evidence with fossil assemblages of NW. European affinities in this part of NW. Spain. There is also a need for detailed stratigraphic sections which are not always easy to obtain in the heavily folded and overthrust successions of Palaeozoic rocks in this area. It is the same problem which confronts us again in the Porma-Bernesga region and which has been solved by future, more detailed investigations.

It has been observed already, that the "Calcaire des Cañons" seems to be highly variable in thickness. The most extreme difference in stratigraphic thickness was reported by LLOPIS LLADÓ (1954, p. 81), who found it to vary from 100 metres near Grado (west of Oviedo) to 1,000 metres in the Picos de Europa (southeast Asturias). This progressive thickening eastwards has been confirmed by JULIVERT (1961) and MARTÍNEZ (1959). It is difficult to reconcile such an extreme variation in thickness with the precise lithological subdivisions made by DELÉPINE and LYS & SERRE. On the other hand, LLOPIS LLADÓ (1960) has recently mentioned the fact that the "Caliza de Montaña" (= "Calcaire des Cañons") in central Asturias shows a more constant thickness, varying between 200 and 250 metres. On the same occasion, LLOPIS (1960, p. 51) indicated a general lithological succession, which is similar to the succession established by DELÉPINE (1943). It apparently consists of the following formations:

- 180 metres of grey, massive limestones which are often dolomitic.
- 25-30 metres of blackish, fetid limestones with white calcite veins.
- 40-50 metres of well-bedded, grey limestones.

This succession again conforms to a certain extent to the sequence found in the northern part of the Porma-Bernesga region, although the various thicknesses recorded by LLOPIS are markedly lower.

It is difficult to form an opinion on the various data presented by different authors on the "Calcaire des Cañons" in Asturias and to link these data with those acquired by the present author in northern León. The apparent regularity of the main lithological sequence recorded from Asturias and Santander seems to indicate fairly uniform conditions over an area which, on the whole, seems to occupy the concavity of the Cantabric-Asturian arc. It is bordered to the west (Entrago), south (Cármenes synclorium, Gorges of Vegacervera) and southeast (Picos de Europa) by enormously thick deposits of mainly massive limestones which are abruptly

wedging over relatively short distances and which may well be v deposits. Towards the south these deposits are bordered by mainly nous sediments indicating the proximity of a landmass. The configuration seems to suggest possibly three major belts of sedimentation viz. (1) a belt of mainly terrigenous sedimentation in the lagoon the coast and the presumed barrier reef; (2) the main reef themselves, which may have formed a barrier between the lagoon basin proper; and (3) the basin in the centre of the Cantabric-Astur which may have been filled with carbonate sediments. This basin presently shows the same general succession as recorded in the reef belt, far lesser thickness which may possibly turn out to reflect a slower sedimentation. It must be observed that the fetid limestone forma the base of the major reef deposits still remains unexplained in this picture of facies development which, on the whole, can only be co as tentative and subject to more detailed investigations. Consequently only a working hypothesis which needs to be checked by more and observations. Particularly, an adequate dating of the different for found in the "Calcaire des Cañons" is necessary before valid conclusions can be drawn.

It may be added to this discussion of the "Calcaire des Cañons" in Spain, that LLOPIS (1955, p. 57-61) has tentatively drawn isopachs indicating a thinning of the limestone complex towards the region the present Pass of Pajares. The amount of data used for the construction of these isopachs seems rather limited however. Also the other graphic data quoted in support of a theory, which supposes the presence of a persistent ridge in the region of Pajares during lower and Palaeozoic times, still seem inadequate to prove its validity. Especially almost total absence of palaeontological data throughout the succession makes it difficult to accept this theory without reservation. It constitutes an interesting working hypothesis however, which is certainly worth investigation.

#### Upper Westphalian:

Strata of upper Westphalian age are generally absent in the between the Porma and Bernesga rivers, as represented on our map. The only record of remains of this age has come from the surroundings of Gordón, where GÓMEZ DE LLARENA (1950, pp. 80, 92) found a lamellibranch fauna of possible upper Westphalian age. The locality described by GÓMEZ DE LLARENA (1950, lám. XIV) showed a fault between two Devonian limestones which contained some Carboniferous

shales in the fault-zone. Unfortunately, the exposure has deteriorated since it was visited by GÓMEZ DE LLARENA, so that these features are clearly visible any more. In the shales within the fault-zone fossiliferous strata were found, which contained marine lamellibranchs. This fauna was subsequently identified by P. HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (Madrid) and VAN DER CAMMEN (Brussels). According to P. H. SAMPELAYO (1949; also in GÓMEZ DE LLARENA, 1950, p. 92), the fauna would be of upper Namurian or of lower Westphalian age. He recognized the following species:

- Lingula squamiformis* PHILLIPS.
- Lingula* sp.
- Sanguinolites* cf. *angulatus* HIND.
- Edmondia sulcata* PHILLIPS.
- Posidoniella rugata* JACKSON.
- Lithodomus lingualis* PHILLIPS.
- Lithodomus longissima* SAMPELAYO.

On the other hand, VAN DER CAMMEN (in GÓMEZ DE LLARENA, p. 92, lám. XXI) identified the following elements:

- Edmondia* cf. *rudis* MCCOY.
- Nuculochlamys attenuata* FLEMING.
- Schizodus* sp.
- Ctenodonta laevirostrum* (PORTLOCK).
- Pterinopecten* sp.

He reached the tentative conclusion that the assemblage and particularly *Edmondia* cf. *rudis* MCCOY would indicate an upper Westphalian age.

In the northern part of the Porma-Bernesga region, and slightly to the south of the area represented on our map, a better dated succession of upper Westphalian strata is known to occur immediately north of Busdongo Camplongo. This strip of partly coal-bearing strata, which is considered the southernmost extension of the Central Asturian Coalfield (A 1926; LLOPIS LLADÓ, 1955), apparently continues eastwards to the area of Canseco, where there is a fault contact with Stephanian strata to the south (cf. page 109).

The outcrops north of Busdongo have been most recently studied by LLOPIS LLADÓ (1955), who mapped the southern part of the Central Asturian Coalfield in considerable detail. The map presented by LLOPIS LLADÓ is intricately folded, parallel to the coal-measures, which strike in several different directions. According to the same author (LLOPIS LLADÓ, 1955, p. 6) the stratigraphic succession consists of shales and sandstones with inter-

ed limestone bands throughout the succession, but most commonly in the lower part, and two short intervals of coal-bearing strata in the upper part. Determinable fossils seem to be extremely scarce and only a few brachiopod remains and non-diagnostic plant fossils have been reported. As a result of the paucity of fossil remains as well as the intricacy of the tectonic structure, it has been apparently difficult to establish correlations throughout the area. However, a number of detailed stratigraphic sections could be pieced together by LLOPIS on the basis of field evidence. The total succession of strata was thus estimated as being of the order of 1,000 to 1,900 metres of strata. According to LLOPIS (1955, p. 88-91), this succession should be attributed to the Westphalian A, B and C, but it was freely admitted that the palaeontological evidence for these age attributions still had to be forthcoming. In fact, the only palaeontological evidence of any importance consisted of the presence of three brachiopod species of a general Moscovian age, viz. *Spirifer (Choristites) fritschi* SCHELLWIEN, *Spirifer (Brachythyris) strangwaysi* DE VERNEUIL and *Productus* sp. (LLOPIS LLADÓ, 1955, p. 9). The few plant species reported from the area are even less diagnostic. They are *Calamites cannaeformis* VON SCHLOTHEIM as cited by AREI (1874, p. 16), *Calamites cistii* BRONGNIART as mentioned by DE LA VE (1959, p. 19) and *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM) recorded by RUIZ FALCÓ & MADARIAGA (1932, p. 29). These plant fossils merely indicate rocks of Upper Carboniferous age, without any further precision.

In view of this general lack of diagnostic fossils, it was rather fortunate that some relatively well-preserved plant fossils could be found recently in coal-bearing strata which, according to LLOPIS (1955), represent the upper part of the Carboniferous succession north of Busdongo. These plant fossils were found in the tips of the mine "Inés", belonging to company "Antracitas de Arbas, S. A.", in northern León and near the Pass of Pajares. The fossils were collected in 1959 during an excursion in the company of Mr. G. E. DE GROOT. As the result of information received from the manager, Mr. J. L. COTO, the fossils could be traced with a fair amount of probability to the various workings, where they originated. The following collection was made:

LOCALITY 956.—Tip of the workings of the seam "Inés":

*Linopteris obliqua* (BUNBURY).  
*Mariopteris nervosa* (BRONGNIART).  
*Sphenophyllum majus* BRONN.

LOCALITY 957.—General tip of the mine; the collected specimen probably originated from workings of the seam "Carmina":

*Sphenopteris rotundifolia* ANDRAE.  
*Sphenophyllum majus* BRONN.  
*Annularia radiata* BRONGNIART.

From the same general tip some more specimens belonging to *Linopteris obliqua* (BUNBURY), *Sphenophyllum majus* BRONN and *Annularia radiata* BRONGNIART were collected in 1961 during an excursion together with Professor L. R. MOORE and Dr. R. NEVES. All the specimens were preserved in highly indurated shales and siltstones. Well-preserved plant fossils appeared to be generally scarce, so that the lack of previous record was readily understandable.

According to Mr. COTO (personal communication), the two seams "Inés" and "Carmina" occur close together in the same succession and their stratigraphic separation amounts to no more than 13 metres. The floristic evidence from both localities may thus be considered in conjunction. All the species mentioned are generally characteristic of middle to upper Westphalian strata and the assemblage seems to be most characteristic of Westphalian C strata. This conclusion confirms the provisional age attribution given by LLOPIS LLADÓ to this part of the succession. The fossil flora collected thus far is figured and described in a separate paper (WAGNER, 1962<sup>e</sup>).

#### Stephanian B:

Large tracts in the southern part of the Porma-Bernesga region are occupied by unconformable conglomerates and coal-measures of Stephanian B age. Most of these rocks occur in the Ciñera-Matallana coalfield, which consists of a series of asymmetric synclines limited by thrust-faults. The synclines are rather strongly pitching, as the result of which several isolated depressions are found as erosional outliers in the periphery of the main coalfield. These outliers occur in the vicinity of Villar del Puerto and Valle de Vegacervera, as well as near Pola de Gordón and north of Vegacervera. The entire structure forms a synclinorium, the deepest part of which lies immediately southwest of Matallana, in the hills west of the Torío river. Altogether, six major synclines have been recognised, which have been named, respectively, those of Llombera, Matallana, Villalfeide, Vegacervera, Bernesga-Correcillas and Bardaya (see map). The southernmost syncline in the Ciñera-Matallana coalfield (i. e. the syncline of Llombera) shows the presence of a small outlying depression at about 1,200 metres

east of Pola de Gordón, where some limestone conglomerates together shales and sandstones are found resting unconformably on older strata. To the southwest of these outcrops, an almost vertical wedge of Stephanian B coal-measures occurs. It apparently represents the northern flank of still another syncline, the existence of which is not known from the Ciénega-Matallana coalfield. This syncline, which may be called the syncline of Pola de Gordón, is limited on both sides by thrusts providing contacts with older strata. The fault on the northern side of the occurrence is of more importance than the southern one, which eliminates not only the southern flank but also the core of the syncline. Moreover, farther eastwards there is an undisturbed contact between Devonian "klippe" limestone and unconformable limestone conglomerates at the base of the Stephanian succession. The syncline of Matallana, which forms the largest structure in the Ciénega-Matallana coalfield, is continued westwards by a series of depressions forming outliers to the south of Santa Lucía and east of Pola de Gordón. The following syncline of Villalfeide is more shallow and has not formed any outliers in the periphery of the coalfield. The succeeding syncline of Vegacervera forms an important outlier, north of Vega de Gordón. It is followed by the small syncline of Bernesga-Correcillas, which is perhaps no more than an offshoot of the Vegacervera syncline in the western part (i. e. in the workings of the Bernesga mine), but which increases in amplitude eastwards in the direction of Correcillas. North of Vegacervera, in the zone of Bardaya, the synclinal structure ends in a series of small folds, which produced outliers on the hillside west of the Torío river and near the villages of Valle de Vegacervera and Villar del Puerto. The most important of these folds is recognised as the syncline of Bardaya.

The main folds represented in the coalfield already appeared on general maps published by RIVERO (1945), ALMELA (1949) and GÓMEZ DE LLARENA (1950). Both RIVERO and G. DE LLARENA also indicated the possibility that the coal-measures of Pola de Gordón might be the immediate continuation of the coal-bearing strata in the zone of Llombera, in the southern part of the Ciénega-Matallana coalfield. Such a direct connection does not seem to exist however. All the synclines recognised in the coalfield are limited by thrust-faults which eliminate or at least highly disturb the intervening anticlines. As a result of the tectonic structure, the lower part of the succession is generally repeated throughout the coalfield. The higher part of the succession is only represented in the cores of the main synclines. Altogether, some 1,000 to 1,400 metres of strata may be present.

The first sediments in the succession are often rather coarse, badly sorted conglomerates of torrential aspect (figs. 26, 27, 29). The pebbles are

variable in size and lithology. Usually, they are some 15 to 30 cms long, but pebbles of up to 1 metre diameter have been observed. Quartzite as well as limestone pebbles commonly occur in an abundant matrix, which is usually siliceous even in those cases where a large proportion of limestone pebbles is present. Some of the conglomerates, however, consist entirely of limestone pebbles in a limestone matrix. In one case shale pebbles in a shale matrix have been found. These conglomerates are obviously of local derivation.

GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 65) already observed that the occurrence of the conglomerates in the lower part of the succession seems to be closely linked to prominent topographic features in the underlying structures formed by pre-Stephanian B strata. Those underlying strata have been folded into isoclinal structures, which show the presence of various major bands of limestone (of Devonian and Namurian ages) and quartzite (Ordovician and Devonian). These formations are highly resistant to weathering and tend to form ridges in the present landscape. Undoubtedly, they were the source of limestone and quartzite pebbles in the conglomerates at the base of the Stephanian B succession which was deposited as an unconformable blanket on these highly folded "basement" rocks.

A case in point is the enormous development of limestone conglomerates at the foot of the towering mass of Devonian and Carboniferous limestones forming Pico Polvoredó, near the village of Correcillas (see map and fig. 24). The conglomerates wedge out rapidly towards the south, away from the probable source at Pico Polvoredó. It is also noted that the succession of unconformable Stephanian B strata, which has been folded into a synclinal structure, appears to be thicker in the northern flank, nearest to the mountain, than in the southern flank. Apparently, the conglomerate deposits represent the infilling of a valley floor which was situated in the immediate vicinity of the mountain which yielded the erosional products. There seems to be little doubt in this case, that Pico Polvoredó formed an upstanding topographic feature at the time when the conglomerates were deposited and that it represents a piece of exhumed relief of early Stephanian B times. Streamers of limestone conglomerate extend southwards in the succession immediately following the first infilling of the valley at the foot of Pico Polvoredó.

There are numerous other examples of locally derived conglomerates in the basal part of the Stephanian B succession, all of which appear closely linked to upstanding ridges in underlying structures. Occurrences of this kind are found to the north of Aviados, in Coladilla, south of Santa Lucía and east of Pola de Gordón. Undoubtedly, they would be even more com-

mon if the basal strata of the Stephanian B succession had not been sed by faulting in several parts of the area (see map).

The torrential aspect of the conglomerates, the local derivation pebbles and their relation to upstanding features in the substra combine to indicate a terrestrial origin for the first Stephanian B dep the Porma-Bernesga region. This impression is strengthened by e of subaerial weathering in limestones immediately beneath Stephanian B conglomerates in a quarry at the northwestern tip of Gordón. The age of the conglomerates is known because they the immediate continuation of a formation of conglomerates, san and shales which is exposed on the other side of the Bernesga riv which yielded a fossil flora in locality 1076 (see page 87). The c merates in the quarry west of the Bernesga river unconformably ove inverted succession of Devonian limestone followed by Lower Carboni "Griotte" and chert (figs. 25-28). On a previous occasion (WAGNER, 1 p. 232-233, fig. 1), it was observed that the irregular surface of weat Devonian limestone in the southern face of the quarry contained loc deposit of red shales which was overlain directly by the unconfor Stephanian B conglomerates. The fact that these rather shallow cre in the limestone were not scoured out and cleaned of red earth befor conglomerates were deposited, has been taken as evidence of sub conditions during the ultimate weathering of the limestone and subsequent deposition of the unconformable conglomerates. This im sion is confirmed by the presence of solution pipes in the limestone on opposite side of the quarry (fig. 28). These pipes are filled with brecci material. The irregular surface of the plane of unconformity between Devonian limestone and the Stephanian B conglomerates is shown fig. 27, which shows the conglomerate filling up the hollows. The unso aspect of the conglomerate is clearly visible on the latter photograph as as on those reproduced as figs. 26 and 29. The same features are also ble on a photograph and the accompanying diagram reproduced by G' DE LLARENA (1950, lam. XI). Altogether, there seems to be suffic evidence to indicate that the first Stephanian B deposits were forme terrestrial sediments in a region of considerable relief, probably q mountainous. In this environment there is no place for a marine s deposit as found by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 79-80, 92, lám. in a fault-zone north of Pola de Gordón, and which almost certainly bel to an earlier Carboniferous succession (compare pages 74-75). There is reason to assume that this earlier marine succession would be concor with the Stephanian B deposits and it seems likely that both sequences entirely unrelated.

Although conglomerates form the most conspicuous formation at th base of the Stephanian B succession in the Porma-Bernesga region, it shoul be noted that they may be replaced by sandstones and shales in some part of the area. The average size of the pebbles and the thickness of th conglomerate formation are also highly variable from place to place. Al this is in keeping with the local derivation of the pebbles and provid additional evidence of marked differences in relief at the time when the basal deposits were formed. It must also be observed that the presence o conglomerate deposits at the basis of the unconformable Stephanian B suc cession would have been probably even more conspicuous, if the basal par of the succession had not been suppressed by faulting in a number of cas (see map).

The first, generally rather coarse, detrital deposits at the base of th succession are followed by a conformable sequence of sandstones, shales an intercalated coal seams. Locally, some freshwater limestones are develope as well in the basal part of the succession. GÓMEZ DE LLARENA (1950 p. 66) already recorded the presence of limestones with ostracod remains t the southwest of Santa Lucía, near the workings of Amézola. In the sam part of the coalfield freshwater limestones containing shells of the wor *Spirorbis pusillus* MARTIN have been observed by the present writer Other limestones observed by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 66) near th Cueto de San Mateo may rather belong to an older Carboniferous succession of pre-Stephanian B age (Namurian?).

The coal-bearing strata in this part of the succession occur in a shor sequence of about 40 to 50 metres thickness, which is typically develope in the western part of the Ciñera-Matallana coalfield. A considerabl accumulation of vegetable matter is present. According to RIVERO (1945) the coal varies in thickness from 15 to 50 metres, whilst an exceptiona thickness of 95 metres has been recorded in one locality which howeve shows the effects of tectonic pressure. This remarkably thick developmen of coal, which is only interrupted by relatively small wedges of sandston and shale, is not linked to a correspondingly thick development of seat-eart On the contrary, it is limited at the top as well as at the bottom by blac fissile shales, which carry a specialised fauna of crustaceans, accompanie by occasional remains of fossil insects. In fact, the roof of the coal i characterised throughout the western part of the coalfield by about 20 cen timetres of shale crowded with the little bivalved branchiopod *Leaia baentschi* BEYRICH (?). Also in the western part of the coalfield, in th

(7) This statement is partly based on confirmation by mining engineers an deputy engineers of the "Hullera Vasco-Leonesa", S. A., who checked the occurrenc of *Leaia baentschi* in several workings of the coal mines in this part of the region.



workings of La Competidora, the coal-bearing strata are under 2.90 metres of shales packed with remains of the ostracod *C*. They are associated with less numerous remains of the branchioid *Leaia*, a few specimens of fossil insects and some drifted plant fragments. Remains of the same ostracod as well as occasional specimens of *Leaia* also been found below the coal in the zone of Ciñera, in the northern part of the coalfield. Consequently, it seems that also the lower part may be rather persistent over some part of the coalfield. The horizons of black shale characterised by abundant remains of a freshwater crustacean fauna and certainly the *Leaia* band above the coal provide important means of correlation between different parts of the sequence. It is very remarkable to find little evidence of a well-developed sequence below this coal formation and the question automatically arises whether it may be due to the possibility that the tremendous accumulation of coal in the lower part of the succession formed as a lacustrine, allochthonous sediment rather than as an autochthonous peat. The thick coal gradually thins eastwards, where important shale-sandstone wedges are deposited at the same time. This interesting lateral facies change is being investigated at present.

Remains of crustacean freshwater faunas were already recorded by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 80-81, lam. XXI), who obtained *baentschi* BEYRICH and *Carbonia* (= *Carbonita*) cf. *fabulina* JONES & BEYRICH from several localities in the coalfield. It follows from his list of localities, that *Leaia* may occur at more than one horizon. On the other hand, it seems to be restricted to the lower part of the succession in the Ciñera-Matallana coalfield. *Leaia baentschi* and *Carbonia* cf. *fabulina* were figured and described in some detail by TEIXEIRA (1950) in a special report which accompanied the general report on the area by GÓMEZ DE LLARENA. Previously, these fossils had been described as well by P. HERNÁNDEZ PELAYO (1948, 1949), who identified them as *Leaia leaia* var. *saltator* JONES and *Beyrichia arcuata* BEAN. These identifications tended to indicate that the coal-measures of Ciñera-Matallana would be of a much younger Carboniferous age than seemed to be indicated by an examination of the fossil flora. However, GÓMEZ DE LLARENA was reluctant to accept PELAYO'S conclusion which was certainly based on a misidentification. Other remains of animals found by GÓMEZ DE LLARENA included a species of the primitive arthropod *Arthropleura* and a well-preserved myriapod which was subsequently described by MELÉNDEZ (1948, 1952) as *Euria llarenae* MELÉNDEZ.

Above the *Leaia*-horizon in the roof of the main coal-bearing formation in the lower part of the succession in the Ciñera-Matallana coalfield

sequence of shales, sandstones and coal-seams follows in a concordant manner. These coal-measures may attain a thickness of about 900 metres and contain several workable coal-seams in different parts of the succession. The higher part of these coal-measures is mainly worked in the syncline of Matallana, which contains the most complete succession of strata in the Ciñera-Matallana coalfield. The earlier part of this higher succession is also known from the centres of the synclines of Vegacervera, Llombera and Villalfeide. Non-marine lamellibranchs have been found in several localities in this sequence. GÓMEZ DE LLARENA (1950) and TEIXEIRA (1950) recorded *Anthraconauta* sp. and *Anthracomya* ? sp. as well as the marine lamellibranch *Sanguinolites*. The latter record apparently needs revision especially since GÓMEZ DE LLARENA himself already indicated that this sequence appears to be of limnic facies. It is also noted that *Sanguinolites* has been mentioned from the same localities which yielded clearly non-marine shells.

No evidence for marine fossils has been found by the present author who only observed non-marine lamellibranchs in several parts of the coalfield. Isolated specimens of *Anthraconauta* sp. (as identified by Drs. B. J. ROMEIN, Geol. Bureau, Heerlen) were encountered in the tip of the workings of Santa Lucía, subpiso, as well as in a loose slab of sandstone near the Pit Ibarra. More abundant shell remains were found in the mine of San Nicolás, grupo "El Barrero", in shales at about 2 metres from the roof of the seam "Picalín", as well as in shales at some distance from this locality in the same cross-cut. Both non-marine lamellibranch horizons were about 2 metres thick. They contained a still unidentified species of *Anthraconauta*, as determined by Professor L. R. MOORE (Sheffield). A thin band of shale with non-marine lamellibranchs was furthermore discovered by Professor MOORE in the immediate roof of a coal-seam in the main road-cutting southeast of Pola de Gordón (loc. 1077, see page 89). This band contained *Leaia*, *Carbonita* and *Anthraconauta*. It belongs to the lower part of the higher succession.

The age of the coal-measures of Ciñera-Matallana is determined from the numerous assemblages of well-preserved plant fossils, which have been found throughout the coalfield. They all indicate a Stephanian B age and it seems quite likely that at least the lower and middle Stephanian B age is represented (cf. WAGNER, 1962<sup>a</sup>). General lists of plants have been published already by various authors. The first records are apparently due to MALLADA (1887, 1898), who cited several assemblages of mainly Stephanian plants. A few Westphalian elements were cited as well, however, and those forms should certainly be re-examined before their existence in the Ciñera-Matallana coalfield can be admitted without reservation.

(cf. JONGMANS, 1951, p. 293). It may be added that MALLADA the coal-measures of Ciñera-Matallana to the "Hullero Superior" is roughly equivalent to the Stephanian. RUIZ FALCÓ & MA (1933, lam. VI, fig. 1), in their systematic description of Carbo plants from the Spanish coal-measures, already figured a single plan *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM), from the work Ciñera. Most important, however, is the very complete list of species identified by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 76-78, láms. XXI), who also figured some of the main elements found in the Matallana coalfield. Since this is the most comprehensive record of fossils from this region up to the present, it may be useful to repeat here GÓMEZ DE LLARENA's composite list:

- Neuropteris* aff. *auriculata* BRONGNIART ( lám. XX) <sup>(8)</sup>.  
*Neuropteris planchardi* ZEILLER.  
*Neuropteris cordata* BRONGNIART.  
*Neuropteris zeilleri* DE LIMA.  
*Mixoneura neuropteroides* (GOEPPERT).  
*Cyclopteris* sp.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Linopteris germari* (GIEBEL).  
*Linopteris brongniarti* (VON GUTBIER).  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).  
*Alethopteris grandini* (BRONGNIART) ( lám. XX) <sup>(9)</sup>.  
*Diplotmema ribeyroni* ZEILLER ( lám. XIX) <sup>(10)</sup>.  
*Sphenopteris striata* ? GOTHAN.  
*Aphlebia* sp.  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris polymorpha* BRONGNIART.  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris cyathea* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris lepidorachis* BRONGNIART.  
*Sphenophyllum* sp.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

(8) Recorded in the present paper as *Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *gracurys* nov. var.

(9) Recorded in the present paper as *Alethopteris zeilleri* RAGOT (= *A. grandini* ZEILLER, non BRONGNIART).

(10) = *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.

- Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) ( lám. XIX).  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM) ( lám. XVIII).  
*Asterophyllites longifolius* STERNBERG ( lám. XVIII).  
*Calamostachys* sp.  
*Palaeostachya* sp.  
*Calamites cruciatus* BRONGNIART.  
*Calamites* sp.  
*Cordaites* sp.  
*Sigillaria* aff. *elegans* BRONGNIART.  
*Sigillaria* sp.  
*Sigillariostrobus* sp.  
*Lepidophyllum anthemis* KOENIG.  
*Lepidodendron* aff. *dissitum* SAUVER ( lám. XVII) <sup>(11)</sup>.  
*Lepidodendron* sp.  
*Stigmaria rugulosa* GOTHAN.  
*Hexagonocarpus* sp. ( lám. XXI).  
*Cardiocarpus* sp.  
*Trigonocarpus* sp.

GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 78) concluded from this list, that it represented the transition between Westphalian and Stephanian times, or probably lower Stephanian times. This conclusion has been slightly emended by JONGMANS (1951, p. 294), who referred the same list of species to the Stephanian A or B. It is difficult to judge this list properly, since only a few species were figured. Moreover, some of the figured specimens could be identified in a different way (see comments by JONGMANS, 1951, p. 293). On the whole, however, the list presented by GÓMEZ DE LLARENA conforms rather well with the results obtained by the present author, who concluded on a Stephanian B age for the entire succession of strata in the Ciñera-Matallana coalfield (cf. WAGNER, 1962<sup>a</sup>).

Some more fossil plants were recorded by TEIXEIRA (1950, p. 102), after collections made by GÓMEZ DE LLARENA:

- Neuropteris* sp.  
*Linopteris* sp.  
*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Alethopteris grandini* (BRONGNIART).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.

(11) Recorded in the present paper as *Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

*Pecopteris polymorpha* BRONGNIART.  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *lepidorachis* BRONGNIART.  
*Sphenophyllum* sp.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).

TEIXEIRA concluded that this assemblage did not differ from the recorded from the "Assise de Rive de Gier" (i. e. Stephanian A) in coalfield of St. Etienne, in Central France. However, all the sp mentioned above could equally well be found in strata of Stephanian B

The age determination given by GÓMEZ DE LLARENA and TEIX may well have been influenced to some extent by the presence of *L. baentschi* BEYRICH in the Ciñera-Matallana coalfield, since this species usually reported from strata of Stephanian A age. The best known occurrence of *Leaia baentschi* BEYRICH is in lower Stephanian strata of Saar Region, where the species has been recently described by WATER (1934) and GUTHÖRL (1934, 1952, 1960, a. o. publications). Moreover was found in Stephanian A coal-measures in the Gard region of south France (PRUVOST & CORSIN, 1949) and in Stephanian A coal-measures the Barruelo region in NE. Palencia, Spain (WAGNER & WAGNER-GENT 1952, láms. LXXII-LXXIV). Most recently, *Leaia baentschi* has been figured and described from the coalfield of La Mure in the French Al (SARROT-REYNAULD & HAUDOUR, 1959, Pl. II), the age of which is given as Stephanian A. However, it should be remembered that the fossil flora reported from La Mure by BOUROZ (1952) contains several elements which are characteristic of Stephanian B rather than Stephanian A.

It may well be that the apparent restriction of *Leaia baentschi* BEYRICH to strata of Stephanian A age is not such a well-established fact as might be desired. Even if the species is not usually encountered beyond the Stephanian A, the question may be asked whether its stratigraphic limitation is due to its replacement by another species or to the absence of suitable environmental conditions. It is observed that *Leaia* usually occurs "in masse" in distinct bands of thinly bedded, dark shales with apparently rather high content of organic matter. These bands carry a specialised fauna of abundant phylloids (*Leaia* and *Estheria*), fairly common fish scales and variable amounts of drifted, partially decayed plant fragments. These seem to indicate a special environment, which thus controls the distribution of *Leaia* in the stratigraphic column of any specific region. Therefore, it does not seem unreasonable to consider the environment as a possible limiting factor in the stratigraphic occurrence of *Leaia baentschi* BEYRICH

In this connection, it may be recalled that *Leaia baentschi* has been found very occasionally in strata of Stephanian B age (Heusweiler Schichten) in the Saar Region (LEPPLA, 1904 - cited in GUTHÖRL, 1934, p. 19), whereas it is considered characteristic mainly of a certain band ("*Leaia*-Horizont") in Stephanian A measures (Göttelborner Schichten), where it occurs in abundance (GUTHÖRL, 1952). According to GUTHÖRL, the lithology of the Heusweiler Schichten is very different from the lithology of the Göttelborner Schichten, which seem to be much more likely to contain *Leaia* bands. It seems clear that no undue emphasis should be laid on the stratigraphic value of *Leaia baentschi* BEYRICH, if it is used to distinguish strata of Stephanian A age from those of Stephanian B age, when the same environmental conditions are present in both series.

Throughout the coalfield as well as in the different outliers various assemblages of fossil plants were collected. Together, these provided adequate proof of the Stephanian B age of the coal-measures. The following localities were sampled (i. e. up to 1961):

LOCALITY 1076.—Situating in the outlier immediately north of Pola de Gordón. The fossil flora was collected from sandy shales outcropping between conglomerates and sandstones in the road-cutting northeast of the village. It contained the following species:

*Odontopteris* cf. *brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).  
*Alethopteris bohémica* FRANKE.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Sphenophyllum alatifolium* RENAULT.  
*Cordaites* sp.

This assemblage could occur in Stephanian A as well as in lower Stephanian B strata. It was found in rocks at a few tens of metres above the unconformity and represents the lowest occurrence of fossil flora in the succession. The fossil-bearing strata are overlain by the strikingly unsorted conglomerates depicted in fig. 29.

The outlier containing loc. 1076 seems to be the continuation of the syncline of Matallana in the main coalfield. Only the lowermost strata of the northern flank of the syncline are represented north of Pola de Gordón.

LOCALITY 359.—Shales in the road-cutting immediately east of Pola de Gordón (found by Miss SPRENGER VAN EYCK in 1955):

*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

These fossils seem to indicate a Stephanian age. On the map the 1 is situated in a patch of older Carboniferous strata (Namurian ?) a presence of Stephanian fossils can only be explained by infaulting or possibility that the fossils were found slightly higher up the hill, a thin veneer of unconformable Stephanian strata is still present on vertically folded older Carboniferous rocks.

LOCALITY 1099.—In the road-cutting southeast of Pola de Gord about 500 metres distance from the village. The locality is in roof of a non-workable, dirty coal seam of 5-20 centimetres thickness, occurs in an inverted position (seat-earth to the north of the seam). following species were found:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Callipteridium striatum* nov. sp.  
*Alethopteris bohémica* FRANKE.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.  
*Sphenopteris rotundiloba* NEMEJC.  
*Sphenopteris* sp.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris hemitelioides* BRONGNIART.  
*Pecopteris paleacea* ZEILLER.  
*Pecopteris* sp.  
*Taeniopteris jejunata* GRAND'EURY.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Palaeostachya* sp.  
*Lepidophyllum* sp.  
*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

This assemblage seems to be typical of middle Stephanian B age. A number of typical Stephanian B elements (*Sphenopteris rotundiloba*, *Taeniopteris jejunata*) are accompanied here by some species (*Alethopteris bohémica*,

*copteris arborescens*), which are generally more at home in Stephanian strata.

LOCALITY 1077.—In the same road-cutting southeast of Pola de Gord at some 25 to 30 metres above loc. 1099. Plant fragments were found in sandy shale below a thick sandy seat-earth, underlying a thin, non-workable coal-seam with non-marine lamellibranchs (*Anthraconauta*) and occasional specimens of *Leaia* in the roof. The plant fossils are rather badly preserved, but the following species could be recognised:

*Sphenopteris rutaefolia* VON GUTBIER.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Sphenophyllum* spec. indet.

The presence of *Sphenopteris rutaefolia* is somewhat unexpected, since this species is usually reported from upper Westphalian strata. *Pecopteris feminaeformis* indicates a Stephanian age.

The whole sequence exposed in the road-cutting at about 500 metres southeast of Pola de Gordón is the steeply folded remnant of the inverted flank of a Stephanian B syncline, which dips about 70° north. The inverted succession of coal-measures is limited to the south by overthrust Devonian strata, whilst it is cut off to the north by a fault which brings into contact with older Carboniferous strata of probable marine facies (Namurian ?). The latter fault probably sets in at a relatively small distance east of the exposures in the road-cutting and eliminates only the early part of the Stephanian B succession. The inverted succession of steeply folded Stephanian B rocks represents a more closely compressed structure than usually occurs in the Ciñera-Matallana coalfield, where open more or less asymmetric folds are the rule. However, it has already been observed (WAGNER, 1962<sup>a</sup>), that the synclinorium of Ciñera-Matallana shows a tendency towards isoclinal folding towards the south. Consequently, the presence of a remnant of an isoclinal syncline south of Pola de Gordón is not too surprising. This remnant cannot be reasonably linked with any of the known synclines in the Ciñera-Matallana coalfield. Probably, it represents a more southerly syncline of the synclinorium, which is not exposed in the coalfield of Ciñera-Matallana proper. It is proposed to call this southernmost syncline the syncline of Pola de Gordón.

The total extension of the outcrop corresponding to the syncline of Pola de Gordón is still unknown, but it certainly extends westwards along the road leading from Pola de Gordón to the village called Los Barrios d

Gordón (outside the map). Some fossil plants have been found along road as well as in strata immediately west of the Bernesga river, near thrust-fault with Devonian rocks.

LOCALITY 1102.—Outcrop of shales along the road from Pola de Górdon to Los Barrios de Gordón, at about 1,300 metres southwest of Pol Gordón. Only a few fragments of Stephanian plants were found here.

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.

LOCALITY 360.—A small, local tip and outcropping shales around coal explored by the old workings, which were situated immediately north of the thrust-fault with Devonian strata west of the Bernesga river:

*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lepidodendron cf. scutatatum* LESQUEREUX.

Presumably following immediately upon the syncline of Pola de Górdon in the series of overthrust synclines which form the synclinorium of Ciñe Matallana, there is the syncline of Llombera in the southernmost part of the main coalfield. The Llombera syncline consists of rather steeply folded strata, which are overthrust from the south by Devonian strata and which are thrust in turn upon the succeeding syncline of Matallana. The boundary thrust with Devonian and older Carboniferous strata (Visean and Murian) cuts obliquely through the synclinorium of Stephanian B rocks, eliminating successively the syncline of Pola de Gordón, the syncline of Llombera and part of the syncline of Matallana, from west to east (see map).

Only a few localities of fossil plants were explored in the Llombera syncline.

LOCALITY 355.—Tip of an abandoned coal mine at some 550 metres east of the Cueto de San Mateo (1591 metres altitude). This mine apparently worked strata near the core of the syncline. The following plant species were found:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Odontopteris* sp.  
*Callipteridium striatum* nov. sp.

*Cf. Pecopteris grigorievi* ZALESSKY & TCHIRKOVA.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Lepidophyllum* sp.  
*Sigillaria brardi* BRONGNIART.

LOCALITY 1138.—Outcropping sandy shales on the eastern slope of Cueto de San Mateo, near loc. 355, but somewhat closer to the synclinal core (locality not indicated on the map):

*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).

LOCALITY 354.—Tip of an abandoned coal mine east of loc. 355 and situated at some 1,500 metres northwest of the village of Llombera. Apparently worked strata in the core of the Llombera syncline. The following plant fossils were encountered:

*Sphenopteris* sp.  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.

LOCALITY 356.—Tip of the mine "Conchita", at some 600 metres east of Llombera:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Callipteridium striatum* nov. sp.  
*Alethopteris leonensis* nov. sp. (types of the species).  
*Cf. Pecopteris grigorievi* ZALESSKY & TCHIRKOVA.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Pecopteris cf. lepidorachis* BRONGNIART.  
*Pecopteris cf. limai* TEIXEIRA.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lepidodendron cf. scutatatum* LESQUEREUX.  
*Sigillaria brardi* BRONGNIART.

The localities nos. 355, 1138, 354, and 356 all seem to be situated roughly in the same zone of coal-measures at about 200 metres above the lower main coal-bearing formation. They may thus be considered together for stratigraphic purposes. Most of the species mentioned above occur throughout Stephanian strata, without any particular preference for either the Stephanian A, B or C. There is a clear absence of high

Stephanian B and Stephanian C elements, however. On the other the presence of *Alethopteris leonensis* nov. sp. is noted. This species is not usually found in strata earlier than Stephanian B age. On the other hand it seems that the assemblage indicates a Stephanian B age without further precision.

At a lower stratigraphic level within the Llombera syncline some plants were found in the strata immediately beneath the thick seam within the valley of Santa Lucía, and which is locally known as La Competidora. These plant remains were found in the underground workings as well as in outcropping shales. Also abundant ostracod and phyllopod remains were found here.

LOCALITY 1134.—In shales at about 10 metres to the floor of the seam O, belonging to the complex of La Competidora (which is one among many different names for the big seam in the Ciñera-Matallana coalfield), at the pass of Tabliza, north of Llombera:

*Neuropteris* cf. *zeilleri* DE LIMA.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Carbonita* sp.  
*Estheria* sp.

LOCALITY 1136.—In shales immediately below seam O, in the workings of La Competidora:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Carbonita* sp.  
*Estheria* sp.  
and fragments of insect wings.

LOCALITY 1139.—specimens from the same locality as above, which were kindly made available by the deputy engineer in charge of the La Competidora workings:

*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART) WAGNER.

Also these species are generally characteristic of Stephanian strata.

The syncline of Llombera is separated by a fault from the succeeding syncline of Matallana, which contains the most complete succession of strata in the coalfield. Pre-Stephanian B rocks outcrop in at least two places between the synclines of Llombera and Matallana. One very restricted outcrop occurs in the line of the fault, to the east of Orzonaga, where a limestone of unidentified age has been found. Another, more important outcrop is formed by a large patch of shales, sandstones and thinly bedded, bluish grey limestones, which are exposed immediately north of the workings of La Competidora. Judging from the lithological characteristics of these rocks, they may well be the continuation of possible Namurian strata which occur to the east of Pola de Gordón and which are found again with the same characteristics on the western side of the Cueto de San Mateo. Fossil plants have been found yet in these strata, so the age must still be regarded as doubtful. The Llombera and Matallana synclines of Stephanian coal-measures are continued westwards into some more or less isolated outcrops. Some fossil floras have been recovered from tips in the outcrops.

LOCALITY 1068.—Tip of exploratory workings in coal-measures which are overthrust by pre-Stephanian B rocks involving the Devonian limestone of the Cueto de San Mateo (cf. fig. 20). The following plant fossils were identified:

*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* sp.  
*Pecopteris* ? sp.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Asterophyllites tenuifolius* STERNBERG.

LOCALITY 1067.—Tip of local coal workings in the same strata, which occur in the synclinal depression almost immediately south of Santa Lucía (valley of Faya). The following species were encountered:

*Odontopteris brandi* BRONGNIART.  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER (specimen not preserved).  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.

This locality occurs in strata which are close to the base of the succession since the unconformity between the first Stephanian B conglomerates older, Devonian, Visean and Namurian rocks, is clearly visible at a distance to the north (see map).

The floras found in the localities mentioned above (1068, 1067) both indicative of a general Stephanian age. They fit in with the flor. loc. 1076, which occurs in presumably the same beds in an isolated out further west, near Pola de Gordón (compare page 87). This outlier see to be the ultimate continuation of the Matallana syncline.

More to the east, in the Matallana syncline proper, the base of the succession is locally exposed with coarse conglomerates. These are followed by the first coal-measure succession, which contains the big seam which also worked in the northern flank of the Llombera syncline. This seam known under several different names in different parts of the coalfield (cf. RIVERO, 1945). Southeast of Santa Lucía, it is worked as the seam "Pastora". This is the area of greatest accumulation of coal. RIVERO reports that the seam "Pastora" ranges in thickness from 15 to 50 metres with local accumulations of about 95 metres thickness. The abnormal thickness in places is due to tectonic pressures. GÓMEZ DE LLARENA (195 p. 68, 74, lam. XII) quotes thicknesses mentioned by RIVERO and gives photograph of one of the locally thickened coal accumulations.

The area of the seam "Pastora" has been inadequately sampled for fossils, since only a few specimens were picked up from the tips. The following tips have been sampled.

LOCALITY 338.—Tip of the seam "Pastora", in the zone of Santa Lucía, sub-piso:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var. (figured in WAGNER 1962<sup>b</sup>, pl. 33, figs. 31, 31a).

*Odontopteris* sp.

*Callipteridium striatum* nov. sp.

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.

*Alethopteris* sp.

*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).

*Pecopteris unita* BRONGNIART.

*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

*Leaia baentschi* BEYRICH.

LOCALITY 339.—Tip of the seam "Pastora", in the zone of Mediavilla:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.

*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).

*Odontopteris brardi* BRONGNIART.

*Callipteridium* sp.

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.

*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.

*Pecopteris* sp.

*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).

*Calamostachys tuberculata* STERNBERG.

*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

*Anthraconaia* sp. (specimen identified by Mr. B. ROMEIN).

LOCALITY 1140.—Shales underneath the seam "Pastora"; specimen donated by the deputy engineer D. Julio Sevillano:

*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).

*Sphenopteris* sp.

*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).

The floras found associated with the seam "Pastora" could all occur in the upper Stephanian A as well as in the Stephanian B.

The coal-bearing strata of the seam "Pastora" are followed by a succession of well-bedded, hard shales and intercalated sandstones. The first workable coal seams in this succession are encountered at about 200 metres above the "Pastora". These seams are worked in the mine "La Gamonera", to the north of Llombera. They occur in a succession of about 90 metres thickness. A rich fossil flora was found here in the tip.

LOCALITY 1075.—Tip of the mine "La Gamonera":

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.

*Neuropteris praedentata* GOTHAN.

*Mixoneura matallanae* nov. sp.

*Callipteridium striatum* nov. sp.

*Alethopteris leonensis* nov. sp.

cf. *Pecopteris grigorievi* ZALESSKY & TCHIRKOVA.

*Sphenopteris rossica* ZALESSKY.

*Sphenopteris* sp.

*Lobatopteris corsini* WAGNER.

*Polymorphopteris pseudobucklandi* (ANDRAE).

*Pecopteris (Ptychocarpus) unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris (Asterotheca) arborescens* (VON SCHLOTHEIM)  
*Pecopteris* sp.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Calamostachys tuberculata* STERNBERG.  
*Lepidophyllum* sp.  
*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.  
*Sigillaria brardi* BRONGNIART.

and an insect wing which is presently being studied by Professor RENTIAUX (Reims).

The same seams outcrop also on the other side of the mountain, upper reaches of the valley of Orzonaga, where they are worked mine "El Oro". Also in the tip of this mine a rich fossil flora encountered.

LOCALITY 1132.—Tip of the mine "El Oro", in the upper part valley of Orzonaga. The following species were obtained from material derived from workings of the seams "José", "Antonio" and "Al" which occur together in a sequence of about 60 metres thickness (according to information received from the local miners):

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Mixoneura matallanae* nov. sp.  
*Callipteridium striatum* nov. sp.  
*Alethopteris leonensis* nov. sp.  
 cf. *Pecopteris grigorievi* ZALESSKY & TCHIRKOVA.  
*Sphenopteris* sp.  
*Lobopteris corsini* WAGNER.  
*Lobopteris* nov. sp.  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Polymorphopteris subelegans* (POTONIÉ).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris* cf. *arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *jennyi* D. WHITE.  
*Pecopteris* cf. *lepidorachis* BRONGNIART.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

Both floras from "La Gamonera" and "El Oro" are typical of middle Stephanian age. *Mixoneura matallanae* nov. sp. is most similar to the upper Stephanian and Autunian species *Mixoneura pseudoschlotheimi* MAISTRE and *Odontopteris osmundaeformis* (VON SCHLOTHEIM). *Polymorphopteris pseudobucklandi* (ANDRAE) and *Polymorphopteris subelegans* (POTONIÉ) are both typical middle and upper Stephanian species and the same is generally true of *Lobopteris corsini* WAGNER. In the rest of the assemblage, there is not a single species which might be restricted to the lower Stephanian of older strata, so that altogether there can be no doubt about the Stephanian B age of the rocks concerned. Exclusively upper Stephanian species are still absent in the assemblage.

The highest part of the succession in the syncline of Matallana was explored in the mine "San Nicolás", which is situated in the valley between Orzonaga and Matallana. The coal-measures worked by this mine range from strata immediately above those found in the mine "El Oro" to beds at an estimated 500 to 600 metres higher in the succession. The younger age of these beds was reflected in the fossil flora, as follows from the list quoted below.

LOCALITY 1100.—Tip of the mine "San Nicolás", mining section "El Barrero":

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Callipteridium zeileri* WAGNER.  
*Alethopteris leonensis* nov. sp.  
 cf. *Pecopteris grigorievi* ZALESSKY & TCHIRKOVA.  
*Aphlebia germari* ZEILLER.  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *lepidorachis* BRONGNIART.  
*Pecopteris* cf. *rarinervosa* CORSIN.  
*Pecopteris integra* (ANDRAE).  
*Taeniopteris jejunata* GRAND'EURY.  
*Sphenophyllum thoni* VON MAHR, forma *minor* STERZEL.  
*Sphenophyllum incisum* nov. sp.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

There are three elements in this flora, viz. *Pecopteris integra* (ANDRAE), *Taeniopteris jejunata* GRAND'EURY and *Sphenophyllum thoni* VON MAHR, which mark the presence of higher Stephanian strata. They seem to



indicate at least a middle to upper Stephanian B age. Floras of this composition have been found in the Orallo beds of the Villablino co in NW. León, as well as in the Carrasconte region of the same coalfield and in the upper part of the succession represented in the La Mag coalfield (León).

A few plant specimens were also collected in outcropping shales the "San Nicolás" colliery. This locality yielded examples of the species.

LOCALITY 1161.—Outcropping shales near the washery of "San colás" colliery:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
cf. *Pecopteris grigorievi* ZALESKY & TCHIRKOVA.  
*Sphenophyllum incisum* nov. sp.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).

The succession exposed in the main cross-cut of the mine "San Nicol in the section of "El Barrero", proved to contain at least two horizon shales with non-marine lamellibranchs. One of these occurred at 2 m from the roof of the seam "Picalín". Both horizons were about 2 m thick and contained *Anthraconauta* in abundance (cf. GÓMEZ DE LLARE 1950, lám. XXI).

The Matallana syncline becomes more incomplete towards the east where the southern flank of the syncline is progressively cut out by southern boundary fault of the coalfield. This major thrust is found cut gradually through successive synclines, viz. those of Pola de Gord Llombera and Matallana, from west to east (see map). Near the village of Aviados, on the eastern spur of the coalfield, only some part of northern flank of the Matallana syncline is preserved.

North of Aviados, steeply dipping strata of Stephanian B age are present in the relatively undisturbed northern flank of the syncline. Only extreme base of the succession may have been suppressed by some faulting from north to south, because of which the older, Devonian, rocks of pre-Stephanian B "basement" structures slipped over the first deposits the unconformable succession. The Stephanian B rocks near the base of the unconformity dip about 85°S. They show the presence of limestone conglomerates in the lower part of the succession. Within those rocks horizon of several seat-earths with some thin coals occurs. In the shales above these coals a single plant fragment was found.

LOCALITY 1133.—Sandy shales at the roof of a complex of coal seams and seat-earths within the limestone conglomerate formation in the lower part of the Stephanian B succession north of Aviados:

*Alethopteris leonensis* nov. sp.

Somewhat higher in the succession, at about 500 metres NW. of Aviados, a more complete flora of well-preserved specimens was found.

LOCALITY 927.—Outcropping shales at the entrance of an adit exploring coal-measures at some 500 metres NW. of Aviados, in the northern flank of the Matallana syncline:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Cyclopteris fimbriata* LESQUEREUX (= *Cyclopteris* of *N. ovata*).  
*Sphenopteris* sp.  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *lepidorachis* BRONGNIART.  
*Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY.  
*Sphenophyllum* cf. *incisum* nov. sp.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

This flora seems to have much in common with the Stephanian B flora recorded from loc. 1099, in the road-cutting SE. of Pola de Gordón. In particular, the presence of *Taeniopteris* indicates Stephanian B rather than Stephanian A.

Farther NW. of Aviados, and west of the Devonian limestones syncline forming Peña Galicia, the lower part of the Stephanian B succession contains some coal-measures, which have been worked in the mine "Umbelina". The workings were based on a single seam, which occurred beneath several limestone conglomerate bands characterising the lower part of the succession.

LOCALITY 1137.—Tips of the seam "Umbelina", at the base of the succession in the eastern part of the Matallana syncline, at some 2 kilometres NW. of Aviados:

*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).  
*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.

*Sphenopteris rotundiloba* NEMEJC.  
*Sphenopteris* sp.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM).  
*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).  
*Polymorphopteris oblongifolia* (FONTAINE & WHITE).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *subcrenulata* (LESQUEREUX).  
*Pecopteris* sp.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

The Matallana syncline is followed by the syncline of Villalfeide. A few fossils were collected here.

LOCALITY 1078.—Tips of some abandoned coal mines at about metres south of Vegacervera:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var. (specimens not preserved).  
*Alloiopteris* sp.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM) var. *sterzeli* ZEIL.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

LOCALITY 1079.—Tip north of Serrilla, where the road crosses river Torío:

*Alethopteris bohemica* FRANKE.

The Villalfeide syncline is largely thrust over the core of the succession syncline of Vegacervera, which is the following major syncline in the Cifra Matallana coalfield. Beyond the Vegacervera syncline occurs mainly northern flank of the Bernesga-Correcillas syncline, the southern flank which has been almost entirely eliminated by overthrusting.

Fossils have been obtained in abundance from several points in Vegacervera and Bernesga-Correcillas synclines, all of which represent earlier beds of the succession.

LOCALITY 351 = 1143.—Tip of the colliery "Ibarra", in the zone Cifra. The collected specimens all represent the first coal-bearing

succession, which contains the major seam throughout the western part of the Cifra-Matallana coalfield:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER) (figured in WAGNER 1962 pl. 30, fig. 7).  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.  
*Sphenopteris* sp.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lobopteris viannae* (TEIXEIRA) (figured in WAGNER, 1959 pl. 1, fig. 6).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris melendezi* WAGNER (figured in WAGNER, 1962 pl. 32, figs. 24-26).  
*Pecopteris pectinata* P. BERTRAND (non DE STEFANI).  
*Pecopteris* cf. *limai* TEIXEIRA.  
*Pecopteris* cf. *jennyi* D. WHITE.  
*Pecopteris* sp.  
*Pecopteris* cf. *acuta* BRONGNIART.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Sphenophyllum incisum* nov. sp.  
*Sphenophyllum costae* STERZEL.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
 cf. *Asolanus camptotaenia* WOOD.  
*Leaia baentschi* BEYRICH.

Some more specimens were obtained from localities within the mine.

LOCALITY 1202.—Roof-shales of the main seam in the "Ibarra" colliery:

*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.

LOCALITY 1203.—Roof-shales of the first small vein above the main coal-seam in the colliery "Ibarra":

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.

LOCALITY 1204.—Below the two small seams above the main the colliery "Ibarra":

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM).  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

LOCALITY 1205.—Roof-shales of the second small seam above the seam in the colliery "Ibarra":

*Leaia baentschi* BEYRICH.

The association of plant species recorded above fits a lower Stephanian B age. The same strata are also worked more to the east, near village of Coladilla, where the main coals known from the "Ibarra" co (mining section of Ciñera) become more shaly and the shale-sands wedges increase in thickness.

LOCALITY 1208.—Roof shales of the seam "Tísica" in the main cut of the mine at Coladilla:

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.

LOCALITY 1209.—Intercalated shale wedge within seam No. 3. in lower part of the succession ("paquete inferior") in the mine at Coladilla:

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris limai* TEIXEIRA.  
*Pecopteris permica* NEMEJC.  
*Pecopteris* sp.  
*Sphenophyllum alatifolium* RENAULT.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Lepidodendron* cf. *scutatum* LESQUEREUX.

LOCALITY 1158.—Tip of the mine at Coladilla:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Odontopteris brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Alethopteris bohémica* FRANKE.

*Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZÉ-CORSIN.  
*Polymorphopteris pseudobucklandi* (ANDRAE).  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.  
*Pecopteris permica* NEMEJC.  
*Pecopteris* sp.  
*Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).

This association again is quite typical of Stephanian B strata. In particular, *Pecopteris limai* TEIXEIRA, a middle Stephanian plant fossil from Northern Portugal, and *Pecopteris permica* NEMEJC, an upper Stephanian and Autunian species from Central Europe, seem to indicate Stephanian B rather than Stephanian A. The assemblage should probably be attributed to lower to middle Stephanian B.

Farther eastwards, near the village of Vegacervera, it is found that the northern flanks of the Vegacervera and Bernesga-Correcillas synclines form an imbricate structure which repeats the earlier beds of the succession in the Ciñera-Matallana coalfield. Northwards, in the zone of Bardaya, this structure passes into a number of rather small synclines and anticlines in roughly the same rocks.

Just east of Vegacervera, on the eastern side of the river Torío a well-exposed section of partly folded and faulted strata is present, which has been sampled for fossil flora.

LOCALITY 930.—Outcropping shales immediately east of Vegacervera and belonging to the northern flank of the Vegacervera syncline:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Cyclopteris fimbriata* LESQUEREUX (= *Cyclopteris* of *N. ovata*).

LOCALITY 926.—Outcropping shales in the core of a small anticline, which probably represents a minor structure in the northern flank of the Bernesga-Correcillas syncline. The outcrop occurs in the section immediately east of Vegacervera:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.  
*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Sphenopteris beyschlagi* POTONIÉ.

*Lobopteris viannae* (TEIXEIRA).  
*Polymorphopteris oblongifolia* (FONTAINE & WHITE).  
*Acitheca oblongifolia* (FONTAINE & WHITE).  
*Pecopteris feminaeformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris arborescens* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *hemitelioides* BRONGNIART.  
*Pecopteris* cf. *limai* TEIXEIRA.  
*Pecopteris* nov. sp.  
*Pecopteris* sp.  
*Sphenophyllum oblongifolium* GERMAR & KAULFUSS.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.

LOCALITY 929.—Outcropping shales at a short distance north of preceding locality in the same general exposure:

*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Calamostachys tuberculata* STERNBERG.

LOCALITY 928.—Outcropping sandy shales, at about 30 metres north of the preceding locality in the same general exposure immediately east of Vegacervera:

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.

These floras seem to confirm a lower Stephanian B age for the eastern deposits of the unconformable coal-measures succession in the Ciñera-Mallana coalfield. Especially *Sphenopteris beyschlagi* POTONIÉ and *Polymorphopteris oblongifolia* (FONTAINE & WHITE) may be regarded as indicating a lower Stephanian B rather than an upper Stephanian A age.

The eastern continuation of the succession near Coladilla is apparently formed by the syncline of Correcillas, which is remarkable for the large development of limestone conglomerates at the base of the Stephanian succession. These conglomerates apparently wedge out from north to south and were clearly derived from the Devonian and Carboniferous limestones in Pico Polvaredo. Near the core of the syncline a productive coal-seam occurs, which is worked in the mine "San Francisco". The seam belongs to the top part of the conglomerate formation, which is several hundred metres thick in the neighbourhood of Correcillas.

LOCALITY 931.—Tip of the mine "San Francisco", near Correcillas:

*Mixoneura* cf. *raymondi* (ZEILLER) nov. comb.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Sphenopteris cremeriana* POTONIÉ.  
*Sphenopteris beyschlagi* POTONIÉ.  
*Sphenopteris* cf. *fossorum* ZEILLER.  
*Polymorphopteris villablinensis* nov. sp.  
*Pecopteris monyi* ZEILLER.  
*Pecopteris* cf. *hemitelioides* BRONGNIART.  
*Pecopteris* sp.  
*Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM).  
*Calamostachys tuberculata* STERNBERG.

This assemblage is clearly of Stephanian B age. The presence of *Polymorphopteris villablinensis* nov. sp. (= *Pecopteris pseudobucklandi* ZEILLER non ANDRAE) as well as the various *Sphenopteris* mentioned clearly indicate strata of at least Stephanian B age.

The small folds following upon the Correcillas syncline in the zone of Bardaya, northeast of Vegacervera, have produced two small outliers on the western bank of the Torío river. Tips situated on these outliers yield a few plant fossils.

LOCALITY 1059.—Small tips on isolated patches of coal-measures in the hillside on the western bank of the Torío river, north of Vegacervera:

*Odontopteris* sp. (specimen not preserved).  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT (specimen not preserved).

The same folds produced a more important outlier farther to the west in the neighbourhood of Villar del Puerto and Valle de Vegacervera. The basic structure has been already described by MALLADA (1898) and consists of two rather shallow synclines with an intervening anticline. Near Villar del Puerto, there is a fault contact between the northernmost syncline and the Ordovician quartzites. This fault is too small to be indicated on the map. A few plant fossils were collected in different parts of the outlier.

LOCALITY 1057.—Tip immediately east of Villar del Puerto:

*Odontopteris* cf. *brardi* BRONGNIART.  
*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).

*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Sphenopteris* sp.  
*Dicksonites pluckeneti* (VON SCHLOTHEIM).  
*Pecopteris* cf. *hemitelioides* BRONGNIART.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Cordaites* sp.  
 and a reticulate-veined leaflet, which might be referred to  
*Anastomopteris* sp. ?

LOCALITIES 1063-64.—Outcropping strata in the hillside in the  
 west of Villar del Puerto:

*Linopteris neuropteroides* (VON GUTBIER).  
*Callipteridium striatum* nov. sp.

LOCALITY 1058.—Shales outcropping at a few hundred metres  
 Valle de Vegacervera:

*Neuropteris ovata* HOFFMANN var. *grand'euryi* nov. var.

The composition of the flora of the outlier is the same as that of  
 the flora in the lower part of the succession in the main coalfield of  
 Matallana.

The total assemblage of plant fossils recorded in the Ciñera-  
 coalfield as well as in the outliers near Pola de Gordón and Villar del  
 Puerto clearly indicates strata of Stephanian B age. Most of the strata  
 explored thus far are in the lower part of the succession and correspond  
 to the first few hundred metres of coal-measures. In the absence of  
 detailed stratigraphic sections it is impossible to indicate the exact thickness  
 of these beds. Moreover, a thickness determination would have little  
 significance, since the large accumulation of coal in the western part of the  
 Ciñera-Matallana coalfield can be expected to correspond with a far  
 thickness of siliceous sediments in the middle and eastern parts of the  
 field. The quickly deposited limestone conglomerates of the  
 which stream away from the Devonian and Carboniferous limestones  
 of Pico Polvoredó, almost certainly occupy a greater thickness than  
 the sediments of equivalent age do in the rest of the coalfield. The  
 floras in the first 100 to 400 metres of sediments in the coalfield are  
 dominated by the following species: *Neuropteris ovata*, *Callipteridium*  
*zeilleri*, *Callipteridium gigas*, *Alethopteris zeilleri*, *Pseudomariopteris*  
*romi*, *Pecopteris feminaeformis*, various species of the group of *Pe-*

*arborescens*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Annularia stellata*,  
 They mark a typical Stephanian flora, which could be found in the  
 Stephanian A as well as throughout the Stephanian B. The  
 Stephanian should probably be excluded because of the frequent occurrence of  
*Pecopteris ovata*, which may only sporadically persist into Stephanian  
 in NW. Spain (cf. WAGNER, 1962<sup>b</sup>). Among the less common  
 of fossil flora found in the first few hundred metres of strata in the  
 Matallana coalfield, attention should be drawn to the presence of  
*Pecopteris rotundiloba*, *Polymorphopteris villablinensis*, *Pecopteris mele-*  
*Taeniopteris jejuna*, most of which have never been found  
 in Stephanian B. The same is true of *Sphenopteris fossorum*, *Sphen-*  
*beyschlagi* and *Polymorphopteris oblongifolia*, but those species are  
 to be of much stratigraphic significance. However there is sufficient  
 evidence altogether to exclude the possibility that the Stephanian A  
 is present. The first strata of the succession in the Ciñera-Matallana  
 thus seem to be already of Stephanian B age.

On the other hand, there is a certain amount of evidence to suggest  
 that the early part of the Stephanian B is represented. A frequent  
 element of the first floras of the Ciñera-Matallana coal-measures is  
*Alethopteris mica*. This species is fairly common in the Stephanian A of  
 NW. Spain but appears to die out in the course of Stephanian B time.  
 It is found in the middle to upper Stephanian B strata, which have been  
 extensively sampled in the Villablino coalfield (León). Another indication  
 of the Stephanian B age is contained by the relative abundance of  
 specimens of the group of *Pecopteris arborescens*. Although the  
 various representatives of this group may range throughout the  
 Stephanian, there is a maximum abundance in Stephanian A times,  
 which may persist into lower Stephanian B. The very characteristic  
 species *Pecopteris melendezi* has been recorded as yet from  
 lower and middle Stephanian B stratigraphic sections in the  
 coalfields of Ciñera-Matallana and Villablino (tips on the Pass of  
 León).

At a somewhat higher level in the stratigraphic succession  
 in the Ciñera-Matallana coalfield, some fairly rich floras were  
 found in the tips of the mines "La Gamonera" and "El Oro",  
 which show the presence of some of the older species, like  
*Alethopteris bohémica*, and the appearance of some new  
 elements of Stephanian B and C ages. Those elements include  
*Neuropteris praedentata*, *Mixoneura matallanae*, *Alethopteris*  
*rossica*, *Lobopteris corsini*, *Polymorphopteris*  
*pseudobucklandi*, *Taeniopteris jejuna*. They indicate  
 about middle Stephanian B age.

In the top part of the succession only one flora has been collected

in the tip of the mine "San Nicolás". In spite of the limited collection already obvious that middle to upper Stephanian B strata are present since some high Stephanian B and Stephanian C elements as, e. g. *Pecopteris integra*, *Taeniopteris jejunata* and *Sphenophyllum thomi* have been found. The persistence of abundant remains of *Neuropteris ovata* in this field seems to preclude the possibility that Stephanian C strata would have been reached.

Altogether, there seems to be quite definite evidence that the about 1,000 to 1,300 metres thick succession of coal-measures in the region Ciñera-Matallana contains strata of lower and middle as well as, possibly, upper Stephanian B ages. Strata of Stephanian A age as well as those of Stephanian C age seem to be absent in this region. The absence of Stephanian C rocks may well be due to erosion, since a continuous succession of Stephanian B and C strata is known from the Villablino coalfield, some distance westwards in northern León.

This conclusion about the stratigraphic age of the coal-measures Ciñera-Matallana is slightly different from the one attained by GÓMEZ DE LLARENA (1950), who supposed that they corresponded to the Stephanian A. However, it must be noted that the localities sampled by G. D. LLARENA are all in the lower and middle parts of the succession, so that the highest fossil flora in the coalfield had not been recorded. It is observed that the list of species published by GÓMEZ DE LLARENA (1950, p. 76-77) and reproduced on our pages 84-85, already contains a number of elements which are more characteristic of Stephanian B than of Stephanian A times. Some of these species have not been found yet by the present author, so that the fossil flora of the Ciñera-Matallana coalfield would appear to be even richer in species than follows from the lists published in the present paper. *Leaia baentschi* BEYRICH, which is usually recorded from Stephanian A strata, has been found here in lower Stephanian B rocks (cf. pages 86-87). The conclusions given above have already been summarised briefly in WAGNER, 1962<sup>a</sup>.

The fossil plant species mentioned in the lists are being figured and described in a series of papers specially devoted to this purpose (WAGNER, 1963; see also the Addendum on page 157).

A detailed stratigraphic investigation in conjunction with small-scale mapping of the Stephanian B coal-measures are being carried out at present with the aid of the Sociedad Hullera Vasco-Leonesa, S. A. The results of this investigation will be reported in due time (cf. Addendum 1).

Beyond the confines of the Ciñera-Matallana coalfield and its immediate outliers, there is a re-appearance of Stephanian B strata in the vicinity of

Canseco, in the northern part of the Porma-Bernesga region. This part of the region has not yet been mapped, but a few reconnaissance trips made in company with D. Mario Zapatero provided some preliminary data. Apparently, the mine to the west of Canseco is working a coal-measure sequence of Stephanian B age, as follows from an examination of the fossil flora found on the colliery tip (loc. 1128). This sequence is faulted again to a more heavily indurated succession of coal-measures to the north. The latter succession contains anthracitic coals and heavily indurated shales which are well on the way to become slates. No fossils were encountered in the heavily indurated succession with anthracitic coals, but its lithological characteristics conform closely to those of the region north of Busdongo which probably belong to the Westphalian C. Although a definite opinion must be reserved, it seems likely that this succession is the direct continuation of the beds north of Busdongo. This possibility is apparently foreseen by the map published by LLOPIS LLADÓ (1955), which shows a succession of Westphalian strata striking eastwards from the vicinity of Camplongo. The relatively thin sliver of Stephanian B strata, worked in the coal mine of Canseco, is probably faulted again at its southern margin, where it makes contact with a succession containing "Griotte" and "Caliza de Montaña". The three different successions all strike roughly east-west and show similar rather steep dips. They obviously stand in a thrust relationship to each other.

LOCALITY 1128.—Tip of the mine "San Antonio", to the west of Canseco. The material is probably derived from the workings in seam No. 4 (after a personal communication by D. Mario Zapatero):

*Odontopteris brardi* BRONGNIART.

*Callipteridium zeilleri* WAGNER.

*Callipteridium gigas* (VON GUTBIER).

*Sphenopteris* sp.

*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).

*Sigillaria brardi* BRONGNIART.

LOCALITY 1129.—Shales in the outcrop created by collapsed workings of seam No. 4, immediately northeast of the building of the mine "San Antonio":

*Sphenopteris* sp.

*Pecopteris candolleana* BRONGNIART.

*Pecopteris* sp.

The assemblage is typically one of Stephanian age and most corresponds to the Stephanian B.

The coal-measures of Canseco are indicated as forming part of a in the southeastern corner of the Central Asturian Coalfield by (1926). This is almost certainly an oversimplification (as indicated the more detailed structures shown on the adjoining map given by LLADÓ, 1955). No indication of Stephanian strata is given on diagrammatic map. On the other hand, a recently published gener by DE SITTER (1962) shows only Stephanian strata in this region. structure is certainly more complex than it is indicated on either A or DE SITTER's map and more detailed work in this region is necessa

Outside the area mapped a few fossil floras were collected in patc coal-measures worked, respectively, near the villages of Utrero and C solillo, in the upper valley of the river Porma.

LOCALITY 947.—Tip of the mine "Teresita", at about 1 to 2 kilo southwest of Utrero; collected in 1959 in company with Miss G. GROOT:

*Neuropteris auriculata* BRONGNIART.  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Callipteridium* sp.  
*Alethopteris zeilleri* RAGOT.  
*Sphenopteris* sp.  
*Pecopteris* cf. *lepidorachis* BRONGNIART (vel. *candolleana* B  
*Pecopteris* sp.  
*Annularia sphenophylloides* ZENKER.  
*Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).  
*Calamites suckowi* BRONGNIART.

This assemblage seems to indicate at least Stephanian B. The tionship of this patch of Stephanian coal-measures with overlying underlying sequences is obscure. Probably, there is a thrust relatio

LOCALITY 1172.—Tip of an abandoned mine at some 1,200 m SW. of Camposolillo:

*Neuropteris auriculata* BRONGNIART.  
*Callipteridium zeilleri* WAGNER.  
*Pecopteris unita* BRONGNIART.

*Polymorphopteris polymorpha* (BRONGNIART).

Also this association of plant fossils indicates a probable Stephanian B. According to a recently published map by COMTE (1959), this tip would situated on a patch of unconformable Stephanian coal-measures pass over San Cibrián de Somoza.

## Tectonics

### General.

The region between the rivers Porma and Bernesga forms a part of the generally east-west striking belt of Palaeozoic strata in northern León. Although its rather constant strike probably makes this region one of the structurally least complex parts of the Cantabric-Asturian area —other parts of which are characterised by brusque changes in the direction of the strike— its tectonics are still fairly intricate. This is true especially for the older structures, comprising strata from Cambrian to Westphalian ages. These are folded into markedly compressed successions of mostly isoclinal synclines which are almost invariably linked by overthrust. Usually, the overthrusting tends to eliminate the southern flank of the synclines, leaving the northern flanks stacked up against each other in steeply dipping imbricate structures. In several cases, however, the amount of overthrust is so considerable that more gently dipping nappe-like structures have been created. The coal-measures of Stephanian B age, which rest with markedly angular unconformity on the older structures, evidently show less violent tectonics. They are characterised by asymmetric synclines connected by overthrust in the anticlinal cores. Although they show the same style of tectonics as occurs in the older structures, there is only a tendency towards isoclinal folding, whilst overthrusting is markedly less intense.

It is evident that several tectonic phases contributed to the structures as presently found in the region. No angular unconformities were found in the Cambrian to Devonian succession, so that Caledonian movements —if present at all— played a negligible rôle in the formation of tectonic structures. Intense Hercynian movements are indicated by the strongly angular unconformity between strata of Stephanian B age and highly folded and overthrust rocks of Cambrian to Westphalian ages underneath. The un-



conformity can be ascribed unhesitatingly to the *Asturian* phase of f Structural complexities in pre-Stephanian B rocks moreover indicate presence of older Hercynian folding phases as well. Late Hercynian movements are held responsible for the folding and overthrusting of Stephanian B strata.

Alpidic movements seem to have played only a minor part in the discussed. The work recently published by ALMELA (1949, 1951) in that Mesozoic (Cretaceous) and Lower Tertiary strata in northern Spain were rather gently folded into broad synclines and anticlines. Occasionally the anticlines showed features of overthrust by Palaeozoic strata in the In those cases, the southern flanks of the Mesozoic anticlines may be locally overturned, as the direction of thrusting was apparently from north to south. It seems possible to attribute some late and relatively unimportant thrusting from the north in Palaeozoic strata of the Porma-Bermeo region to these Alpidic movements. However, no Mesozoic strata are preserved in the region itself, so that direct evidence is lacking. From this consideration, it is clear that the Alpidic movements in northern León have not been violent enough to add significantly to the highly complex tectonic structures generated by movements during the Hercynian epoch of folding. The relative importance of the different Hercynian phases recorded in the Cantabric-Asturian area of NW. Spain will be briefly discussed below.

#### Hercynian folding phases.

The evidence for the different Hercynian phases in NW. Spain has been found in several different parts of the Cantabric-Asturian area. They are usually marked by strongly angular unconformity as well as by tectonic conglomerates. Only the earliest Hercynian phase (s) in the (Bretonic movements) shows evidence of uplift rather than folding. All other phases may have witnessed strong folding movements. They are the *Curavacas* phase of Westphalian B age, the *Leonian* phase of Upper Westphalian D age, the *Asturian* phase of late Stephanian A or Stephanian B age, and the *Uralian* and/or *Saalian* phase (s) of Permian age. The presence of so many violent folding phases of the Hercynian epoch in NW. Spain seems to indicate that this area formed one of the mobile parts of the earth's crust during Upper Palaeozoic times. Considerable mobility is also indicated by the enormous thickness of Upper Carboniferous strata deposited (approximately 12,000 metres), which points to a generally high rate of subsidence.

The oldest Hercynian movements recorded from NW. Spain are t

which occurred in Famennian times (COMTE, 1938) and which may be regarded as precursory movements of the *Bretonic* phase. The main movements of the *Bretonic* phase occurred somewhat later, during the first part of the Lower Carboniferous. They are marked by the possible absence of strata of Tournaisian age as well as by the contact of transgressive Visean strata with different stages of the Devonian or even older Palaeozoic rocks. Usually, there is no clearly visible sign of unconformity between the Visean deposits and those resting immediately underneath, but in a few localities an angular relationship has been observed. In the first place, DELÉPINE (1943) has described an angular unconformity between Visean limestones and Ordovician quartzites in the neighbourhood of Covadonga (Asturias), whilst most recently the present author in company with Mr. T. A. WIJMSTRA found an angular contact between Visean limestones and Devonian limestones and sandstones in northeastern Palencia. This find, which is fully documented by animal remains in both the underlying and overlying strata, is described in WAGNER, 1962<sup>d</sup>. Other evidence for the existence of an angular unconformity between presumed Visean and Devonian strata near Mudá (Palencia), as reported by DE SITTER (1955, p. 119) and WAGNER (1955, p. 156), is not so clear and should be re-examined. Earlier reports of a markedly angular unconformity between Lower Carboniferous and pre-Devonian strata near Verbios, in northern Palencia (QUIRING, 1939), proved to be based on a misidentification of the rocks involved (WAGNER, 1955, p. 156).

The local unconformities due to *Bretonic* movements may either point to some gentle folding of pre-Carboniferous strata or to local crumpling of strata on the edge of fault-blocks. These different possibilities have not yet been sufficiently explored.

The first clearly defined folding phase which has been recorded in NW. Spain (12) is the so-called *Curavacas* phase (KANIS, 1956), which is of post-Namurian and pre-upper Westphalian B age (WAGNER, 1960).

(12) The existence of earlier, post-Visean and pre-Westphalian movements is suspected by DE SITTER (1961, p. 55; 1962, p. 7), who postulates a subphase of the *Curavacas* phase of folding. However, reports on these movements are still rather vague and seem to relate to the presence of quartzite conglomerates rather than to any widespread unconformity. In fact, DE SITTER (1962) mentions only one case of unconformity, without giving precise details as to its occurrence and stratigraphic dating. It should also be observed that the dating of Namurian and lower Westphalian strata in NW. Spain is still fraught with difficulties, which constitute a serious handicap to the appreciation of tectonic events in this part of the Carboniferous succession. Further comments on tectonic movements during Namurian and lower Westphalian times are given in a paper which is now in press (see also Addendum 2).

Since the Curavacas conglomerates in northern Palencia are clear orogenic deposits, it seems likely that the tectonic movements immediately before and partly at the same time as the deposits would thus be of middle to upper Westphalian B age. The phase is apparently responsible for some violent folding and overthrusting in northern Palencia, where its existence has been first recorded. It is apparently spread over a much wider area, since DE SITTER (1961) found extensive post-orogenic conglomerates of the Curavacas type over a large part of NW. Palencia and NE. León. Moreover, an unconformity between thick conglomerates of middle Westphalian C underlying, previously folded rocks was discovered in the Sierra de Mandanda (Burgos) by COLCHEN (1960). A discussion of the probability of the Curavacas phase outside the type region was presented by WAGNER (1960, p. 57-59). It is rated as a strong folding phase, and should certainly be taken into consideration when a tectonic analysis of Hercynian structures is made. Unfortunately, no stratigraphic evidence for the Curavacas phase has been found in the region between the Porma and Bernesga rivers, since the presence of sediments of middle and upper Westphalian ages could not be demonstrated here. However, Westphalian C strata proved to exist in the adjacent southern region of the Central Asturian coalfield. These sediments are folded in a somewhat different pattern from those of previous ages in the Porma-Bernesga region (compare the map published by LLOPIS LLADÓ, 1955 with our map of the Porma-Bernesga region as published in the present paper). However, it is difficult to decide whether this somewhat different tectonic pattern is due to the primary influence of different folding phases or to the position of the Central Asturian coalfield within the bend of the Cantabric-Asturian Hercynian structures in NW. Spain.

The following Hercynian folding phase recorded from the Central Asturian area is the *Leonian* phase (WAGNER, 1959<sup>b</sup>, 1962<sup>c</sup>), which is of upper Westphalian D age in the type area in NE. León. There is considerable evidence to show that the *Leonian* phase acted as a relatively important phase of folding. Its total area may well have extended at least into Northern Portugal, where also orogenic conglomerates of uppermost Westphalian D age have been recorded (cf. TEIXEIRA, 1944; SCHERMERHORN, 1959, p. 141-144). Little is known of uppermost Westphalian D and Stephanian A strata in the Asturias, but it may be of interest to investigate the limestone conglomerates in the upper part of the Westphalian C succession of strata in the Central Asturian coalfield, which have been mentioned by ADARO (1914). Towards the east, in northern Palencia, the influence of the *Leonian* movements seems to have steadily diminished.

Local unconformities were recorded here at two different horizons, one at the base of Westphalian D age (NEDERLOF, 1960, p. 610) and the other just below early Stephanian A rocks (WAGNER & BREIMER, 1958). The main movement may have occurred here at a slightly later date than in NE. León, whilst it is also of lesser importance. Farther to the east, in northeastern Palencia, a concordant succession of Westphalian D and Stephanian A strata is known. Although this apparently concordant succession may very well hide non-sequences, which have not yet been palaeontologically proved, it does not contain angular unconformities like there are further westwards in northern Palencia and, particularly, in northeastern León, where over 500 metres of unconformable, post-orogenic conglomerates are found.

The existence of a *Leonian* phase of mountain building, of upper Westphalian D age, has been doubted by DE SITTER (1961, p. 57), who pointed out that the movements in the type region of northeastern León were only dated in terms of the overlying, unconformable conglomerates and not by means of immediately older, previously folded rocks as we would expect. However, the equivalent movements in northern Palencia are rather more closely circumscribed in time, whilst the enormous thickness of immature limestone conglomerates in northeastern León clearly indicates the existence of orogenic movements immediately before and even partly at the same time as the deposition of the unconformable conglomerates. They are typical orogenic deposits. Moreover, it has recently been possible to date some of the independently folded rocks below the unconformable conglomerate formation as Westphalian C or D (WAGNER, 1962<sup>c</sup>), so that there is now a considerable amount of evidence to prove the presence of rather important movements of folding and uplift of the *Leonian* phase during upper Westphalian times (probably upper Westphalian D).

Apparently, DE SITTER has confused the *Leonian* movements, of upper Westphalian D age, with the following *Asturian* movements, of late Stephanian A age. In fact, both movements are quoted by DE SITTER (1961, 1962) under a single heading, which seems to convey the idea that they may well belong to the same phase of mountain building which set in at slightly different times in different parts of the Cantabric-Asturian area. This idea is not supported by the results of fieldwork combined with the analysis of fossil floras from the different unconformable, orogenic conglomerates in NW. Spain. All along the outer arc of the Cantabric-Asturian orogen a row of markedly unconformable conglomerates succeeded by coal measures has been dated consistently as Stephanian B and C. The basal deposits are invariably of Stephanian B age and there is no gradual shift from uppermost Westphalian D over Stephanian A to lowermost Stephanian B, which could be expected if DE SITTER's hypothesis was

valid. On the contrary, it seems that these conglomerates measures of consistent Stephanian B age indicate a widespread phase during late Stephanian A times all over the Cantabrian area. This is the *Asturian* phase, as defined by STILLE (19 the unconformable Stephanian B deposits recorded from Tineo rias (BARROIS, 1882). The same Stephanian B deposits were rest on vertically folded Stephanian A strata in the region of in NE. Palencia, on the other side of the Cantabric-Asturian (WAGNER, 1955). Ultimately, DE SITTER (1962, p. 5) published a stratigraphic table which indicated the fairly constant presence of the Stephanian D movements (*Leonian* phase), whereas the late Stephanian movements (*Asturian* phase) were only recognised for the eastern part of the area. This representation is quite misleading, for the Stephanian B movements of late Stephanian A age are marked by unconformable Stephanian B strata over practically all of the Cantabric-Asturian area. *Asturian* phase movements are typically marked in the Porma region by the presence of strikingly unconformable conglomerates and measures of lower Stephanian B age in the Ciñera-Matallana coalfield and neighbouring outliers. Also in this case the basal deposits are for rather immature, orogenic conglomerates, which either immediately preceded the tectonic movements or were partly contemporaneous with them.

The *Asturian* phase movements are generally considered to have an important rôle in the Hercynian tectonics of the Iberian peninsula. They are equally dated in Northern Portugal (cf. TEIXEIRA, 1949) and approximately the same in the Western Pyrenees (DOUBINGER & DE SITTER, 1962). They are also recorded from other parts of Europe. For example, important movements of pre-Stephanian B age, referable to the *Saalian* phase, are known from the Briançonnais region in the French Alps (FABRE, FEYS & GREBER, 1960).

Less exact data are available about the late Hercynian movements of the Permian age, which have been referred variously to the *Uralian* and *Saalian* phases of folding or to both. Much of the uncertainty is due to the paucity of data regarding the Permian in NW. Spain. The only Permian in the Cantabric-Asturian area, at Puente Vergueres, near Siero in Asturias (PATAC, 1920), seems to be overlain by unconformable Stephanian B strata which, according to Prof. B. MELÉNDEZ (personal communication), should be referred to the Permian. This seems to indicate the presence of *Saalian* movements. The same phase may be responsible for the unconformity between Permian-Triassic and Stephanian B strata in eastern Palencia (WAGNER, 1955). The relationships between the Permian and the Stephanian C in NW. Spain are unknown and the presence

or absence of *Uralian* phase movements in the Cantabric-Asturian area is therefore entirely conjectural. However, there seem to be close analogies in tectonic history between NW. Spain and N. Portugal, where the same phase movements are indicated by the presence of unconformable conglomerates and coal-measures of Autunian age in the region of Bussac (MELÉNDEZ, 1944, 1959).

The presence of unconformable Cretaceous strata on rocks of Stephanian B age in the coalfield of Sabero (COMTE, 1939; ALMELA, 1950) to the east of the Porma-Bernesga region, seems to indicate the possible existence of late Hercynian movements in this area. Moreover, the Stephanian B rocks of the Ciñera-Matallana coalfield are folded and overthrust from the south by movements which are obviously different from the Alpidic movements in this area (ALMELA, 1949, 1951) and which should be ascribed to some late Hercynian phase of folding. It is possible to distinguish between either *Uralian* or *Saalian* movements in the Porma-Bernesga region.

#### Post-Stephanian B folding and thrusting.

The most conspicuously individualised structural unit in the Bernesga region is the one formed by Stephanian B rocks, which lie on a markedly angular unconformity on previously folded strata. The presence of this unconformity evidently separates structures of different intensity, and it is also observed that the Stephanian B strata dip predominantly to the south, whereas the underlying beds dip generally to the north. The strikingly unconformable contact is well visible on both the western and eastern boundaries of the Ciñera-Matallana coalfield, as well as at a quarry immediately northwest of Pola de Gordón (cf. ALMELA, GÓMEZ DE LLARENA, 1950, lam. XI; our figs. 24-29). The independence of structures below and above the unconformity is most evidently displayed on the eastern boundary of the coalfield, where the rather thickly folded strata of Stephanian B age are found to rest on Cambrian, Silurian and Devonian strata folded into a large syncline which has been overthrust over another large isoclinal syncline of Namurian strata. The nappe overthrust is not continued into the overlying Stephanian B strata which have been folded independently.

Although the older structures are evidently independent from the overlying Stephanian B, it is not the same for the latter, because it seems that the main tectonic features of pre-Stephanian B structures influence the sedimentation and subsequent folding of Stephanian B strata. The development of limestone conglomerates near the huge limestone o

of Pico Polvoredó in the vicinity of Correcillas, indicates the latter a immediate source of supply during early Stephanian B times. Practically everywhere in the region the presence and absence of conglomerates especially where limestone components are present— seem to be related to the pre-Stephanian B structural pattern. Likewise, it is found that anticlinal fold axes in the Stephanian B sediments are apparently all situated above prominent limestone ridges in the underlying structures. Probably these ridges formed topographic features, when the first Stephanian B sediments in the region were deposited. It seems likely that sedimentation thus started between ridges in the landscape, as the result of which initially thinner and probably less competent sequence developed on ridges themselves. This feature may well have combined with the fact that the E.-W. striking ridges in the underlying rocks provided suitable cores for also E.-W. striking anticlines in the overlying Stephanian B strata.

The structural features of Stephanian B strata are relatively simple compared with the more intricate tectonics of underlying rocks. The Stephanian B structures consist of six major synclines which, from south to north, are called those of Pola de Gordón, of Llombera, Matallana, Ilalfeide, Vegacervera and Bernesga-Correcillas. The latter commences as a small offshoot of the Vegacervera syncline near the Bernesga river and gradually becomes more important eastwards, where it forms a well-marked additional syncline near Correcillas. Additionally, there are the small syncline of Bardaya and other unnamed folds in the extreme northern part of the coalfield.

All these synclines are stacked up against each other by southward dipping overthrusts which eliminated the anticlines. Together they form a synclinorium which is deepest near Matallana and which gradually diminishes in amplitude and depth of folding towards the north, where a number of very small synclines and anticlines occur (viz. in the zone of Bardaya, east of Vegacervera, and in the outlier of Valle and Villar de Puerto, as well as on the western bank of the river Torío). Along the synclinal fold axes well-marked culminations and depressions occur. The plunge generally does not exceed about 20°, but it is suspected that locally somewhat steeper plunges may be present. The centre of the synclinorium is apparently situated near Matallana, where the deepest depression is found. Small, isolated or near-isolated depressions form outliers north of Vega de Gordón and in the vicinity of Pola de Gordón and the Cueto de San Mateo (see map).

Generally, the coal measures dip about 30° to 50° in opposite directions but in the central part of the large syncline of Matallana steeper dips prevail. A tendency towards isoclinal folding is observed here, with overturned a

well as normal dips from 70° to 80° south. It may be observed that the steepest dips occur in the southern part of the coalfield, where also the higher beds of the succession are exposed. There may be a case of somewhat disharmonic structures, which become almost isoclinal in the upper part, whilst opposite dips occur in the lower part. On the other hand, however, it is clear that the relative pressure came from the south, so that the southern part of the synclinorium of Ciñera-Matallana became more severely compressed than the northern part. Both factors should probably be taken into consideration.

The relative direction of pressures from the south is clearly visible from the following observations. In the first place, it is noted that the folding is asymmetric, since the southern flanks of the synclines are generally dipping more steeply than the northern ones. Secondly, the overthrusting in the anticlinal cores clearly followed the more gently inclined northern flanks of the synclines and pushed them over the steeper southern flanks of succeeding synclines. Also, it seems that the most important faulting occurs in the southern part of the synclinorium, where also the most extreme dips are recorded. A good example is the southern boundary fault of the coalfield (also recorded by COMTE, 1939), which may be the most important tectonic disturbance present in the Stephanian B coal-measures.

Overthrusting in the anticlinal cores apparently developed first in the higher parts of the fold structures in Stephanian B strata and reached down into the lower parts afterwards. This conclusion has been reached because the amount of overthrusting appears to be generally greater in the higher parts of the Stephanian B structures and smaller near the unconformity with underlying strata. The thrusts in the anticlinal cores of Stephanian B strata thus seem to be associated directly with the intensity of folding within these strata and appear to be independent of structural disturbances in the underlying rocks. Possibly the rejuvenation of older disturbances in the underlying pre-Stephanian B rocks was not quite feasible because of the radically different dips of the fault planes in, respectively, Stephanian B and pre-Stephanian B strata (see sections I-V: figs. 30-35).

Apart from these northward directed thrusts there are a number of generally less important thrust-faults, which show a relative movement from north to south. Partly those thrusts may also be due to the lack of space in the rather steeply folded cores of the synclines. Some of them however seem to show a relative movement of the pre-Stephanian B "basement" rocks sliding over the northern flanks of the coal-measure synclines. Faults of this type are found to the east of Correcillas (from where it probably continues towards Nocedo de Curueño), north of Santa Lucía and, possibly, also north of Aviados.

Although the origin and age of these north-south directed faults may not be always the same, it may be observed that the direction of movement as well as the comparatively small displacement along rather gently fault planes permits a comparison with known Alpidic structures in northern León (cf. ALMELA, 1949, 1951). Therefore, at least some faults may be of Tertiary age. On the other hand, so little is known of the late Hercynian folding phases in the Cantabric-Asturian area, might also be supposed that they are the result of the latest Hercynian movements in the region.

The more important thrusting from the south, which obviously accompanied the folding of the Stephanian B coal-measures, is certainly of Permian age. The folding and thrusting can either be attributed to the *Uralian* or to the *Saalian* phase of folding. There are no means to determine whether one or the other folding phase, or both, are represented.

#### Pre-Stephanian B folding and thrusting.

Underneath the unconformable Stephanian B strata and folded independently from the latter, a thick succession of Cambrian to Permian Namurian strata occurs. They are folded into generally isoclinal structures which are strongly affected by overthrusting. Apparently thrusting developed mainly in the anticlinal cores and, as a result, only the isoclinal synclines are usually preserved, since the anticlines were eliminated. The exception of the anticlinal closure in Peña Fontún ("El Macha" northeast of Villamanín (see fig. 16), no large anticlines have been observed in the region. The smaller anticlines still preserved in the region may fall into the same WNW.-ESE. orientated pattern, which may be more or less independent from the main E.-W. striking units.

The complex pre-Stephanian B structures show obvious signs of having been formed during repeated folding and thrusting movements from opposite directions, which sometimes even appear to have operated at right angles to each other. Signs of cross-folding are present on a very large scale as well as on a smaller scale, where subvertical, relatively competent rocks are found to describe rapid knee-bends in an otherwise straight crop of strata. Although it may be difficult to separate successfully a different phases of folding as expressed in the pre-Stephanian B structures it is certainly possible to recognise a few major patterns of folding and thrusting.

At least two major fold and thrust patterns can be distinguished on the basis of different trends and magnitude of folding.

(1) The most conspicuous one of these is formed by the large, E.-W. trending isoclinal synclines, which seem to predominate in the Porma-Bernesga region. They are bounded in every case by thrust-faults which eliminate the intervening anticlines. Thrusting is rather severe and in a number of cases only one flank of the syncline has been preserved (always the northern flank), which is thrown on either the core or the northern flank of a succeeding syncline. An apparently rather extreme case of overthrust is presented by the large E.-W. trending syncline of Cambrian Silurian and Devonian strata in Peña Galicia, north of Aviados, which has been thrust over the southern flank and the core of an isoclinal syncline of Namurian limestones near Montuerto. This overthrust, which was also recorded by ALMELA (1949) and COMTE (1959), is almost nappe-like (see section VI: fig. 35).

The strata involved in the large E.-W. trending structures are almost invariably dipping about 55° to 70° N. The thrusts however always eliminated the southern flanks of the synclines and the northern dip of the strata is in direct contradiction with the apparent south-north direction of the thrusts. For this reason it was supposed by COMTE (1939, p. 1661) that an original southern dip had been reversed to the present northern one by later tectonic pressures. He supposed that the Alpidic epoch of folding could have played a rôle in this case (COMTE, 1939, p. 2010). If it did however, its results must have been very limited, since the Stephanian strata of the Ciñera-Matallana coalfield are not likewise affected. It seems likely, in fact, that the northern dip of the large E.-W. structures in pre-Stephanian B strata was already in existence before the Alpidic folding rejuvenated some features of the older tectonic pattern.

The south-north directed thrusts have been given great prominence by DE SITTER (1962), who projected them downwards into flat-lying overthrusts which he referred to unhesitatingly as nappes. There is some justification for this interpretation by comparing with nappe-like structures in neighbouring regions, but it is difficult to see that the evidence in the Porma-Bernesga region already warrants such a sweeping generalisation. In fact, the major E.-W. trending structures invariably show isoclinal folding combined with rather steeply inclined thrusts which seem to run almost parallel to the bedding planes. It seems therefore more appropriate to regard them as an imbricate structure of slices formed by relatively steep angle thrusts cutting through the anticlines of an isoclinal series and stacking up the northern flanks of successive synclines (cf. COMTE, 1959, p. 419 and sections). This impression seems further confirmed by the stratigraphic distribution of Namurian strata, which shows that the relative order of successive synclines has not been disturbed.

It does not follow however, that nappe-like overthrusts would occur in the Porma-Bernesga region. On the contrary, it is likely that some of the steeply overthrust strata were further carried over a relatively large distance by means of a gradual flattening thrust-plane. Such a case may well be recorded by the synclinal, Silurian and Devonian strata which is thrust over the south as well as the core of an isoclinal syncline of Namurian and older strata of Nocedo de Curueño and Montuerto. Even more advanced thrusting is represented by the klippe of Devonian and Visean strata which is found in the region east of Pola de Gordón (see figs. 20-23). This may be remnants of a relatively flat-lying sheet of strata which was over the southern flank and part of the core of the large E.-W. isoclinal syncline to the north of Pola de Gordón and Beberino. The most conspicuous structure is formed by the klippe of the San Mateo, which consists of a synclinorium of Devonian strata with obvious angularity on subvertical beds of presumed Namurian. A further discussion of the structural relationships between the klippe of Pola de Gordón and the underlying beds will be given on pages 1

(2) It is interesting to note that the strata within the klippe are arranged into a WNW.-ESE. to NW.-SE. striking pattern of rather small-scale folds which are markedly in contrast with the large E.-W. structures and the same pattern of relatively small WNW.-ESE. trending folds is visible in the mountains north of Villar del Puerto and east of Villasimpliz. These folds show the presence of anticlines as well as synclines. The axial planes of these folds are inclined towards the NNE., so that the relative pressure seems to have come from this direction. The folds are mainly isoclinal or even locally recumbent in the area north of Villar del Puerto, but they are less tightly compressed in the region east of Pola de Gordón, where opposite dips are recorded. However, only the basal parts of the strata are visible to the east of Pola de Gordón and it should be borne in mind that the eroded, higher parts of the structures may well have been nearly isoclinal.

The roughly NW.-SE. running strike, the rather small size of the structures and the relatively less violent tectonics as well as the evidence of pressures from the NE., all point to a tectonic pattern which is completely different from the large E.-W. structures associated with thrusting from the south. In fact, the two tectonic patterns are so markedly different that they seem to have originated in different tectonic phases. Since the strata contain the same strata, however, there is no stratigraphic evidence to

their relative age. Consequently, it is necessary to rely on a purely tectonic analysis of the region in order to establish the relative place of the different tectonic patterns in the sequence of events.

Such an analysis should naturally start with the large E.-W. thrust structures, which predominate in the Porma-Bernesga region and which show the most intensive folding and overthrusting. There is no sign that these structures would be superimposed on older ones with a different trend. They form in fact the basic pattern of pre-Stephanian B structures.

On the other hand, there are indications that the E.-W. structures have been subjected to later pressures which produced sharp bends in the normally quite rigid E.-W. strike. Most revealing are the abrupt Z-s inflexions of the thick, almost vertical dipping Namurian limestones on the northern flank of the Cármenes synclinorium. The thick, competent limestone has obviously been attacked by roughly NE.-SW. directed pressures which bent the originally E.-W. running fold axis in at least two places, viz. near Valdeteja and to the northwest of Cubillas de Arbas (respectively at the top right and top left corners of the map). Adaptation of basically striking isoclinal structures towards a NW.-SE. trend is also visible in the area between Valdeteja and Correcillas. The same kind of Z-s inflexions as mentioned above are also visible on a smaller scale along the strike of normally E.-W. running limestones between Getino and F. There is no doubt that these features, showing adaptation of the original E.-W. trend to later pressures, are quite common in the area.

Judging from these adaptations to pressures from the northeast, it is logical to conclude that the NW.-SE. trend of structures in the Porma-Bernesga region is later and superimposed on the earlier E.-W. trend, which forms the basic tectonic pattern in the area. It remains to decide how and why these pressures produced shortening by the bending of fold axes in parts of the area, whereas they caused actual folding in other parts. The folding along NW.-SE. axes is apparently restricted to the areas east of Pola de Gordón and north of Villar del Puerto. It may therefore be interesting to examine these areas more closely.

In the case of the klippe east of Pola de Gordón, it is found that the thrust-plane follows approximately the outline of the tectonic outcrops. Since the shape of the outliers is controlled by the erosion which spares the synclinal tracts, it follows that the thrust plane has been folded to conform with the beds above it. It thus seems that the approximately NW.-SE. trending structures of the outliers were formed when the thrust plane was already in existence. The thrust itself came from the south, for the outcrop immediately east of Pola de Gordón covers the southern flank and part of the core of an isoclinal syncline underneath. It consequently seems that

into the pattern of E.-W. trending structures, which are all associated south-north directed overthrusts. Apparently, the sequence of events shows first the formation of a large overthrust from the south, after which pressures from the northeast folded the overriding strata as well as the thrust plane itself. There is a marked difference in the degree of intensity as well as the scale of folding between the overriding NW.-SE. trending and the overridden E.-W. striking strata. The strata of the outliers are rather gently folded, with opposite dips of about 40° to 50°, whereas the strata of the isoclines underneath dip about 60° to 70° north. These underlying strata are not clearly affected by the northeast-southwest directed folding of the "klippe" beds.

In view of the considerations presented above, it seems that a rather flat overthrust of major dimensions developed as a result of pressures from the south which may also have been responsible for the formation of E.-W. trending isoclines. Afterwards, during a folding phase of less violent characteristics, relatively small NW.-SE. trending structures developed in the presumably rather flat-lying strata of the overriding thrust sheet. The structures were due to northeast-southwest directed pressures, which also folded the thrust plane itself. The later folding phase seems to have made little impression on the steeply dipping strata of the isoclines underneath although more detailed mapping may well bring out local adaptations to the pressures. It may already be observed that the core of the isoclinal syncline south of Vega de Gordón and Santa Lucía is heavily crumpled in places. The crux of the matter is the different effect of the northeast-southwest directed pressures on apparently rather flat-lying strata of the nappe-like thrust sheet on one hand, and the steeply dipping beds of the underlying isoclines on the other. The more steeply dipping beds were apparently incapable of complete refolding, although there may have been local crumpling and possibly faulting as a result of adaptation to northeast-southwest directed pressures.

It is tempting to extend the same conclusions over a wider area and to suggest that the Z-shaped inflexions and other adaptations to an approximate NW.-SE. trend, which are visible in steeply dipping strata of originally E.-W. trending structures near Valdeteja and Cubillas de Arbas, for example, have also been caused by the same pressures. Similarly, it might be possible to attribute the small-scale WNW.-ESE. trending structures developed in the mountains north of Villar del Puerto to refolding of an originally flat-lying thrust mass which has been subjected to northeast-southwest directed pressures. However, these structures apparently form part of a structural complex which also includes the E.-W. trending isoclinal syncline in the Gorges of Vegacervera. This complex consists of the iso-

clinal syncline formed by the Namurian limestone in the Gorges of Vegacervera, which is followed by a recumbent anticline of Lower Carboniferous and Devonian strata in the mountain of Pico Polvoreda (see fig. 11), which is succeeded in turn by a recumbent syncline of the same strata. The recumbent anticline of Pico Polvoreda is apparently continued further west by a complex anticlinorium in the mountains north of Valle de Vegacervera. The recumbent syncline in the southern flank of Pico Polvoreda may be continued into the small syncline immediately west of the anticlinorium north of Valle. This syncline in Devonian strata is followed by an anticline with Cambrian and Silurian strata in the core. The anticline is succeeded again by a syncline in Devonian limestone, outcropping in the region northwest of Villar del Puerto.

Although the WNW.-ESE. trending, fairly small-scale structures north of Villar del Puerto are rather similar to those found in tectonic outliers east of Pola de Gordón, it is difficult to conclude on the same origin, since the relationships of the small WNW.-ESE. structures with the bordering E.-W. structures have been obscured by thrust faulting on a fairly large scale. Particularly in the region around Villasimpliz a complex arrangement of faults is observed. In the first place, it is found that the WNW.-ESE. structures are cut off from the south by a comparatively narrow slice of E.-W. striking Cambrian strata. Both the slice of Cambrian strata and the WNW.-ESE. structures are overthrust from the south by the fairly large syncline of Villasimpliz. The southern flank of this syncline as well as the slice of Cambrian rocks are overthrust in turn by the northern flank of another E.-W. striking syncline near La Vid. All this thrusting seems to have come from the south, since in every case the southern flanks of synclinal structures have been affected. A different direction of thrusting is observed in the area north of Villasimpliz, where the anticline of Cambrian and Silurian strata belonging to the WNW.-ESE. structures has been overthrust from the north by a large E.-W. striking unit of Silurian and Devonian strata. This fault is obliquely cut through by another thrust from the north, which brings Carboniferous strata from near Villamanín into contact with the Lower Palaeozoic.

The structural relationships in the neighbourhood of Villasimpliz apparently show the following sequence of events. WNW.-ESE. striking, relatively small-scale structures have been overthrust from the south by rather large E.-W. structures. Afterwards, overthrusting from the north developed.

If we try to compare this sequence with the evidence obtained from the structures near Pola de Gordón, it seems as if the fairly large, E.-W. striking isoclinal syncline of Namurian limestone in the Gorges of Vegacervera

should be regarded as a first generation structure. A more difficult is raised however with the interpretation of the WNW.-ESE. to NW striking succession of smaller synclines and anticlines which follows larger syncline in the Gorges of Vegacervera. These fairly small synclines and anticlines show a trend and magnitude of folding which is rather different to the internal structure of the tectonic outliers east of Pola de Gordón. On the other hand, they form a single structural complex with the trending syncline in the Gorges of Vegacervera. It may be that these are basically somewhat atypical first generation structures which proved resistant to the later WNW.-ESE. trend. There may be some support for this interpretation in the behaviour of the fold axes which swing around WNW.-ESE. near Pico Polvoreda to E.-W. north of Vegacervera almost NW.-SE. in the area north of Valle and Villar del Puerto. Presumably, they were overthrust from the south by the slice of Cambrian strata as well as the entire syncline of Villasimpliz at a late stage of the first of folding. Some support for this opinion may be found in the crescent shape of the syncline of Villasimpliz, the northern flank of which shows an adaptation to the roughly NW.-SE. trend attributed to the second phase of folding. A detailed examination of the crumpled strata in the core of the syncline immediately west of Villasimpliz may provide some information about cross-folding within this tectonic unit.

The overthrusts from the north, which seem to have affected the core of the large isoclinal syncline in the Gorges of Vegacervera and which is thought to have had the greatest impact on the region in the vicinity of Villama de Gordón may be either related to the northeast-southwest directed pressures responsible for the NW.-SE. to WNW.-ESE. trend or to some later movements causing the predominant northern dip of pre-Stephanian B strata throughout the Porma - Bernesga region. This touches on one of the most difficult problems in the region. In view of the common elimination of the south flanks of the isoclinal synclines in an area which has obviously been affected by thrusting in the anticlinal cores, it has been supposed that the overthrust meant a displacement of sediments from the south. If this is the case, a prevalent southern dip should be expected. However, a regional dip of about 60° north prevails. This seeming inconsistency is conveniently solved by DE SITTER (1962, section I) by assuming rather flat-lying overthrusts which would steepen upwards near the present erosion surface and flatten out again in the air. It is felt that this interpretation leaves too much to imagination however, since (1) the actual field evidence for flat thrusts is comparatively minor in this region and abrupt steepening near the present erosion surface seems rather providential; (2) whilst also such large-scale thrusting (nappes) should be associated with stretched normal limbs

folds rather than with the isoclinal cores of synclines which are commonly found in the Porma-Bernesga region.

Consequently, it seems more reasonable to concur with COMTE (1962) in the opinion that the dip of the large E.-W. structures has been reversed. Since a northern dip occurs in pre-Stephanian B strata which are overlain by the generally southward dipping Stephanian B coal-measures of Ciénega Matallana, it is impossible to attribute the reversal of the dip to post-Stephanian B folding. Most likely, it occurred during a late pre-Stephanian phase of tectonic movements. The mechanism of the reversal is rather obscure. However, it might for instance be supposed that the mass underlying the Meseta travelled northwards in the direction of the basin with the result that the lower parts of the steep isoclines were pushed in this direction while the upper parts travelled at a slower rate because of drag on overlying beds. In this case, the thrust planes between the different slices might have become activated in order to produce movements in the opposite direction, i. e. from north to south. Some new faults would underthrust from the south and relative overthrusting from the north would doubtlessly appear as well. Of course, these are rather hypothetical considerations and a more exact knowledge of the entire Cantabric-Asturian chain would be desired before the problem can possibly be solved.

Summarising the total information presented above, it seems that the following history of pre-Stephanian B tectonics can be deduced. In the first place, large E.-W. trending structures evolved, which were mainly isoclinal and which showed effects of overthrusting from the south, which eliminated the anticlines. Most of this thrusting apparently produced imbricate series of slices, but some of it may have carried the overlying beds further forward so that nappe-like structures were formed, such as the overriding syncline of Peña Galicia near Montuerto and the syncline of Villasimpliz. Even more advanced thrusting of probably the same phase may have produced small-scale nappes, the existence of which is inferred from the klippen east of Pola de Gordón.

A second tectonic phase produced a cross-folding of the older structures which were adapted more or less successfully to a WNW.-ESE. to NW.-SE. trending pattern. Apparently, the flat overthrust strata east of Pola de Gordón were folded in this pattern. This folding phase seems to have been characterised by relative pressures from the northeast and consequently, it is possible that the dips of the older, presumably southward dipping isoclines were steepened to a certain extent.

During a third folding phase, it seems likely that the still predominant southward dips were reversed to the present northward dip of about 60° north which is observed, for instance, in the large E.-W. structures running



underneath the unconformable Stephanian B measures of the Ciñera-llana coalfield. The Stephanian B coal-measures themselves show axial planes dipping southwards. Some new north-south directed thrusts probably originated during this tectonic phase, which may have caused some new movements to occur along the old thrust plan the E.-W. structures.

All these tectonic phases were pre-Stephanian B. There are three Hercynian phases of pre-Stephanian B age known to have caused strongly angular unconformities in the southern flank of the Cantabrian Mountain Chain. They are, respectively, the *Curavacas* (pre-Westphalian B), *Leonian* (upper Westphalian D) and *Asturian* (Stephanian B) phases of folding. It seems likely that the *Curavacas* phase should be held responsible for the severe folding and thrusting along E.-W. lines which occurred during the first phase of movement recorded in the Porma-Bernesga region. The following *Leonian* phase may have produced the somewhat less violent cross-folding, which originated the NW.-SE. folding pattern of the klippe east of Pola de Gordo and which bent some of the older E.-W. structures around to a rough NW.-SE. strike. The *Asturian* phase may have caused the reversal of the dip to mainly about 60° north as well as some accompanying overthrusting from the north.

#### Comparisons with neighbouring regions.

The E.-W. isoclinal folding and attendant overthrusting from the south which, in some cases, seems to have led to nappe-like, more or less flat-lying thrust sheets in the Porma-Bernesga region (e. g. the klippe east of Pola de Gordo), has been attributed to the middle Westphalian *Curavacas* phase. The same phase has been held responsible for E.-W. to WSW.-ENE. trending structures of a similar magnitude, which have been recorded from the neighbouring region to the east by COMTE (1939, 1959) and DE SITTER (1959, 1960). This region, which is crossed by the river Esla, contains at least one clearly marked nappe structure which apparently shows a north to northwestward translation of strata over either a few kilometres (COMTE, 1939, p. 1661) or more than 10 kilometres (DE SITTER, 1960, fig. 2). Farther east, in the Valsurvio dome (KOOPMANS, 1962) and the eastern zone of the Sierra del Brezo (KANIS, 1956), the *Curavacas* phase seems to have produced also E.-W. trending large isoclinal to recumbent synclines which passed into rather flat-lying structures with low-angle overthrusts trending ESE.-WNW. in part of the region. The overthrusting came from the south and caused lateral dis-

placements of up to 2.5 kilometres length (KOOPMANS, 1962, p. 2). Similarly, in the adjoining region of northeastern Palencia, the *Curavacas* phase seems to be responsible for isoclinal folding as well as overthrusting on the scale necessary to form the flat-lying thrust sheet represented by the klippe of San Julián, north of Verbios (cf. WAGNER, 1955, 1960). The trend of *Curavacas* structures in this region seems to be mainly WNW.-ESE. to NW.-SE., with important modifications in the vicinity of Peñapertú, which may be due to later, *Asturian* movements.

West of the Porma-Bernesga region, it seems that the large E.-W. structures ascribed to the *Curavacas* phase continue towards the region of San Emiliano, where the abrupt bend in the Cantabrian-Asturian arc gives additional complications which have not yet been solved. It is not yet clear whether the large thrust sheet of Cambrian, Silurian and Devonian strata which covers heavily crumpled Namuro-Westphalian strata near San Emiliano (GÓMEZ DE LLARENA & R. ARANGO, 1948) should be attributed to the *Curavacas* phase or to later movements. It could be due to one of the later Hercynian phases, however.

The second Hercynian folding phase recorded in the Porma-Bernesga region, i. e. the *Leonian* phase, apparently succeeded in creating small NW.-SE. trending fold structures in previously flat-lying overthrust strata. Its pressures may also have bent around some of the more rigid, originally E.-W. running structures. At the same time it may have been instrumental in steepening the dip and partly overturning it to a north-northeastward inclination.

Towards the east, in the Esla region, it is found that the *Leonian* phase is probably to be held responsible for some local cross-folding and thrusting along NW.-SE. lines. This conclusion is reached on the evidence found in the area northeast of Cistierna, where a large E.-W. trending syncline in Devonian, Viséan and Namurian strata, which may have been originally due to the *Curavacas* phase of folding, has been disturbed by NW.-SE. trending small cross-folds and local overthrust (see the maps published by WAGNER, 1957, lám. XXXI, and DE SITTER, 1959, fig. 2). The trend of these cross-folds and thrusts is at an almost 90° angle with the SW.-NE. striking fold axes of uppermost Westphalian D and lower Stephanian strata in the vicinity of Fuentes de Peñacorada and Ocejo de la Peña (1)

(13) On the map published by the writer in 1957 these strata have been indicated as Stephanian B, but this identification was later modified into uppermost Westphalian D for the basal beds of the formation near Ocejo de la Peña (WAGNER, 1959). This conclusion has been recently confirmed as the result of finding a fossil flora of probable lower Stephanian A age in the strata immediately south of Sa-

Since those fold axes reflect the local trend of *Asturian* folding in this region, whilst the *Uralian* or *Saalian* folding is characterised by trending structures as visible in the neighbouring coalfield of S (Stephanian B), it seems that the NW.-SE. cross-folding pattern should be ascribed to *Leonian* phase movements. The small thrust developed in relation with this cross-folding shows relative overthrust from the north which seems to be in keeping with northeast-southwest directed pressure ascribed to the *Leonian* phase in the Porma-Bernesga region.

Farther to the northeast, in the Tejerina syncline, where upper Westphalian D and lowermost Stephanian A strata immediately overlie previously folded beds of either Westphalian C or D age (WAGNER, 1956), locally rather small-scale structures of *Leonian* age are observed. The strikes seem to be mainly E.-W. to NE.-SW.

In the Valsurvio dome, in the boundary region of the provinces of León and Palencia, a system of large E.-W. striking folds together with minor N.-S. folds has been reported from the so-called Yuso group of KOOPMANS (1952). No fossils were found in the Yuso group, which was assigned to post-*Curavacas* and pre-*Leonian* age<sup>(14)</sup> on structural evidence.

More to the east, in the type area of the *Curavacas* unconformity near Santibáñez de Resoba, a comparatively shallow, NW.-SE. striking syncline was recorded in well-dated post-*Curavacas* strata by KANIS (1956, 1962). The *Leonian* unconformity in the hill of San Cristóbal, which is situated only a few kilometres further east, shows a gradually diminishing degree of intensity leading to the presence of apparently concordant strata of Westphalian D and Stephanian A ages in the eastern part of the Sier Corisa syncline (WAGNER & BREIMER, 1958). Therefore, it is rather doubtful whether the post-*Curavacas* syncline north of Santibáñez de Resoba should be attributed to the *Leonian* phase movements or to the late *Asturian* folding, which is well-characterised in northeastern Palencia (WAGNER, 1955, 1960; DE SITTER, 1957; NEDERLOF, 1960).

North of the Porma-Bernesga region, in the southern part of the Central *Asturian* coalfield (LLOPIS LLADÓ, 1955), roughly NW.-SE. striking open fold structures have been recorded in strata of Westphalian C age. The

Olaja de la Varga, which are continued eastwards into those near Fuentes de Peñacorada. The fossil flora contained the following elements (loc. 1173): *Neuropteris ovata* HOFFMANN, *Linopteris* nov. sp., *Callipteridium* sp., *Alethopteris zeilleri* RAGO and *grandinioides* KESSLER, *Sphenopteris* sp., *Pecopteris* cf. *lamuriana* HEER, *Asterophyllites equisetiformis* (VON SCHLOTHEIM).

(14) In KOOPMANS' paper the *Leonian* phase movements are consistently referred to as *Asturian* phase movements, on the assumption that both phases are one and the same. This assumption is erroneous.

NW.-SE. strike would be in agreement with the presumed *Leonian* trend in the Porma-Bernesga region. However, the area studied by LLOPIS is situated almost entirely in the core of the Cantabric-Asturian structural arc which shows abrupt changes in the strike as the result of extreme compression in the bend of the arc. Therefore, the structural evidence in this area is naturally suspect.

The late pre-Stephanian B reversal of the dip towards a regional 6° northward dip of the predominant isoclinal structures in the Porma-Bernesga region has been attributed to the *Asturian* phase of folding.

Better evidence on *Asturian* folding is obtained from the area to the east (Esla region), where uppermost Westphalian D and lower Stephanian strata have been folded into open WNW.-ENE. to SW.-NE. trending folds in the vicinity of Fuentes de Peñacorada and isoclinal SW.-NE. trending structures north of Ocejo de la Peña. More to the east this trend changes to the E.-W. trend observed in the same strata near Tejerina. In the mountains north of Ocejo de la Peña and in the neighbourhood of Tejerina the axial planes dip towards the northwest and north, respectively. It has already been remarked on a previous occasion (WAGNER, 1957), that the trend of the unconformable strata near Ocejo de la Peña is clearly at an angle with that of the underlying Devonian, Visean and Namurian rocks. Apparently, the NE.-SW. trending, *Asturian* trend in this region has imposed itself on older, roughly E.-W. striking structures, since the mainly E.-W. fold axis of the Esla nappe (DE SITTER, 1959) shows an abrupt inflexion southwestwards to the north of Valdoré. DE SITTER's map of this region also shows numerous NE.-SW. trending faults which may well be part of the same system of *Asturian* deformations. As a result of the clear intersection of folding trends in the Esla region, it is ideal for a tectonic analysis destined to show the intensity and style of the different folding phases. It seems obvious that the *Asturian* folding phase had a profound influence on this region.

Further east, in the Guardo-Cervera coalfield, the strata of mainly lower Stephanian A age have been folded into a largely vertical position (see the sections published by KANIS, 1956, and KOOPMANS, 1962). They strike E.-W. to ENE.-WSW. According to KOOPMANS (1962), the same type of E.-W. structures also deformed earlier folds and thrusts in the Valsurvio dome. It is uncertain as yet whether these folds are mainly *Asturian* or also *Saalian* in origin.

Clearer evidence is found in northeastern Palencia, where large NW.-SE. striking isoclinal synclines with northeastwards inclined axial planes occur (WAGNER, 1955, 1960; NEDERLOF, 1960), which are clearly

referable to the *Asturian* phase of folding. Apparently, the strike *Asturian* phase structures swings around from E.-W. in the Porma-B region, to NE.-SW. in the Esla region, E.-W. again in the Tejeri cline and the Guardo-Cervera region, and NW.-SE. in northeastern *cia* (i. e. in La Pernía and the Barruelo-Orbó coalfield). In the latter there is no doubt about the intensity and direction of *Asturian* move for the northeastward dipping isoclinal syncline of Barruelo and the panying overthrust to the south are both covered unconformably immediately post-*Asturian* strata of Stephanian B age.

In general, it seems clear that the *Asturian* folding produced intense folding and relative overthrust from the NE., N. and NW., i. e. from generally northern direction.

The succeeding post-Stephanian B folding and thrusting, which is attributed either to the *Uralian* or to the *Saalian* phase of folding, is clearly responsible for asymmetric to isoclinal folding with south-north directed overthrusting in the Ciñera-Matallana coalfield, situated in the southern part of the Porma-Bernesga region. Folding and thrusting with the same characteristics occurs in the La Magdalena and Villablino coalfields in northwestern León (cf. VIDAL BOX, 1943), as well as in the Sa coalfield to the east (cf. OLAVARRÍA, 1945; WAGNER, 1957, a. o.). In one of these cases the fold axes follow the general trend of the Hercynian structural arc in the Cantabric-Asturian area and the overthrusting is invariably directed towards the inner side of the arc (cf. COMTE, 1939). Therefore, it is extremely likely that the late Hercynian *Uralian* or *S* folding phase modelled the Cantabric-Asturian arc as seen at present. The axial planes as well as the thrust planes are dipping southwards in most of northern León, but swing around to a southwestward dip in northwestern León (e. g. in the case of the Villablino coalfield) and apparently obtain a northwestward dip in western Asturias (cf. SCHULZ, 18

In the southeastern corner of the Cantabric-Asturian area, no sediments of Stephanian B age have been reported, with the exception of the small patch of unconformable conglomerates and coal-measures in the mountainous area around Peña Cildá, in northeastern Palencia (WAGNER, 1960). Here the strike is about NW.-SE. to NNW.-SSE., which apparently reflects the general swing of the Hercynian orogen towards Sierra de la Demanda in Burgos, to the southeast of the Cantabric-Asturian area.

(15) Probably building on a tradition of gradual closure of the arc through successive movements of pressure during the *Curavacas*, *Leonian* and *Asturian* phases of the Hercynian epoch of folding.

The comparatively small thrusts from the north, which affect the coal measures of Ciñera-Matallana in a number of places may possibly be attributed in part to intense compression in the synclinal cores and for the other part to later movements of the "basement" sliding over Stephanian B strata. The latter may possibly be due to Alpidic movements, such as have become known through the work of ALMELA (1949, 1951) and others. All along the southern flank of the Cantabric Mountain Chain there is evidence of large-scale asymmetric folding, sometimes accompanied by some comparatively mild overthrusting in Mesozoic strata. The relative pressures during this Alpidic folding phase seem to have come from the north (cf. CIRY 1939; GÓMEZ DE LLARENA, 1934, 1950; ALMELA, 1949, 1951). Further north, in the Central Asturian Coalfield and, particularly, in northern Asturias, a system of normal faults of Alpidic age has been recorded by LLOPIS LLADÓ (1954, 1955, 1961).

#### Description of sections I-VI. (Figs. 30-35.)

All the sections have been drawn approximately at right angles to the predominant E.-W. strike in the Porma-Bernesga region. The exact position of the sections is indicated in the margin of the geological map.

The predominant E.-W. structures are cut at about right angles by the main rivers in the region, which flow from the watershed in the north to the Leonese Meseta in the south. Along these rivers the successions corresponding to the different tectonic units are magnificently exposed. Especially the valley of the río Bernesga has attracted the attention of geologists. This is not only due to the excellence of the exposures, but certainly owes something to the fact that it contains the main road from León to Oviedo. The rocks in the Bernesga valley were commented on by DE VERNEUIL (1852), DE PRADO (1860), BARROIS (1882), MONREAL (1879-1880), OEHLERT (1896), MALLADA (1878, 1898), KEGEL (1930), and, more recently, COMTE (1934-39, 1959) and P. H. SAMPELAYO (1942). KEGEL, P. H. SAMPELAYO and COMTE all published geological sections along the Bernesga valley.

Sections along the other valleys to the east, viz. those of the Torío, Curueño and Porma rivers have also been recorded by the same authors as well as by DE SITTER (1962). They all indicate steeply inclined strata which are limited by thrusts following the bedding planes. The sections given in the present paper show generally the same features, but provide somewhat more structural detail, especially with regard to the Ciñera-Matallana coalfield and the tectonic outliers (klippes) east of Pola de Gordón.

They will be discussed below in the order indicated by the number which is from west to east.

*Section I* is drawn along a line slightly east of the Bernesga river, it flows close to Pola de Gordón. In the north the section starts with the inverted flank of the isoclinal syncline running over La Vid. It shows a steeply dipping succession of Silurian as well as Lower and Middle Devonian strata (Barrios to Portilla formations). This succession has a contact to the south with the core of an isoclinal syncline containing Cambrian, Silurian and Lower Devonian ages (Láncara to La Vid formations). This syncline has later been disturbed by a rather flat overt of possible Alpidic age, which has thrown the Silurian strata onto the Stephanian B sediments north of Vega de Gordón, belonging to the measure syncline of Vegacervera. The coal-measures rest unconformably on Lower Devonian strata, which belong to another isoclinal syncline, inverted flank of which has probably been thrown onto Lower Palaeozoic in the core of the preceding syncline. It contains Lower to Middle Devonian as well as Visean and Namurian strata, which form the E.-W. strike ridges in the valley of the Bernesga river south of Vega de Gordón. Namurian rocks are worked in the large quarry on the eastern bank of the river Bernesga north of Pola de Gordón. They form the synclinal core, which is visible immediately south of the quarry and further east in the mountainous parts south of Vega de Gordón. The core of the isoclinal syncline is partially covered by a small NW.-SE. striking syncline of Devonian Visean strata which have apparently been thrust over the larger syncline from the south. They form a klippe in the mountain immediately east of Pola de Gordón. The thrust plane follows the structure of the strata within the klippe and seems independent of the structure of the overlying strata underneath. Consequently, it appears that the thrust plane was folded together with the strata of the klippe when the latter already existed. In other words, the thrusting seems to have preceded the folding of the strata within the thrust mass. The tectonics north of Pola de Gordón are further complicated by the presence of another strongly inverted succession of Devonian and Lower Carboniferous strata which cuts obliquely through the isoclinal syncline of Vega de Gordón and which seems to present the northern flank of a succeeding isoclinal syncline. This isoclinal syncline is partly covered with strongly angular unconformity by mainly quartz conglomerates of the Stephanian B, which are well exposed in the small quarry immediately northwest of Pola de Gordón (see fig. 25) and also on the road leading into the village. Only the extreme base of the unconformable formation has been preserved from erosion and probably so

comparatively minor thrusting from the south has been sufficient to bring up pre-Stephanian B strata from below the unconformity in the road section at the northeastern tip of Pola de Gordón. These older strata have not yet been dated exactly. They consist of steeply folded beds of sandstone and sandy shales with drifted Calamarian stems and other indeterminate plant debris. Occasionally, thinly bedded, siliceous limestone also occurs in this succession of strata. Judging from these characteristics it seems likely that the succession should be attributed to the Namurian. It certainly belongs to some part of the pre-Asturian Carboniferous. The succession of beds exposed along the main road above Pola de Gordón shows numerous signs of tectonic disturbances, most of which seem to be due to faulting. Although a detailed survey of these beds would reveal a certain amount of intricate structure, it seems that they all belong to a single major unit of strata which can be followed eastwards below the klippe east of Pola de Gordón and the one forming the Cueto de San Mateo. Further eastwards, it seems that the same beds reappear below Stephanian B strata southeast of Santa Lucía, where a succession of sandstones and shales of the same description as those found in the roadside east of Pola de Gordón have been found near the offices of the mine "La Competidora". Thinly bedded limestones of apparently the same sequence occur in the upper reaches of the valley immediately west of the offices.

Somewhat further south in the roadside exposures southeast of Pola de Gordón, a steeply dipping succession of Stephanian B coal-measures is encountered. These beds show a mounting sequence towards the south. They have a fault contact with the presumed Namurian strata to the north. The lateral continuation of these strata further east shows an apparently undisturbed stratigraphic unconformity with underlying Devonian limestone. The fossil flora found in locality 1099 (cf. page 88) indicates Stephanian B age. It seems that these Stephanian B strata represent the northern flank of a steeply folded syncline which is not represented in the Ciñera-Matallana coalfield proper. This unit is called the syncline of Pola de Gordón. It is the southernmost syncline known of the synclinorium which contains the coal-measures of Pola de Gordón and Ciñera-Matallana.

The Stephanian B coal-measures forming the northern flank of the so-called syncline of Pola de Gordón are overthrust from the south by Devonian strata, which show a mounting succession from Middle Devonian to Upper Devonian, Visean and Namurian towards the south. This succession has been described in detail by COMTE (1959).

*Section II* is drawn along the Bernesga river down to Santa Lucía and from there over the Cueto de San Mateo southwards. This is the classic

section which has been studied by numerous authors since the middle of the 19th century. Our section is in good agreement with the one published most recently by COMTE (1959), with the most notable exception being the Cueto de San Mateo, which has been interpreted as an autochthonous tectonic structure of Carboniferous strata by COMTE, whereas it is regarded as a tectonic klippe of Devonian rocks by the present author. Also GÓMEZ DE LLERENA (1950) indicates the presence of Devonian strata on the Cueto de San Mateo.

The section starts in the northern part of the Porma-Bernesga with the complex syncline or synclinorium of Cármenes. The northern flank of the syncline shows an apparently undisturbed succession of 2,000 metres of Visean and Namurian strata, possibly reaching into the Westphalian, which rests unconformably on Devonian rocks. The southern flank of the syncline, on the other hand, is heavily disturbed by small-scale folding accompanied by faulting. It will take a long time to unravel the detailed structure of this heavily crumpled core and the section shows a diagrammatic representation of the basic structure involved. The southern flank of the synclinorium is disturbed by thrusting, part of which may be due to first generation movements from the south, but which may be further complicated by later (*Asturian*?) relative overthrusting from the north. Such a north-southward directed thrust seems to have occurred in the vicinity of Villamanín. This fault cuts obliquely through a number of E.-W. and WNW.-ESE. striking thrusts which delimit successive tectonic units. The most northerly one of those units forms part of a large E.-W. striking isoclinal syncline which is more fully developed at a considerable distance to the east, viz. near Nocado de Curueño. The following syncline, which is exposed immediately south of Villamanín, occurs in the section with a succession of Cambrian to Lower Devonian strata only (Láncara-La Vid formations). This succession has been thrust together with the very steeply folded core of an approximately NW.-SE. striking, small-scale anticline, which belongs to the succession of relatively small-scale structures east of Villasimpliz and north of Villar del Puerto. In the Porma-Bernesga section only the southern flank of the anticline is preserved. In the Cueto de San Mateo section the Cambrian and Silurian strata (Láncara, Oville and Barrios formations) are preserved. The Silurian (Ordovician) quartzites form a dark sombre gorge, which has gained in impressiveness because the formation is twice represented, once on the southern flank of the anticline and once on the northern flank. The southern flank of the anticline has been thrust into contact with Barrios quartzites at the base of the succession in the northern flank of the syncline of Villasimpliz. The northern flank of this syncline shows a very complete succession of Silurian and Lower Devonian strata, ranging from the Barrios quartzites, over Formigoso shales to the San Pedro ferruginous sandstones and the limestones and shales of the La Vid formation.

This succession as well as the ones exposed to the south of Villamanín have been described by KEGEL (1930), P. H. SAMPELAYO (1942) and COMTE (1959). The southern flank of the syncline of Villasimpliz is affected by a rather low-angle thrust which seems to be north-south directed and which suppresses part of the succession. This fault seems to follow the same pattern as the relatively unimportant low-angle thrusts which affect the northern flanks of Stephanian B synclines and which seem to be due either to the latest Hercynian or to Alpidic movements. The syncline of Villasimpliz is overthrust from the south again by the large E.-W. striking syncline of La Vid, of which only the northern flank has been preserved. It shows a sequence of Silurian to Middle Devonian strata (Barrios to Portilla formations, which contains the type section of the Lower Devonian La Vid formation (COMTE, 1936, 1959). The top part of this succession has in turn been thrust into contact with Cambrian strata belonging to another E.-W. striking isoclinal syncline in the vicinity of Ciñera. On the core of the syncline of Ciñera has been preserved. It contains Cambrian, Silurian and Lower Devonian strata. This syncline has been overthrust in turn from the south by the succeeding isoclinal syncline of Santa Lucía.

The latter syncline shows another inverted succession of Lower and Middle Devonian strata (La Vid to Portilla formations), which are unconformably succeeded by Visean and Namurian rocks. The core of the syncline is situated in well-bedded, somewhat fossiliferous limestones of probable Namurian age. The inverted northern flank of the syncline contains the Middle Devonian Santa Lucía beds (COMTE, 1936, 1959), which have already yielded a considerable fauna to previous authors (e. g. OEHLER, 1897). The lower beds in the northern flank of the syncline are partly hidden from view by the unconformable coal-measures northeast of Santa Lucía and partly by a low-angle overthrust of Silurian (Ordovician) quartzites, which apparently ends just west of the section. South of Santa Lucía the core of the syncline is overlain by unconformable Stephanian B conglomerates and coal-measures in a synclinal structure which may be an outlying depression of the syncline of Matallana, further east. The Stephanian B rocks are repeated somewhat to the southeast, on the northern flank of the Cueto de San Mateo, where a wedge of coal-measures (Locality 1068 cf. page 93) occurs with apparent thrust contacts on both sides with pre-Stephanian B strata. Those older rocks already possessed a complicated structure which consisted of steeply dipping, probable Namurian rocks overlain by more shallowly folded Devonian limestones in the Cueto de San Mateo. This structural configuration strongly suggests a tectonic outlier or klippe representing a flat thrust sheet or small-scale nappe of unknown di-

mensions. The thrust most probably came from the south, because the klippe of the Cueto de San Mateo shows the same characteristics as the klippe immediately east of Pola de Gordón, which has been thrust onto the core of the isoclinal syncline of Santa Lucía. It may be supposed that the klippe of the Cueto de San Mateo and the klippe east of Pola de Gordón both belong to the same thrust sheet which has later been folded and subsequently fragmented by erosion.

The Devonian rocks of the Cueto de San Mateo have been overthrust from the south by E.-W. striking Devonian strata. This south-directed thrust forms the southern boundary fault of the Ciñera-Matallana coalfield, which cuts progressively, from west to east, through successive synclines in Stephanian B strata.

*Section III* is drawn from a position immediately west of Cármenes in the Valle de Vegacervera to the region east of Llombera. It shows a succession of mainly E.-W. trending slices in Cambrian to Namurian strata to the north of the coalfield, as well as the synclinal structure of Stephanian B strata in the western part of the Ciñera-Matallana coalfield and an erosional outlier at Villar del Puerto and Valle de Vegacervera.

The synclinal structure near Cármenes has been diagrammatically indicated. Some more complications in the core of the Cármenes syncline undoubtedly occur, but only the main structure is shown in the section. The Cármenes syncline is followed by the northern flank of the isoclinal syncline which has its synclinal core exposed further eastwards near Nocedo de Curueño. More to the west, in the mountains east of Fontún, an apparently anticlinal closure of the same strata is observed (fig. 16). The succession in the inverted northern flank consists of Cambrian, Silurian, Devonian, Visean and Namurian rocks. According to COMTE (1959), the succession is complete from the Middle Cambrian Láncara formation to the Lower Devonian La Vid formation, which is transgressed by upper Famennian ferruginous sandstones. The Carboniferous succession here consists of a condensed sequence of Visean and lower Namurian strata (accurately dated by goniatites: see pages 56-59) followed by a more rapidly deposited succession of Namurian limestones and shales which has not yet been dated exactly.

The basal part of the succession is repeated in the succeeding tectonic unit to the south, which also contains an inverted succession of strata. This unit is delimited to the south by another thrust-fault which separates it from the succession of WNW.-ESE. trending folds in the mountains north of Villar del Puerto. The latter succession of relatively small synclines and anticlines in mainly Devonian strata is disrupted internally by so

WNW.-ESE. striking faults which seem to betray compression as a result of northeast-southwest directed movements. The section cuts through the anticlinal structure of Devonian limestones and shales to the north of the Valle de Vegacervera. Further south, the WNW.-ESE. trending structures are cut obliquely by a thrust which brings a comparatively thin slice of Cambrian rocks into contact with the Devonian strata north of Villar del Puerto. This unit of Cambrian strata cannot very well be linked with any structure in the vicinity. They are overthrust in turn by Silurian and Devonian strata belonging to the northern flank of the syncline of La Vid.

In the region of Valle de Vegacervera strongly unconformable beds of Stephanian B age, which form an outlier of the synclinalorium of Ciñera-Matallana, rest on a shallow structure on the steeply dipping, inverted beds in the northern flank of the La Vid syncline. Apparently, some movement along the bedding planes of the older strata occurred, since in a number of places the contacts between Siluro-Devonian and Stephanian B strata are determined by strike faults which locally succeeded in steepening the dips of the Stephanian beds, so that they were brought in line with the older rocks. These faults are relatively unimportant however, and have not been indicated in the section which is on too small a scale to represent these faults correctly. An upstanding ridge of Devonian limestone (Santa Lucía formation) separates the outlier of Villar del Puerto and Valle de Vegacervera from the northernmost syncline of the Ciñera-Matallana coalfield proper. Only the northern flank of this syncline (Bernesga syncline) has been preserved here, since its southern flank has been suppressed by overthrusting. It shows the usual tectonic configuration of strata in the Ciñera-Matallana coalfield, which consists of a series of successive synclines which are stacked up against each other by means of thrusting from the south. Both the somewhat asymmetric shape of the synclines and the southward inclination of the thrusts are indicated in the section. Possibly the most important one of these faults is the southern boundary fault which brings Devonian strata onto the southern flank of the Llombera syncline of Stephanian B rocks.

*Section IV* is similar in most respects to the preceding section just described. In fact, the same units occur in both sections. The structure of the Cármenes synclinalorium in Namurian and possibly lower Westphalian strata is well marked here by prominent limestone bands in the predominant shale sequence. It consists of an apparently undisturbed northern flank which is succeeded by two plainly marked synclines in the core (see fig. 14). The intervening anticline is less clearly visible and may be disturbed by faulting. The southern flank of the Cármenes synclinalorium is cut off by the thrust which brought the Namurian rocks into contact with the Cambrian

and Silurian strata of the inverted northern flank of the syncline of and Nocado de Curueño. The total succession in the latter unit r into the Namurian as well. The following tectonic unit, which over Felmín, consists of an inverted succession of Cambrian, Silurian Lower Devonian strata. Its relationships to the succeeding rocks which magnificently exposed in the Gorges of Vegacervera, are still some obscure. According to COMTE (1959, map), the sequence at Felmín mount upwards without interruption into Middle Devonian, upper Famian, Visean and Namuro-Westphalian rocks forming an isoclinal syncline in the Gorges of Vegacervera. However, the core of this syncline is tainly affected by faulting and the same is apparently true of the successions immediately south of Felmín. Both faults increase in importance westward where they cut obliquely through WNW.-ESE. trending structures north of Villar del Puerto (see map). The thick post-Visean limestones in the Gorges of Vegacervera undoubtedly have been folded into a synclinal structure, as reported by COMTE (1959), but the northern flank is thinner than the southern flank and an examination of the strike patterns at a 2.5 kilometres west of the Torío river indicates that the basal part of the limestone in the northern flank slid over the core and part of the southern flank of the syncline. Apparently, this fault developed in the synclinal core at some distance to the east of the Torío river and gradually increased in importance westwards. It seems likely that this fault was both later than and independent of the formation of the syncline. Probably, it should be ascribed to the *Asturian* phase which is held responsible for the reversal of the dip as well as for some relative overthrusting from the north (rather underthrusting from the south?), whereas the syncline seems to fit into the pattern of large E.-W. striking synclines attributed to the *Curvacas* phase.

The syncline has apparently been overthrust from the south by the slice of Cambrian strata, which borders also the WNW.-ESE. striking structures north of Villar del Puerto and which cuts obliquely through the structures. It suppresses the Visean limestones which emerge in the synclinal closures of mainly Namurian limestones. Further south, there is a reduced succession of Silurian as well as Lower and Middle Devonian strata belonging to the northern flank of the syncline of La Vid. It is not known what causes the apparent reduction in thickness, but the likelihood of faulting should be borne in mind. Some reduction in the thickness of the Devonian succession may be due to thrusts within unconformable Stephanian B strata reaching downwards into the older rocks. A number of closely spaced thrust faults are developed in Stephanian B strata

and northeast of Vegacervera, in the mining area of Bardaya. Some of this thrusting is indicated in the section.

The synclinal structure of the Ciñera-Matallana coalfield is clearly indicated by the increasing depth of structures towards the south, with the maximum depression in the syncline of Matallana. Like it is shown in section III, the synclines composing the synclinorium are thrust on each other by faults developing in the anticlinal cores. It should be noted that these faults apparently developed in the higher parts of the structures and then cut downwards, where they seem to be of lesser importance. This is indicated in the section. The thrusting is obviously associated with the folding. The most southerly thrust, which is known as the southern boundary fault of the Ciñera-Matallana coalfield, almost succeeds here in eliminating the Llombera syncline, which is overthrust by an isoclinal syncline of Devonian, Visean and Namurian strata in the pre-Stephanian succession.

The section along the Torío river has recently been given also by COMTE (1959) and DE SITTER (1962). The section by COMTE conforms rather well with the one presented in the present paper. However, no thrusting was indicated in the synclinorium of Ciñera-Matallana and the structure near the Gorges of Vegacervera had been simplified. DE SITTER'S (1962, p. 13) section I, which seems to have been drawn somewhat east of the Torío river, is one of a series of sections destined to illustrate the interpretation of the general structure as a series of nappes in pre-Stephanian B strata. It has already been observed (page 128) that this interpretation may not be entirely warranted by the facts. The interpretation is aided in the section by dissimulating the predominant northerly dip of the strata. The structure of the Ciñera-Matallana coalfield has been indicated as a single syncline by DE SITTER, whose oversimplification of the tectonics of this region may have led to the statement (DE SITTER, 1962, p. 14) that the northern flank of the coalfield would contain a relatively thicker succession of strata characterised by a higher proportion of conglomerates. In fact, the basal part of the Stephanian B succession is only represented in the northern part of the coalfield, since it has been suppressed by faulting in the southern part. Therefore, the conglomerates at the base of the succession are seemingly more prominent in the northern part of the coalfield. Only the small subsidiary syncline of Correcillas (which forms the continuation of the Bernesga syncline further west) has a thicker northern flank containing more conglomerates than the southern flank. However, this is a local phenomenon governed by the local topographic relief present during early Stephanian B times. There is no reason

to generalise this observation to the entire coalfield, where the opportunity to examine the basal succession in the southern flank

*Section V* is drawn from the mountains northeast of Correcil point near Aviados. It shows Silurian and Lower Devonian strata over the northern flank of the Stephanian B syncline of Co. This thrust seems to fit into the pattern of relatively unimportant Hercynian or Alpidic thrusts which also affect the northern marginal outlier north of Vega de Gordón (compare section I). The Stephanian syncline shows a strong development of limestone conglomerates which have been probably derived from the neighbouring Pico Polvaredo. There is an apparently thicker sequence of conglomerates in the northern flank of the syncline than there is in the southern flank. This phenomenon can be interpreted as the result of local derivation of pebbles which trail from Pico Polvaredo.

The southern syncline is affected by a relatively unimportant fault, which seems the continuation of the E.-W. trending thrust separating the synclines of Vegacervera and Villalfeide in the coalfield of Ciñera-Matallana.

Further south the section cuts through Devonian limestones and in the syncline of Peña Galicia (cf. ALMELA, 1949). This syncline is on a thrust fault which brought it over the southern flank and the cover of an underlying syncline (cf. COMTE, 1959). A succeeding anticline is visible where it is covered by unconformable conglomerates and coal measures in the northern flank of the Stephanian B syncline north of Aviados. This syncline is the eastern spur of the Matallana syncline which shows a tendency to split up into a major syncline running north of Aviados and a subsidiary syncline molded to the shape of the Peña Galicia syncline. Devonian strata underlie. Possibly, the northern flank of the syncline near Aviados has been slightly covered by its substratum gliding over as the result of either late Hercynian or Alpidic movements. This fault, if present at all, is considered to be so unimportant that it has not been indicated in the section.

The coal-measures syncline near Aviados is overthrust from the south by Devonian and some Lower Carboniferous strata as the result of movements along the southern boundary fault of the Ciñera-Matallana coalfield which here came to affect the Matallana syncline. This fault cuts obliquely through different coal measures synclines, from the syncline of Pola de Gordón in the west, to the Llombera and Matallana synclines to the east.

DE SITTER's (1962, p. 13) section II is mainly in agreement with

but does not show the almost total elimination of the southern flank of the Stephanian B syncline near Aviados.

*Section VI* is drawn across the bent structures east of Valdeteja and closely compressed thrust synclines near Nocado de Curueño and Montu. It follows mainly the valley of the Curueño river. Sections along this valley were also drawn by P. H. SAMPELAYO (1942, p. 107) and, most recently, by DE SITTER (1962, p. 13, section III).

The section commences in the north, where the Cármenes syncline has been bent around in a Z-shaped inflexion. Because of the bending of the synclinal fold axis the same structure is encountered twice in the section, viz. once south of Tolibia and once near Valdeteja. Between these two points the section runs about parallel with the strike in pre-Carboniferous strata which, according to COMTE (1959, map), belong to Famennian and follow on Cambrian strata.

To the south the Cármenes syncline is overthrust by Cambrian, Silurian and, according to COMTE (1959), some Devonian strata surmounting Viséan and Namurian rocks which are folded into an isoclinal syncline. This syncline is overridden from the south by the syncline of Peña Galicia which, in the Curueño valley, is represented by Cambrian and Silurian strata at the base of the thrust mass. Apparently, the outcrop of the thrust near Nocado de Curueño has been somewhat obscured by later north-south movements which may be of either late Hercynian or Alpidic age.

The section is highly diagrammatic and no allowance is made for small-scale folding in the Cambrian of Montuerto, so that the thickness of Cambrian strata represented in the section is undoubtedly exaggerated. The stratigraphic succession in part of the section is also incomplete. Therefore, the section should only be used in its structural sense.



## References

- ADARO, L. DE (1914): Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prologación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos.—*Bol. Instituto Geol. de España*, XXXIV, p. 9-79, láms. I-III.
- ADARO, L. DE (1926): Atlas del Estudio estratigráfico de la Cuenca hullera asturi.—*Inst. Geol. España*. Madrid.
- ALMELA, A. (1949): Estudio geológico de la reserva carbonífera de León.—*Bol. Instituto Geol. Min. España*, LXII, p. 401-486, 12 láms.
- ALMELA, A. (1951): Delimitación del Carbonífero de la zona La Robla-Vegarién (León).—*Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXIII, p. 219-236, 2 láms.
- ALMELA, A., y REVILLA, J. (1950): Especies fósiles nuevas del Devoniano de León.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 20, p. 1-16 (paginación de la separata), 1 lám.
- ALMELA, A., y REVILLA, J. (1952): Yacimiento fosilífero cambriano de Montue (León).—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 28, p. 1-7 (paginación de separata), 1 lám.
- BARROIS, CH. (1881): El mármol amigdaloidé de los Pirineos Cantábricos.—*Bolet. Inst. Geol. España*, VIII, p. 131-155, láms. B-G.
- BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galie.—*Mém. Soc. géol. Nord*, II, 1, p. 1-630, Pls. I-XX.
- BOUROZ, A. (1952): Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique du bass houiller de la Mure (Dauphiné).—*C. R. 3.º Congrès Carbonifère*. Heerle 1951, I, p. 45-50.
- BREIMER, A. (1962): A Monograph on Spanish Palaeozoic Crinoidea.—*Leidse Geologische Mededelingen*, 27, p. 1-189, textfigs. 1-40, Pls. I-XVI.
- CIRY, R. (1939): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia León et Santander.—*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, p. 5-523, 6 cart. Pls. I-XIII.

- COLCHEN, M. (1960): Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda la Demanda, province de Burgos, Espagne).—*C. R. Acad. Sci.*, 23, p. 2743-2745.
- COMTE, P. (1934): Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le dans les Asturies.—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, 198, p. 1164-1166.
- COMTE, P. (1936): La edad de las pizarras de la Collada de Llama (Le Com. Inst. Geol. Min. España, 7, p. 57-59.
- COMTE, P. (1936): La série dévonienne du Léon (Espagne).—*C. R. Acad.* 202, p. 337-339.
- COMTE, P. (1936): Le Dévonien inférieur du Léon (Espagne).—*C. R. A Paris*, 202, p. 771-773.
- COMTE, P. (1936): Le Dévonien moyen et supérieur du Léon (Espagne).—*C. Sci.*, Paris, 202, p. 1198-1200.
- COMTE, P. (1937): La série cambrienne et silurienne du Léon (Espagne).—*C. Sci.*, Paris, 204, p. 604-606.
- COMTE, P. (1937): Les grès rouges de San Pedro (Léon).—*Ann. Soc. géol LXII*, 13, p. 60-68.
- COMTE, P. (1937): Sur le Gédinnien de la Chaîne cantabrique.—*C. R. somm geol. France*, 1937-2, p. 134-136.
- COMTE, P. (1938): La succession lithologique des formations cambriennes d (Espagne).—*71.º Congrès Sociétés savantes*, Nice, p. 181-183.
- COMTE, P. (1938): Les faciès du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabr *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 206, p. 1496-1498.
- COMTE, P. (1938): La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillèr tabrique.—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, 206, p. 1741-1743.
- COMTE, P. (1938): Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes et de Sa *Annales de Paléontologie*, XXVII, p. 41-87, Pls. I-IV.
- COMTE, P. (1939): La tectonique des terrains antéstéphanien de la Cordillèr tabrique dans le Nord du Léon.—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, 208, p. 166
- COMTE, P. (1939): La structure du bord sud de la Cordillère Cantabrique e et les mouvements orogéniques qu'elle révèle.—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, p. 2008-2010.
- COMTE, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabri *Mem. Inst. Geol. Min. España*, LX, 404 pp., carte géologique en co 5 coupes.
- CUETO, E. (1926): Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico. *tin Inst. Geol. Min. España*, XLVII, p. 9-109, 1 lám.
- DELÉPINE, G. (1926): Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Esp *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 187, p. 507-509.
- DELÉPINE, G. (1937): Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Mo Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies).—*C. R. 2.º Congr' bonifère*, Heerlen, 1935, I, p. 139-158.
- DELÉPINE, G. (1938): Corrélations entre le Carbonifère moyen de la Russie de l'Europe Occidentale.—*Bull. Soc. géol. France* (5), VIII, p. 593-599
- DELÉPINE, G. (1943): Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espa *Mém. Acad. Sci. Inst. France*, 66, p. 1-122, Pls. I-VI (trad. extr. P. PELAYO, 1946: Faunas marinas del Carbonifero de Asturias.—*Bol. tuto Geol. Min. España*, LIX, p. 21-127, láms. I-VI).
- DELÉPINE, G., & LLOPIS LLADÓ, N. (1956): Nouvelle faune carbonifère à (Asturies, Espagne).—*C. R. somm. Soc. géol. France*, 1956-8, p. 1
- DOUBINGER, J., & MOULINE, M. (1961): Sur la flore fossile du Carbonifère roun et de l'Ibantelly (Basses-Pyrénées).—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, p. 3029-3031.
- FABRE, J., FEYS, R., & GREBER, CH. (1960): Stratigraphie du Bassin houiller çonnais. Zone interne des Alpes françaises.—*C. R. 4.º Congrès Carb Heerlen*, 1958, I, p. 169-173, figs. 1-3.
- GARCÍA-FUENTE, S. (1952): Geología del Concejo de Teverga (Asturias).—*Bol tuto Geol. Min. España*, LXIV, p. 345-456, 50 fotos, 4 láms., expl. gica, 11 láms. Paleontología.
- GARCÍA-FUENTE, S. (1953): Geología de los concejos de Proaza y Tameza (As *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXV, p. 271-324, 30 fotos, 3 láms expl. 2 láms. expl. Paleont.
- GINKEL, A. C. VAN (1960): The Casavegas section and its fusulinid fauna. *Geol. Mededelingen*, 24, 2, p. 705-720, figs. 1-5.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1934): Algunos ejemplos de cobijaduras tectónicas te en Asturias, León y Palencia.—*Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXIV, 127, láms. VII-VIII.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950): Nuevos datos geológicos y paleontológicos s cuenca carbonifera de Ciñera-Matallana (León).—*Estudios Geológic* 11, p. 51-97, láms. VI-XXIV.
- GÓMEZ DE LLARENA, J., & RODRÍGUEZ ARANGO, C. (1948): Datos para el geológico de la Babia Baja (León).—*Bol. Inst. Geol. Min. España* p. 79-206, láms. I-XII, lám. A (mapa geol.).
- GROSCH, P. (1911): Carbon-Fossilien aus Nordspanien mit besonderer Berü tigung ihrer stratigraphischen Stellung. *Ber. Naturf. Gesell. Fr XIX*, p. 9-20.
- GUTHÖRL, P. (1934): Die Arthropoden aus dem Carbon und Perm des Saar Pfalz-Gebietes.—*Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt*, (N. F.), 164, p. Abb. 1-116, Tafn 1-30.
- GUTHÖRL, P. (1952): Die Leit-Fossilien und Stratigraphie des saar-lothrin

- Karbons.—C. R. 3.<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Heerlen, 1951. I, p. 2 Pls. 11-13.
- GUTHÖRL, P. (1960): Die Entwicklung der palaeontologischen Untersuchungsmethoden bei Bohrloch- und sonstigen Aufschlüssen unter Tage im Saar-Steinkohlengebiet.—*Bergbau*, 12, p. 98-109, Abb. 1-12.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1934): El Sistema Cambriano.—*Explicación del Mapa Geol. de España, Inst. Geol. Min. España*, 240 pp., mapas y láms. I-XIX (Paleont.).
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942): El Sistema Siluriano.—*Explicación del Mapa Geol. de España, Inst. Geol. Min. España*, 848 pp., mapas y láms. I-XIX (Paleont.).
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1949): Remesa de pelecípodos límnicos del Carbonífero de Ciñera (León).—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 19, p. 1-4 (página de la separata), láms. I-II (el mismo artículo, sin las láminas, también en la *Revista Real Academia Cienc. Exactas, Físicas y Naturales*, XLII, 1948).
- HIGGINS, A. C. (1962): Conodonts from the "Griotte" limestone of Northwest Spain.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 65, p. 5-22, Pls. 1-3.
- JONGMANS, W. J. (1951): Las floras carboníferas de España.—*Estudios Geológicos*, VII, 14, p. 281-330.
- JULIVERT, M. (1957): Síntesis del estudio geológico de la cuenca de Beleño (a los valles del Sella, Ponga, Nalón y Esla).—*Breviora Geológica Astúrica*, 1-2, p. 9-12.
- JULIVERT, M. (1961): Estudio geológico de la cuenca de Beleño. Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica.—*Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXI (1960), p. 1-346, mapa geol., fotos 1-17, figs. 1-72 (esquemas geológicos y cortes).
- KANIS, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain).—*Leidse Geol. Mededelingen*, XXI, p. 377-445, Pls. 1-3, Apéndice 1-3 (edición española, 1960: Investigaciones geológicas en la zona oriental de la Sierra del Brezo.—*Estudios Geológicos*, XVI, p. 109-156, láminas I-III, Apéndice 1-3).
- KEGEL, W. (1930): Das Gotlandium in den kantabrischen Ketten Nordspaniens.—*Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesellschaft*, 81, (1929), p. 35-62, Tafn I-II.
- KOOPMANS, B. N. (1962): The sedimentary and structural history of the Valsuabes dome, Cantabrian Mountains, Spain.—*Leidse Geol. Mededelingen*, XXII, p. 121-232, figs. 1-38, geol. maps and sections.
- KULLMANN, J. (1960): Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).—*Abh. Akad. Wiss. Lit., Math.-Naturwiss. Kl. Jahrgang* 1960, 7, p. 455-559, Abb. 1-20, Tafn 1-9.
- KULLMANN, J. (1961): Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). I. Stratigraphie. Paläontologie der U. O. Goniatitina HY.—*Abh. Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, 113, 3, p. 219-326, Abb. 1-12, Tafn 19-20.
- LANDECHO Y VILADOMAT (1921): Estudio de la cuenca de Matallana y Orzon (León).—*Bol. Oficial Min. Met.*, V, 52, p. 1-15, mapa geol., 53, p. 1-9.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1951): Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cantabro-Astúrica.—*Trab. Mem. Lab. Geol. Univ. Oviedo*, II, 1-2 p. 9-12.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1954<sup>a</sup>): Sobre la tectónica germánica de Asturias.—*Bol. Real Sociedad Esp. Hist. Nat.*, tomo homenaje a Hernández-Pacheco, p. 415-420.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1954<sup>b</sup>): Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias.—*Estudios Geológicos*, X, 21, p. 79-101.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1955): Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias.—*Pirineos*, X, 31-32, p. 33-177, láms. I-XI, mapa geológico. (*Mon. Geol. Inst. Geol. apl. Oviedo*, III.)
- LLOPIS LLADÓ, N. (1960): Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, Mosta y Monsacro.—*Breviora Geológica Astúrica*, IV, 3-4, p. 3-132, figs. 1-10, láms. 1-5, cortes y mapa geol. (el mapa fue publicado en 1950).
- LLOPIS LLADÓ, N. (1961): Estudio geológico de la región del Cabo de Peñas (Asturias).—*Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXII, p. 233-348, figs. 1-22, láminas I-X, 2 mapas geol. 1:25.000.
- LOTZE, F. (1958): Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums.—*Geologie*, 7, p. 727-750 (trad. esp. J. GÓMEZ DE LLARENA, 1961: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, p. 131-140).
- LUCAS, G. (1955): Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès ammonítico-rosso, de la région méditerranéenne.—*C. R. Acad. Sci., Paris*, 240, p. 1909-1911.
- LUCAS, G. (1955): Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur de calcaires noduleux à faciès ammonítico-rosso.—*C. R. Acad. Sci., Paris*, 240, p. 2000-2002.
- LUCAS, G. (1955): Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonítico-rosso.—*C. R. Acad. Sci., Paris*, 240, 24, p. 2342-2344.
- LYS, M., & SERRE, B. (1958): Contribution à la connaissance des microfauces Paléozoïques. Etudes micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne).—*Revue Inst. Français du Pétrole et Ann. Comb. Liq. des*, XIII, 6, p. 879-916, Pls. I-XI, Tabl. I-II.
- MALLADA, L., & BUITRAGO, J. (1878): La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, V, p. 177-195, láminas 1-6.
- MALLADA, L. (1887): Datos para el estudio geológico de la cuenca hullera de Ciñera y Matallana.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, XIV, p. 173-207, figs. 1-3.
- MALLADA, L. (1894): Ferrocarril hullero de La Robla a Valmaseda, I. Constitución

- geológica de la línea.—*Revista Minera Metalúrgica y de Ingeniería* (XIV), p. 41-43, plano general 1:40.000.
- MALLADA, L. (1898): Explicación del Mapa Geológico de España. III. Sistemóniano y Carbonífero.—*Mem. Com. Mapa Geol. España*, p. 1-415 (edición 1927).
- MARTÍNEZ, J. A. (1959): Resumen del estudio geológico del reborde oriental cuenca carbonífera de Asturias.—*Breviora Geológica Astúrica*, III, 1-2, 76, cortes estratigráficos y geológicos.
- MELÉNDEZ, B. (1948): Un miriápodo fósil en el Estefaniense de Llombera (León).—*Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XLVII, 9-10, p. 737-741, lám. LXVI.
- MELÉNDEZ, B. (1952<sup>a</sup>): Le Permien des Asturies Orientales.—C. R. 3.<sup>e</sup> Congrès *Carbonifère*. Heerlen, 1951, II, p. 453-455, Pls. 19<sup>b</sup>-20<sup>a</sup>.
- MELÉNDEZ, B. (1952<sup>b</sup>): Un myriapode du Carbonifère de l'Espagne.—C. R. 3.<sup>e</sup> Congrès *Carbonifère*. Heerlen, 1951, II, p. 457-458, Pl. 20<sup>b</sup>.
- MELÉNDEZ, B. (1953): El Devónico en España.—*Estudios Geológicos*, IX, 19, p. 405, lám. XLVI.
- MELÉNDEZ, B. (1954): Notas paleontológicas regionales.—*Las Ciencias*, XIX, 3, p. 655-662, láms. I-II.
- MONREAL, L. (1878-80): Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1877 a 1879.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, p. 201-207; VI, p. 311-323; VII, p. 233-239.
- NEDERLOF, M. H. (1960): Structure and sedimentology of the upper Pisuerga and Cantabrian Mountains, Spain.—*Leidse Geol. Mededelingen*, XXIV, 2, p. 703, figs. 1-31, geol. map and strat. sections.
- OEHLERT, D. P. (1896): Fossiles dévoniens de Santa Lucía (Espagne).—*Bull. géol. France*, (3), XXIV, p. 814-875, Pls. I-IV (trad. esp. R. SÁNCHEZ ZANO, 1902-3: Fósiles devonianos de Santa Lucía.—*Bol. Com. Mapa Geol. España*, XXVI (1899), p. 81-151, láms. 3-5; XXVII, p. 67-87, lám. 2).
- OLAVARRÍA, A. (1945): Cuenca hullera de Sabero.—*La España Minera y Metalúrgica. Actividades Profesionales, El Distrito Minero de León*, p. 7-11, 9 figs.
- PAILLETTE, A. (1855): Estudios químico-mineralógicos sobre la caliza de monasterio (caliza metalífera o carbonera) de Asturias.—*Revista Minera*, VI, p. 289-300.
- PAREYN, Cl. (1961): Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais.—*Publ. Ce Recherches sahariennes, (sér. Géol.)*, 1, tome II: Paléontologie, p. 1-10, Pls. I-XXVIII.
- PATAC, I. (1920): La formación uraliense asturiana. Estudio de cuencas carboníferas.—*Gijón*, 50 pp., 27 láms.
- PATAC, I. (1927): Los yacimientos carboníferos españoles.—*Riquezas Minerales de España, An. Inst. Católico de Artes e Industrias*, VI, 6, p. 531; VII, 1, p. 1-10.
- PATAC, I. (1932): Ligeras ideas acerca de la tectónica del antracólítico de Asturi-

- León.—*Primer Congreso de la Agrupación de Ingenieros de Minas de Noroeste de España* (1931), p. 1-10 (paginación de la separata), láms. I-II.
- PATAC, I. (1932): Estudio geológico-minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avelés).—*Riquezas Minerales de España*, p. 1-45, láms. I-XI.
- PRADO, C. DE (1860): Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique (avec une description des fossiles par MM. de Verneuil et Barrande).—*Bull. Soc. géol. France*, (2), XVII, p. 516.
- PRUVOST, P., & CORSIN, P. (1949): Westphalien supérieur et Stéphanien inférieur.—*C. R. Acad. Sci., Paris*, 229, 24, p. 1284-1286.
- QUIRING, H. (1939): Die ostasturischen Steinkohlenbecken.—*Archiv für Lagerstättenforschung*, 69, p. 1-66, Tafn 1-3 (trad. extr. A. DE ALVARADO, 1943: Cuencas hulleras al Este de Asturias.—*Bol. Inst. Geol. Min. España*, LVI, p. 453-538, 2 mapas).
- REVILLA, J. (1906): Riqueza minera de la provincia de León. Su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla.—*Madrid*, 311 pp., LXXII pp. (apéndice), Hojas 1-6 (mapa geológico, cortes y planos).
- RIVERO, R. (1945): Cuenca de Santa Lucía-Matallana.—*Actividades Profesionales, El Distrito Minero de León*, p. 13-18, 6 figuras.
- RUIZ FALCÓ, M., & MADARIAGA ROJO, R. (1931-32): Vegetales fósiles del Carbonífero español.—*Bol. Inst. Geol. Min. España*, LII, p. 121-145 (1-25), láms. I-V; LIII, p. 69-89 (27-47), láms. VI-IX.
- SARROT-REYNAULD, J., & HAUDOUR, J. (1959): Les Phyllopoques du bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique.—*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 35, p. 15-26, Pls. 1-2.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1959): Igneous, Metamorphic and Ore Geology of the Castro Daire —São Pedro do Sul— Sãtão Region (Northern Portugal).—*Com. Serv. Geol. Portugal*, XXXVII, p. 1-617, figs. 1-102, Pls. 1-24, geol. map.
- SCHINDEWOLF, O. H. & KULLMANN, J. (1958): Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).—*Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh.*, 1958-1, p. 12-20.
- SCHULZ, G. (1858): Descripción geológica de la provincia de Oviedo.—*Madrid*, José González, 138 pp., plano geol., cortes geol. (2.<sup>a</sup> edición 1930).
- SITTER, L. U. DE (1949): The development of the Paleozoic in Northwest Spain. —*Geologie en Mijnbouw*, XI, 11, p. 312-319; 12, p. 325-340 (trad. esp. A. ALMELA, 1950: El desarrollo del Paleozoico en el Noroeste de España. —*Publ. Extranjeras sobre Geología de España*, V, p. 7-39, figs. 1-9).
- SITTER, L. U. DE (1955): Nota previa sobre la geología de la Cuenca Carbonífera del Río Pisuerga (Palencia).—*Est. Geol.*, XI, 26, p. 115-125, lámina XXIII.
- SITTER, L. U. DE (1957): The structural history of the SE. corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains.—*Neues Jahrb. Geol. Paläont., Abh.*, 105, 3, p. 272-284, figs. 1-10 (trad. esp. J. M. RÍOS, 1958: Historia estructural

- del ángulo SE. del núcleo paleozoico de las montañas astures.—*No Inst. Geol. Min. España*, 49, p. 75-93, figs. 1-10.
- SITTER, L. U. DE (1959): The Rio Esla nappè in the zone of León of the A Cantabric Mountain chain.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 56, figs. 1-6.
- SITTER, L. U. DE (1960): Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian tains and in the Pyrenees.—*Geologie en Mijnbouw*, 39, p. 189-194, fi
- SITTER, L. U. DE (1961<sup>a</sup>): Establecimiento de las épocas de los movimientos t nicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orogeno Cán astur.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 61, p. 51-62.
- SITTER, L. U. DE (1961<sup>b</sup>): Le Pré-Cambrien dans la chaîne cantabrique.—*C. R. s Soc. géol. France*, 1961-9, p. 253.
- SITTER, L. U. DE (1962): The Hercynian orogenes in Northern Spain.—*Som pects of the Variscan Fold Belt*, Manchester University Press, p. 1-18, I, figs. I-VI.
- STILLE, H. (1920): Über Alter und Art der Phasen variscischer Gebirgsbildu *Nachrichten K. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, p. 218-224.
- STOCKMANS, F., & WILLIÈRE, Y. (1954): Flores namuriennes de la Belgique. Ince des et hypothèses de travail. — *Vol. Jub. V. van Straelen*, I, p. 117- Pls. I-III, Tabl. 1-6.
- SUESS, E. (1918-21): La Face de la Terre (édition traduite et annotée sous la d tion de Emm. DE MARGERIE).—Paris, 3 tomes et tables.
- TEIXEIRA, C. (1944): O Antracólítico continental Português. —*Bol. Soc. Geol. Po gal*, V, 1-2, p. 1-139, figs. 1-64, Est. I-XX.
- TEIXEIRA, C. (1950): Nota sobre la fauna límnic del Carbonífero de Santa Lu Matallana (León).—*Estudios Geológicos*, VI, 12, p. 99-102, fig. 1, l' XXV-XXVI.
- TEIXEIRA, C. (1954): Notas sôbre Geología de Portugal. O Sistema Permo-Carbó *Lisboa*, p. 5-55.
- TERMIER, H. & G. (1960): Erosion et sédimentation.—*Paris, Masson & Cie.*, 412 figs. 1-195.
- TERMIER, P. (1918): Contributions à la connaissance de la tectonique des Asturie *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 166, p. 433-439, p. 516-520, p. 709-714, p. 793-
- VERA ROLLÁN, C. DE LA (1959): Flora carbonífera de Asturias y su distribu estratigráfica.—*Breviora Geológica Astúrica*, III, 1-2, p. 3-70, 2 cuad
- VERNEUIL, E. DE (1850): Note sur les fossiles dévoniens du district de Sa (León). *Bull. Soc. géol. France* (2), VII, p. 155-186, Pls. III-IV.
- VERNEUIL, E. DE, & COLLOMB, E. (1853): Coup d'oeil sur la constitution gé gique de quelques provinces de l'Espagne.—*Bull. Soc. géol. France* X, p. 61-147.
- VIDAL BOX, C. (1943): Notas previas a un estudio morfológico y geológico d alta cuenca del río Sil, cuencas de Lacedana y Babia Alta (provincia León).—*Rev. Real Acad. Ci., Madrid*, XXXVII, p. 95-117, figs. 1-4, minas I-VI.
- WAGNER, R. H., & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952): Aportación al conocimi de la Geología de la zona de Barruelo (Palencia).—*Estudios Geológ VIII*, 16, p. 301-345, láms. LXVI-LXXVII.
- WAGNER, R. H. (1955): Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico Superior Barruelo (Palencia).—*Estudios Geológicos*, XI, 26, p. 145-202, lá XXVIII-XXXI.
- WAGNER, R. H. (1957): Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sa (León).—*Estudios Geológicos*, XIII, 35-36, p. 229-239, láms. XXXI-XX
- WAGNER, R. H. (1959<sup>a</sup>): Some Stephanian Pecocterids from NW. Spain.— *M delingen Geol. Stichting (N. S.)*, 12 (1958), p. 5-23, Pls. 1-13.
- WAGNER, R. H. (1959<sup>b</sup>): Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero en España y Portugal N.—*Estudios Geológicos*, XV (tomo homenaje a San Migu la Cámara), p. 393-420, figs. 1-6.
- WAGNER, R. H. (1959<sup>c</sup>): Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique "léonie d'âge Westphalian D dans le Nord-Ouest de l'Espagne.—*C. R. Acad. Paris*, 249, p. 2804-2806 (trad. esp. M. C. LÓPEZ DE AZCONA, 1960: Pr cia de una nueva fase tectónica Leonense de edad Westfaliense D Noroeste de España.—*Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 60, p. 221-
- WAGNER, R. H. (1960): Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spai relation with the Curavacas phase of folding).—*Estudios Geológicos*, 2, p. 55-92, figs. 1-25.
- WAGNER, R. H. (1962<sup>a</sup>): Sur le terrain houiller de Ciñera-Matallana (León, Espa *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 254, p. 2393-2395.
- WAGNER, R. H. (1962<sup>b</sup>): A brief review of the stratigraphy and floral successi the Carboniferous in NW. Spain.—*C. R. 4.º Congrès Carbonifère, He 1958*, III, p. 753-762, Pls. 29-33.
- WAGNER, R. H. (1962<sup>c</sup>): La signification de la phase léonienne dans le Nord- de l'Espagne.—*C. R. Acad. Sci.*, Paris, 254, p. 3382-3384.
- WAGNER, R. H. (1962<sup>d</sup>): Discordancia bretónica en el NE. de Palencia (Espa *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 67, p. 17-24, figs. 1-2.
- WAGNER, R. H. (1962<sup>e</sup>): An upper Westphalian flora from the mine "Inés", nea Pass of Pajares, on the Leonese-Asturian boundary (NW. Spain). *Com. Inst. Geol. Min. España*, 68, p. 79-102, Pls. 1-5.
- WAGNER, R. H. (1963): Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coa (León) and neighbouring outliers.—I. Introduction, Neuropteris.—*Not. Inst. Geol. Min. España*, 70 pp., Pls. 1-9.
- WAGNER, R. H., & BREIMER, A. (1958): Una flora del Estefaniense inferior

monte de San Cristóbal (Palencia, España).—*Estudios Geológicos*, p. 5-30, láms. I-III.

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1960): *On Nautellipsites hispanicus* (Foord & C *Estudios Geológicos*, XVI, 1, p. 43-51, figs. 1-4.

WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Lower Namurian goniatites from the Griestone of the Cantabric Mountain Chain.—*Not. Com. Inst. Geol. España*, 69, p. 5-42, Pls. I-VIII.

WATERLOT, G. (1934): Etude de la faune continentale du terrain houiller Lorrain.—*Etudes Gîtes Minéraux de la France, Sarre-Lorraine*, II, Fossile.

*Added while this paper was in press:*

LOTZE, F. (1961): Das Kambrium Spaniens, I. Stratigraphie.—*Abh. Akad. Lit., Math.-Naturwiss. Kl., Jahrgang 1961, Nr. 6*, p. 283-498, Abb. (the Cambrian of León is discussed exhaustively on pages 345-379).

## Addendum 1

Since this paper was submitted to the editor some more detailed investigations were made by the writer in the Ciñera-Matallana coalfield during the summer of 1962. These investigations were carried out with the active support of the mining company "Hullera Vasco-Leonesa, S. Although this work will be reported in full at some future date, a summary of its stratigraphic results has been given already in the introductory chapter of the first contribution towards a description of the fossil flora of the Ciñera-Matallana coalfield (WAGNER, 1963).

In that paper, which is now in press, a number of stratigraphic formations have been distinguished, which are the following: Lower Coal-Bearing formation (40 to 400 metres thick), "Hard Beds" formation (90 metres thick), Roguera formation (60 m.), San José formation (150 m.), Bienvenido formation (350 m.) and Matallana formation (250 m.). The base of the Hard Beds is given by two beds of dark-grey shales with abundant remains of *Leaia baentschiana* BEYRICH, which serve as reliable marker beds throughout the coalfield. The underlying Lower Coal-Bearing formation is characterised by sharp variations in thickness, which are considered to be partly due to filling up of erosional valleys in the early Stephanian B (p. *Asturian*) topographic relief and partly to effects of differential compaction. It has become fairly well established that the thick coal formation in the western part of the area is replaced by a shale-sandstone sequence with markedly less coal in the eastern part. The higher rate of compaction of the coal will have further augmented the already existing difference in stratigraphic thickness between the western and eastern parts of the Lower Coal-Bearing formation, a difference which now goes from a minimum of some 40 metres thickness in the western part of the coalfield to a maximum of about 400 metres in the eastern part. The thickness variations can be established with confidence owing to the constant presence of the

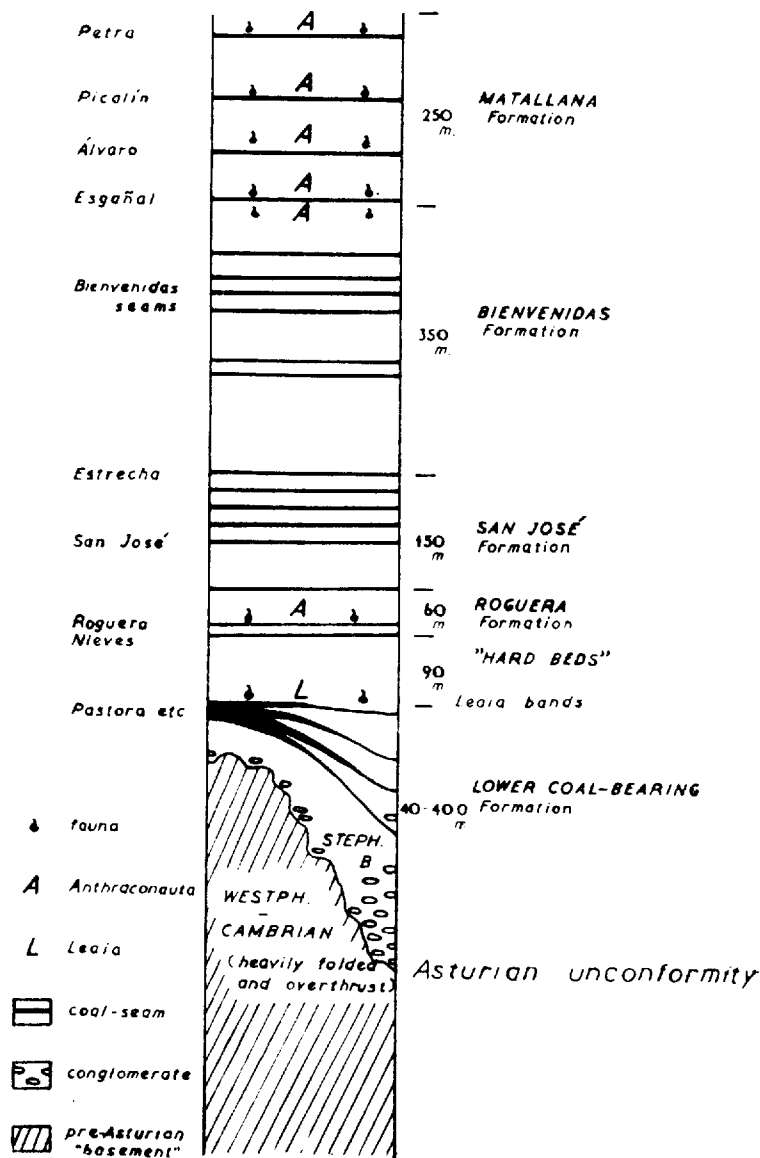


Fig. 4.—Diagrammatic section of the stratigraphic succession in the Ciñera-Matallana coalfield (after WAGNER, 1963).

Esquema de la sucesión estratigráfica en la cuenca minera de Ciñera-Matallana (León) (según WAGNER, 1963).

marker bands with *Leiaia* at the base of the overlying formation of "Hard Beds".

Numerous beds with abundant remains of non-marine lamellibranchs (*Anthraconauta*) and ostracodes (*Carbonita*) occur in both the Roguera and Matallana formations. The San José formation is characterised by mainly rather sandy strata containing fairly characteristic floral assemblages. The intervening Bienvenidas formation is more nondescript. The stratigraphic thicknesses of the formations above the *Leiaia* bands seem rather constant.

The floral characteristics of the different formations are being studied at present. They confirm the age determinations already given, but add certain refinements. For example, *Taeniopteris jejuna* GRAND'EURY is found to occur for the first time in the top part of the Hard Beds and appears to be absent in the Lower Coal-Bearing formation.

The tectonic results of the recent investigation on the Ciñera-Matallana coalfield have been partly incorporated in the map given in the present paper. However, certain details could not be shown on the 1:50,000 scale and had to be omitted. These will be brought out in due course, when the final results of the investigation will be published. The main features of the geological structure of the coalfield are shown however on the map accompanying the present paper.

## Addendum 2

The existence of tectonic movements preceding the *Curavacas* phase of folding has been most recently discussed in a paper on the stratigraphic succession of Palaeozoic rocks in northeastern Palencia (see Reference). It has been shown that movements of uplift producing various low-angle unconformities occurred in this part of the Cantabric-Asturian area at four different levels of the pre-*Curavacas* succession.

The earlier two of these movements seem to relate to the upper Famennian and Bretonic movements which have also been recorded from northern Léon. The two later ones, however, which occurred roughly during Namurian and lower Westphalian times, are apparently unknown in northern Léon. This new record of unconformities in this part of the stratigraphic column vindicates DE SITTER's report on the presence of a pre-*Curavacas* unconformity in the southeastern part of the Cantabric-Asturian area.

The dating of these unconformities is still rather inexact and needs to be improved.

Reference: WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963): Summary of the Stratigraphy of Upper Palaeozoic Rocks in NE. Palencia, Spain. — *Proc. Konink. Ned. Akad. Wetenschappen*, Amsterdam (B), LXVI, 3, p. 149-163, 1 fig.



## EXPLANATION OF THE FIGURES

(Explicación de las figuras)

The symbols used for the explanation of the photographs and for the section I-VI are those given in the Legend of the Geological Map joined to this paper.

Los signos convencionales utilizados para las explicaciones de las fotografías y de los cortes geológicos I-VI son los mismos que se han empleado para el mapa geológico adjunto a este trabajo (véase la explicación del mapa).

Fig. 5.—Inverted succession of Ordovician quartzites and Gothlandian shales in western bank of the Torío river, immediately north of Felmín.

Sucesión invertida de cuarcitas ordovicienses y pizarras gothlandienses en la orilla occidental del río Torío, inmediatamente al norte de Felmín.

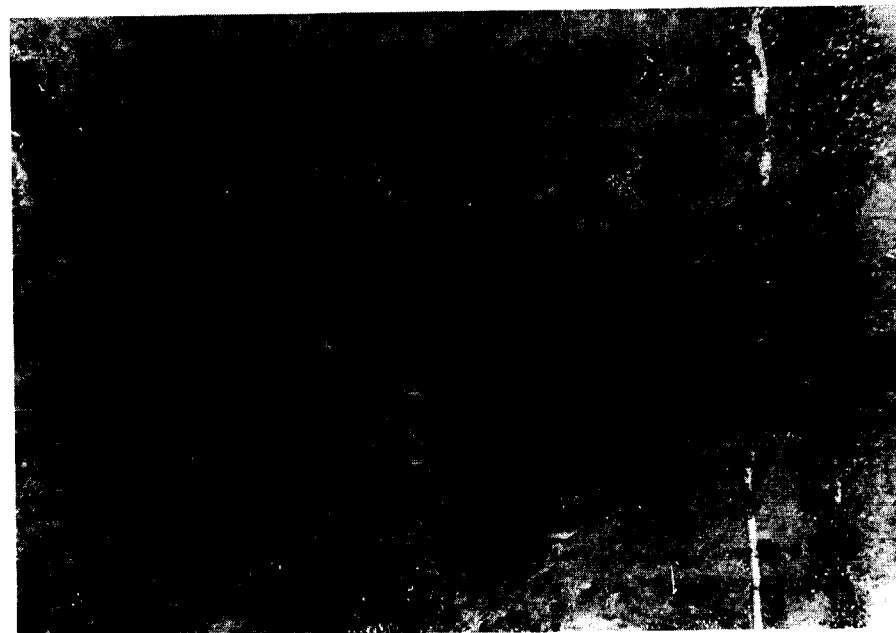


Fig. 6.—Heavily crumpled Devonian limestones in the E.-W. striking band of Silurian and Devonian strata, which passes over Felmín. The regional dip of the major structural unit is about 60° north. In the foreground the houses of Felmín are visible.

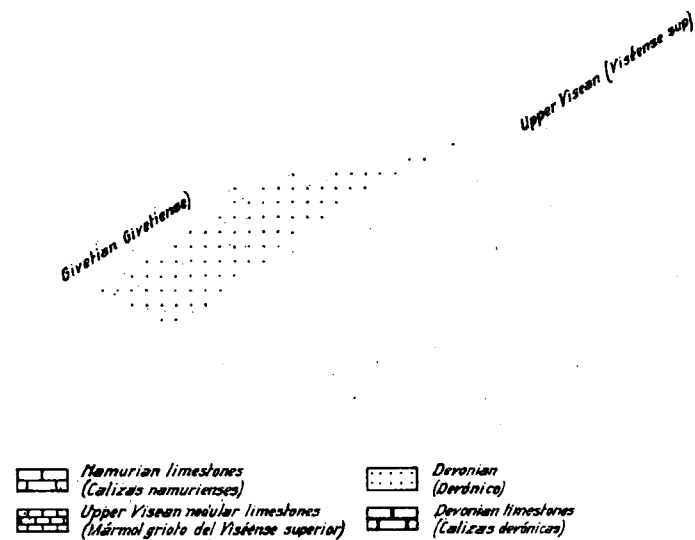
Muy atormentadas calizas devónicas que pertenecen a la unidad estructural de buzamientos generales del orden de 60° N., que pasa por el pueblo de Felmín con un rumbo este-oeste.





Fig. 7.—Inverted sequence of Devonian, Visean and Namurian strata in the hills on the eastern bank of the Bernesga river, at about 1 kilometre north of Pola de Gordón. This succession is described in some detail on pages 47-48.

Serie invertida de estratos del Devónico, Viseense y Namuriense, que afloran en valle del río Bernesga, a un kilómetro aproximadamente al norte del pueblo de Pola de Gordón. Esta sucesión de estratos está descrita en las páginas 47 a 48.



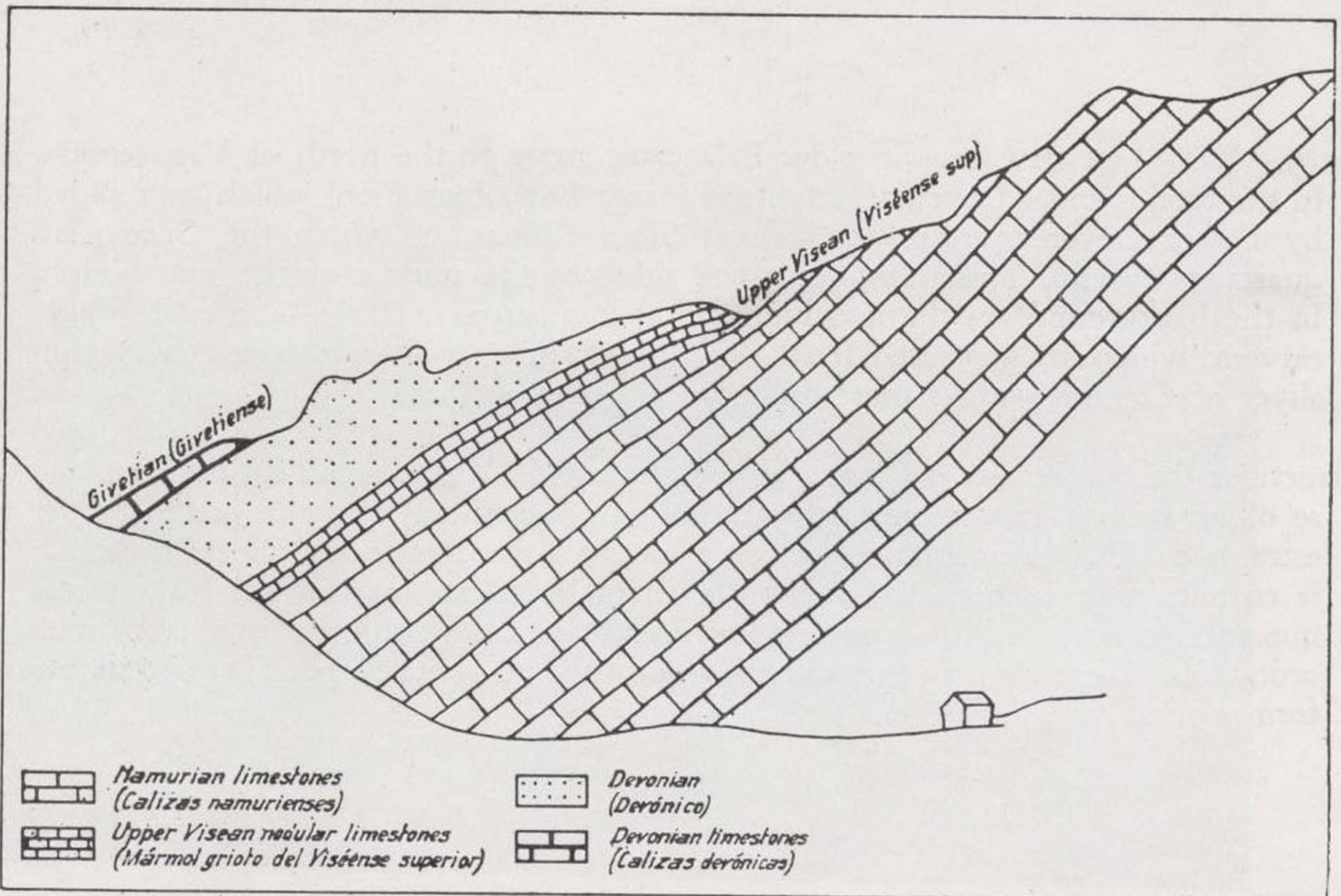


Fig. 8.—Gorges of Vegacervera: Devonian, Visean and Namurian limestones run together in a major E.-W. structure forming an isoclinal syncline which has faulted in the core. The picture was taken from a point above Valporquer Torío and the view is looking towards the east.

Hoces de Vegacervera: Calizas devónicas, viseenses y namurienses participando t en una estructura sinclinal isoclinal de rumbo este-oeste. El centro del sinclinal fallado. La vista está tomada desde un punto encima del pueblo de Valporquer Torío y mira hacia el este.

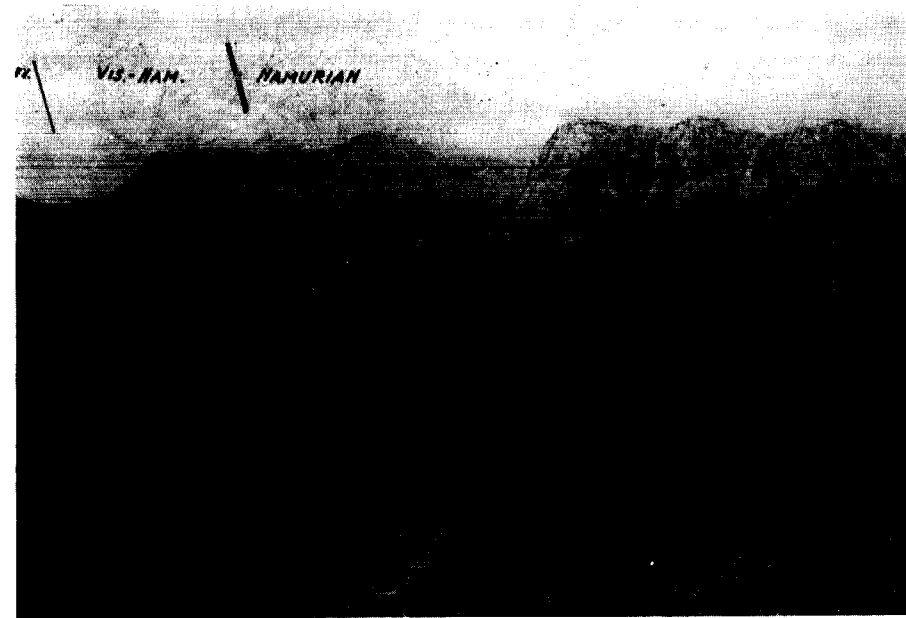


Fig. 9.—East-West structures in older Palaeozoic strata to the north of Vegacervera. In the foreground a Devonian limestone (Santa Lucía formation) which is preceded by Lower Devonian strata as well as Silurian ones, of which the Ordovician quartzites (Barrios formation) form the ridge in the middle of the photograph. In the background are the massive Namurian limestones of the Gorges of Vegacervera, which are separated from the Ordovician quartzites by a relatively thin sliver of Cambrian rocks (not visible on the photograph).

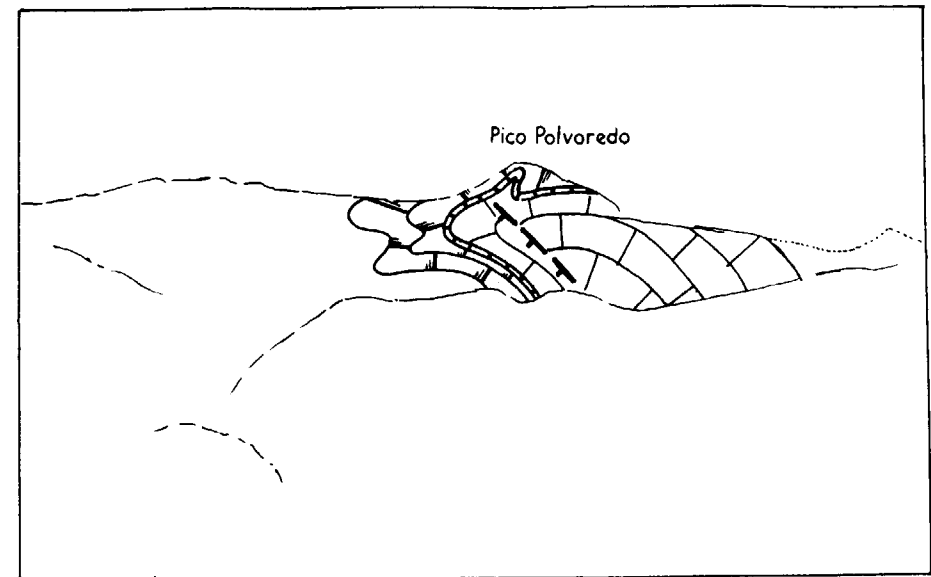
Estructuras con rumbo este-oeste que se ven al norte de Vegacervera. En primer plano se observa una caliza devónica (formación de Santa Lucía) que está precedida por estratos del Devónico inferior así como rocas silúricas, entre las cuales se destaca la cuarcita ordoviciense. Al fondo se levantan las calizas masivas del Namurien que forman las Hoces de Vegacervera. Entre las calizas namurienses y la cuarcita ordoviciense tenemos una faja cámbrica que hace un contacto por falla con ambas formaciones.





Fig. 10.—The Devonian, Viséan and Namurian limestone complex on the western slope of Pico Polvoredado and on the eastern side of the Gorges of Vegacervera, as seen from the heights above Gete. The goniatite locality 1098 (see page 52) occurs just below the top of the mountain on the western slope.

Las calizas devónicas, viséenses y namurienses, que forman la montaña de Pico Polvoredado y la parte oriental de las Hoces de Vegacervera. La vista está tomada desde los altos que dominan el pueblo de Gete y, por lo tanto, se mira hacia la ladera occidental de Pico Polvoredado. La localidad 1098 de goniatítidos viséenses se encuentra en esa ladera a poca distancia de la cumbre de Pico Polvoredado.







Pico Polvoreda

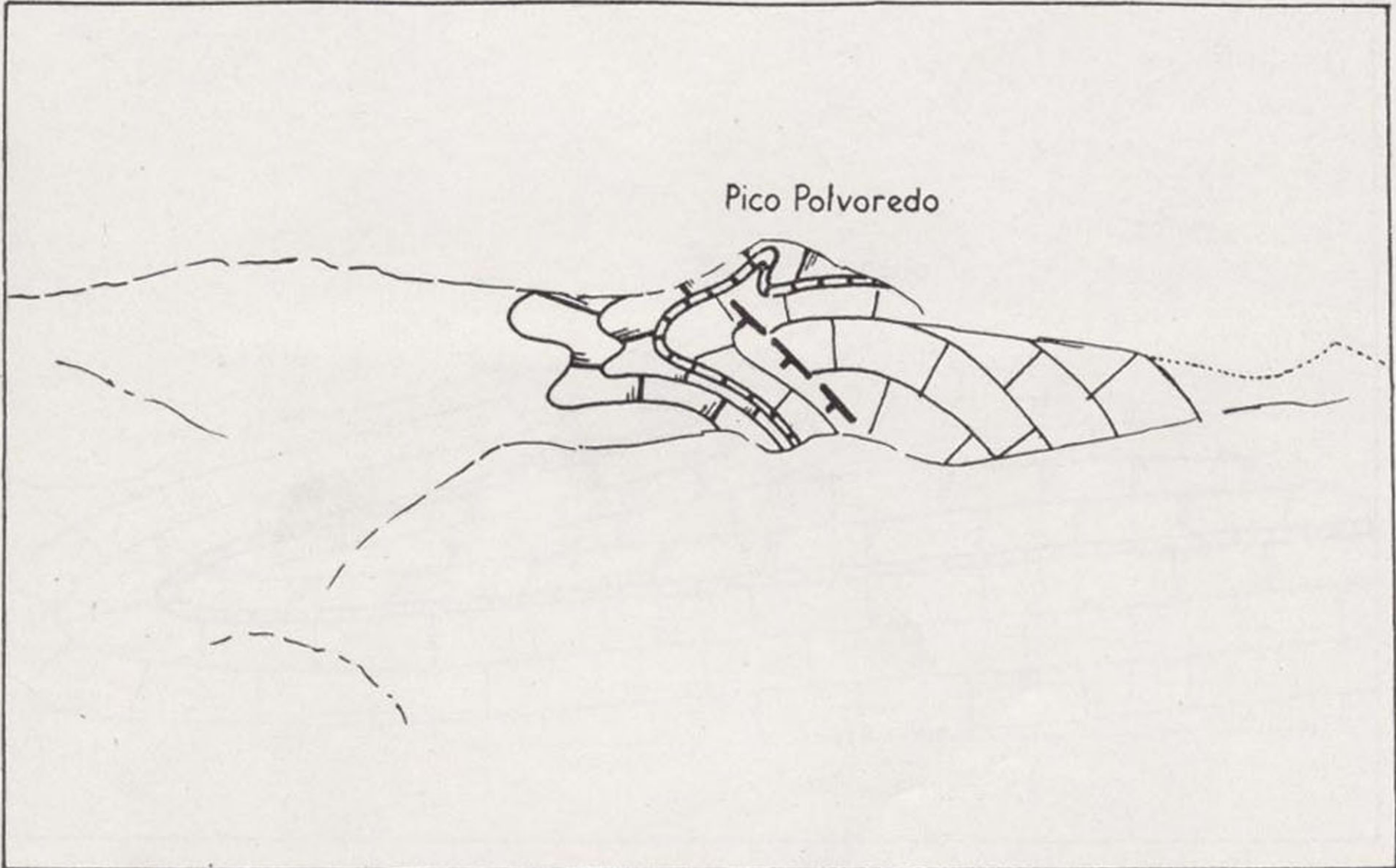
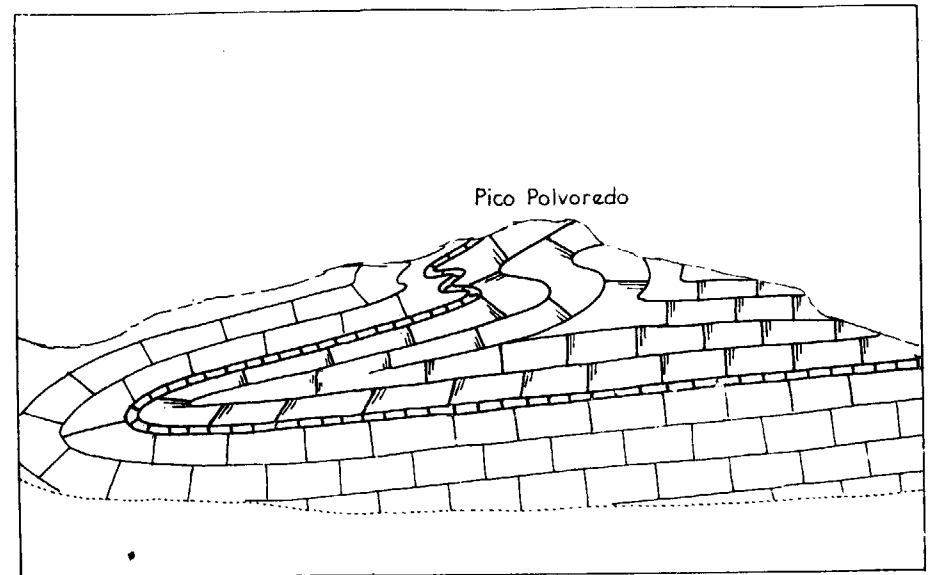
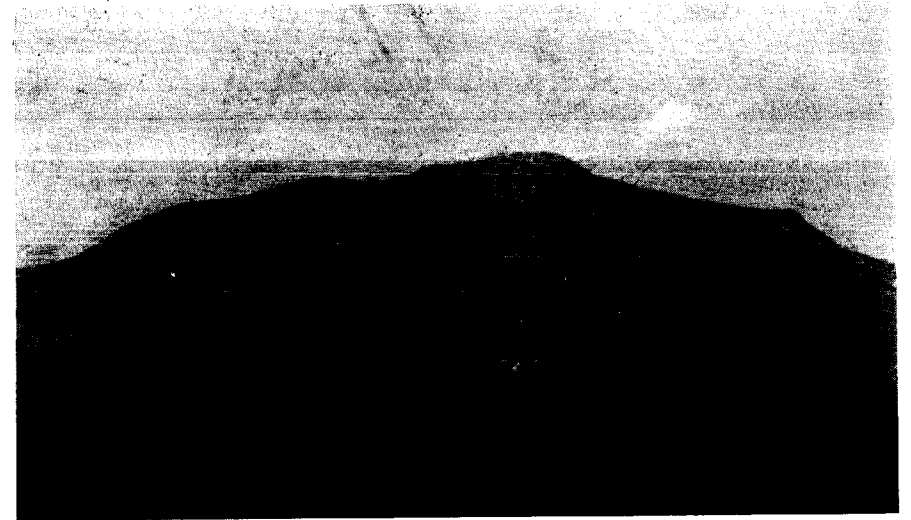


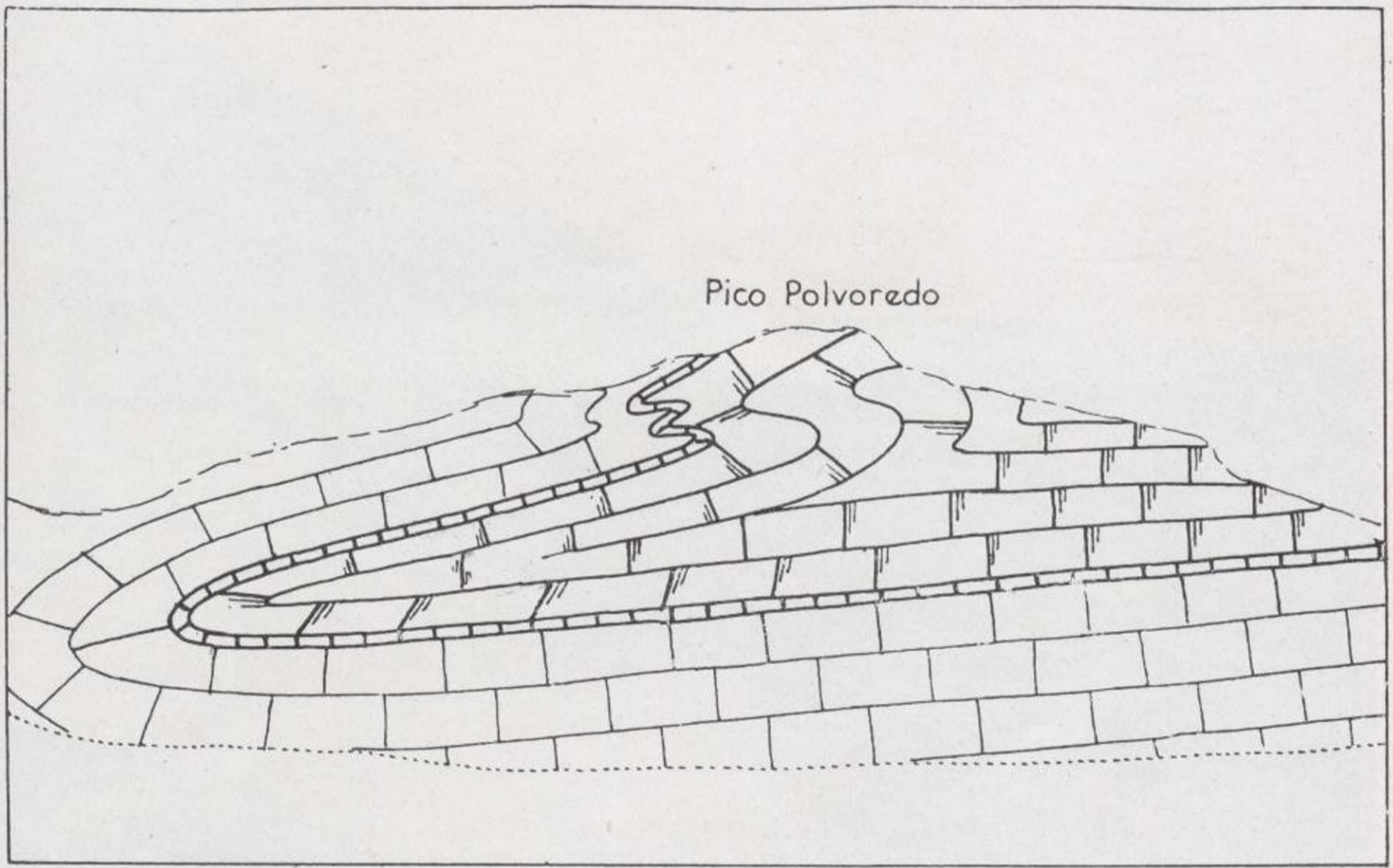
Fig. 11.—A view of the recumbent anticline in Devonian, Viséan and Namurian strata which occurs on the southern slope of Pico Polvoredó.

Una vista del anticlinal acostado en estratos devónicos, viséenses y namurienses, que forman la ladera meridional de Pico Polvoredó.



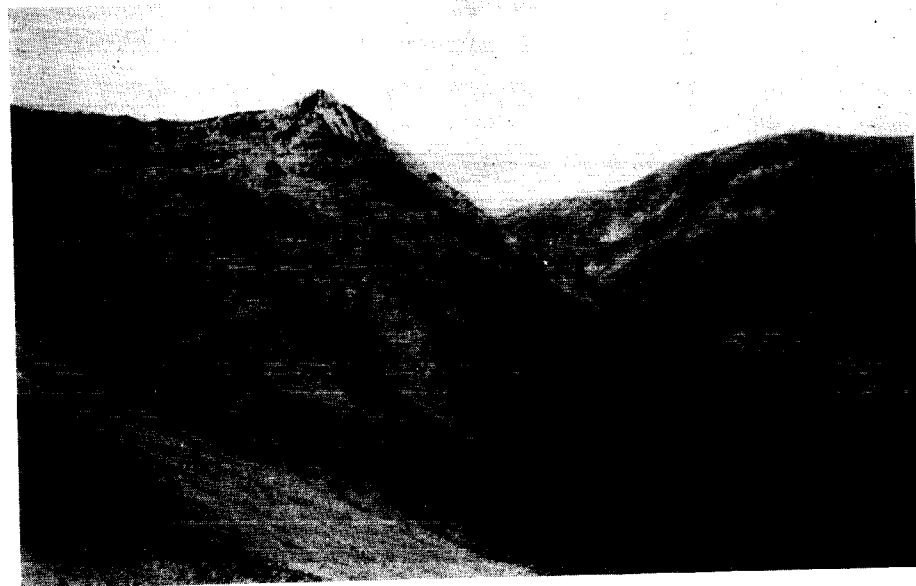


Pico Polvoreda, a typical example of a volcanic cone in the eastern part of the island of Puerto Rico.



Figs. 12-13.—Minor recumbent folds in Devonian limestones on the eastern slope of Pico Polvoredado.

Pequeños pliegues acostados en calizas devónicas en la ladera oriental de Pico Polvoredado.



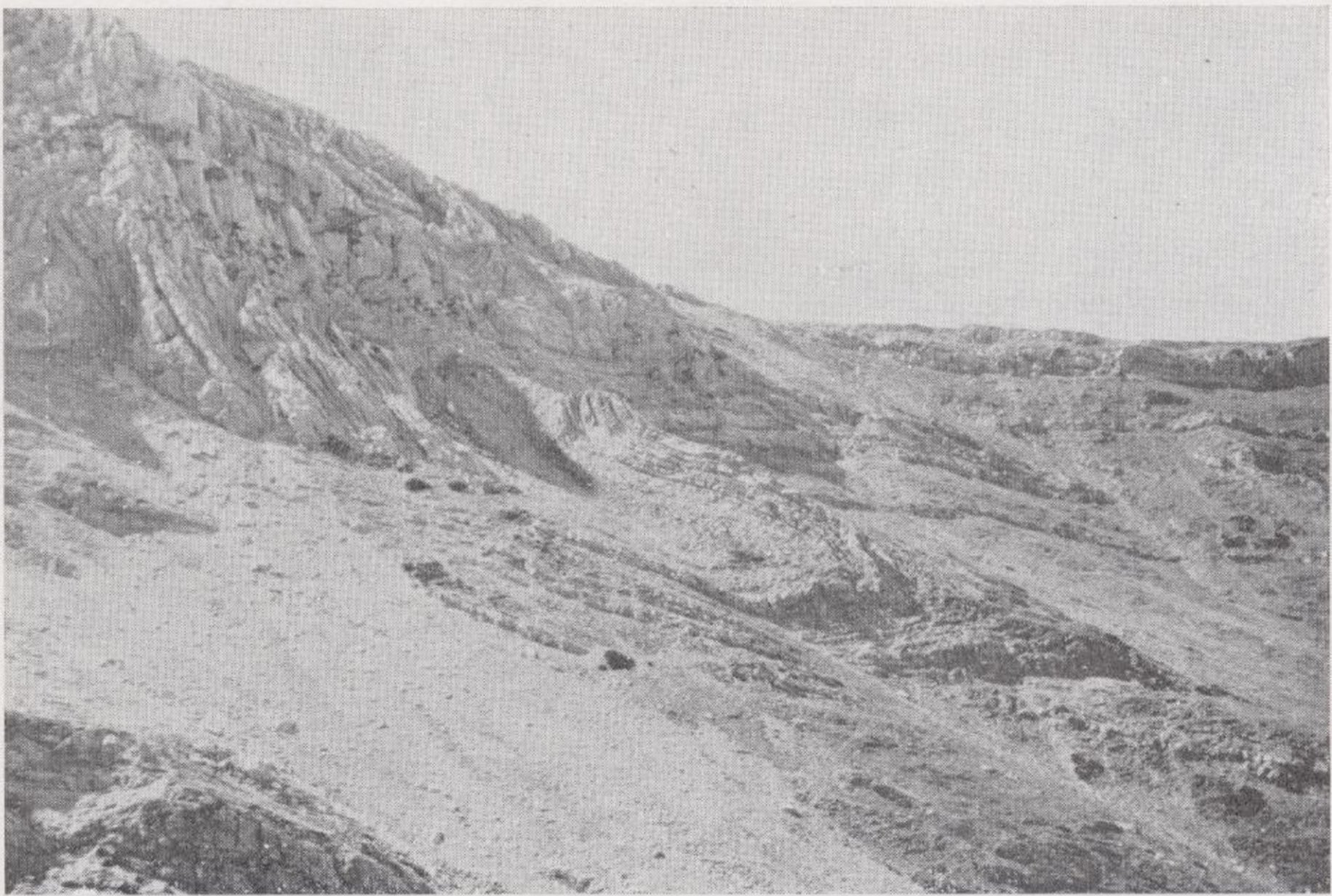
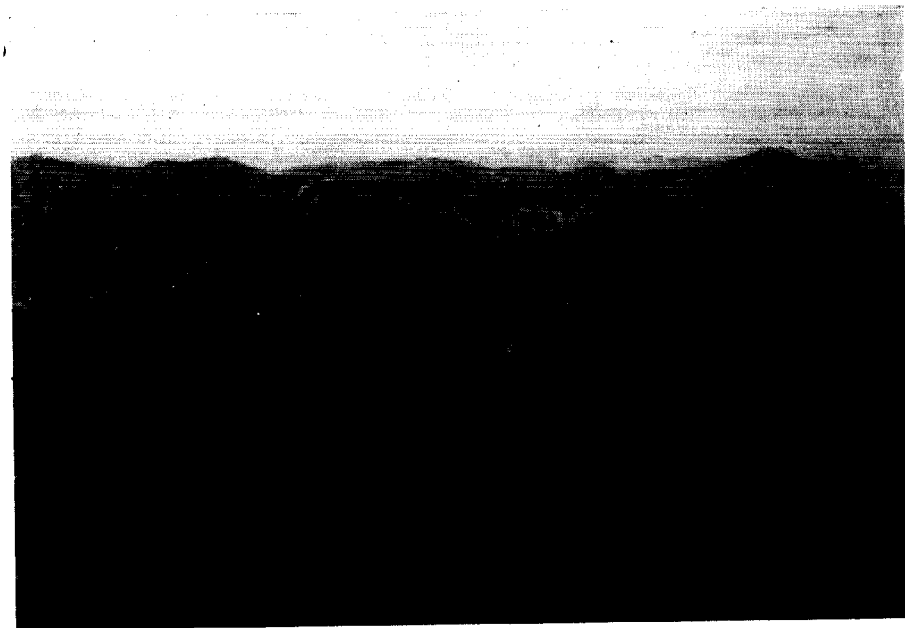


Fig. 14.—The synclinorium of Cármenes as it occurs immediately east of the vill of that name. In the centre of the photograph the main synclinal core is visi More to the left the inverted succession of Namurian and lower Westphalia strata in the northern flank of the synclinorium can be seen. It consists mai of reef limestones in shale.

El sinclinorio de Cármenes tal como aparece al este del pueblo de este nombre. el centro de la fotografía se ve la vuelta del sinclinal. Hacia la izquierda se de arrolla toda la serie namuriense y ¿westfaliense inferior? que aflora en el flanc septentrional del sinclinorio. La sucesión consta principalmente de calizas arrec fales en pizarras arcillosas.

Fig. 15.—Another view of the Cármenes synclinorium as seen somewhat more to the east. It shows the wedging bands of reef limestone in a predominant shale environment which occur in the upper part of the Namurian and lower West-phalian ? succession.

Otra vista del sinclinorio de Cármenes a poca distancia más al este de la fotografía anterior. Muestra las calizas arrecifales acuñaando en las pizarras arcillosas que forman el elemento principal en la parte superior de la serie.



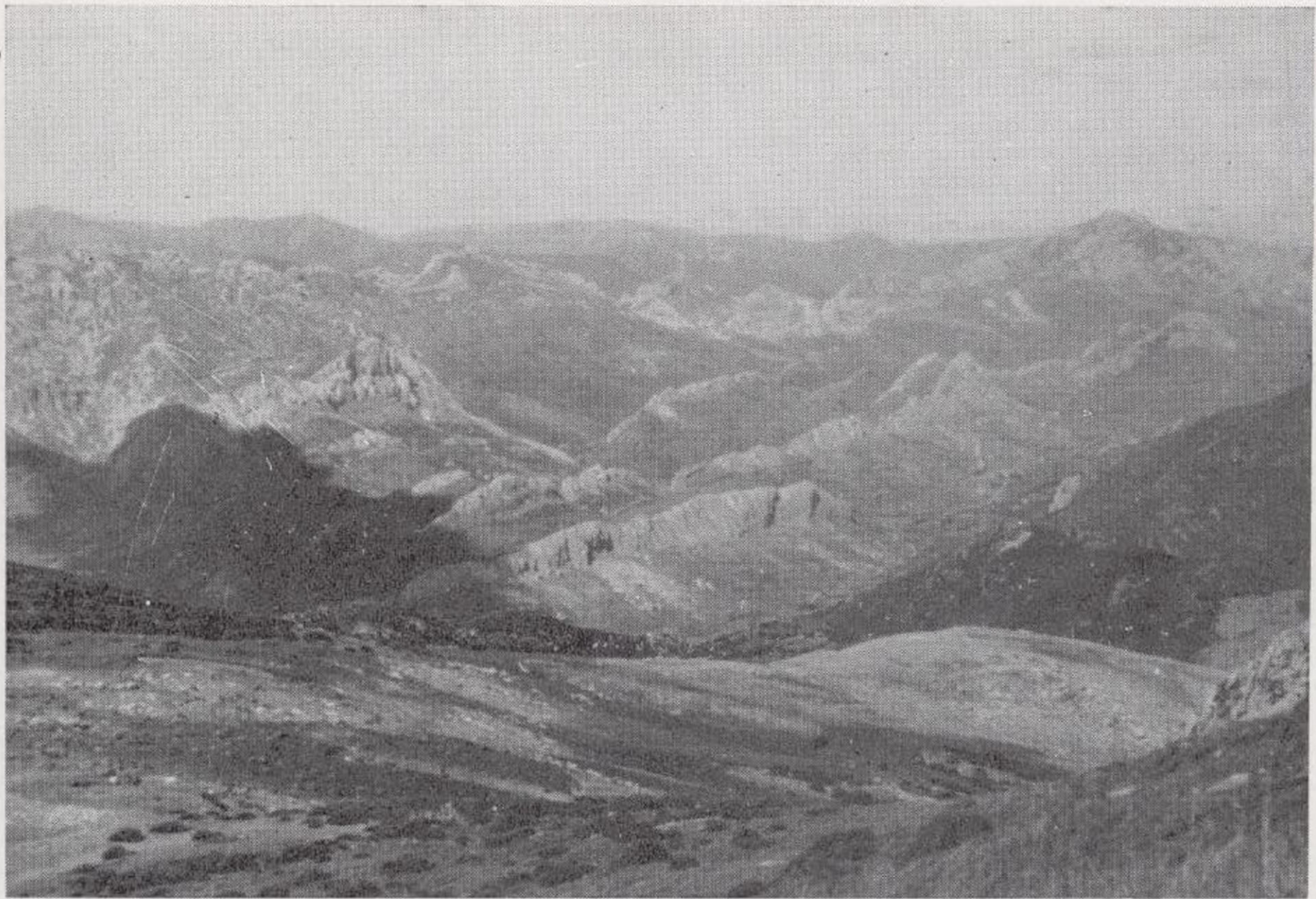


Fig. 16.—A steeply plunging anticlinal closure in Namurian limestone which the mountain known as Pico Fontún or El Machacao, at some distance to the east of Villamanín. The plunge is probably of the order of  $70^{\circ}$  to  $90^{\circ}$ .

Una vuelta de anticlinal con el eje casi a plomo, que se observa en calizas namurienses que forman Pico Fontún (El Machacao).

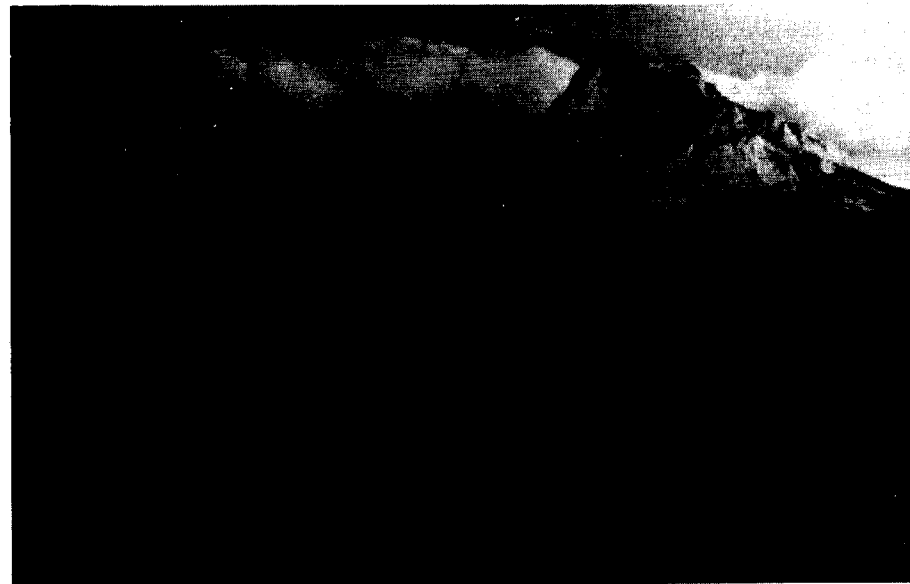


Fig. 17.—East-West striking and steeply dipping Visean and Namurian limestones the structural unit which passes over Getino and which ends in Pico Fontún. Although the strike is fundamentally East-West, there are sudden Z-shape inflexions which betray an adaptation to later NE.-SW. to NNE.-SSW. orientate pressures.

Recorrido de calizas viseenses y namurienses en la estructura de rumbo este-oeste, que pasa por Getino y que termina en Pico Fontún. Aunque el recorrido se efectuó fundamentalmente de este a oeste, existen localmente inflexiones en forma de Z que demuestran una adaptación posterior a presiones en el sentido NE.-S. o NNE.—SSW.





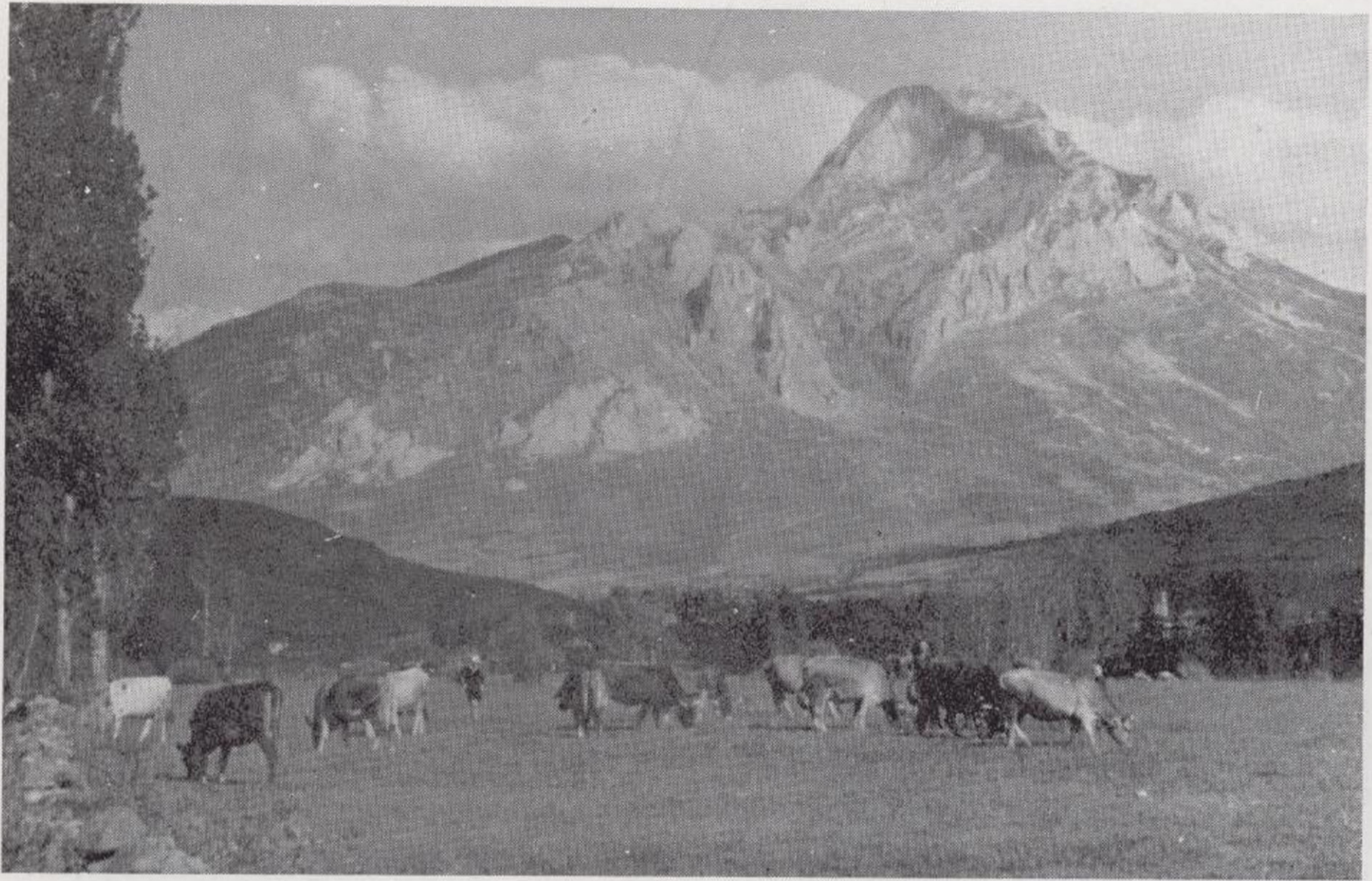
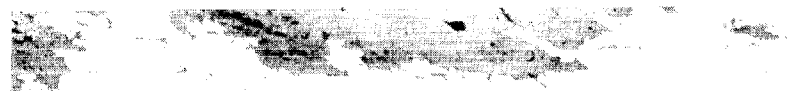
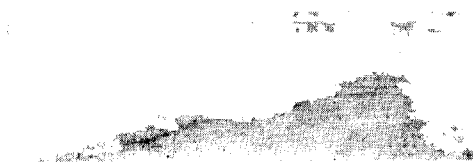
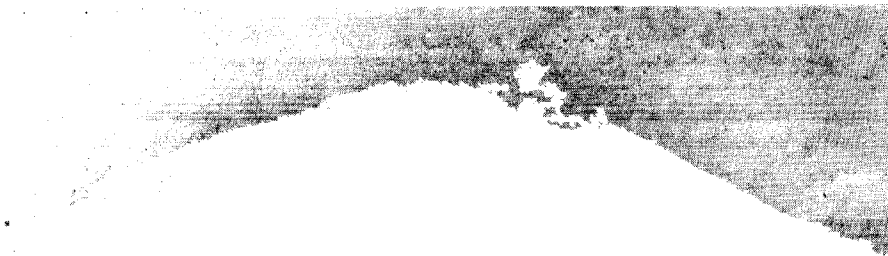


Fig. 18.—The Namurian and lower Westphalian? shales and intercalated reef li-  
stones in the northern flank of the Cármenes synclinorium east of Cármenes.

La sucesión de pizarras y calizas arrecifales de edad namuriense (¿y westfalie  
inferior?) que afloran en la rama norte del sínclinorio de Cármenes, al este  
pueblo.

Fig. 19.—Load-casting in sandstone of the probable Namurian succession of strat  
in the road-cutting east of Pola de Gordón.

“Load-casting” en areniscas de edad probablemente namuriense que afloran al lado  
de la carretera general al este de Pola de Gordón.



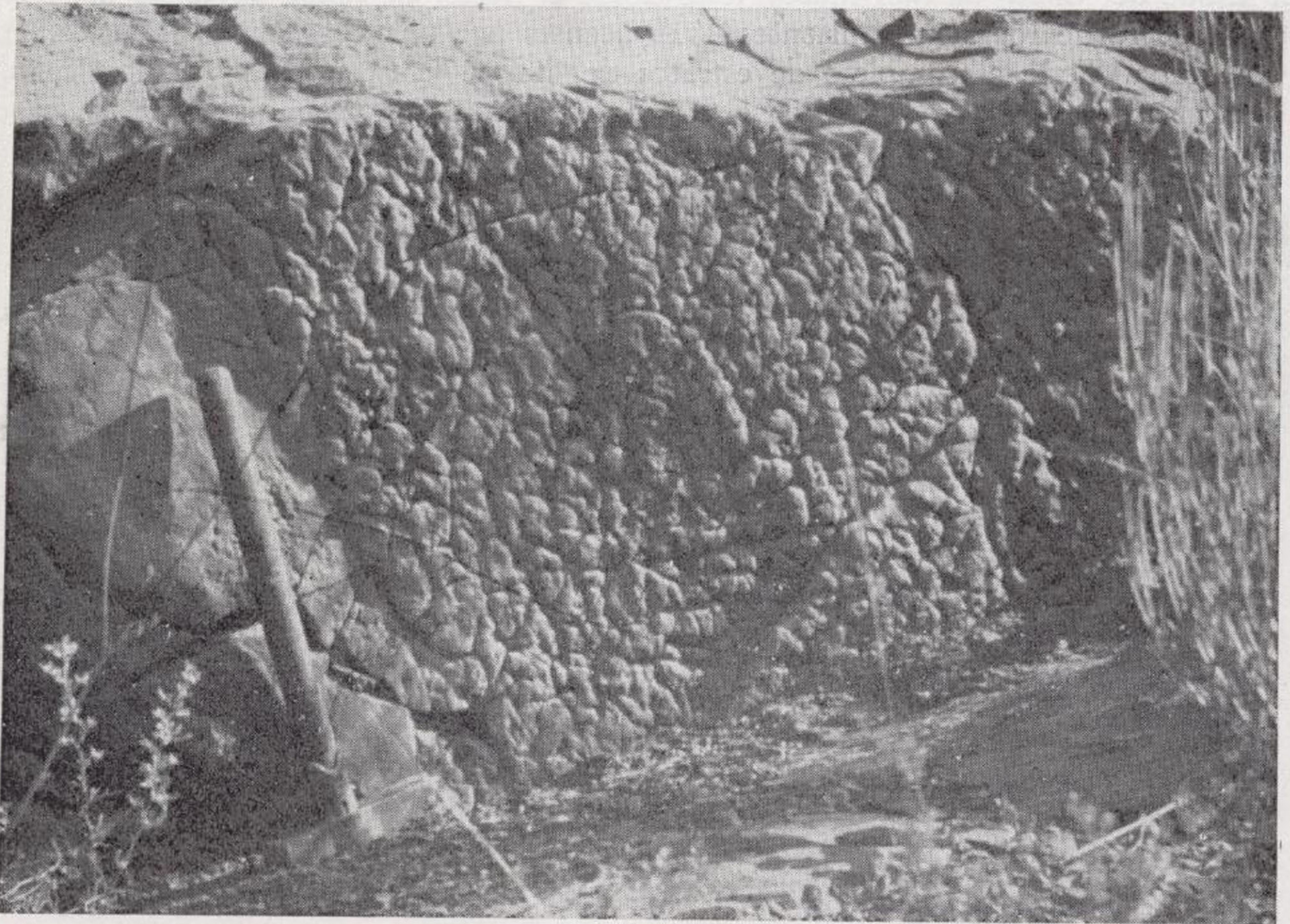
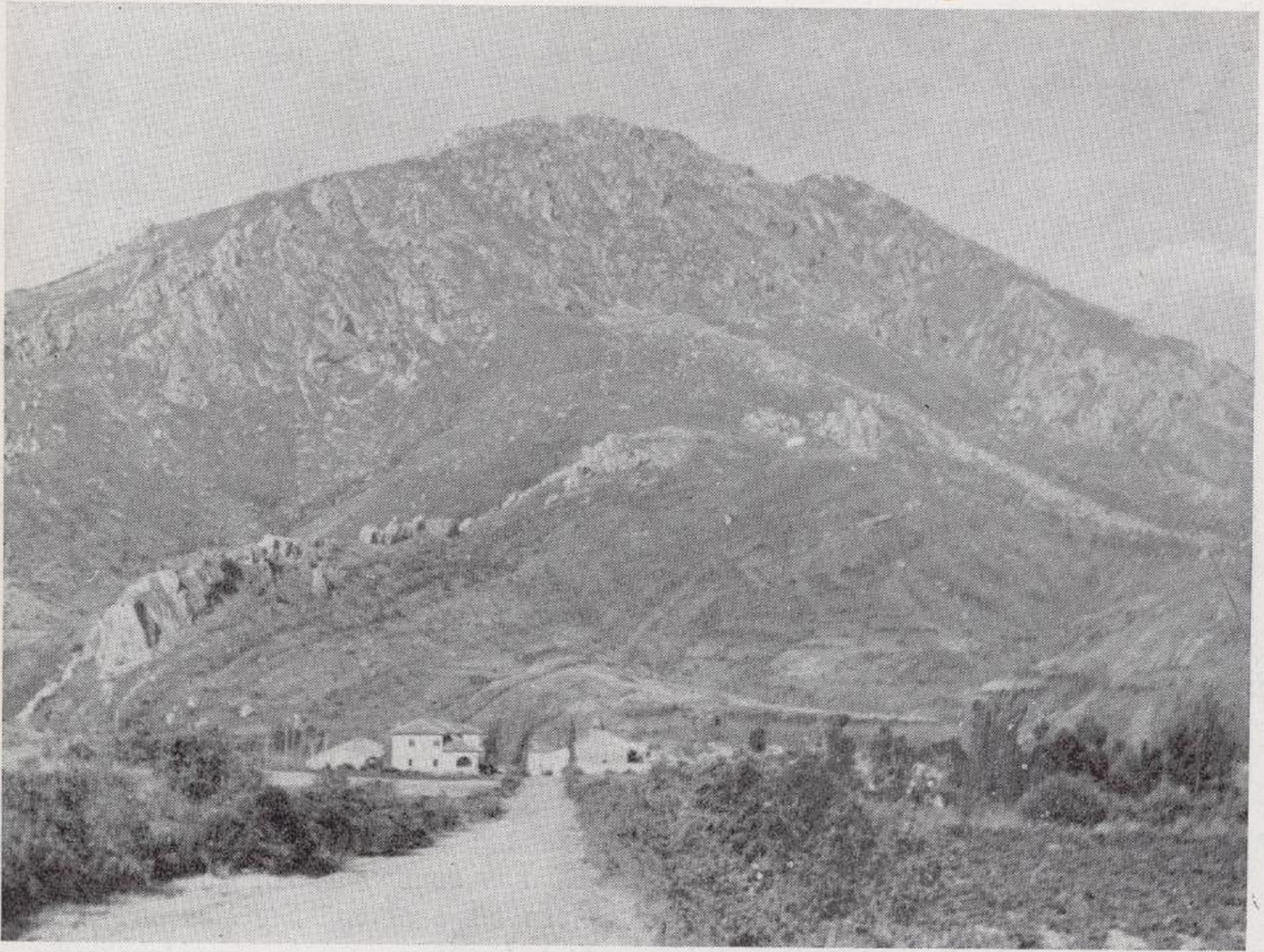
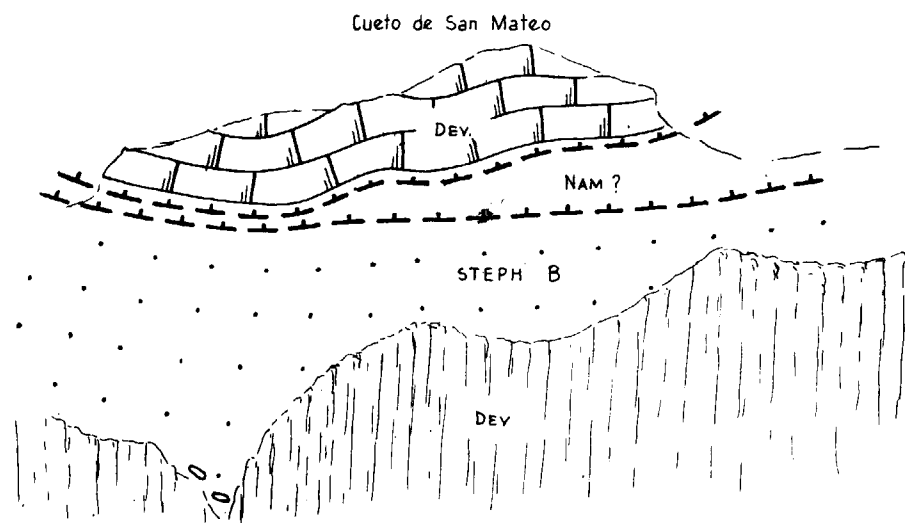
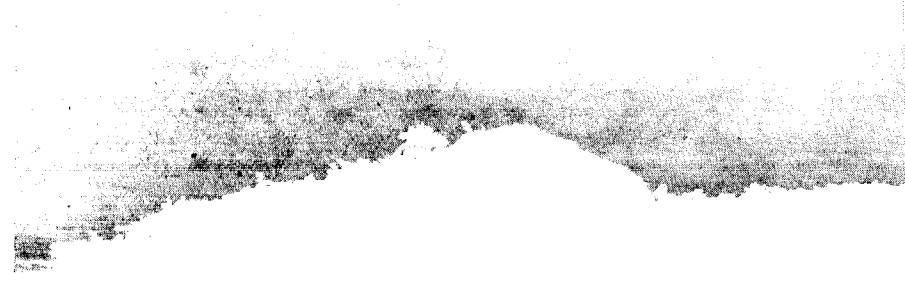


Fig. 20.—The klippe of the Cueto de San Mateo as seen from the north. Devonian limestone of the klippe sits on a folded thrust plane which separates it from the underlying, steeply dipping rock of probable Namurian age. The whole complex of klippe and underlying rocks has been thrust subsequently by Stephanian B strata. In the middle part of the picture another synclinal depression of Stephanian B rocks is shown, which may or may not be limited by a thrust fault on the southern flank. The northern edge of the Stephanian B syncline shows a markedly unconformable contact between coarse conglomerates previously folded Devonian, Viséan and Namurian limestones and other strata.

El klippe del Cueto de San Mateo visto desde el norte. La caliza devónica del klippe se separa de rocas ¿namurienses? subyacentes por una cobijadura posteriormente plegada. Todo el complejo de estratos del klippe y estratos subyacentes cubren posiblemente sobre Estefaniense B discordante, que forma la continuación del flanco norte del sinclinal de Matallana.



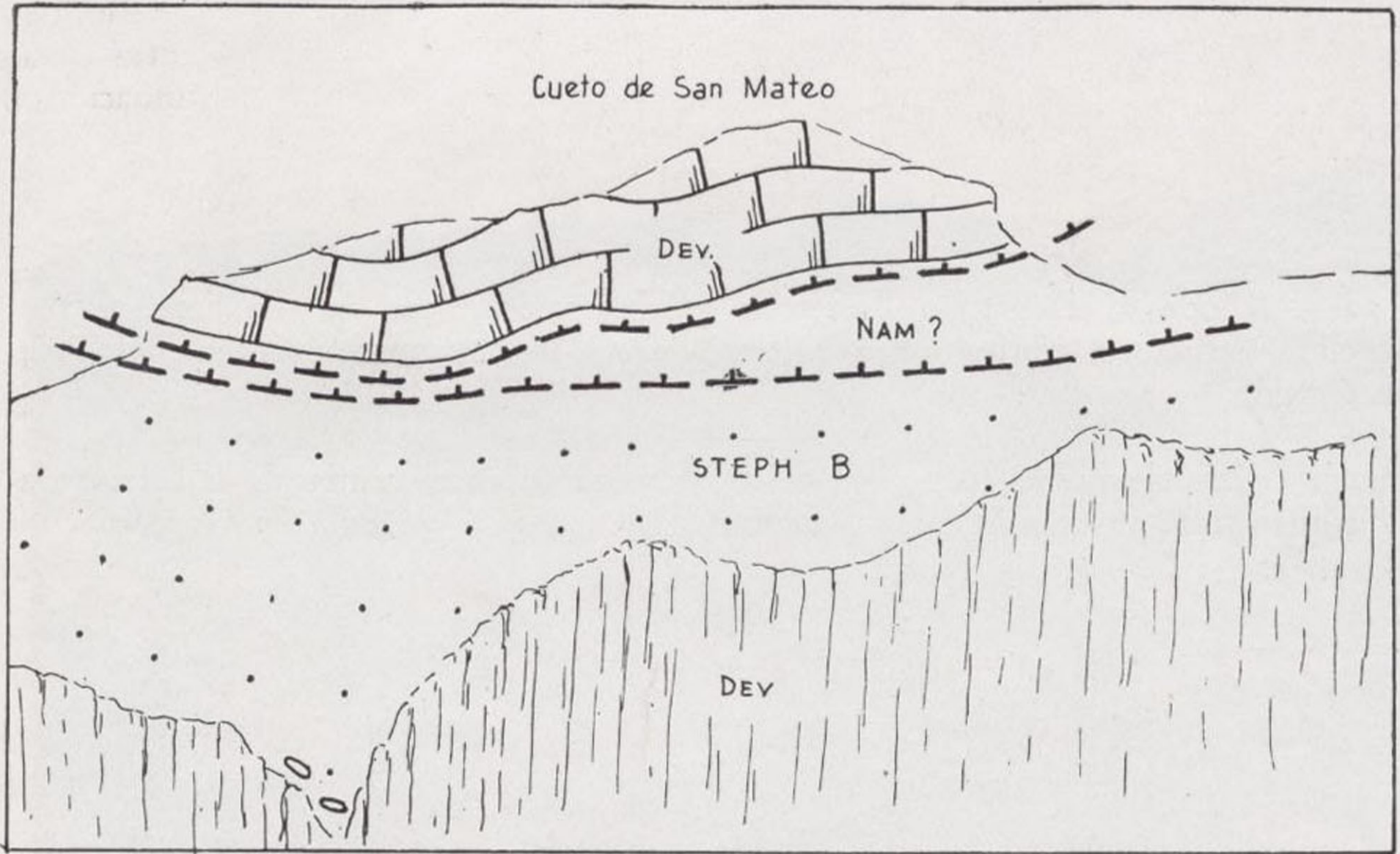


Fig. 21.—The small northern syncline in Devonian limestone of the klippe o Cueto de San Mateo. The photograph was taken from the east. It sho steep northeastern flank of the syncline and a more gently inclined southwe flank.

El pequeño sinclinal septentrional del klippe formado por calizas devónicas e Cueto de San Mateo. Muestra un flanco nororiental bastante inclinado y otro occidental más llano. La fotografía se tomó desde el este.

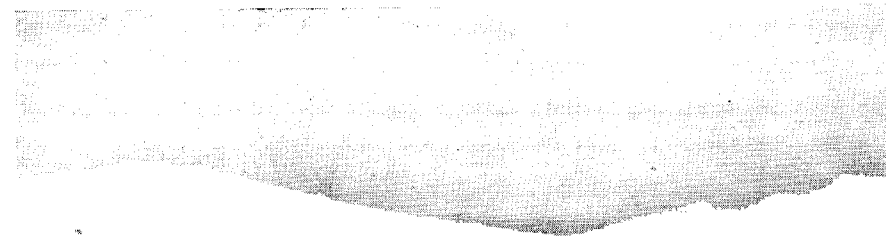


Fig. 22.—Klippe of Devonian limestone (with some Visean in the core of t synclinal structure) resting on Namurian strata to the north-northeast of Po de Gordón.

Klippe de calizas devónicas (con algo de caliza viseense en el centro de la estructur sincinal), que yacen sobre capas namurienses al NNE. de Pola de Gordón.

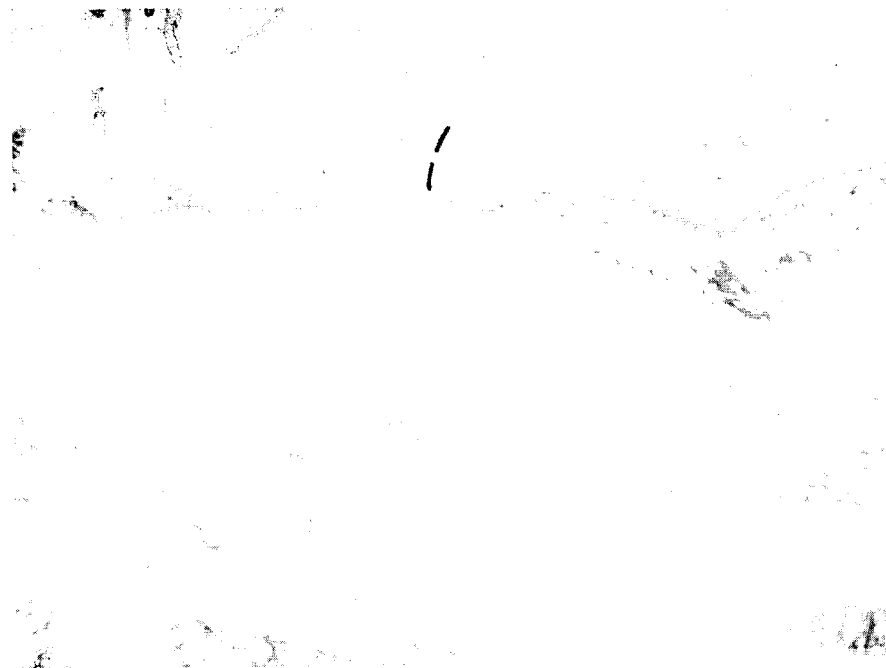




Fig. 23.—A more complete view of the same klippe of Devonian limestone resting on the core of an isoclinal syncline in Namurian strata underneath. The klippe shows a small, rather gently folded, synclinal structure which strikes roughly NW.-SE., whilst the underlying Namurian forms part of a much larger, steeply folded, E.-W. striking unit. The outcrops are situated NNE. of Pola de Gordón.

Una vista más completa del mismo klippe de calizas devónicas reposando en el centro de un sinclinal isoclinal integrado por calizas namurienses. El klippe tiene una estructura pequeña de sinclinal bastante abierto que está orientado de NW. a SE. aproximadamente. En cambio, los estratos namurienses subyacentes están plegados en una estructura más abrupta y, sobre todo, más grande, cuyo rumbo es de E. a W. Los afloramientos se sitúan al NNE. de Pola de Gordón.



NAM.

DEV.



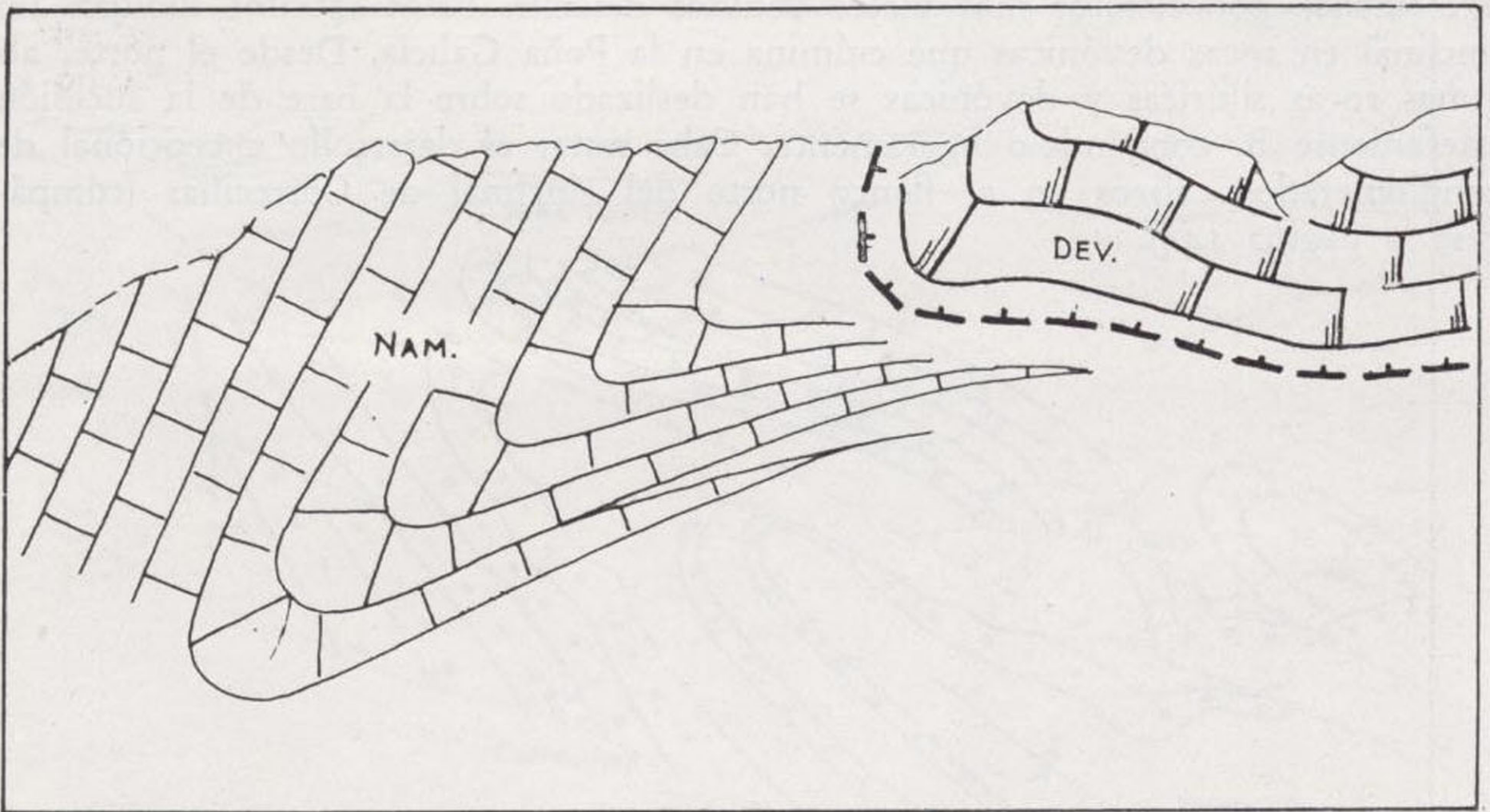
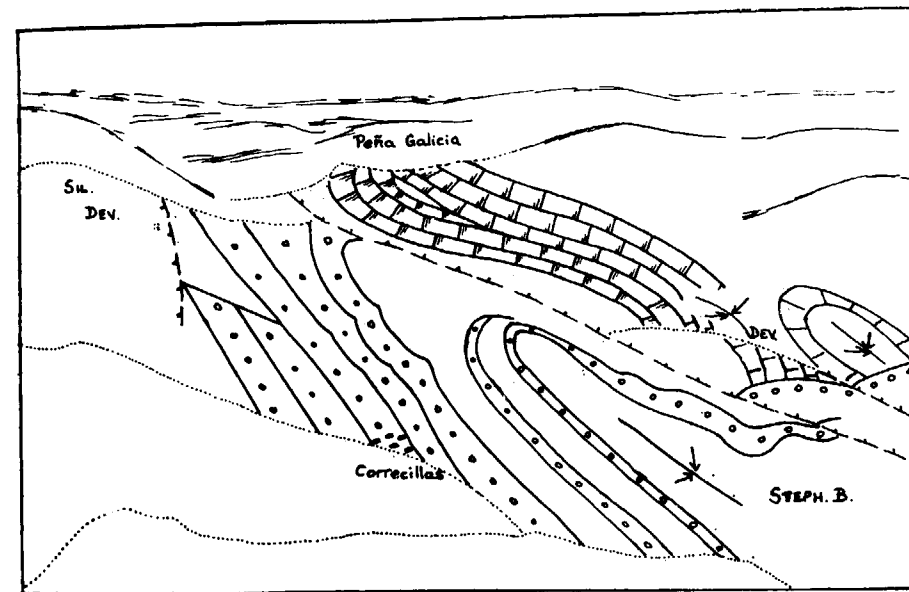
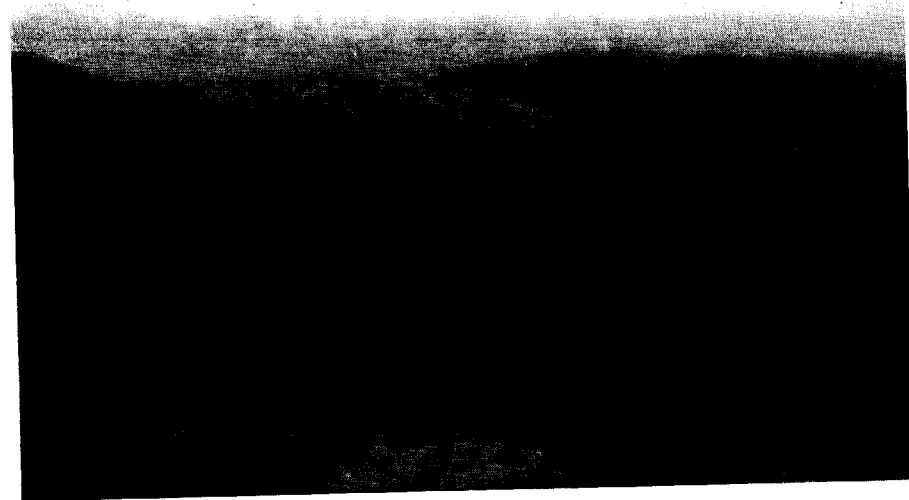


Fig. 24.—Structures in the neighbourhood of Correcillas: A syncline of Stephanian B conglomerates and coal-measures (syncline of Correcillas) is slightly overthrust from the south by pre- Stephanian B structures consisting of a syncline in Devonian rocks (syncline of Peña Galicia). From the north a younger (Alpidic ?) fault has slid some Silurian and Devonian rocks over the northern flank of the Stephanian B syncline. There is a remarkably thick development of limestone conglomerates in the northern flank of the syncline of Correcillas (compare page 144).

Estructuras en la vecindad de Correcillas: Un sinclinal formado por conglomerados y sedimentos hulleros del Estefaniense B (sinclinal de Correcillas) está cobijado ligeramente por estratos más viejos venidos del sur. Estos estratos dibujan un sinclinal en rocas devónicas que culmina en la Peña Galicia. Desde el norte, algunas rocas silúricas y devónicas se han deslizado sobre la base de la sucesión estefaniense B, cobijándolo ligeramente. Cabe notar el desarrollo excepcional de conglomerados calizos en el flanco norte del sinclinal de Correcillas (compárese la página 144).



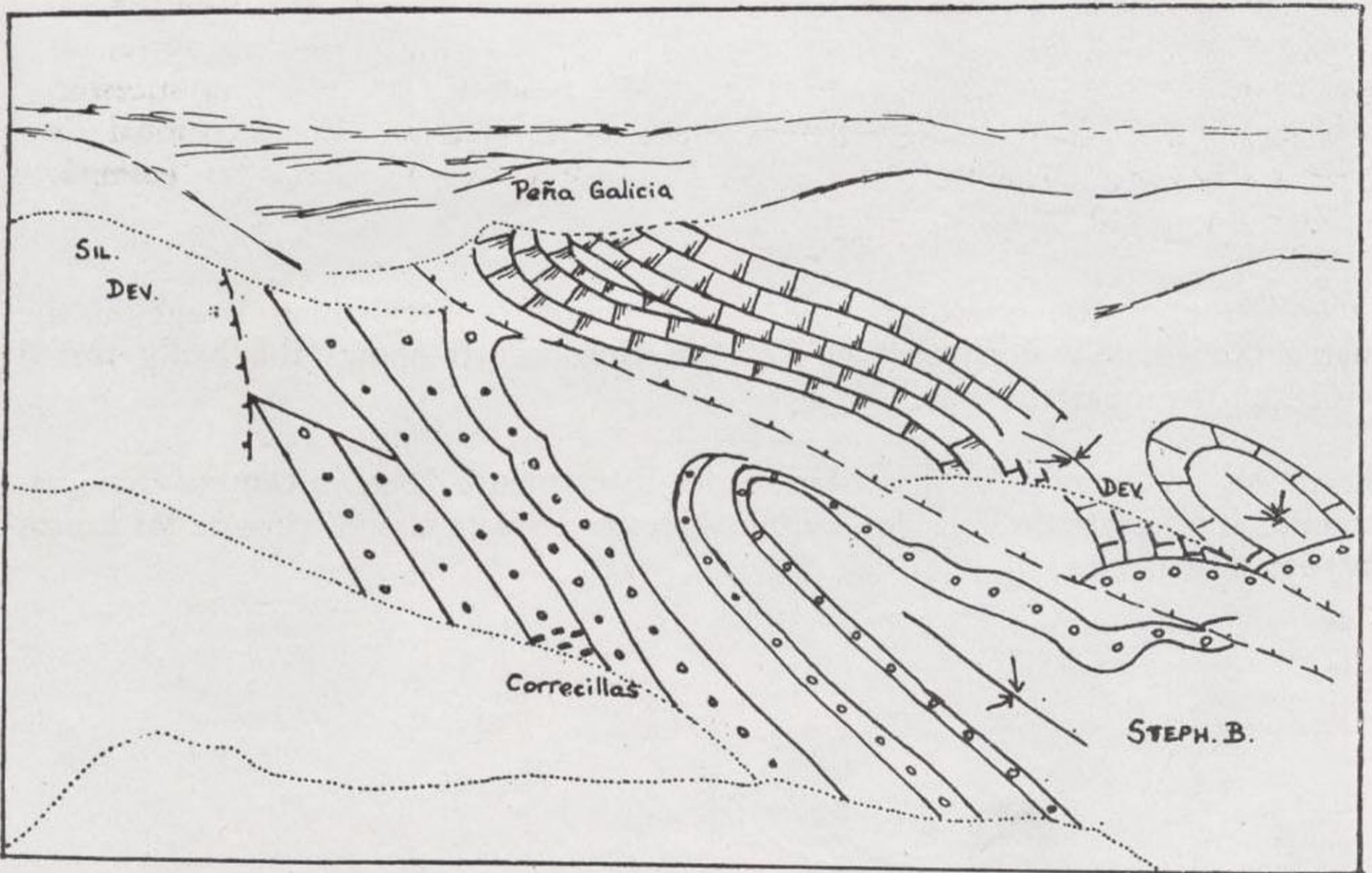


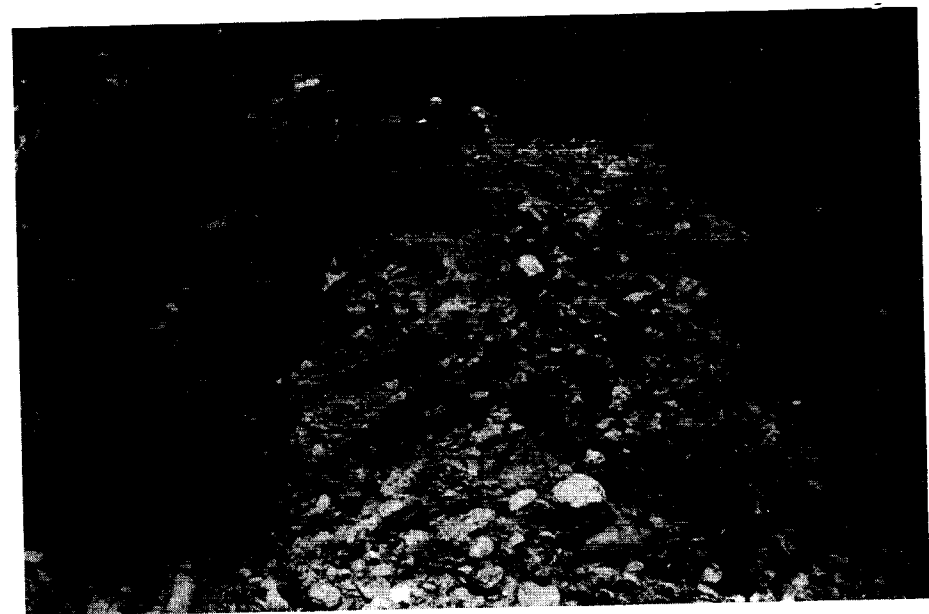
Fig. 25.—The *Asturian* unconformity as exposed in the quarry immediately northwest of Pola de Gordón. On the left southwards dipping, normal lying quartzite conglomerates of Stephanian B age. On the right a Devonian limestone in strongly inverted position. The original outcrop of the limestone has been truncated by the unconformity.

La discordancia *asturica* que se ve en la cantera inmediatamente al nordeste del pueblo de Pola de Gordón. A la izquierda se observan conglomerados cuarcíticos Estefaniense B, que buzcan normalmente hacia el sur. A la derecha vemos una caliza devónica, fuertemente invertida, que buza hacia el norte. El afloramiento antiguo de la caliza está truncado por la discordancia.



Fig. 26.—Detail of the unconformable conglomerates of Stephanian B age in the quarry immediately northwest of Pola de Gordón. It shows the badly sorted nature of the quartzite pebbles.

Detalle de los conglomerados discordantes del Estefaniense B en la cantera inmediatamente al noroeste de Pola de Gordón. Muestra la mala clasificación de los cantos rodados de cuarcita.



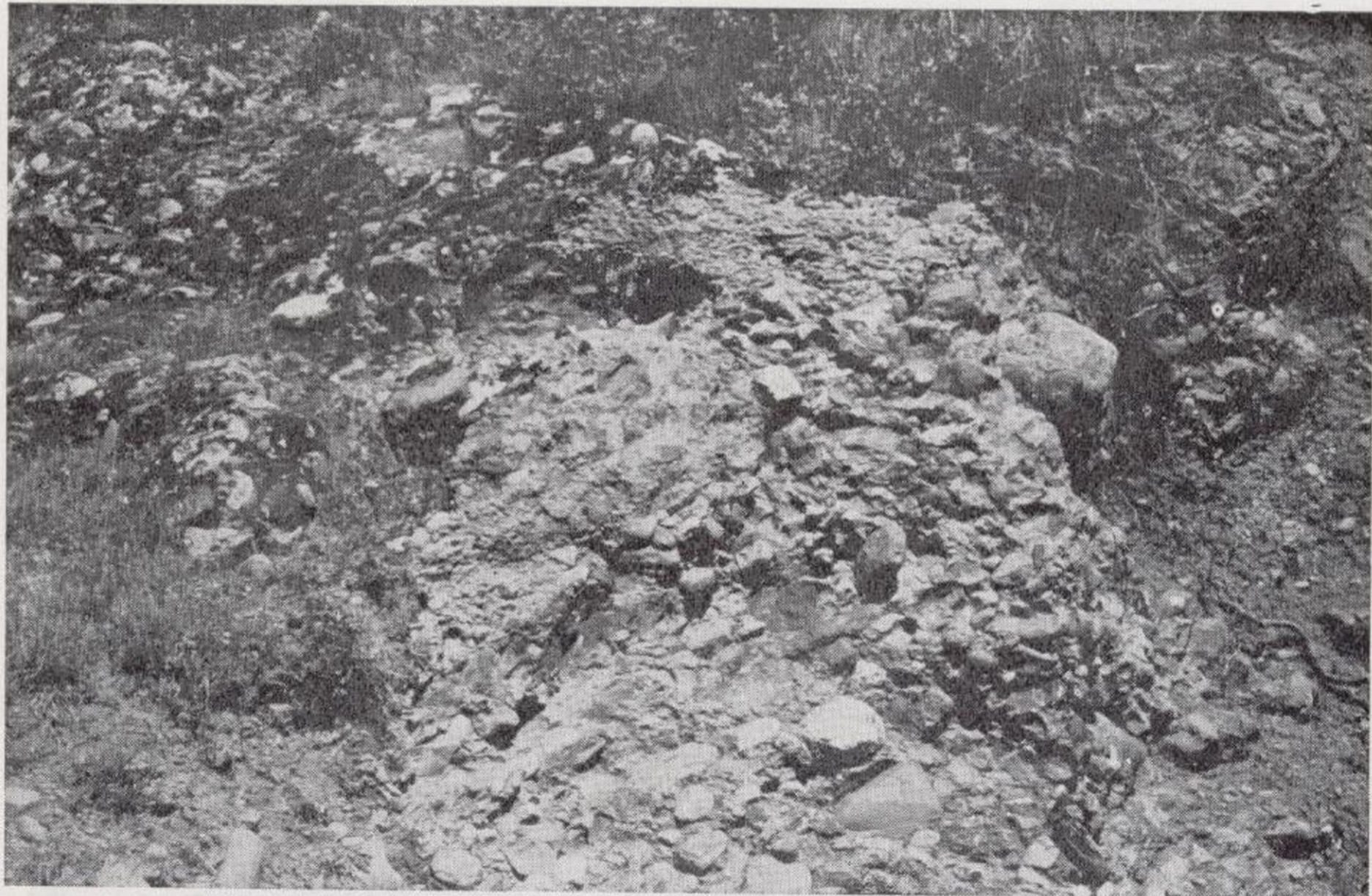
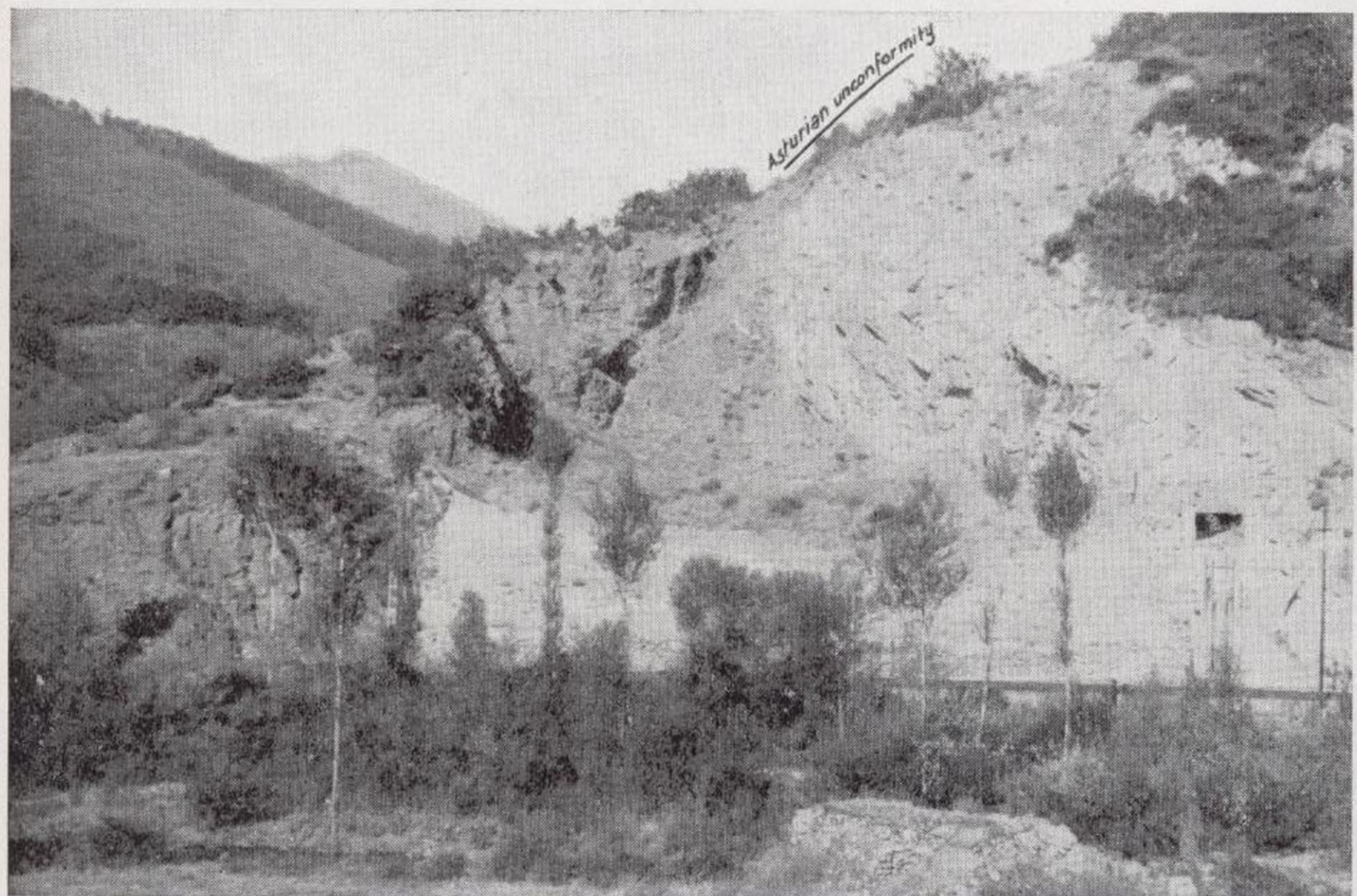


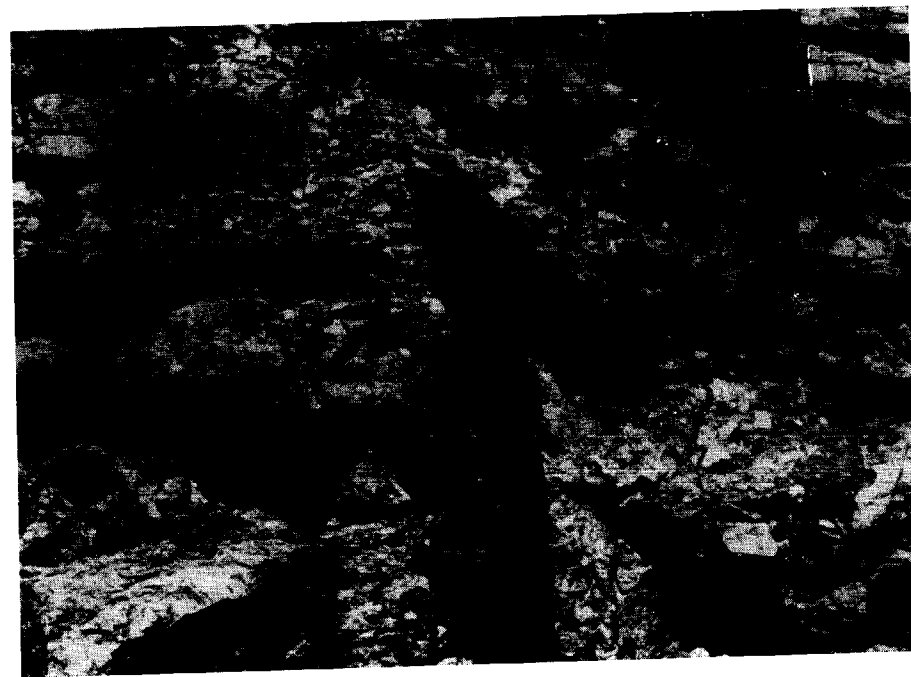
Fig. 27.—Detail of the *Asturian* unconformity in the quarry northwest of Pola Gordón. It shows the irregular plane of unconformity as well as the extreme bad sorting of the boulders at the base of the unconformable formation. northwards dipping bedding planes of the Devonian limestone are visible on lower right side of the photograph.

Detalle de la discordancia *astúrica* en la cantera al noroeste de Pola de Gordón. Muestra la irregular superficie de la discordancia, así como la mala clasificación de cantos y bloques rodados en la base de la formación discordante. La estratificación de la caliza devónica, buzando hacia el norte, se observa en la parte inferior derecha de la fotografía.



Fig. 28.—Erosion pipes in the Devonian limestone which is immediately overlain by unconformable Stephanian B conglomerates in the quarry northwest of Pola de Gordón. The rounded pipes are filled with brecciated material (compare page 80). They are about 30 cms (one foot) across.

Chimeneas de erosión en la caliza devónica que está cubierta inmediatamente por los conglomerados discordantes del Estefaniense B en la cantera al noroeste de Pola de Gordón. Las chimeneas están rellenas por material brechado.



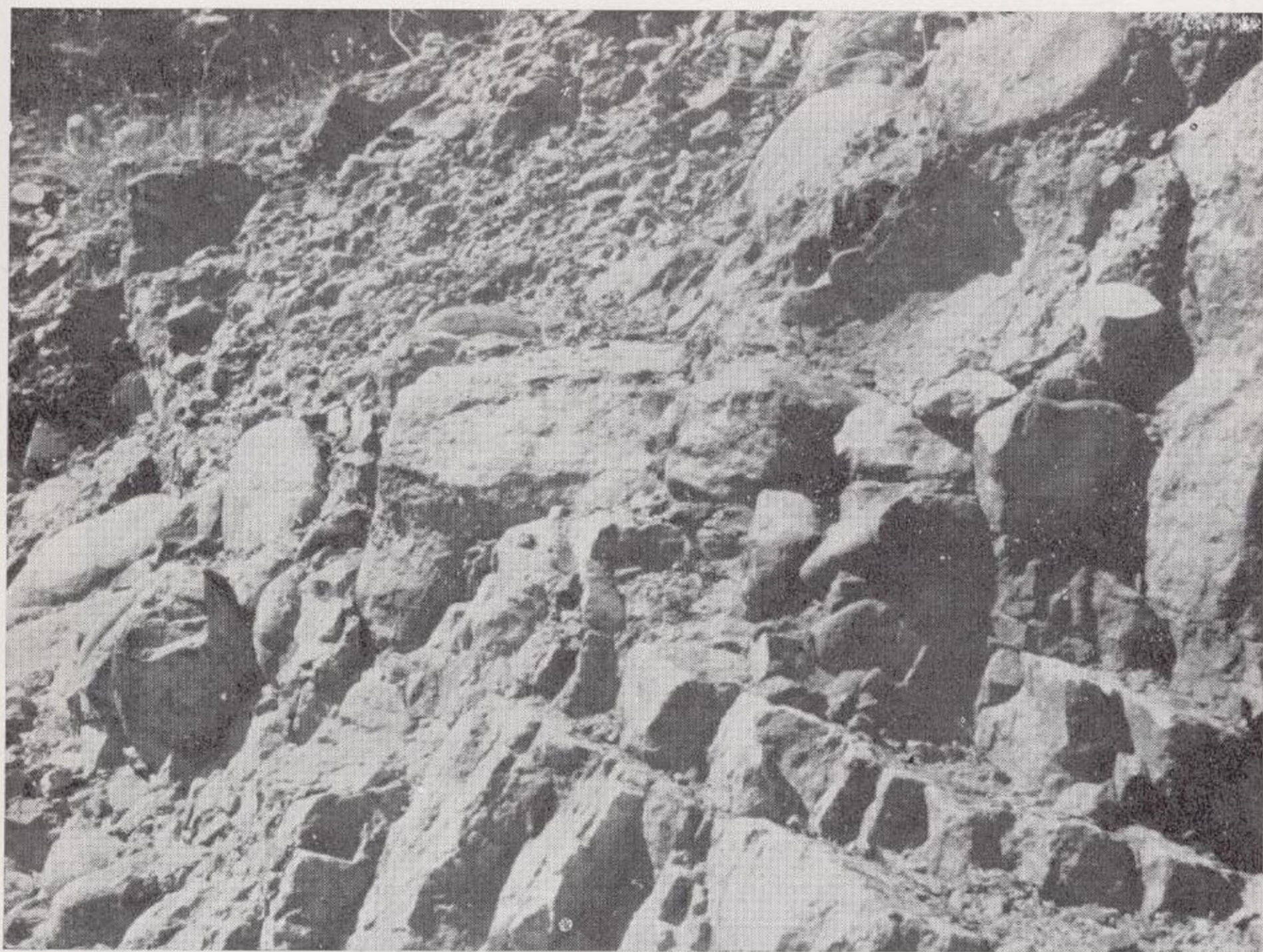
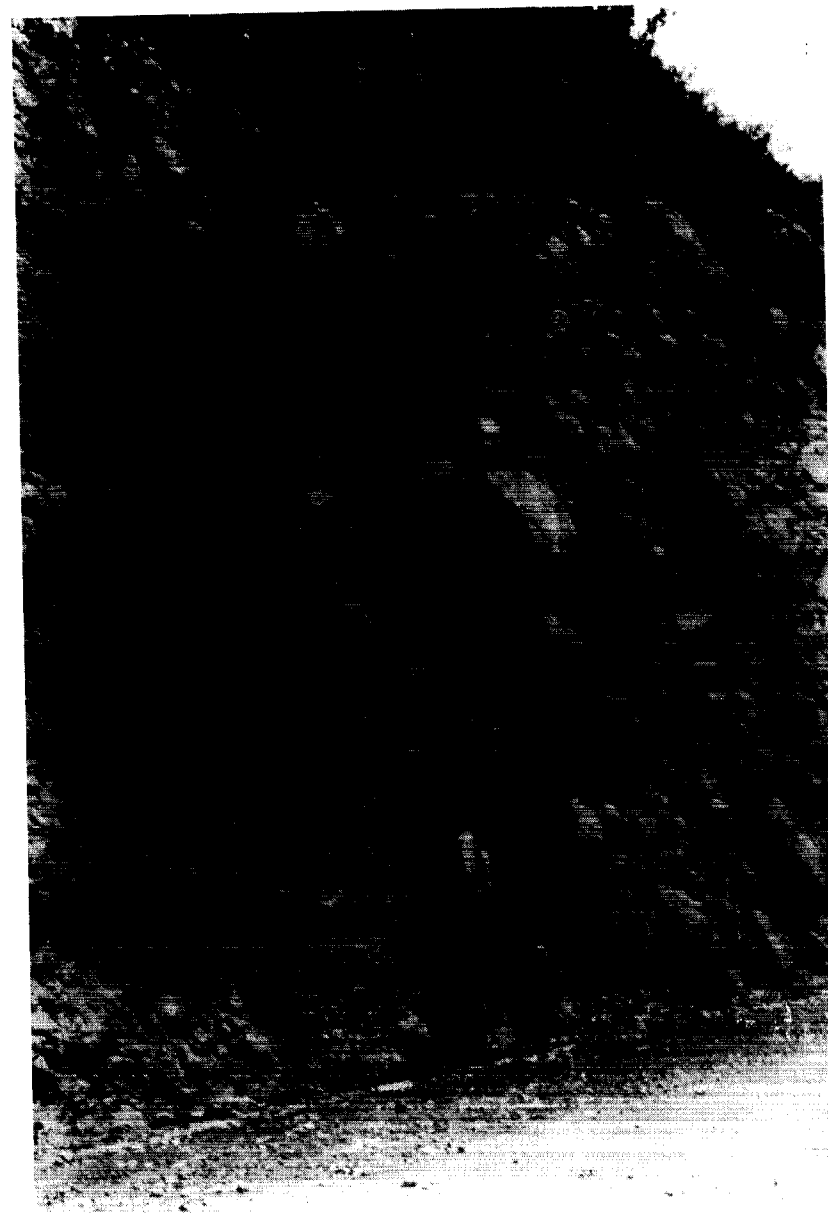


Fig. 29.—Extremely large boulders in badly sorted Stephanian B conglomerate exposed in the road-cutting immediately northeast of Pola de Gordón.

Bloques de tamaño excepcionalmente grande en el conglomerado estefaniense B, de muy mala clasificación, que se encuentra al lado de la carretera general inmediatamente al nordeste de Pola de Gordón.







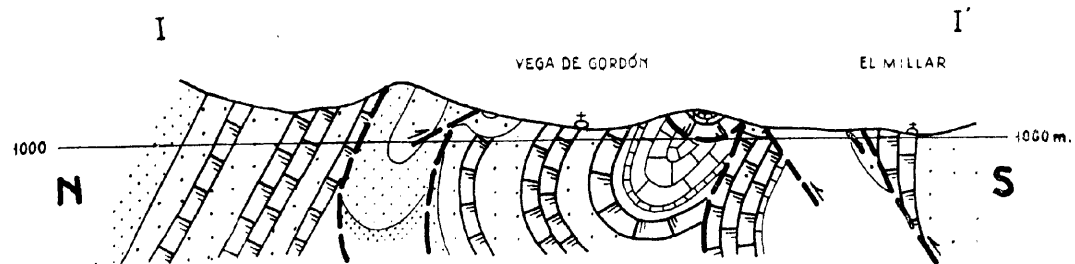


Fig. 30.—Section I-I' in the region of Pola de Gordón.

Corte geológico I-I' en la vecindad de Pola de Gordón.

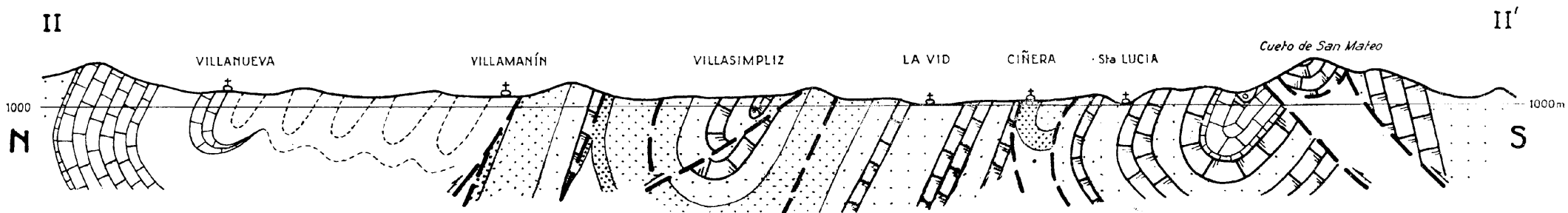


Fig. 31.—Section II-II' along the Bernesga river from near Villanueva de la Tercia to Santa Lucía and continuing further over the Cuelo de San Mateo.

Corte geológico II-II' por el valle del río Bernesga desde cerca de Villanueva de la Tercia hasta Santa Lucía y continuando después hacia el Cuelo de San Mateo.

N. B. The symbols are the same as used for the geological map.

N. B. Los signos convencionales son los mismos que los empleados en el mapa.

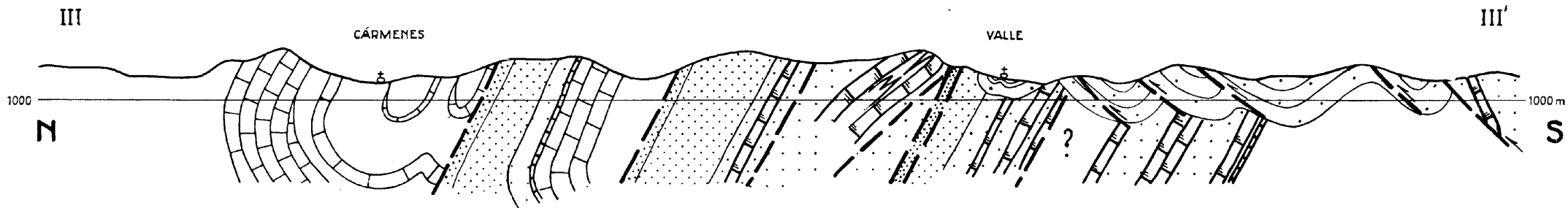


Fig. 32.—Section III-III' passing over Cármenes, Valle de Vegacervera and the region east of Llombera.

Corte geológico III-III' pasando por Cármenes, Valle de Vegacervera y la región al este de Llombera.

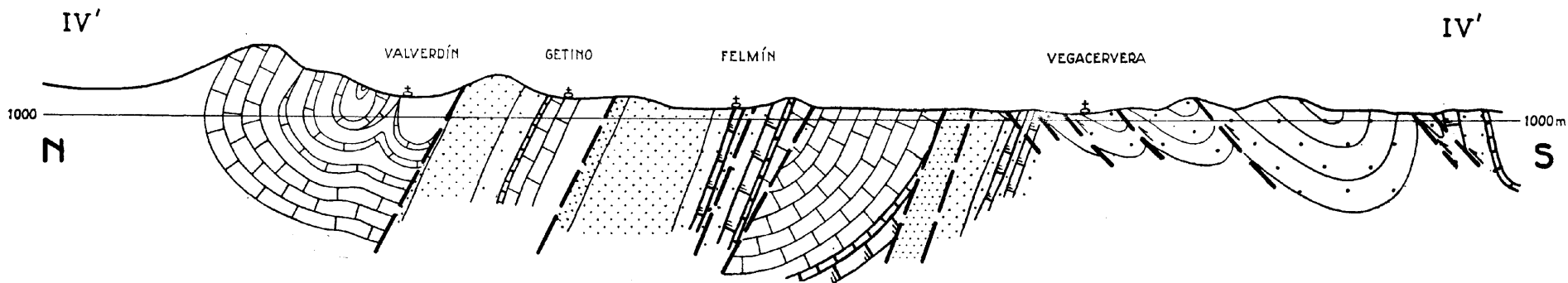
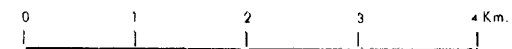


Fig. 33.—Section IV-IV' along the Torío river and the adjacent area.

Corte geológico IV-IV' por el valle del río Torío y terreno adyacente

N. B. The symbols are the same as used for the geological map.

N. B. Los signos convencionales son los mismos que los empleados en el mapa.



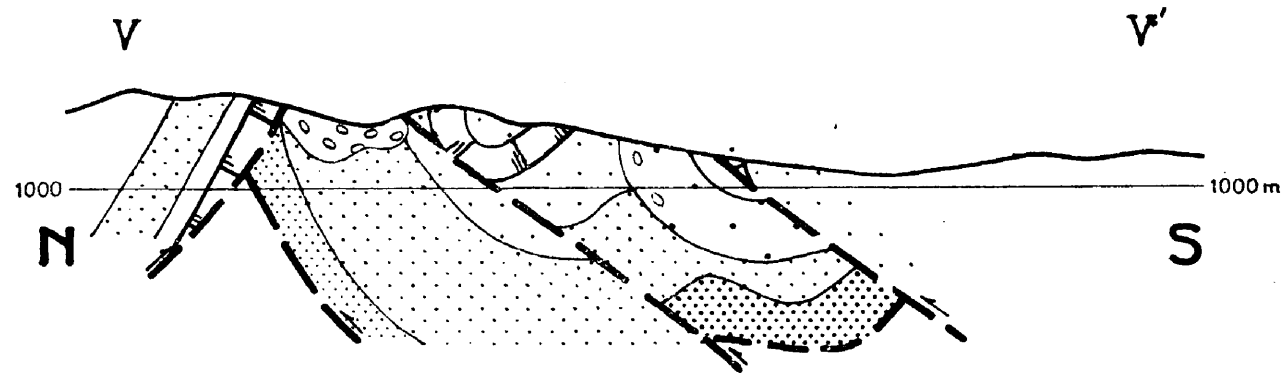


Fig. 34.—Section V-V' in the vicinity of Correcillas and Aviados.  
Corte geológico V-V' en la vecindad de Correcillas y de Aviados.

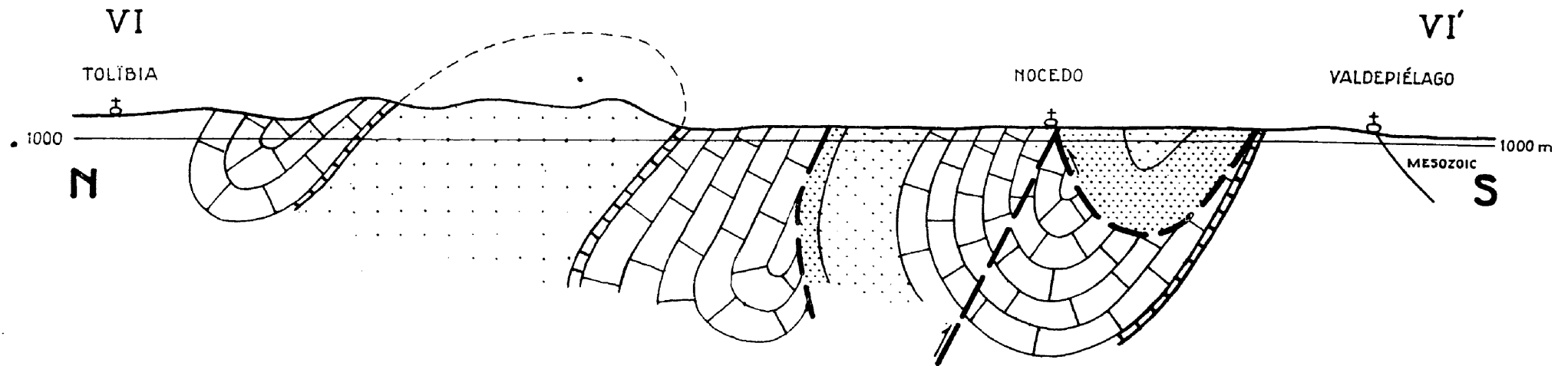
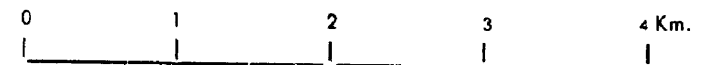


Fig. 35.—Section VI-VI' along the river Porma.  
Corte geológico VI-VI' por el río Porma.

N. B. The symbols are the same as used for the geological map.

N. B. Los signos convencionales son los mismos que los empleados en el mapa.



**GEOLOGICAL MAP  
FROM RÍO BERNESGA TO RÍO PORMA (LEÓN)  
(MAPA GEOLÓGICO DEL RÍO BERNESGA AL RÍO PORMA (LEÓN))**

**WAGNER, 1955-'61**

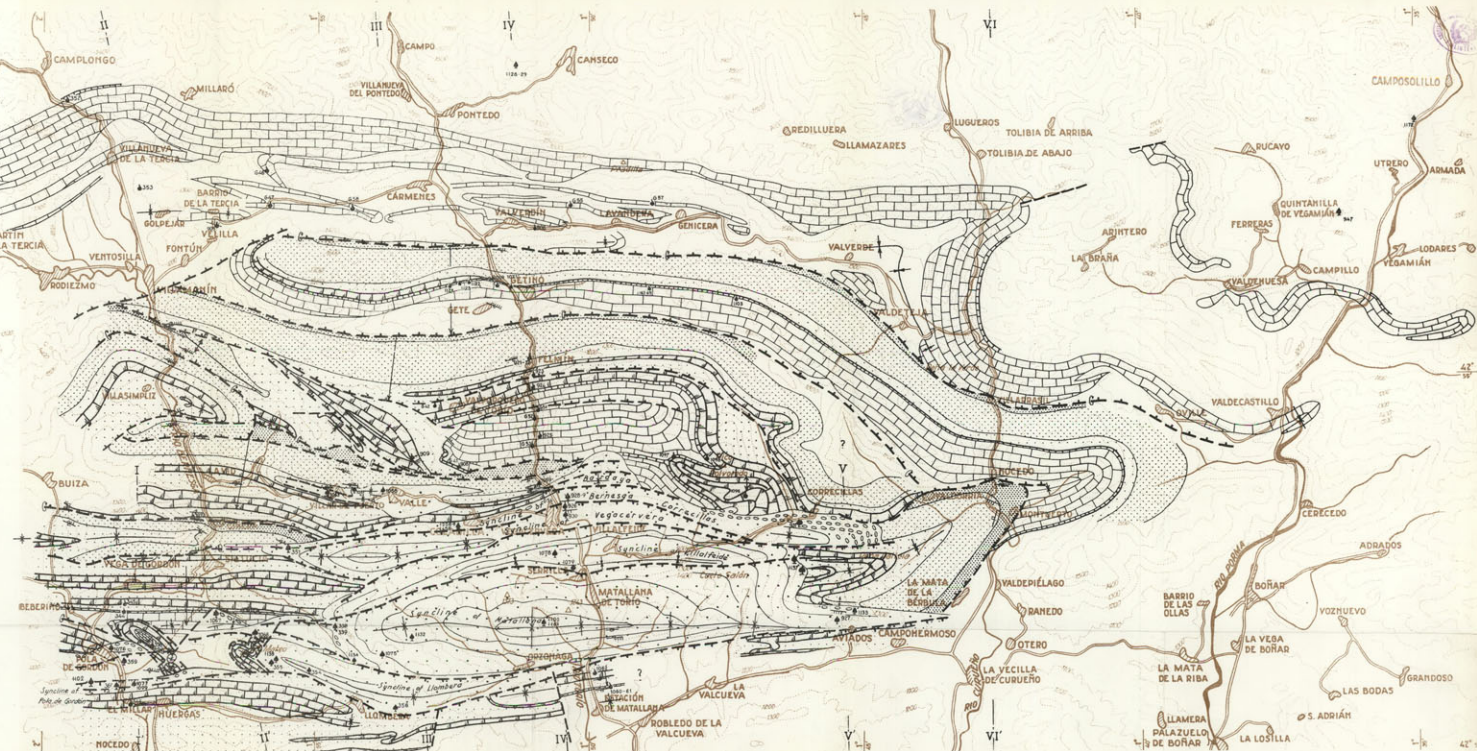
RECTIFICADO EN ENERO DE 1963

- ▲ Locality of marine fauna  
(Yacimiento de fauna marina)
- ◆ Locality of fossil flora  
(Yacimiento de flora fósil)
- Overthrust - overturned  
(Empujamiento - invertido)
- - - Fault-line  
(Línea de falla)
- ↕ Anticlinal axis  
(Eje anticlinal)
- ⊕ Synclinal axis  
(Eje sinclinal)
- Stephanian D coal-measures  
(Medida productiva del Estefaniense D)
- ▨ Stephanian D conglomerates  
(Conglomerados del Estefaniense D)

- Namurian shales etc.  
(Pizarras namurianas etc.)
- ▤ Namurian limestones  
(Calizas namurianas)
- ▥ Viséan nodular limestones  
(Mármol grisáceo del Viséano)
- ▧ Devonian  
(Devoniano)
- ▩ Devonian limestones  
(Calizas devonianas)
- Silurian  
(Siluriano)
- Cambrian  
(Cambriano)

- ↔ Overturned  
(Invertido)
- ↖ 90°
- ↗ 70°-89°
- ↘ 50°-69°
- ↙ 30°-49°
- ↕ 5°-29°
- ↕ 0°
- ↑ Ascending sequence  
(Serie ascendente)

TOPOGRAPHICAL BASE (BASE TOPOGRÁFICA)  
MAPA TOPOGRÁFICO NACIONAL 1:50,000  
Nº 103 (FOJA DE ACCIONES 54 (N.º 103))  
Trabajo realizado de acuerdo con la Comisión Nacional de Geología



**Las aguas minero-medicinales.  
Su industrialización**

POR

JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA

## Las aguas minero-medicinales. Su industrialización

### DEFINICION

Al pretender encontrar una definición nacional de las aguas minero-medicinales, se nos ocurre consultar las dos fuentes más indicadas: el Decreto-Ley que promulgó el "Estatuto sobre la explotación de manantiales de aguas minero-medicinales" y la "Ley de minas"; en ambas definiciones se da por conocida.

Para aclarar esta duda es necesario recurrir a documentos antiguos; en su lectura encontramos un escrito de 4 de agosto de 1679, del médico de cámara de S. M. y catedrático de la universidad complutense, Dr. D. CISCO RIBAS DEL CASTILLO, donde figura el concepto siguiente: "No hay error, ni necesidad, el decir desde hoy que la salud de los hombres se sustenta en el agua, o por el agua, pues queda calificada por medicina para todas las dolencias."

Aparentemente inspiradas en el pensamiento anterior, se fueron elaborando, con carácter privado, una serie de definiciones de las aguas minero-medicinales y quizás una de las más acertadas sea la siguiente de Dr. SAN ROMÁN (1945) (1): "Son las aguas de origen natural, que por sus propiedades químicas, físicas y biológicas especiales están dotadas de un poder curativo y profiláctico." Esta definición, quizá perfecta desde el punto de vista del profesional y del investigador de la medicina, nos parece completa a los científicos y técnicos de los demás campos, pero se trata de una circunstancia de que en ningún país se ha establecido, hasta la fecha, una definición que deje satisfechos todos los campos que intervienen en la hidrología minero-medicinal.

(1) Hidrología médica.

## LOS ANALISIS DE LAS AGUAS Y SU COMPOSICION

Según el artículo 2.º de la Ley de Minas, de 18 de julio de 1944, consideran como minerales, las aguas minero-industriales que tengan en disolución o lleven en suspensión sustancias minerales susceptibles de aprovechamiento y las aguas minero-medicinales. Y en el artículo 3.º del Reglamento General para el Régimen de la Minería, de 9 de agosto de 1944 se dan las normas sobre los análisis de las mencionadas aguas, tanto se tratase de "permisos de investigación" como de "concesión directa". En el caso de que el expediente se tramite por la vía de declaración de utilidad, según la base 3.ª del artículo 28 del Estatuto sobre la Explotación de Manantiales de Aguas Minero-Medicinales, del 26 de abril de 1928, también es necesaria la realización del análisis.

En las minero-medicinales no hay lugar a duda de la necesidad de un análisis biológico, y en ambas se requiere un análisis mineral.

Los análisis minerales de las aguas son de extraordinaria importancia en el campo de la crenogeología, y fueron causa del descubrimiento de varios de los elementos químicos. Los investigadores con aficiones mineras, como el profesor ANTONIO CASARES, antiguo alumno de nuestra Academia de Minas de Almadén (promoción 1831), que tenía un elevado sentido analítico, se le presentaba fácil el éxito; acudió a las aguas de las Burgas de Orense, Verín y Loujo, para identificar en ellas, con resultado satisfactorio, a mediados del siglo pasado, los elementos recientemente descubiertos, rubidio y cesio.

La composición de las aguas es francamente variada; como ejemplo, citamos los límites máximo y mínimo en mg/l. dados por ROBERT D. NININGER (1956) (2) de los análisis efectuados en 100 muestras por el Geological Survey.

(2) Exploration for Nuclear raw materials.

	Máximo	Mínimo
Uranio ... ..	5,3 (*)	< 0,00002
Hierro (total)... ..	2.310	0,1
Calcio ... ..	1.190	< 0,6
Magnesio... ..	1.520	0,1
Sodio ... ..	13.400	0,3
Potasio ... ..	1.200	0,1
HCO <sub>3</sub> ... ..	2.630	0,0
SO <sub>4</sub> ... ..	8.820	0,7
Cloro... ..	25.000	< 0,1
Sólidos totales disueltos ... ..	42.200	23,0
Dureza total carbónica... ..	7.250	2,0
pH... ..	9,3	2,5 (*)

En estudios recientes de W. H. DURUM y J. HAFFTY (3), por técnicas espectroquímicas, de aguas superficiales, dicen que sólo de cinco de los considerados como menores elementos, el contenido pasa de 100 µg/l., que son el aluminio, bario, hierro, manganeso y estroncio, y en casos muy raros el titanio.

La relación de los elementos que hemos visto mencionados en las aguas en los diversos análisis (sin que garanticemos la fidelidad de los mismos), es:

Ag, Al, Ar, Au, B, Ba, Be, Bi, C, Ca, Cd, Cl, Co, Cr, Em, F, Fe, Ga, Ge, H, He, Hg, I, In, K, Kr, La, Li, Mg, Mn, Mo, N, Na, Nb, Ne, Ni, O, P, Pb, Pr, Ra, Rb, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Ta, Ti, Tl, Th, U, V, W, Xe, Y, Zn, Zr; o sea, en total 63 elementos, que representan las dos terceras partes de los clásicos o uránidos.

En el caso concreto de las aguas minerales españolas, se aprecian, como valores máximos, los siguientes (dando por buenos los análisis que de las mismas se mencionan), expresados en mg/l.:

(3) Geochim. et Cosmochim. Acta, enero 1963.

(\*) Muestra de una mina de uranio de Arizona.



Sílice .....	730.	Marmolejo (Jaén). La Puda de Bañolas (Gerona)
Cloro (en cloruro sódico) .....	300.000.	Elgorriaga (Navarra).
Sulfuros (en sulfuro sódico).. ..	1.000.	Carballo (Coruña).
Sulfatos (suma) .....	196.000.	San José (Valencia).
Carbónico libre .....	3.200.	Hervideros de la Fuensanta (dad Real). Fuente Agria de Villaharta (doba).
Sodio (en sales sódicas).. ..	310.000.	Elgorriaga (Navarra).
Calcio (en sales cálcicas).. ..	5.100.	La Capuchina, Lanjarón (nada).
Potasio... ..	2.000.	La Toja (Pontevedra).
Magnesio (en sulfato) .....	145.000.	San José (Albacete).
Litio (en sales líticas) .....	150.	La Toja (Pontevedra).
Hierro (en sulfato) .....	4.000.	Riotinto (Huelva).
Hierro (en carbonato ácido) .....	350.	Hervideros de la Fuensanta (Ciudad Real).
Arsénico (en arseniatos).. ..	7,5.	Hervideros de la Fuensanta (Ciudad Real).
Yodo (en yoduro sódico).. ..	140.	Tona Roqueta (Barcelona).
Manganeso (en bicarbonato).. ..	56.	Hervideros de Cofrentes (Valencia).
Flúor .....	40.	Termas Santa Coloma de Farné (Gerona).
Bromo (en bromuro sódico).. ..	4.900.	Belinchón (Cuenca).
Fósforo (en fosfatos).. ..	700.	Santa Ana (Valencia).
Concentración salina... ..	388.000.	Salinas de Cárcaba (Madrid).
	361.000.	San José (Albacete).
	311.000.	Elgorriaga (Navarra).

En estas aguas minerales también se han encontrado coloides; dond primero se detectó el azufre fue en Alceda-Ontaneda (Santander), por el doctor RODRÍGUEZ PINILLA, y la sílice en Mondariz (Pontevedra), por el docto CARRACIDO.

En varios centenares de análisis espectroquímicos y por técnicas radiactivas efectuadas por nosotros en aguas minerales españolas y portuguesas, hemos identificado la siguiente serie de elementos: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Co, Cr, Cs, Cu, Em, Fe, Ga, Ge, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, Pb, Ra, Rb, Sb, Si, Sn, Sr, Tl, U, V, W, Zn, Zr; de estos 36, la mayor parte fueron encontrados en la casi totalidad de las muestras estudiadas, y de ellos deducimos que ningún agua mineral es enteramente igual a otra, cada una tiene sus características específicas. Gracias a las técnicas modernas de análisis, se ha desentrañado el misterio de las aguas minerales, analizando la composición química y determinando las constantes físicas, lo que permite dar a su utilización una base netamente racional.

La clasificación de las aguas minero-medicinales, a las que corresponde los datos mencionados, así como su empleo terapéutico más acertado, est íntimamente relacionada con los análisis químicos, físicos y biológicos.

Quizá los análisis físicos sean los más sencillos de efectuar, por existi una serie de constantes de fácil determinación, como temperatura, resistivi dad, etc., pero en los químicos hemos apreciado en muchos casos la influen cia del analista. Estas discrepancias cada vez menores fueron apreciada por los hidrólogos antiguos. En 1765, PEDRO GÓMEZ DE BEDOYA Y PA REDES (4) protesta de todos los análisis que practicó y mandó realizar a su expensas a los diversos químicos de su tiempo, así como de los realizado anteriormente por analistas no menos hábiles, a causa de las grandes discre pancias encontradas. Como dato anecdótico de la hidrología gallega citamo el caso del Dr. D. GABRIEL FERNÁNDEZ TABOADA, profesor de Química y de Farmacia, quien realizó en la tercera década del siglo pasado el análisis químico de todos los establecimientos balnearios gallegos. En 1837 aparece en este campo un profesor de la Universidad de Santiago, que a petición del Dr. FERNÁNDEZ MARIÑO inició, el 18 de julio, los análisis de Caldas de Reyes y de Caldas de Cuntis, por considerar que no estaban bien hechos los análisis que realizó TABOADA diez años antes. Esta aparente duda fue la causa de que el Dr. CASARES RODRÍGUEZ, introductor en España, en 1859, del análisis espectroquímico aplicado a la hidrología, se especializase como analista de aguas.

Conocidas por la crenogeología las causas de la mineralización de las aguas subterráneas, se aprecia que las discrepancias de los análisis químicos, si no se realizan en la misma muestra, no se deben atribuir a los analistas, por influir en la concentración múltiples causas, como la temperatura ambiente, la presión barométrica, el caudal, etc., y principalmente el tiempo, por observarse una deriva en la composición, consecuencia de la explotación natural por disolución, debida al transcurso durante siglos y siglos del agua, por las mismos oquedades, diaclasas, etc.

El análisis químico de las aguas minerales está plenamente sancionado en sus técnicas clásicas; así lo expuso el Dr. ROMÁN CASARES (1947) (5) en una interesante guía de ensayo para el análisis químico de las aguas potables.

El análisis espectroquímico de aguas tardó más en ser una realidad prác tica. Hoy se observan cuatro orientaciones mundiales totalmente diferentes, concordantes las tres primeras con las normales de trabajo en nuestros la boratorios. Una muy sensible, dada en el extranjero como novedad, sin reconocer que el punto de partida es la ideada y utilizada por el Dr. PIÑA

(4) "Historia universal de las fuentes minerales de España".

(5) Las Ciencias.

DE RUBÍES (1931) (6), a base del residuo seco y obtención del espectrogr con excitación por arco y electrodos de carbón; con ella llegaba a identi concentraciones de  $10^{-6}$  en el residuo seco y todavía superiores en alg elementos muy sensibles, como el berilio. En un agua oligometálica que viese un residuo seco de 0,20 g/l. y el berilio en la proporción de 1 (límite de sensibilidad con sus técnicas), se detectaría este elemento en proporción de 0,00002 mg/l.

Sobre la técnica de las extracciones con reactivos orgánicos y la c centración con resinas cambiadoras, investiga en nuestro país el profe BURRIEL (1961-62) (7), quien ha llegado a valoraciones de cationes concentraciones en el cátodo del orden de  $3 \cdot 10^{-5}$ .

Partidarios siempre de someter las muestras al menor número posib de manipulaciones, la técnica en la que ahora operamos, principalmente pa aguas oligometálicas, consiste en obtener un concentrado o agua madre, e cápsula de platino o de níquel, por radiación infrarroja, y con ella la alimen tación continua de un quemador de grafito con electrodo superior perforad y excitación de arco intermitente. La sensibilidad alcanzada es de  $10^{-7}$  es con receptor fotográfico, y de  $10^{-9}$  si lo es con fototubo, para la mayor parte de los cationes contenidos en el agua madre. En el caso de la muestra oligometálica considerada anteriormente, se llega, circunstancialmente para el berilio, a 0'000.000.2 mg/l. Este quemador es una adaptación del que pre sentamos en la Conferencia General de Espectroscopia de Maryland, en 1962 (8).

La cuarta técnica espectroquímica está basada en el empleo de la absor ción atómica, para la valoración de los átomos; la vemos utilizada para el caso de las aguas oceánicas por FABRICAND, SAWYER, UNGAR y ADLER (1962) (9), quienes en un centímetro cúbico determinan directamente con centraciones de  $10^{-8}$  de Cu, Fe, Mn, Zn, en el infrarrojo, con un fotomul tiplicador como receptor de la radiación.

Al perfeccionarse las técnicas analíticas, se consiguen mayores sensibili dades y precisiones; con ellas se identifican en cada agua que se vuelve a analizar, nuevos elementos, que no se habían puesto de manifiesto por estar contenidos en concentraciones inferiores a las sensibilidades de las técnicas utilizadas anteriormente. Todas estas aportaciones, que en general tienen importancia grande para establecer conclusiones geoquímicas, causas de co rrosión de recipientes, de calidad deficiente de productos manufacturados, etcétera, interesan de una manera fundamental en la crenoterapia, por pre-

(6) Anal. de la Soc. Esp. de Fís. y Química.

(7) Rev. de Inf. Quím. Analítica.

(8) Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España.

(9) Geochim. et Conmachine Acta.

sentar a los investigadores, doctores en Biología y Medicina, una serie de datos, de elementos contenidos en pequeñísimas proporciones, que les per mitirán estipular reglas del comportamiento bioquímico de las aguas de los correspondientes manantiales.

Con la introducción de las técnicas de indicadores radiactivos de HE VESY, se ha demostrado la absorción de muchas sustancias contenidas en las aguas minero-medicinales. El yodo elemental se reabsorbe como yoduro, es un hecho la reabsorción del bicarbonato cálcico y del sulfato sódico. Una parte de los iones que penetran por la piel, se insertan en el proceso meta bólico del cuerpo y entran en la formación de combinaciones orgánicas. Las investigaciones han revelado la existencia de una posreabsorción de las sus tancias contenidas en el agua que han quedado en la piel, en algunos casos del orden del quintuplo de la primitiva absorción, como el valorado por LOTMAR del sulfato. Las aguas minero-medicinales deben considerarse como los principales aportadores y mantenedores del equilibrio de las sustancias minerales en el organismo; los metales de número ordinal elevado pueden desempeñar, en mínimas cantidades, funciones de vital importancia en el organismo.

Entre los análisis físicos de las aguas hay unas determinaciones de fun damental importancia, desde el comienzo de este siglo; nos referimos a las radiactivas. En las primeras mediciones efectuadas, sólo interesaba la ra diactividad total; posteriormente se pasó a diferenciar la fija o de pequeña probabilidad de transformación y la inducida o de elevada probabilidad de transformación, y hoy se identifican y valoran, si el análisis es completo, el uranio, torio, radio y radón, y hemos de tener en cuenta que tampoco podemos despreciar el plomo 210. De las cuatro series radiactivas largas na turales, sólo interesan dos a los crenólogos, la del  $U^{238}$  y la del  $Th^{232}$ , dado el poco valor significativo del AcU frente al  $U^{238}$  y el poderse considerar como aparentemente extinguida la del  $Np^{237}$ .

De la serie del torio, en las aguas, así como en las rocas por donde dis curren, se admite está toda en equilibrio, aunque hemos apreciado algunas excepciones al estudiar problemas de datación.

La serie del uranio tiene problemas interesantísimos, como el de la so lubilidad del uranio en el agua, la muy elevada del radón con su fácil paso a la atmósfera y la producción del depósito activo, nocivo para los seres y para los aparatos de medida.

En las reuniones internacionales, para los radioelementos que nos inte resan de la serie del uranio y de la serie del torio, se han adoptado unos niveles de tolerancia máximos (\*), correspondientes al agua de beber y aire

(\*) Publicado en el Boletín Oficial del Estado de 2 de febrero de 1960.

inhalado o respirado, que reproducimos en  $m \mu \text{Ci/l.}$ , valores que deben divididos por tres para las personas expuestas profesionalmente.

Elemento	Agua	Aire
U <sup>238</sup> .....	2	0'0003
Th <sup>232</sup> .....	1	0'002
Ra <sup>226</sup> .....	0'04	0'0000008
Rn <sup>222</sup> .....	0'1	0'1
Pb <sup>210</sup> .....	3.000	0'4

El contenido en uranio de las aguas naturales es bastante variable, desde concentraciones de  $0'02 \times 10^{-9}$ , en aguas potables, hasta  $5.300 \times 10^{-9}$  e las aguas de las minas de uranio de Arizona, siempre menor de los  $6.000 \times 10^{-9}$  equivalentes a  $2 m \mu \text{Ci/l.}$  de la tolerancia, no alcanzada en caso alguno.

Al contenido en torio de las aguas naturales le ocurre lo mismo que a del uranio, permanece siempre por debajo del nivel de tolerancia.

Son diferentes los casos del radio y del radón, ambos pueden sobrepasar las tolerancias, el primero algunas veces, el segundo casi siempre. Para el radón se admite como fondo geonuclear de un agua natural en general  $0'1 m \mu \text{Ci/l.}$ , y si es granítica hasta los  $0,5 m \mu \text{Ci/l.}$  Para lograr este fondo en el caso de un manantial con un caudal de  $1 \text{ l/s.}$ , que brote en un granito que contenga de uranio la proporción de  $5 \cdot 10^{-6}$ , se necesitarían teóricamente  $130 \text{ tm.}$  de granito, por equivaler  $1 \mu \text{CiRn/s.}$  a  $1'3 \text{ tm.}$  de uranio. En la naturaleza hay que tener en cuenta la difusión natural del radón y la porosidad y diaclasado del granito, por ello sería oportuno multiplicar este valor por 20, lo que indica que la roca requerida debe ser del orden de las  $2.500$  toneladas de granito; esto demuestra, a pesar del factor anterior, la normalidad del fondo indicado. Estas observaciones conducen a la conclusión de que las aguas subterráneas naturales, que brotan en los macizos graníticos, tienen una actividad inducida natural, superior a la tolerancia máxima legal.

El coeficiente de reparto del radón a una atmósfera es:

$$A = \frac{\text{Concen. Rn. agua}}{\text{Concen. Rn. atmósfera}}$$

que varía con la temperatura, según la relación empírica de MEYER,  $A = 0'105 \times 0'405 e^{-0'502 t}$  y pasa de  $0'51$  a  $0^\circ$ , a  $0'26$  a los  $20^\circ$ , y a  $0'107$  a los  $100^\circ$  de ebullición del agua, propiedad que facilita en los emanatorios el paso del radón a la atmósfera. Este mismo coeficiente disminuye con la concentración salina, bajando a los  $20^\circ$  indicados para un agua de composición análoga a la del mar a  $0'16$ , fenómeno conocido experimentalmente

por nuestros médicos hidrólogos, cuando dicen de las aguas que a mayor concentración salina menor radiactividad inducida.

En los emanatorios se ha de tener la precaución de no alcanzar el nivel de tolerancia por el enorme peligro que representa la acumulación del depósito activo, desconocido de aquellos romanos que pasaban varias horas en los mismos. La ley media en radón de la atmósfera es de  $0'0001 m \mu \text{Ci/l.}$  en la superficie terrestre, y de  $0'00001 m \mu \text{Ci/l.}$  en la superficie oceánica, la primera es la milésima parte de la tolerancia. Es aconsejable, si la potencia radiactiva del manantial es elevada, instalar, además de la purificación del aire del emanatorio, un extractor de emanación, pues con un manantial de  $1 \text{ l/s.}$  de caudal y una radiactividad de periodo de semidesintegración corto de  $10 m \mu \text{Ci/l.}$ , en una sala de cuatro metros de altura y lados de  $20$  metros, es suficiente un rendimiento del  $16 \%$  para alcanzar la tolerancia legal de  $0'1 \mu \text{Ci/m}^3$ . Al considerar los emanatorios italianos vemos riquezas de aguas minero-medicinales sorprendentes, en el de Lurisia (Cúneo), en su "Fonte garbarino", hay análisis con  $1.146 m \mu \text{Ci/l.}$ , y en Lacco Ameno (Isla de Ischia) el grupo de manantiales Regina Isabella tiene  $1.386 m \mu \text{Ci/l.}$

Quedan presentadas las aguas minerales como un medio transportador de los elementos de la serie del uranio y como un perturbador de las técnicas de datación por desintegración natural, lo que ha obligado a los investigadores a introducir variantes para salvar estas dificultades, sin dichas correcciones, en los casos de pérdida de uranio por disolución, las edades calculadas serían mayores que las reales, y en el caso de pérdida de emanación serían inferiores.

Aparentemente el transporte de uranio por las aguas no es elevado, por alcanzar una media de  $7 \mu \text{g/l.}$ , pero tiene mucha importancia la constancia de este proceso durante miles de años, elemento del que se conocía su transporte por las aguas subterráneas. En Franzansbad, la fuente del doctor Cartelieri da  $48 \mu \text{g/l.}$  de U, sólo 2 en la del Emperador, y en Carlsbad tienen  $10$  y  $12 \mu \text{g/l.}$  las de Sprudel y la del Molino, respectivamente. Consecuencia de estos transportes son las formaciones uraníferas secundarias en los propios manantiales, como ocurre con los nódulos calizos de Badgastein (Austria), que tienen 1 por 1.000 de uranio en desequilibrio total. También están en desequilibrio los sedimentos uraníferos de las aguas termales de Baden-Baden, lo que nos induce a pensar en una relación entre las actuales aguas minerales uraníferas y la mineralización del uranio actual o subactual.

En general, las leyes de uranio de las aguas son bajas; al repasar las medidas conocidas tenemos las de Nakanishi (1950-52) para las aguas del mar, que dan  $2'8 \mu \text{g/l.}$ , las de Hoffmann (1940-42), de agua dulce, de  $0'16$  a  $47 \mu \text{g/l.}$  Las leyes del radón son función de la concentración en radio de la roca, que es la materia prima generatriz, del coeficiente o poder de emana-

ción, de la porosidad del medio y del tiempo que están en contacto los centientes del radio con el agua. Las leyes de uranio, radio y radón en aguas son variables, a causa de la diversidad de comportamiento físico-químico de estos elementos; los tres deben tener una marcha original en punto de partida, si la serie de desintegración está en equilibrio sus variaciones son un reflejo de los cambios que experimenta la familia del uranio en la roca madre, y es el radón el núclido en que se aprecian los mayores contrastes de la ley de desintegración.

Para la radiactividad inducida es importante el concepto definido por FRANKEL como potencia radiactiva o producto de la actividad unitaria por caudal, por ser la emanación disuelta función de la parte de la serie del uranio presente en equilibrio y por ello su liberación está limitada, y al aumentar el caudal, si el agua no estaba saturada, la radiactividad unitaria disminuirá en la misma proporción. Un caso concreto lo tenemos en el célebre manantial de "Los Barrancos", de Valdemorillo; una medición de su radiactividad la hizo el Dr. DÍAZ DE RADA (1923), y dio 218 m $\mu$  Ci/l.; sus propietarios realizaron posteriormente unas obras de ampliación de caudal total que era de 0'13 l/m., con ello llegaron a lograr un caudal de 1'2 l/m. en el manantial situado al W., y 0'5 l/m. en el ubicado al E., cuando lo afloramos y medimos su radiactividad (1944) pudimos apreciar un ligero aumento de la potencia radiactiva, con una disminución de la radiactividad unitaria a una cifra algo menor de la décima parte. Podíamos citar otro manantial famoso, que realiza la propaganda clínica de sus aguas como muy radiactivas, y como consecuencia de un aumento de caudal, pasó ésta de 7 a 3 m $\mu$  Ci/l. Manantiales con importantes contenidos de radiactividad inducida se conservan varios en nuestro país, el de Aceñas (Pontevedra), con 48 m $\mu$  Ci/l., y el de Almeida (Zamora), con 44 m $\mu$  Ci/l. Como prototipo de manantiales interesantes, desde el punto de vista del torio y del radio contenido, se cita el Fernando, de La Toja (Pontevedra); en las valoraciones efectuadas en el Instituto de Radiactividad dio la existencia de torio y un contenido de 0'53 m $\mu$  Ci/l. de radio, equivalente a trece veces la tolerancia en aguas de bebida. Cuando la radiactividad no es suficiente para los tratamientos radiactivos, se recurre a la activación artificial por medio del radón, como hace Montecatini (Pistoia), que prepara botellines con una actividad de 8  $\mu$  Ci/l. y Spa con el agua del manantial de la Reine con 4  $\mu$  Ci/l.

Las tolerancias consideradas para los elementos radiactivos han sido a base de no estar el usuario más de 40 horas semanales en dicho ambiente, y quedan reducidas al tercio para quienes habitualmente lo viven. Estas conclusiones se deben a que el criterio restrictivo, aplicado internacionalmente para los peligrosos núclidos activos artificiales, se ha extendido a los naturales. No consideramos lógico que las tolerancias legales sean de niveles in-

feriores a los que ha estado sometida durante muchos siglos la población autóctona de zonas de radiactividad natural, superior a la media de la corteza, sin haber experimentado perturbación radiobiológica alguna. Los criterios de las tolerancias son variables, en el caso del Ra226, que es el de las aguas minero-medicinales, para el intestino, la legal en España es de 0'02 m $\mu$  Ci/l.; según las recomendaciones de la "International Commission on Radiological Protection" (1959) es de 1.000 m $\mu$  Ci/l., mientras que la reunión de la ENEA (\*) (diciembre 1962) tomó el acuerdo de bajar más las tolerancias actuales. Lo mismo ocurre con el uranio 238 y con la mayoría de los elementos radiactivos naturales.

Hay una serie de constantes físicas fáciles de determinar, como pH, con variaciones en nuestras aguas de 6 a 8; en temperaturas, aunque no alcanzamos los 90° C., como las de Pozzuoli (Nápoles), las hay desde las hipertermales, con 70° C., en Caldas de Montbuy (Barcelona), a las frías, con 4° C., en Caldas de Bohí (Lérida); la densidad, desde 1.2041, de Elgorriaga (Navarra), a 1'0000336 del manantial de las Herpes, de Panticosa (Huesca).

La obligatoriedad de los análisis de las aguas minero-medicinales se venía sintiendo en varios países desde hace más de un siglo, por haber pasado la época en que éstos eran prácticamente gratuitos y disponían su realización los propietarios del manantial y muchos curiosos por conocer la composición de aquellas aguas a las que se atribuía propiedades mágicas. En el Reglamento de Aguas de 1 de marzo de 1868, en su artículo 8.º, se dispone que una comisión permanente de la Real Academia de Medicina haga o rectifique los análisis de las aguas minerales, y en el Estatuto del 25 de abril de 1928 se concreta más la obligatoriedad en su artículo 66, estableciendo la periodicidad, y fija en diez años el intervalo de la realización de los mismos para los manantiales declarados de utilidad pública que estén en explotación.

Consideramos que la obligatoriedad del análisis no es suficiente, ya que como analista hemos visto las diferencias importantes que existen entre los análisis. Es necesario que por la R. A. de Medicina, por la R. A. de Farmacia, por la Junta Asesora de Balnearios de la D. G. de Sanidad, por la Sección de Aguas Subterráneas de la D. G. de Minas, por el Instituto Geológico y Minero, o por el organismo que sea más adecuado, o todos en conjunto, se normalicen las técnicas a seguir y la manera de presentar los resultados; de esta forma, las cátedras de Hidrología Médica y los médicos de Baños, encontrarán facilitada su tarea clínica e investigadora, y los Distritos Mineros podrán apreciar las posibles existencias de contaminaciones causadas por las

(\*) European Nuclear Energy Association.

labores realizadas para el aumento del caudal, edificaciones, obras blicas, etc.

El aforo de cada manantial es aconsejable se efectúe cuando se reali los análisis periódicos, por dos razones, una como garantía del propieta ya que el historial oficial del caudal le servirá en cualquier momento co una prueba reivindicatoria de cualquier merma producida por otras perso o entidades. La otra razón, es el establecimiento de un tope de los produc embotellados en garantía de la calidad de los mismos. Los caudales de nu tros manantiales minerales son muy variables, desde el de Alhama de Aragón con 580 l/s., doble del famoso geiser minero-medicinal de 68° C. de Spru de Karlovy Vary (Checoslovaquia), a muchos de los visitados por nosotr con menos de 0,2 l/s., que por muy buena que sea la calidad de sus agu no se comprende cómo sus propietarios invierten sus ahorros en los an lisis, en la declaración de utilidad pública, en las instalaciones crenoter picas, etc.

### LA CLASIFICACION DE LAS AGUAS

Es difícil en muchos casos considerar si un agua es "minero-industrial" o "minero-medicinal", y lo mismo ocurre en otras ocasiones con las que po dríamos denominar "minero-medicinales" o "potables" por carecer aqué llas de un límite claramente definido.

Conocidos los análisis se puede intentar la clasificación de las aguas na turales de los manantiales desde el doble punto de vista de su origen y tra tamiento a los que estuvieron sometidas. Creemos que con seis clases quedan comprendidas todas las posibilidades, éstas son: aguas minero-industriales, aguas minero-medicinales, aguas minero-medicinales naturalmente gaseadas, aguas minerales naturales gaseadas, aguas minero-medicinales reforzadas con gas del manantial y aguas potables. Se observa una tendencia interna cional a suprimir la denominación de medicinales y denominarlas sólo "mi nerales".

El agua minero-industrial es la que tiene en disolución o en suspensión sustancias susceptibles de establecer un aprovechamiento industrial mine ralúrgico, como puede ser el caso de la explotación dirigida o natural de un manto salino por disolución, única clase de este grupo de aguas, que no ne cesita ser bacteriológicamente puro, en general se da esta denominación a las que tienen un residuo seco superior a los 15 g/l.

Agua minero-medicinal es el agua procedente de un manantial natu ral aforado, que tiene una propiedad terapéutica reconocida por la Aca demia de Medicina del respectivo país. Considerada como medicamento

natural, según algunos criterios, con un contenido mínimo por litro de un gramo de sales disueltas, o bien independiente de éste tengan de los elemen tos particularmente activos las cantidades mínimas indicadas en mg/l., de hierro 10, arsénico 0,7, yodo 1, azufre 1, radio  $10^{-7}$ , de anhídrido carbón ico libre 250 y de radón 18 n Ci/l., o desde el punto de vista de la cap tación que broten a más de 20° C. Los valores de estos elementos en las aguas, sin llegar a permitir clasificarse como industriales, son bastante ele vados. El azufre, además de encontrarse al estado coloide, los hay que al canzan 100 mg/l., el arsénico pasa a veces de 10 mg/l. y destacan por su elevada cantidad las de Eugen-Quelle en Silesia, y Roncegno y Levico en Tirol, que con menos de un tercio de litro alcanzan la dosis humana máxima permitida de arsénico. Muchas de ellas no son potables por el olor, sabor, sustancias en suspensión, elevado residuo seco, etc. En algunos países, como Bélgica, se permite usar la denominación de "agua mineral", sin considerar cuál es su origen y captación, y en otros, como en Alemania, antes de pro clamarse un establecimiento "estación de cura" o un manantial "fuente medicinal" es necesaria su sanción por la experiencia médica.

Agua mineral naturalmente gaseada es el agua que después de su de cantación, y una vez embotellada, conserva la misma proporción de gas carbónico que la procedente del manantial a su emergencia.

El agua mineral reforzada con gas del manantial, es la que después de la decantación eventual, y del embotellado, tiene diferente proporción de gas carbónico que en la emergencia.

El concepto vulgar de aguas de mesa se refiere a las aguas naturales no carbónicas, entre las cuales están también incluidas muchas de las mi nero-medicinales con residuo seco inferior 1 g/l. Durante nuestros paseos geológicos por los montes hemos podido apreciar la importante función higiénica de este alimento, en sustitución de muchas aguas de abasteci miento, subterráneas o superficiales, de escaso valor potable.

Agua potable es la de origen subterráneo, superficial o de lluvia, que desde el punto de vista de caracteres físicos o composición química mine ral cumple con las condiciones indicadas a continuación (\*), además de las calidades biológicas estipuladas.

(\*) Real O. Ministerio de Fomento, 30 mayo 1914 (*Gaceta* 4 de junio).

Ser transparente, incolora, inodora e insípida.  
Que la determinación cuantitativa de sus componentes no arroje cifras que superen los siguientes límites en mg/l.:

Residuo fijo por evaporación seca a 180 grados Celsius hasta peso constante ... ..	500
Residuo fijo por calcinación al rojo sombra... ..	450
Cloro expresado en cloruro sódico ... ..	70
Acido sulfúrico ... ..	30
Cal ... ..	200
Magnesia ... ..	30
Materia orgánica total valorada en líquido ácido y expresada en oxígeno ... ..	4
Amoniaco por reacción directa ... ..	0
Idem libre determinado por destilación... ..	0,02
Idem albuminoide ... ..	0,005
Acido nitroso ... ..	0
Idem nítrico... ..	20

Las aguas artificialmente gaseadas son las aguas de manantial a las que se les añade una cierta cantidad de gases, no incluyendo en esta clase según algunas legislaciones, a las minero-medicinales si la adición del carbónico externo se realiza para la conservación y transporte del agua. Cuando es externo la legislación portuguesa les da el carácter de gasificadas artificialmente, y también admite otra categoría de aguas, que son las minerales de mesa. Para estas aguas propone la GESEM (\*) la denominación de aguas minerales naturales gasificadas.

En los marbetes de las aguas minero-medicinales envasadas se publica una serie de datos, aunque a veces muy anticuados, referentes a la composición y constantes físicas, lo que no ocurre con todas las aguas de mesa. Es conveniente que en éstas siempre figuren ante el consumidor las constantes físico-químicas (temperatura, pH, residuo seco, etc.) y un resumen del análisis químico.

En el caso concreto de España, existen manantiales minero-medicinales, declarados de utilidad pública, que por la industria mineralúrgica que tienen montada igual se podrían clasificar como minero-industriales o como de gases naturales, y ser objeto de concesión minera; entre los que figuran en nuestro archivo tenemos, como beneficiadores de gases naturales, y por lo tanto comprendidas en la "Sección B", del artículo 2.º de la Ley de Minas, los establecimientos de Agua del Valle de San Daniel y Agua de Vila Roja, ambos en la provincia de Gerona, que explotan anhídrido carbónico. Como explotadores de agua con sustancias en disolución o en suspensión, susceptibles de beneficio, Archena (Murcia), con preparación de

(\*) Groupement Europeen des Sources d'Eaux Minérales Naturelles.

sales y jabones; Arnedillo (Logroño) y Berán (Orense), de jabones; de sajes, jabones y productos de tocador, Carabaña (Madrid) y La Toja (Pon-tevedra); de sales, Medina de Aragón (Zaragoza), y Vichi Catalán-Caldas de Malavella (Gerona); de sales de frutas y grageas, Rubinat Llorach (Lérida).

Las aguas con residuo seco por debajo del gramo/litro, y frías, plantean dudas para su clasificación, pueden ser minero-medicinales oligometálicas o corrientes de mesa, e incluso las hay en España por debajo del criterio oficial italiano restrictivo, que da como límite superior 0'2 g/l.; en este caso está la bicarbonatada sódica de Villa María, con 0'18, y entre las sulfuradas sódicas termales la de Calabor, con la misma cantidad, y son raras las aguas naturales que tienen un residuo como la antigua de Lozoya, determinado por CHICOTE (1930) de 0'054 g/l. También se presenta el caso contrario, con motivo de los análisis que se efectúan de las aguas naturales al estudiar las hojas geológicas escala 1:50.000, muchas de dichas aguas, que incluso abastecen pueblos o sirven para riegos, dieron análisis que permitirían clasificarlas, desde el punto de vista de su composición, como minero-medicinales en lugar de potables.

Las aguas minero-medicinales se podrían clasificar con dos criterios diferentes, uno, por la especialidad terapéutica de su aplicación y según la Orden ministerial de Gobernación de 25 de mayo de 1945 y modificaciones subsiguientes, lo serían en: a) Aparato digestivo, nutrición y piel. b) Aparato circulatorio y respiratorio. c) Reumatismo, y d) Sistema nervioso. El otro, según la composición química, es el más racional para considerar su origen y sus aplicaciones terapéuticas de acuerdo con los avances de la crenoterapia, y lo sería en: a) Bicarbonatadas, denominadas también, por su reacción, aguas alcalinas; se caracterizan por contener bicarbonatos en la proporción mínima de 1 g/l., y se subdividen en sódicas, cálcicas y mixtas. b) Cloruradas, con sabor salado típico, se caracterizan por contener cloruros en la proporción mínima de 1 g/l., siendo las más frecuentes las sódicas y las sódico-magnésicas. c) Sulfhídricas, mal denominadas sulfurosas, con olor específico desprendido al someterlas a agitación, tienen como mínimo 0'001 g/l. de ión SH<sup>-</sup>; en ellas se encuentran dos variedades principales, las sódicas y las cálcicas. d) Sulfatadas, con más de 1 g/l. de sulfatos, entre las que se encuentran las sódicas, las cálcicas, las magnésicas y las mixtas con más de un sulfato. e) Ferruginosas con más de 0'01 g/l. de sales de hierro. f) Oligometálicas, son las aguas de menor residuo seco; el límite máximo es de 1 g/l. g) Nitrogenadas, las que tienen nitrógeno libre. h) Carbónicas, son las que tienen libre CO<sub>2</sub>. i) Radiactivas, son las aguas que tienen una radiactividad fija o de periodo de semidesintegración elevado igual o superior a

o'005 m $\mu$  Ci/l., o inducida o de periodo de semidesintegración bajo, i o superior a o'1 m $\mu$  Ci/l., dándose la denominación de muy radiac cuando esta radiactividad pasa de 1 m $\mu$  Ci/l. j) Yodadas, cuando nen un contenido mínimo de yodo de 0,001 g/l. k) Arsenicales so aguas con un contenido en arsénico superior a 0,0007 g/l.

También sirve de norma de clasificación de las aguas minero-medicinales la concentración salina, tomando como referencia la del suero sa de 9,5 por 1.000 de ClNa, por ello se denominan hipotónicas las que nen una concentración inferior a 325 milímoles/litro, isotónicas las que nen 325, e hipertónicas cuando es superior.

Según la temperatura de emergencia se forman dos grupos, el de aguas frías o con temperaturas al brotar en el manantial inferiores a 20° C., o termales cuando surgen a temperaturas superiores; dentro de e grupo hay tres clases, con las denominaciones de hipotermas para las q emergen entre 20 y 30° C., mesotermas entre 30 y 40° C., e hipertermas cuando surgen a más de 40° C. Son de elevado interés crenoterápi las aguas que, para su utilización, no requieren el caldeo o la refrigeració

Es muy importante que los análisis estén bien realizados y bien interpretados; con frecuencia recuerdo el caso citado por el Dr. SAN ROM (1944), del primer balneario que dirigió, el de Chulilla (Valencia), clasificado oficialmente como de agua sulfurosa por haber encontrado en l análisis azufre, careciendo en absoluto de sulfuros y de sulfhídrico, siendo su clasificación correcta la de sulfatado cálcico magnésico.

De los 75 establecimientos que embotellan las aguas minero-medicinal la mayor parte se consideran como aguas de mesa, y en este sentido se v la propaganda más o menos discreta por TV, radio, prensa, etc., lo qu confirma la opinión de la existencia de un campo intermedio muy difícil d delimitar.

Esta dualidad de posible atribución queda latente después de la lectura de la sentencia de 8 de noviembre de 1930 del Contencioso Administrativo, referente a un agua de mesa que califica como no minero-medicinal, y en los considerandos, al referirse a la misma, se dice se trata de u agua "de las denominadas indiferentes, cuyo contenido en principios minerales es demasiado pequeño para que se pueda atribuir a uno o varios d ellos la actividad terapéutica observada". . . . "puesto que ni son termales, ni la naturaleza de sus componentes salinos, ni su riqueza en ellos lleg a las cantidades que la ciencia hidrológica exige para la clasificación aludida" de minero-medicinales. Esta sentencia se manifiesta contraria a l definición que admitimos de las aguas minero-medicinales, ya, que a pesa de la actividad terapéutica observada con ellas, se niega el que sea debid a sus propiedades químicas, y se omite la mención de la riqueza necesari

de los componentes, según la ciencia hidrológica, para poderse declarar minero-medicinales. Esta jurisprudencia tiene el inconveniente de que, según el criterio de los técnicos de quienes se asesore el Tribunal Supremo, se pueda establecer para la misma agua la clasificación de indiferente o la de minero-medicinal.

## ALUMBRAMIENTO

El legislador incluyó las aguas minero-medicinales en el artículo 2.º de la Ley de Minas, en el grupo B, o sea entre los minerales, aunque mineralógicamente su clasificación no es correcta. Desde el punto de vista de su génesis, no hay lugar a duda de que son minerales las aguas minero-medicinales juveniles, o sea las procedentes de zonas magmáticas que por primera vez se manifiestan en la superficie de la tierra, siempre en una relación íntima con la tectónica. Si observamos un mapa sismotectónico de la Península, se puede ver que los manantiales de aguas juveniles están íntimamente relacionados con las líneas fundamentales sismotectónicas, a las que casi jalonan, apreciándose en general las surgencias, en el cruce con fallas rejuvenecedoras o con diaclasas importantes. En muchas ocasiones los geólogos, en sus continuas observaciones de campo, como consecuencia del estudio de los manantiales minero-medicinales, han podido deducir rejuvenecimientos de fallas, y en general se puede decir que estos manantiales están mucho más ligados a la tectónica de la región que a la naturaleza geológica.

Al considerar el ciclo de las aguas superficiales descendentes, se saca la conclusión de poderse clasificar como minerales; llegan, por las fracturas, a profundidades de la corteza superiores a la zona de plasticidad; se vaporizan por la elevada temperatura e incluso encuentran, si las circunstancias son favorables, gases que manan continuamente de los magmas, con una presión que imprime su carácter ascensional; al llegar a zonas superiores y de menor temperatura, se condensan de nuevo y disuelven parte de los gases adquiridos y arrastran otra parte, con el consiguiente ataque a las rocas que constituyen las paredes de las hendiduras. Con este ciclo traen a la superficie una asimilación de las capas profundas de la corteza, donde consiguieron penetrar, imprimiéndoles un carácter específico químico y físico, función de la zona recorrida.

Gran número de manantiales dejan siempre en los planos de las fallas de emergencia, y a lo largo de las diaclasas por donde circulan, cantidades variables de sedimentos de composición diversa. Estos productos, lodos, barrros o fangos, que de estas distintas maneras se denominan, tienen gran importancia crenoterápica en las afecciones crónicas .

En una obra considerada como clásica entre los hidrólogos, la de NAY (1899) (10), dice que el ingeniero tiene que ocuparse del captado de las aguas minero-medicinales al punto de utilización, en las condiciones físicas y químicas reconocidas como las más óptimas para sus aplicaciones médicas. Este es un punto de importancia fundamental para el técnico y para la propiedad balnearia, desde el punto de vista de su máximo rendimiento a los manantiales.

La captación de un manantial minero-medicinal ha de tener por objetivo final el logro del mayor caudal posible de la riqueza subterránea, con el máximo de termalidad y de mineralización, impidiendo simultáneamente el acceso de otras aguas, subterráneas o superficiales, que lo puedan contaminar o alterar en sus propiedades físico-químicas.

El buen sentido, en el captado de las aguas, se ha heredado en nuestra Península de los romanos, quienes dejaron señales de sus conocimientos en dicho campo; utilizaron betunes para tapar manantiales que impurificaban al que explotaban o para impermeabilizar la arqueta que actuaba como foco de captado. Se han descubierto pozos de absorción inteligentemente dirigidos, de los que irradiaban galerías de drenaje subálveo e incluso superficies para impedir el aflujo de las aguas de los ríos y de lluvia. Era frecuente en la técnica romana, el cubrir con betún la periferia del manantial en un radio bastante extenso; con ello evitaban la expansión natural del agua mineral y la introducción de las aguas contaminantes; al mismo tiempo obligaban a aquélla, por su propia presión, a surgir por un conducto único, con emplazamiento lógico desde el punto de vista de su utilización.

En tiempos pretéritos se daba mucha importancia a la conservación de la temperatura del agua; en una visita a las obras de Lameiras (Vizcaya) vimos la conducción antigua, desde el manantial, por debajo de la plaza de la villa hasta la arqueta del balneario, a una cota de 3,45 metros sobre el nivel piezométrico, hecha de plomo en el interior de una atarjea de granito y rodeada de carbón vegetal como aislante térmico.

Quizá los casos de alumbramientos dificultosos en su realización sean los más frecuentes de lo que se espera, aunque en general todos suelen ser fáciles teóricamente. Cuántas veces queremos ir a la búsqueda de la grieta que da origen a un manantial en una ladera de un valle, en los propios aluviones del río y a veces bajo sus aguas, en las que estamos viendo surgir las burbujas en el propio cauce, procedentes de los gases surgentes con el agua minero-medicinal. Si a esto se une la escasez de caudal para lograr una explotación rentable, es nuestra obligación el recoger hasta los últimos indicios que sospechemos existan en la formación y que económicamente sea

interesantes. En muchas ocasiones da un resultado satisfactorio el acudir a investigaciones de presiones hidrostáticas, con las que conducimos las aguas minero-medicinales a una zona de menor presión, mientras en sus alrededores existe o se provoca una zona de sobrepresión.

Las diferencias hidrostáticas se pueden lograr de varias maneras, según el ingenio del cateador: desde la enérgica de aplicar una bomba que produzca una succión del agua mineral, a la más sencilla de practicar un tubo ladro por el que asciende el agua como una vena artesiana por la presión de los propios gases almacenados, principalmente por el carbónico o por el simple calicata que facilite su emergencia.

De todo manantial minero-medicinal debemos conocer su nivel hidrostático; el tubo piezométrico nos ha de dar la altura a la cual deben surgir los manantiales; a niveles inferiores aumentarán los caudales, pero con termalidad y mineralizaciones menores, e incluso daremos facilidad a las contaminaciones con otras aguas subterráneas naturales, fenómeno que también se puede producir al aspirar con bombas.

La prospección por la termalidad del terreno es francamente fácil; como ejemplo tenemos el caso de Panticosa; cuando realizamos la primera visita profesional a aquel establecimiento como analistas, en 1950, les manifestamos que entre la capilla y la zapatería tenía que haber un manantial hipotermal interesante; realizadas las oportunas labores, quedó al descubierto el importante manantial "Tiberio", que tan admirablemente habían alumbrado los romanos y que, por desprendimientos posteriores de aquel hermoso circo, quedó enterrado. La prospección ceno-geotérmica la consideran actualmente los hidrólogos como de gran importancia, y en un trabajo último de ROBERT SCHNEIDER (1962) (11), sobre "una aplicación reciente de la termometría al estudio de las aguas subterráneas", considera la posibilidad de que las fluctuaciones de la temperatura en las aguas subterráneas se pueda utilizar para el estudio de caudales y direcciones del movimiento de estas aguas y evaluación de las condiciones de alimentación. Se da la circunstancia de ser esta técnica de cateadura la primera que se sospecha utilizó el hombre y por ello los manantiales mesotermales e hipertermales fueron los primeros conocidos; si no lo llegaron a ser en general, al menos disfrutaron de sus beneficios los moradores de sus inmediaciones, como ocurre todavía en Galicia con algunos hipotermales.

(10) "Recherche, captage et aménagement des sources termo-minerals"

(11) Geol. Survey, 1544-B.



## UTILIDAD PÚBLICA.—PERÍMETRO DE PROTECCIÓN. CONCESIÓN MINERA

Desde el aspecto legal de la propiedad y explotación de los manantiales minero-medicinales, existen tres trámites de interés fundamental, que son la declaración de utilidad pública, la fijación del perímetro de protección, su demarcación y la concesión minera, bien directa o con la variante prede permiso de investigación.

A partir de la Ley de Minas (1944), se ha presentado cierto confusio nismo sobre el trámite más adecuado a seguir, pues de su lectura se desprende que debe dejarse la antigua tramitación del perímetro de protección y seguir la de concesión minera. Las dos vías se han seguido desde dicha fecha, lo que demuestra la carencia de un criterio firme sobre la materia.

La necesidad de declaración de utilidad pública del manantial minero medicinal, queda fijada en el artículo 27 del Estatuto, por disponer sea un requisito previo e indispensable para proceder a su explotación, como establecimiento balneario, por medio de venta embotellada de sus aguas o en ambas formas, entendiéndose por autorizada la explotación como medio terapéutico, una vez cumplido este requisito.

Esta declaración presenta para el propietario, entre otras, la ventaja fijada en el artículo 8.º del derecho de expropiación forzosa para llevar a efecto la explotación, la defensa de la pureza e integridad de manantial, y el derecho al perímetro de protección.

La primera alusión que hemos encontrado a protección de manantiales se refiere al protomédico de S. M. Felipe III, D. CHRISTOVAL PÉREZ DE HERRERA, quien en 1600 solicitaba que "se prohíba edificar alrededor de las fuentes para que no disminuyan como la de Lavapiés" (que era la mejor de la Villa de Madrid).

La necesidad de que los manantiales minero-medicinales tuviesen un perímetro de protección se empezó a sentir en Europa a principios del siglo pasado. De aquel entonces existen datos de dificultades surgidas por no estar protegidos los manantiales; al avanzar las doctrinas liberales, todos se consideraban dueños de hacer obras en sus predios, aunque perjudicasen a los colindantes. Entre las primeras disposiciones restrictivas figura la Ley de Napoleón III, de 1856, sobre perímetro de protección en el Imperio Francés.

En el reglamento español de 1868, en su artículo 19, ya se prohíbe la realización de trabajos dentro del perímetro del establecimiento sin permiso del Ministerio de la Gobernación; criterio parecido se sigue en la regla 14 de las provisionales de 1869. Se concreta el tema en el Estatuto de

las aguas minero-medicinales, en su ya indicado artículo 8.º, donde se reconoce a los manantiales declarados de utilidad pública el derecho al perímetro de protección variable en cada caso, según la constitución de terreno. Este artículo señala expresamente que el perímetro de protección impone prohibición ni servidumbre alguna, ni en materia de aguas, dueños de terrenos, situados dentro del perímetro; pero en el artículo 25 del Reglamento de Minería, de 9 de agosto de 1946, se prohíbe abrir calicines, practicar sondeos y ejecutar labores mineras dentro de los perímetros.

A los perímetros, en la mayoría de los casos, es conveniente darles dimensiones mayores que las acostumbradas antiguamente; los límites de 150 metros por cada uno de los puntos cardinales, que concede el artículo 25 del Estatuto, como límite de seguridad, son realmente insuficientes, principalmente si existen o pueden existir explotaciones de canteras en gran escala para que el producto resulte económico; por ello las voladuras tienen que ser de miles de toneladas, las cuales pueden perjudicar a los manantiales que salen en la misma roca, aunque estén situados a cientos de metros. En este punto, el ingeniero que dictamina, tiene que decidir entre dos intereses encontrados, un perímetro de protección amplio para la perfecta seguridad del manantial, con perjuicio de los propietarios, que poseen honrosamente y pacíficamente sus terrenos, y por tanto a ellos pertenecen las rocas y a subterráneas que hay en los mismos, o un perímetro reducido, aunque suficiente en casos normales, pero que resultaría escaso si se organiza una explotación de rocas en gran escala. Esta dualidad de criterios da lugar a consideraciones muy delicadas de los autores del dictamen del perímetro de protección. Complemento de esta declaración es la demarcación del correspondiente perímetro.

Hace tiempo que se observa un cambio en cuanto a la propiedad de las aguas subterráneas; en el proyecto de Ley presentado a la Asamblea Nacional el 21 de mayo de 1928, se pretendía declarar propiedad del Estado todas las aguas que discurren por el subsuelo nacional y que exigen para alumbramiento obras de investigación y captación. En 4 de junio de 1931 el Consejo de Sanidad, en el informe de otro proyecto de Ley propuso: "Se declara a partir de esta Ley, que el derecho eminente sobre las fuentes minerales de España corresponde al Estado, siempre que se declaren de utilidad pública, por motivos sanitarios". En la Ley de 19 de julio de 1931 se establece que tanto las aguas minero-industriales como las aguas minero-medicinales pertenecen a la Nación, y en su nombre al Estado; en razón de mayor interés puede explotarlas directamente o ceder a otros su aprovechamiento. De acuerdo con la misma, están clasificadas como minerales (Sección B) y se puede seguir el trámite de pedir un permiso de investigación con un mínimo de 10 pertenencias, con su correspondiente plan de labor

o si el agua aflora se puede solicitar directamente la concesión, tiene que informar el Distrito Minero, según el artículo 22, de la existencia manantial.

Esta dualidad de trámites ha dado lugar a dudas; entre los casos en hemos intervenido, tenemos uno en que se solicitaba el correspondiente miso de investigación de 16 pertenencias, para unas aguas sulfurosas hitermales radiactivas, y, además del balneario y embotellado de las aguas pretendía instalar el peticionario una industria de explotación de lodos pcosmética. El insignificante caudal era de 0,02 l/s., brota en el granito dos micras del occidente de la provincia de Lugo y la radiactividad inducida de 5,9 m $\mu$  Ci/l. corresponde, sin descontar el fondo, a una cantidad de uranio en equilibrio de 0,16 Kg., motivo suficiente para que no se llegara a conceder, por sospechar los dirigentes de las actividades nucleares (194 que se trataba de una explotación de uranio. Esto dio lugar a que otros futuros concesionarios de manantiales no acudiesen a este procedimiento ya que la mayoría de las aguas subterráneas son clasificables como radiactivas. Para el mismo manantial, fui ponente posteriormente (1954) de su perímetro de protección, con las normas de la tramitación clásica.

Con la resolución reciente de una competencia (\*), el trámite a seguir queda totalmente aclarado. En uno de los considerando se dice: "la vigente Ley de Minas incluye las aguas medicinales entre las sustancias minerales, y si bien es cierto que dicha Ley exceptúa de las disposiciones que deroga, la Ley de Aguas, no lo es menos, que ha de entenderse esta exclusión con carácter general y no para el caso concreto de las aguas minerales, pues la interpretación contraria equivaldría a sostener que los preceptos, que la Ley de Minas dedica a las aguas minerales, quedarían automáticamente derogados apenas promulgados, por oponerse a lo que dispone la Ley de Aguas, conclusiones que en sana hermenéutica no es posible admitir".

Según nuestra opinión, el trámite más rápido, sencillo y económico en la actualidad, para el beneficio de un manantial minero-medicinal, si se está de acuerdo con el dueño del terreno, es la declaración de utilidad pública y la concesión directa. Caso de no estarlo, es aconsejable pedir primero la concesión directa y después la declaración de utilidad pública, y dejar por más lento y costoso la petición de perímetro de protección y su demarcación posterior.

El pedir directamente la concesión tiene un inconveniente, que es el que las dimensiones que fije el solicitante sean demasiado grandes, quizá con perjuicio de terceras personas. El pasado año se solicitó una concesión

(\*) B. O. del Estado de 12 de noviembre de 1962.

directa de un manantial de aguas minero-medicinales, ya declarado de utilidad pública y en explotación, del NO. de España, para el que se pedían 250 pertenencias, las cuales cubren también una zona de dominio público con manifestaciones conocidas desde el siglo pasado, de aguas minero-medicinales y parte de la zona asignada por el Estatuto a otros manantiales declarados de utilidad pública y también en explotación, pues su límite septentrional pasaba a 60 y 80 metros del norte de ellos. En estos casos estas facultades del Ingeniero Jefe del Distrito Minero para resolver el expediente en justicia.

## LA INDUSTRIALIZACION

La industrialización de las aguas minero-medicinales y sus derivadas tienen tres aspectos diferentes: la utilización en el mismo manantial con fines terapéuticos, se podría denominar industria balnearia; la preparación de gases, sales, productos de tocador, etc., denominada beneficio mineralógico de las aguas minero-medicinales, y por último el embotellado, en sus dos aspectos de aguas terapéuticas y aguas de mesa.

De los 360 establecimientos de aguas minero-medicinales declaradas de utilidad pública hasta 1963, o que fueron oficialmente explotados desde el Real Decreto de 29 de junio de 1816, algunos con varios manantiales, representados en el adjunto mapa 1: 2.500.000, sólo 129 están en activo, de ellos 23 su única actividad es el envasado del agua, salvo Carabaña, que también forma parte de los establecimientos que obtienen productos mineralúrgicos crónicos; en 52, además de la industria de embotellado se siguen tratamientos, y en 54, la única actividad es la crenoterapia en el propio balneario; de todos éstos, en once hay en funcionamiento industrias crónicas de beneficio. Existe un número de establecimientos del mismo orden, e los que se envasan las aguas o se siguen tratamientos, pero que lo realizan en pequeña escala, de manera modesta, sólo en el ámbito comarcal, y que están sin legalizar.

Desde el punto de vista de importancia en conjunto para la economía nacional, la rama más preponderante es la balnearia, por el ambiente turístico en que se desarrolla. La utilización de las termas se remonta a la mitología; los griegos y los romanos dieron los primeros pasos en el termalismo, al apreciar las virtudes curativas de los manantiales, y desde el primer momento, sin base científica, llegaron a establecer normas de utilización, como las de Herodoto, sobre la duración de 21 días de los tratamientos, épocas y medios de administrarlos, etc.

Nos sorprende de los romanos la suntuosidad de sus termas y la tancia de las ciudades construidas en sus inmediaciones. En ellas los mientos crenoterápicos eran completos, baños de piscina y de tina, de inyecciones, exudaciones en estufas secas y húmedas, fricciones con masajes y aromatizaciones. La renovación del agua en algunas con masajes y aromatizaciones. La renovación del agua en las piscinas de gran volumen era una de sus exigencias, y la lograba una técnica perfecta, basada en la desigualdad de densidades del agua y caliente.

Las legiones romanas tendían a establecer sus campamentos junto a manantiales calientes, dándoles nombres latinos y construyendo magníficos edificios, que nos sirven para admirar su cultura, llegando en algunos a ser tal el lujo, que podían considerarse como estancias de placer. Junto a ellos construyeron ciudades que llegaron a nuestros días con los nombres de Caldas, Termas, etc.

También los árabes fueron entusiastas cultivadores de la hidroterapia en nuestro país; construían albercas en sus residencias y acudían a los baños más famosos, los de Alhama de Granada, que eran de los más concurridos. Alcanzaron, según MÉNDEZ SILVA, una renta anual de 500.000 ducados.

Consecuencia de las virtudes encontradas en las aguas, por quienes precedieron en nuestro país, son frecuentes las denominaciones encontradas en la toponimia de: fuente milagrosa, santa, de la salud, de la juventud, etc. Los nombres relacionados en general con los resultados alcanzados con sus tratamientos.

La explotación considerada como balnearia, es la que tiene lugar en el mismo establecimiento donde surge el agua, bien sea el tratamiento como bebida, baño, lodos, etc. Se supone que la concurrencia anual a nuestros balnearios es cercana a las 100.000 personas; sólo dos con más de 6.000, de los cuales los tercios con menos de mil y en dieciseis de ellos no alcanzan el centenar de agüistas. El 6 por 100 de la concurrencia acude directamente por consejo de los médicos, y el 94 por 100 restante por los resultados satisfactorios alcanzados en temporadas anteriores o por haber planteado a su médico la curación lograda por un conocido con padecimiento análogo. A estas personas se les puede considerar un gasto durante la temporada del orden de las 3.000 pesetas en inspección médica, tratamiento y estancia, lo que representa, sin incluir los desplazamientos, 300 millones de pesetas anuales.

Cuatro factores intervienen en la crenoterapia: El específico del manantial, que es el que descansa en sus propiedades; el propio de su industrialización, o sea función de los procesos balneoterápicos y las industrias mineras y químicas montadas para su beneficio; el de las condiciones higiénicas y, por último, el de las condiciones climáticas. Para el factor específico del manantial es fundamental el conocimiento perfecto de su agua, gases y partícula

arrastradas, base para que el clínico, con las investigaciones científicas emprendidas en el mismo balneario, con el objeto de analizar el mecanismo fisiológico de su acción terapéutica, trace las directrices y exponga necesidades de las instalaciones que se le han de montar, de acuerdo con la técnica más perfecta.

Los elementos químicos, para actuar farmacológicamente, necesitan penetrar en las células, piel o mucosa, circulando por la vía sanguínea. El comportamiento ulterior en el organismo es función de las reacciones de los iones sobre los elementos de los órganos. Los iones asimilados pasan al metabolismo general de electrolitos y no ejercen acción farmacológica si están en una proporción adecuada. Nuestro organismo tiene la particularidad de seleccionar en una mezcla de sustancias inorgánicas, como ocurre en el agua medicinal, las que necesita en un momento dado, y también es capaz de dentro de ciertas tolerancias, de limitar la selección a la cantidad requerida así como eliminar todos los excedentes. El principal problema reside en el modo de infiltración de los iones, sobre todo a través de las células cutáneas.

Las formas de aplicación de las aguas son múltiples y cada una con diversas circunstancias. Una primera división puede ser en uso interno y externo: el primero por ingestión, irrigación o inyección; el segundo, general o local, por inmersión o percusión. En las aplicaciones externas, además del factor agua mineral intervienen de una manera primordial la presión, el tiempo y la temperatura. En la temperatura de los tratamientos por percusión se pueden alcanzar valores muy inferiores e incluso considerablemente superiores a los permitidos en el baño general. Con una acertada coordinación de estas variantes se puede lograr una amplia gama de tratamientos crenoterápicos.

Hay estaciones hidrominerales extranjeras que deben su fama a las aplicaciones de peloides, lodos o fangos; grata impresión nos produjeron en Francia los de Dax; tanto en dicho país como en Alemania e Italia muy utilizados en determinados establecimientos hidrotermales. Dos técnicas se utilizan: la de adición de barro al agua de la bañera o la de introducir al paciente en los cajones situados en la pradera donde se cultivan, como ocurre en Saind Amad, los cuales son caldeados por medio de unas serpentina de vapor, mientras que en otros no es necesario por la elevada temperatura de las aguas. Las aplicaciones de estos lodos termales pueden ser locales o generales, en forma de baños enteros, medios baños, baños de asiento, baños parciales o envolturas. La irradiación del calor de los peloides es en casa, así como la conductividad, en contraste con su elevada retención de calor, debido a su reducida transmisión térmica. La gran viscosidad es característica de la masa acuosa y pastosa de los peloides. Además de los componentes solubles que contienen, de importancia fundamental, en los or-

nicos se encuentran una serie de sustancias biológicamente activas que den ser reabsorbidas por el organismo.

En los lodos hay dos factores, uno el mineral, específico de la composición y características del manantial, y otro vegetal, propio del terreno y cultivo sembrado en el mismo, consecuencia indirecta de la naturaleza terreno y de la composición del agua, de acuerdo con las leyes geobotánicas de tan elevada importancia actual en la prospección mineral.

El concepto de peloid medicinal se apoya en el mismo criterio que las aguas minerales, y por ello sólo merecen esta calificación las materias purulentas de origen vegetal o mineral, asociadas naturalmente a un agua mineral y que tengan efectos curativos. Cuando se recurre a la mezcla de fangos de distinta naturaleza con las aguas minerales, penetramos en el campo de los barros artificiales. Antes de la industrialización de los peloides se deben considerar cuatro características fundamentales de los mismos: granulometría, capacidad de absorción del agua, retención del calor y plasticidad. La turba crenoterápica es considerada entre los peloides como el de mayor actividad terapéutica, y lo razonan en las visitas a las explotaciones de las turberas de Spa, por el proceso de humidificación, al conservar intactas las vitaminas y las hormonas, procedentes de los vegetales originarios, las cuales pasan íntegras a la turba negra y esponjosa.

Los lodos pueden ser radiactivos por dos causas: por los elementos cabeza de las familias largas, como ocurre con algunos de La Toja (Pontevedra), que lo son por el torio, o por la producción de un depósito activo, como los originados en los lodos impregnados por aguas con radiactividad debida al radón.

En algunos balnearios consideran adecuado acudir a un aumento del efecto químico de las aguas, logrado con las aguas madres, en aplicaciones locales o generales. Estas aguas madres se pueden utilizar directamente o en una redilución en agua mineral. Hay salinas que utilizan con éxito sus aguas madres con fines terapéuticos, así como los fangos de su decantación; como ejemplo tenemos el de las termas de Salsomaggiore (Parma) y el de Cervia (Rávena), este último con baños a base de agua salada a 16° Be, caldeada al sol hasta alcanzar temperaturas de 33 a 36° C.

Múltiples son las utilidades terapéuticas de los gases que acompañan a las aguas minerales, pero quizá la más interesante sea la que utiliza la emanación. Uno de los emanatorios más interesantes que hemos visitado es el de Luso, recinto cerrado con constante purificación de la atmósfera, en donde se introducen los pacientes por una puerta doble, que lo comunica con una sala de reposo. En el emanatorio permanecen los pacientes de media a una hora, y según los médicos del establecimiento, se aprecian buenos efectos terapéuticos. En su centro, y al nivel del suelo, está el artificio de batido

para la separación del radón. Uno de los países que utilizan con más frecuencia los gases es Alemania; en Bertrich (Eifel), además del CO<sub>2</sub> se adiciona oxígeno a los baños; en otros se dan duchas y baños de CO<sub>2</sub>, y en algunos, con este gas, secos, como en Ems (Valle del Lahn) y Meinberg (Selva de Teutoburg). Hay países, como Italia, donde aumenta continuamente la clientela de las grutas sudatorias, saturadas de vapor de agua mineral, algunas con estancias perfectamente ordenadas, de acuerdo con un escalonamiento térmico de las mismas, como ocurre en Bagni di Lucca (Lucca); sus manantiales brotan de 37 a 45° C. y cuenta con un tepidario de 36°, una gruta sudatoria de 38 a 43° y otra de 43 a 45° C. La de temperatura más elevada que he visitado es la de Viterbo, de 44 a 50° C. Al recorrer las grutas sudatorias italianas se aprecia en muchos casos la intervención del minero, a pesar de la propaganda de naturales. Al repasar nuestras aguas hipertermales y las formaciones geológicas donde brotan, nos sorprende el que no se haya dado hasta la fecha la importancia debida a las grutas sudatorias.

Cada día son mayores las variaciones de las aplicaciones de los productos crónicos, e incluso recurren a otros medios complementarios apartados según los geólogos de la crenología, como son las aplicaciones de envolturas de parafina, practicadas en Freudenstadt (Selva Negra).

La industria balnearia tiene que contar con dos causas de gastos, de primera instalación y de renovación y modernización de sus instalaciones: una, los propios del balneario; la otra, los de la industria de hostelería, que tiene que estar coordinada, por la circunstancia de brotar los manantiales, en general, fuera de los grandes núcleos de población, con la suerte de estar situados los españoles en todas las altitudes y en todos los climas, desde el nivel del mar a los 1.686 metros de altura en plenos Pirineos; desde los tropicales a los invernales, explotables los primeros en invierno y los segundos durante los calurosos días de verano, con una riqueza inigualable en la calidad y surtido de aguas minerales.

La explotación de los balnearios tiene dos inconvenientes: uno, el reducido coeficiente de utilización del 10 por 100; el otro, las cargas directas e indirectas de los tratamientos, que representan una cantidad del orden del 50 por 100 del importe de éste, y si el manantial es sulfhídrico, el rapidísimo deterioro del material balneario. La de sus hoteles tiene la mencionada de los balnearios del pequeño coeficiente de utilización.

Para conseguir una modernización de instalaciones, sólo se pueden lograr con préstamos a largo plazo, como mínimo de veinticinco años, y un interés reducido, como máximo el 4 por 100; por ello, las entidades modestas propietarias de balnearios no los pueden actualizar (en los últimos sesenta años los que están en actividad pasaron de 185 a 106) y se ven obli-

gadas a dejar hundir sus establecimientos, aterrar sus propios manan desaparecer las industrias mineralúrgicas coexistentes con los mismos. do en nuestros recorridos por los magníficos campos españoles vemos de estos casos, la tristeza nos embarga, por la riqueza nacional que mos, los medios de curación que se dejan de utilizar y los puestos bajo amortizados a nuestra población laboral. Esta decadencia relativa establecimientos balnearios se ha compensado ampliamente con el con incremento en el consumo del agua minero-medicinal. Aquel turist modado que pasaba temporadas largas en un balneario se ha sustituido motorizado, con deseos continuos de cambiar cotidianamente de loca Hemos visto en varios lugares de Francia, país de tradición balnearia, hay instalaciones como las de Vichy, con 12.000 habitaciones, magn hoteles en venta por pisos o departamentos, por insuficiencia de clie adecuada para su sostenimiento. En otros países no se observa esta ten cia, por su carácter más sedentario de los indígenas, como Alemania, pasa de los tres millones de pacientes, con una participación extranjera 4 por 100, y de los 60 millones de estancias con una duración media d permanencia de 20 días; hubo establecimeinto durante el año 1962 con de millón y medio de estancias, como Bad Salzufflen, y de más de un mi doscientas mil, como Brad Nauheim, y pacientes del orden de 47.00 38.000, respectivamente. En Italia también es floreciente esta industria, un aumento continuo de estancias y pacientes que fueron durante la últi temporada de diez millones y un millón, respectivamente, con una parti pación extranjera de 15 y 19 por 100, respectivamente, con establecimien como Montecatini (Pistoia), con más de cien mil agüistas y de un millón jornadas, con una participación extranjera de cerca del 19 por 100 y prese cia simultánea de 10.697 pacientes en 14 de agosto de 1961.

La crenoterapia social es una consecuencia de la Ley de Minas (\*), q establece la pertenencia a la Nación de los manantiales minero-medicinal A ella corresponde por medio de los organismos adecuados, la tutela de salud del individuo y la cura gratuita del indigente. Uno de los primer países que se ocuparon de esta orientación, con el doble aspecto, curativo preventivo, fue Italia en 1925, en Salsomaggiore Terme (Parma). En primer Congreso Internacional de Termalismo Social, celebrado en 1947 Aix-les-Bains, se sostuvo que "el subsuelo es de propiedad de la comunid nacional, y cuanto de su beneficio emana debe estar a disposición de todos" es de la economía de toda la nación el curar y atenuar las enfermedades defunciones, recuperar la energía e incrementar la capacidad laboral.

(\*) 19 de julio de 1944.

En un país, como Checoslovaquia, donde hay establecimientos de tant fama como Karlovy y Vary (Carlsbad), están nacionalizados todos los ma nantiales y balnearios; la dirección corre a cargo del Estado, y la crenote rapia social dicen es de lo más avanzada. En otros países se le da el caracte de seguro; entré ellos tenemos a Alemania, con más de 800.000 paciente sociales, con 23 millones de estancias, que representan sobre el total nacion el 26 y el 47 por 100, debido a una mayor duración de la permanencia d los sociales, que es del orden de 34 días. En Italia los agüistas sociales fuero superiores al 30 por 100 del total. En Francia es menor el termalismo social según los datos que disponemos es del orden de 150.000 asegurados anuales Por los datos anteriores se aprecia cómo gracias a las justas reformas sociale actuales, costean en la mayoría de los países, a muchos enfermos y convale cientes de todos los niveles, los tratamientos necesarios en los establecimien tos termales y su permanencia en las estaciones climáticas.

En la cura balnearia, con independencia de la variación de las propie dades físicas y químicas del agua con el tiempo transcurrido desde la sur gencia, tiene un valor fundamental el clima, en general íntimamente rela cionado con la situación geográfica, la altitud, el ambiente orográfico, l temperatura, la humedad, el efecto estimulante de los rayos solares no fil trados, el encanto del paisaje, etc., y en general las condiciones propias d su geografía física y de su geofísica.

Desde el punto de vista de valor en venta del producto, el aspecto má importante de las aguas minero-medicinales es el del envasado. Se pued considerar que el orden de la producción nacional es de unos 45 millones d litros, envasados en 55 millones de botellas, con un valor sobre el medio d transporte, incluido casco, de 300 millones de pesetas, y en venta al público, sin incluir recargos comerciales de los establecimientos de bebidas, de 500 mi llones de pesetas anuales, con precios inferiores a los alcanzados por las aguas minerales de otros países. De los datos anteriores corresponde el 3 por 100 a las aguas purgantes, y el 97 por 100 a las de régimen y a las de mesa.

El consumo español por habitante es de los más bajos de Europa; en el caso de Bélgica se llegan a consumir 20 l/habitantes-año, y 15 l. en Francia, mientras que en España no llega el consumo a 2 l/habitante-año. Si lográ- semos la media europea de 10 l/habitante-año, el valor en venta de nuestras aguas minerales, a los precios y con la población actuales, sería superior a los 3.000 millones de pesetas anuales.

El agua mineral envasada actúa de publicidad de los establecimientos balnearios, y en Francia se ha reconocido que gracias a esta ayuda se ha evi- tado el cierre de algunos establecimientos; en dicho país la venta llegó en 1962 a cerca de 1.350 millones de botellas, debido al aumento del nivel de vida, a la dinámica política comercial de los grandes productores y a los cir-

cuitos de distribución organizados por los "vendedores de agua", apreciado una preferencia del cliente por las aguas de sabor neutro. En Italia el embotellado alcanzó en 1962 a los 700 millones figurando entre las fuentes más importantes las de S. Bernardo, de mini Ferrarelle y Fiuggi; en la de Acqua Santa de Chianciano, se dan datos que nos proporcionó, se embotellaron el pasado año dos millones de unidades. En Bélgica embotelló la "Cie. Générale de Chevron", incluidos productos derivados en 1962, quince millones de botellas, con un valor de 34 l/s.

Un aspecto desconocido en la Península, que no lo hemos tenido en cuenta en los párrafos anteriores, es el de la utilización de las aguas minerales en la elaboración de bebidas refrescantes y cervezas. Hay donde esta industria crénica representa el 66 por 100 de la producción como Suiza; en Alemania es del 60 por 100, figurando como trata normal en Berneck (Baviera) la cura de zumos, y en otoño en el de nach (Valle del Nahe) la de uvas; en Italia se llegó en 1962 al 100 por 100. Hasta la fecha, en nuestro país sólo se ha iniciado esta orientación en las aguas de Firgas, de Gran Canaria (Las Palmas); con ellas se preparan minerales gaseadas refrescantes con tres sabores, "cola", "naranja" y "limón", que se esperan sean presentadas a los mercados en el actual mes de mayo. Si estos productos se vendiesen en España en la misma proporción que en Italia, se debía llegar en pocos años a los 50 millones de litros de 250 millones de botellines, con valor en venta en los comercios de 1.000 millones de pesetas, de los cuales corresponden 250 millones a los elaborados.

La importancia de la preparación de una bebida gaseada o no (limonada, gaseosas, jugos de frutas diluidos, etc.) con el agua de un buen manantial siempre es una garantía, para el productor por la buena calidad de su producto y para el consumidor por conocer la procedencia del agua. Internacionalmente se admite esta elaboración, así como la indicación del manantial y su procedencia, pero sin mencionar las propiedades terapéuticas del agua. Para mencionar el nombre del manantial, es necesario que la creencia no sufra interrupción, es decir, que todo el preparado se efectúe en el mismo manantial o que el agua pase directamente por un acueducto desde el manantial al establecimiento de beneficio, sea fábrica de refrescos, de jugos de frutas, etc. De reciente publicación (\*\*) es la O. M. de la Presidencia sobre preparación y envasado de jarabes, zumos de frutas y bebidas refrescantes.

A la explotación de nuestros manantiales tiene que dárseles un camino

(\*) GESEM. Locarno, mayo 1961.

(\*\*) Orden de 5 de marzo de 1963, B. O. del 13.

inmediato, los grandes excedentes en años favorables de las cosechas agrarias, los de defectuosa presentación en años de grandes heladas, coordinados con los magníficos manantiales que tienen en aquellas regiones agrícolas pueden servir de base para la preparación de una bebida europea de muy buena de inmejorable calidad. Esta industria, asociada con algunas de las grandes empresas cerveceras, podría encontrar muchas facilidades para su introducción en los mercados. La elaboración de otros jugos, con excedentes agrícolas de frutos, dada la feliz circunstancia de contarse en las zonas productoras importantes manantiales, también pueden abrir mercado a las aguas minerales medicinales. La elaboración de gaseosas con aguas minerales aumenta de importancia por años; el orden de crecimiento medio europeo es del 5 por 100 anual; en nuestro país se preparan algunas mencionando el manantial, pero se da la circunstancia de no estar declarados de utilidad pública, y por lo tanto no tienen el carácter de minero-medicinales, que siempre es una garantía para la protección del manantial y para la calidad del producto. En la preparación de gaseosas y bebidas refrescantes se ha de tener un buen criterio en la selección de las aguas, para que carezcan de sabor que no sea agradable y con un gasto mínimo de sirupe lograr la bebida de sabor deseado.

Un agua desalada totalmente, como la lograda por destilación, o en cambio de iones, no es agradable al paladar, aunque necesita pocas adiciones para lograr el sabor deseado; si contiene sales en concentraciones superiores a las toleradas por el paladar tendrá un sabor poco agradable; si son cálcicas éste será metálico; si son magnésicas será amargo, etc. En la elaboración de bebidas carbónicas se ha de procurar que el agua mineral utilizada carezca de sales de calcio, magnesio y hierro, por ser más fácil la retención del anhídrido carbónico. La carencia de estas tres clases de sales, su decarbonatación para reducir contenido de carbonatos y bicarbonatos disminuye el consumo de jarabes, zumos, fosfórico, tartárico, cítrico, etc., con una baja en el costo de la elaboración. Es muy importante procurar evitar la formación del tartrato cálcico, que por experimentar una disminución de solubilidad con la temperatura, produce en verano una turbidez debida a precipitación.

En la industria de embotellado, sin mencionar la producción de cerveza, una, destacamos como más importantes, por datos estadísticos, la de Vic Catalán (Gerona), con más de 130 productores; la de Firgas (Las Palmas) con un centenar; Mondariz-Peinador (Pontevedra), con más de 60; en los restantes el número de productores no alcanza el medio centenar.

En las aguas envasadas minero-medicinales es necesario distinguir dos casos, aquéllas que se emplean prácticamente por su carácter medicinal y las que se utilizan como aguas de mesa. En las del primer grupo es necesario conservar el agua en las condiciones lo más análogas posibles a su eme-

gencia, en el segundo se ha de tener en cuenta, para una explotación reble, dar gusto a los clientes en cuanto sea posible, y sus exigencias siempre refieren a calidad desde el punto de vista de la utilización como alimento por ello hay que satisfacer sus deseos en cuanto a sabor, carencia de color y materias en suspensión, unidas a una buena presentación y envasa. Las aguas acratotermas y las acratopegas no se deben embotellar como aguas minero-medicinales. Las aguas termales, al perder el calor natural de emergencia, pierden propiedades particulares de su acción biológica, lo que se ha de tener en cuenta en el embotellado.

Las operaciones realizadas normalmente en una instalación de embotellado son tres: 1.º Preparación del agua, la cual comprende la purificación y, en algunos casos, la saturación. 2.º Preparación del envase, comprende limpieza y alimentación de la embotelladora, y 3.º El embotellado y tapado.

Las poquísimas materias que puedan tener en suspensión arrastradas por el agua en movimiento, si tienen densidad y dimensiones suficientes, caen al fondo, manteniéndola en reposo en los decantadores, y si fuese necesario con un filtrado debe quedar el agua cristalina y brillante. En los casos de tener gases, que le den olor o sabor, éstos deben extraerse. Si tuviese ligérisima coloración rojiza, debida al hierro, precipitable en copos de hidrato férrico,  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  por oxidación, se activará ésta y retendrá el precipitado en el filtro clarificador.

En los casos de efectuarse la saturación del anhídrido carbónico, se hace coordinado con el llenador de las botellas. Los saturadores de fábrica nacional se preparan con capacidades de mil en mil litros hasta 8.000 l/h. Este  $\text{CO}_2$  adicional, que en algunos países sostienen en sus legislaciones debe ser del propio manantial o natural, para mantener la calcificación de agua minero-medicinal; en la mayoría de los casos es artificial. Se trabaja a una presión de 6 a 7 atmósferas en el colector, debiendo tener el aparato una temperatura adecuada en sus conducciones de agua y de  $\text{CO}_2$  para evitar congelaciones. La potencia por mil botellas hora es del orden de 0,56 Kw.

Es de fundamental importancia que la botellería esté perfectamente limpia y sin defectos, operaciones que se logran fácilmente con las modernas embotelladoras, suministrándose en nuestro país unidades automáticas completas para lavar hasta 4.000 botellas/hora. Capacidad reducida comparada con los modernos trenes de embotellado instalados en España en otras industrias, con células de lavado, embotellado y pasteurizado de 50.000 botellas/hora.

Las operaciones a realizar por una de estas máquinas son: quitar marbetes; desodorar, operación de importancia trascendental cuando las botellas han contenido indebidamente petróleo o aceite; lavar y esterilizar.

Estas operaciones se realizan automáticamente con la única operación

manual de colocar las botellas en las cintas transportadoras alimentadoras de la lavadora. Las botellas se detienen automáticamente encima de los surtidores y avanzan a una velocidad adecuada para su vaciado entre dos inyecciones consecutivas. Estas operaciones se realizan con agua y con solución de sosa, a temperaturas de 10° a 75° C., y presiones de dos atmósferas para el agua y cuatro atmósferas para la disolución de sosa, las cuales se filtran para eliminar las impurezas del agua y regenerar la solución para su utilización posterior. Como limpieza complementaria disponen muchas limpiadoras de un equipo de brochas de nylon con elevada velocidad de giro, las cuales actúan en una de las fases en que los envases están llenos de sosa a temperatura elevada. La operación total de limpieza y esterilización de una botella es del orden de diez minutos, y a su finalización pasa automáticamente a la llenadora. En muchas ocasiones, por el costo y dificultad del combustible, resulta de gran interés económico alcanzar la máxima recuperación del calor y reducir al mínimo las pérdidas, calculándose actualmente por 1.000 botellas como necesarios 44 Kg. de vapor, un metro cúbico de agua y una potencia de motores eléctricos de 0,66 Kw.

Las botellas para el llenado las suministra automáticamente la limpiadora, reduciéndose al mínimo la mano de obra. Estas máquinas tienen que estar previstas para la reducción al mínimo de la rotura de botellas, con corte automático del agua mineral en caso de fractura del recipiente. Se deben suprimir las pérdidas de gases en el llenado, principalmente de  $\text{CO}_2$  así como la producción de efervescencias, para lo cual penetrará el agua rozando las paredes. El llenado se debe realizar isobarométricamente; para ello se suministrará la contrapresión por una fuente exterior, inyectando el agua minero-medicinal directamente, en lugar de ser tomada. La puesta a presión, llenado y evacuado del aire, se efectuará en sucesión correcta, determinados únicamente por el movimiento de elevación de la botella y gracias al juego de una membrana, abriendo y cerrando un departamento de presión. La potencia necesaria por cada mil botellas/hora es de 0,9 Kw. El taponado se debe efectuar por cabezas descendentes con el tapón.

Cuando las mismas máquinas se utilizan para el agua minero-medicinal y para otra clase de bebidas, deben estar preparados los equipos para efectuar la limpieza y el cambio automáticamente.

Gracias a estas modernas instalaciones, el concepto de las aguas de mesa ha cambiado, hemos pasado de los tiempos en que para beber un agua se tenía que ir a disfrutar el delicioso ambiente del manantial, o adquirirla en la farmacia por prescripción facultativa, a los actuales, en que por un precio módico se pueden degustar en las mesas, aviones o ferrocarriles de cualquier país, magníficas aguas a enormes distancias del lugar donde nacen, sin que

hayen experimentado la menor alteración en el gusto. en el aspecto y efecto.

La pequeña industria mineralúrgica de preparación de sales, produ para cosmética, elaborados de glerina, etc., se pueden considerar en gen como un subproducto, y su valor en venta se supone es del orden de 5 millones de pesetas anuales. Hay establecimientos, como el de Castel Prieto Terme (Bolonia) y Acireale (Catania), que dan una importancia f damental a los tratamientos estéticos; deseamos que los dos balnearios pañoles que han iniciado esta especialidad la continúen con éxito.

La preparación de inyectables de aguas minero-medicinales tiene poq sima importancia, siendo un aspecto de la crenoterapia que casi está fu de uso.

## INTERVENCION ESTATAL

La intervención estatal en las explotaciones minero-medicinales es nec saria desde dos aspectos: el del mejor beneficio del manantial y el de la má adecuada terapéutica de sus aguas y subproductos.

La necesidad de esta intervención la vemos en la frase siguiente, escrit en 1 de agosto de 1679 por el catedrático de Teología de la Universida complutense, Dr. FRANCISCO COLORADO: "Pero como nuestra España est tan enriquecida en todo, ha ocasionado el descuido de esta abundancia (de aguas minero-medicinales), de lo que en los extranjeros es de tan singular aprecio".

El dato más antiguo que hemos visto, es el de la destrucción de los balnearios ordenada por el Rey D. Alfonso VI, por razones de moralidad, en el siglo XI, resolución comentada en 1530 por Luciano Martineo Sigulo. El Fuero de Teruel (siglo XII), el de Ledesma, el de Cuenca y el de Plasencia establecen reglas sobre los baños, pero no considerándolos como elemento medicinal, sino regulando en ellos la moral y buenas costumbres; llegando el de Cáceres, en el siglo XIII, a detallar el uso para hombres y mujeres, castigando a los bañistas de un sexo que entrasen en los días marcados para el otro y determinando las obligaciones de los bañeros y bañistas.

La verdadera intervención constructiva la tenemos en las Ordenanzas de la Reina Isabel la Católica, promulgadas en 24 de marzo de 1495, para el buen uso de los baños de Graena (Granada); en la 63 fija el pago del importe del baño en "tres blancas viejas", mientras que en la 64 dice que si trae cédula del "físico" no se llevará derecho alguno, cualquiera que sea las veces que se bañe.

La función de médico director de baños se crea a petición de la Real

Junta Suprema de Sanidad por R. D. de 29 de julio de 1816, en el que dispone "que, en cada uno de los baños más acreditados del Reino, se establezca un profesor de suficientes conocimientos de las virtudes de las aguas y de la parte médica necesaria para determinar su aplicación y uso"; su cometido ha tenido múltiples vicisitudes y dado lugar a diferencias grandes en algunos casos entre "directores" y "propietarios", partidarios estos últimos de la libertad médica, las que deseamos desaparezcan para bien de la industria balnearia. Estos inspectores forman el Cuerpo de Médicos de Baños, representantes de la autoridad sanitaria en los balnearios.

La inspección de los manantiales, únicamente desde el punto de vista sanitario, compete, según el Artículo 61 del Estatuto, a los inspectores provinciales de sanidad.

El manantial, como fuente de riqueza mineral, pertenece a la jurisdicción de Minas; en su aspecto de perímetro de protección y en el de concesión, con el doble fin de garantía para el concesionario y de la mejor explotación del mismo. También están bajo su jurisdicción el beneficio de las aguas en sus diversas orientaciones industriales y la vigilancia de su utilización directa, con el fin de evitar casos como el de Casamicciola Terme (Isla de Ischia), que con los manantiales de Gurgitello y Rita alimentan varios establecimientos balnearios.

De una manera indirecta es fundamental la intervención del Ministerio de Educación Nacional, por tener encomendada en general la enseñanza y la investigación.

Dos aspectos tiene la enseñanza y la investigación en el campo de las aguas minero-medicinales, el del captado y estudio de sus propiedades e instalaciones de beneficio, y el de su utilización clínica o crenoterápica.

El primero se adquiere en los centros de formación de mineros, geólogos, químicos, físicos y farmacéuticos, con el perfeccionamiento o especialización de las disciplinas correspondientes, por reducirse el caso de las aguas minero-medicinales al particular de la explotación de un mineral y al estudio de las constantes físicas y composición de un agua. En cuanto al segundo aspecto, existe la tendencia de considerar la terapéutica termal como una especialidad que requiere enseñanza propia, por ello se crearon en las principales universidades del mundo las cátedras de terapéutica termal, y concretamente en la de Madrid lo fue en 1913, por primera vez profesada por el inolvidable Dr. PINILLA.

Paralelamente a la enseñanza hidrológica, en todos los países cultos se fomenta la investigación a base de seminarios e institutos de hidrología; en ellos actúan los especialistas en los campos geológico, minero, físico, químico, biológico, mineralúrgico y clínico. En estos centros no se forman ingenieros ni médicos, acuden formados de sus centros superiores de ense-



anza y en ellos perfeccionan y especializan sus conocimientos, in nuevas técnicas de captado o de análisis, nuevas aplicaciones clínic sus aguas y, en una palabra, todo aquello que contribuye al mejor completo aprovechamiento de la riqueza hidrológico-mineral.

En cuanto a la tributación, hay impuestos que no parecen natural la desigualdad que crean, como ejemplo tenemos el de algunas Diputa Provinciales sobre las aguas minerales que emergen y se embotellan propia provincia, el cual no afecta a las bebidas carbónicas artificiales resolución contencioso administrativa de 25 de abril de 1930, se esta la compatibilidad de este tributo con los del Estado, por considerar " un gravamen sobre el consumo de las aguas, porque su base es la rig que el agua minero-medicinal crea y produce cuando se explota al igual cualquier otra riqueza natural, gravando así la riqueza natural en el mento de entrar en circulación".

Hay también impuestos estatales cuyo criterio de aplicación sorpre tal ocurre con el del "timbre", en el que tributan todas las aguas min medicinales por el concepto "Publicidad. Productos envasados" (Artí 50 de la Ley de 3 de marzo de 1960), a pesar de estar excluidos "Los ductos Alimenticios" (D. Ley de 15 de diciembre de 1960), definidos (e Artículo 7.º del Decreto de 29 de diciembre de 1960) como "aquellos se utilizan directamente en la alimentación o nutrición humana o anim Como mineros, consideramos que hay dos alimentos directos del reino neral, que son la sal común, o cloruro sódico, y el agua de mesa; ésta ta bién se considera como alimento en las instrucciones de 15 de diciembre 1960, encuadrada en el grupo 9.º, "Bebidas", y el agua que damos co potable, anteriormente, la R. O. de 30 de mayo de 1914 la califica co "destinada a la alimentación".

Otro problema fiscal era la percepción por las haciendas municipa del "reconocimiento sanitario", que no se efectuaba por ser de competen de sanidad, la que suponemos habrá quedado revocada por la Ley de 24 diciembre de 1962, de haciendas municipales.

Relaciones oficiales tienen también estos establecimientos en cuanto refiere a su explotación con los ministerios de Trabajo, Comercio, Infor ción y Turismo, así como con los Sindicatos.

Si estas intervenciones son múltiples, no lo son inferiores en otros p ses; referente a Francia leímos un comentario en este sentido, realizado ANTONIO DE OLIVEIRA FABRINO (1950) (12), donde las explotaciones de aguas minero-medicinales dependen de nueve ministerios y cuatro enti des consultivas

(12) Aspectos da crenoterapia na Europa e no Brasil.

## CONCLUSIONES

Después de visitar los grandes centros crenoterápicos de los principa países europeos, con números elevados de pacientes y estancias, ningu con aguas, caudales y condiciones climáticas superiores a las nuestras, de cimos el gran camino a recorrer y la posibilidad de pasar fácilmente, con ayuda y cooperación adecuada, a un importante incremento de las can dades gastadas por los pacientes en balneoterapia. Se tiene que dar entra al turismo termal, en balnearios y hoteles con modernas instalaciones q proporcionen la adecuada crenoterapia, un reposo moral y unas distracc nes de calidad que alejen al paciente de su continua obsesión de la dolenc En Italia este turismo tiene a su disposición 85.000 habitaciones con 120.0 camas, que representa el 20 por 100 de la capacidad turística de todo el p Otro factor es el de la permanencia, fomentado en muchos casos por abonos de tratamientos, independientes del número de utilizaciones, cuales al abonarse por unidades, descienden con el poder adquisitivo de pacientes. En estos momentos en que el turismo español fue cercano en 19 a los 475 millones de dólares, con un aumento de 25 por 100 sobre el a anterior, nos debemos encontrar dispuestos para fomentar en nuestro p el creniturismo, favorecedor de la entrada de divisas, por lo que indirec mente es uno de los principales puntales de la economía nacional; en ple temporada ocupan todas las plazas de los hoteles de la misma localidad y cercanas.

Decía ALFONSO LIMÓN MONTERO en 1697 (13), refiriéndose a la rique crénica de España, "ninguna debe ser de mayor estimación y aprecio pa los naturales que la habitamos, que la multitud de aguas que produce común beneficio"; esta enorme riqueza tiene que explotarse de mane que produzca los máximos beneficios para la economía. El embotellado hoy el aspecto más floreciente de esta mineralurgia; en algunos de los m nantiales se apreció la inmediata absorción por el mercado de las unidad envasadas con las modernas y rápidas instalaciones. Si unido a la mejo de presentación y elaboración se cuenta con una activa propaganda come cial y buena red de distribución, se augura un próspero mercado. Ya indic mos nuestro optimismo por la elaboración con los frutos logrados en Epa de bebidas refrescantes, zumos, etc., con la posibilidad de darles salida comercio europeo. Aspecto más modesto es el de los productos crénicos a rivados, pero al estar enlazados con institutos de belleza, en los propios b

(13) "Espejo cristalino de las aguas de España".

nearios, servirán de mutua apertura de mercados a ellos y a los centros crenoterápicos de los establecimientos donde se elaboran.

Esta industria tiene planteados una serie de problemas, algunos queña importancia aparente, y otros de envergadura superior, cuya solución hay que intentar, con una acertada orientación, para sacarla letargo y lograr que la importancia económica anual, de todas las actividades relacionadas con las aguas minerales, se sitúe en pocos años en el orden de los cinco mil millones de pesetas actuales.

Consideramos que administrativamente hay algunos puntos que es adecuado actualizarlos, entre ellos figuran los siguientes:

Se carece de una definición, fundada en la composición química, o en constantes físicas, que nos sirva para diferenciar las aguas minero-industriales.

También se carece de una definición, fundada en la composición química, o en constantes físicas, propia de las aguas minero-medicinales.

Debe cumplirse la disposición referente al análisis obligatorio de las aguas, el que deberá ser acompañado de un aforo de los manantiales en explotación.

Las tolerancias internacionales radiactivas naturales de aguas, gases y sedimentos, etc., deberían ser revisadas, con criterio geonuclear.

Necesidad de mayor rapidez en la tramitación de la declaración de utilidad pública y en la concesión minera de las aguas.

Encauzar la promoción industrial hacia la preparación de bebidas minerales, y si es posible internacionales, a base de las aguas minerales.

Por la corta duración de las temporadas, es necesario se den facilidades de crédito a largo plazo e interés reducido, para los fondos destinados a la modernización del beneficio crónico o mejora de las instalaciones y hoteles afectos a los balnearios.

Atención preferente en los planes de comunicaciones nacionales, provinciales y municipales, a la mejora de los actuales accesos de los balnearios en los casos en que sea necesario.

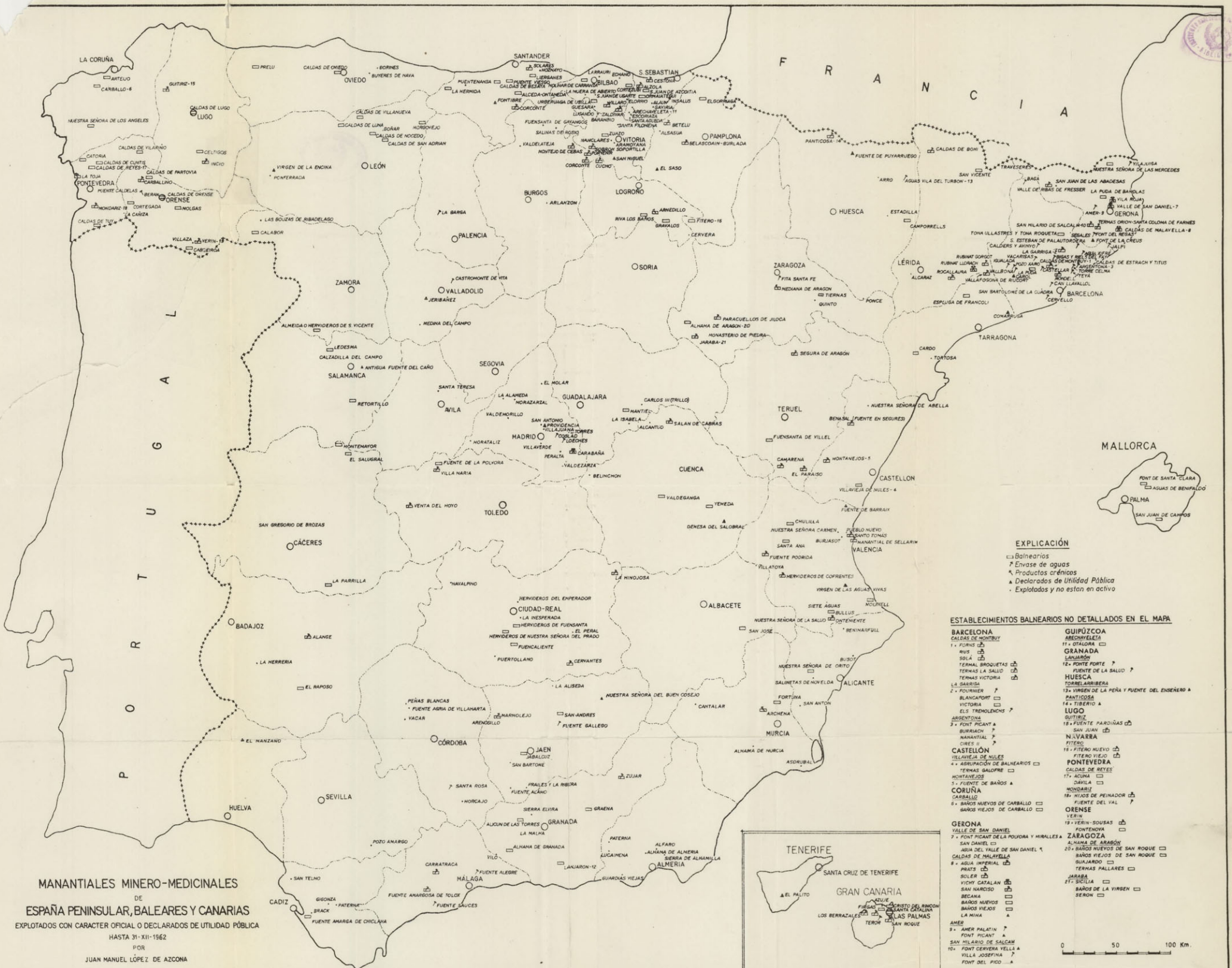
Organización formal de la crenoterapia social.

Propaganda activa en nuestras oficinas de turismo, principalmente en las de fronteras y en las del extranjero, de nuestros principales balnearios e instalaciones modernas.

La crenoterapia alcanzó en España una importante preponderancia en la segunda mitad del siglo pasado, incluso con la publicación de revistas semanales (\*). Se quedó en general atrasada en cuanto a sus instalaciones. Impuesto siempre su emplazamiento por el manantial, muchas veces e

(\*) La más importante, iniciada en un balneario de la provincia de Pontevedra el 15 de junio de 1887.

magníficos sitios de gran atractivo, tienen que llegar a ser, como en otros países, centros de turismo donde las personas se divierten y aprovechan su estancia para las aplicaciones crenoterápicas, con las comodidades propias de los hoteles más majestuosos, sin olvidar los hospedajes adecuados para los pacientes con recursos reducidos, y para los procedentes de los seguros sociales.



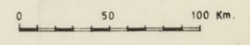
MANANTIALES MINERO-MEDICINALES  
DE  
ESPAÑA PENINSULAR, BALEARES Y CANARIAS  
EXPLOTADOS CON CARACTER OFICIAL O DECLARADOS DE UTILIDAD PÚBLICA  
HASTA 31-XII-1962  
POR  
JUAN MANUEL LÓPEZ DE AZCONA

**EXPLICACIÓN**

- Bañerías
- ⌘ Envase de aguas
- △ Productos crónicos
- ▲ Declarados de Utilidad Pública
- Explotados y no están en activo

**ESTABLECIMIENTOS BALNEARIOS NO DETALLADOS EN EL MAPA**

- |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>BARCELONA</b><br>CALDAS DE S. VICENTE<br>11. PUÑOS<br>RUS<br>SOLA<br>TERMAL BROQUETAS<br>TERMAS LA SALUD<br>TERMAS VICTORIA<br>LA SARRISA<br>2. FOURNIER<br>BLANCAFORT<br>VICTORIA<br>ELS TRENOLINCS<br>ARGENTONA<br>GUITILLIZ<br>18. FUENTE PARDOÑAS<br>SAN JUAN<br>N. VARRA<br>PITERA                                                                                                                   | <b>GUIPÚZCOA</b><br>ABECOSILLAS<br>11. OTALORA<br><b>GRANADA</b><br>SARADAY<br>12. FONTE FORTE<br>FUENTE DE LA SALUD<br><b>HUESCA</b><br>TORRELARIBERA<br>13. VIRGEN DE LA PEÑA Y FUENTE DEL ENSEÑO<br>PANTICOSA<br>14. TIBERIO<br>SAN JUAN<br>N. VARRA<br>PITERA<br>15. FITERO NUEVO<br>FITERO VIEJO<br><b>PONTEVEDRA</b><br>CALDAS DE REYES<br>17. ACUNA<br>DARVILA<br>MONDARIZ<br>18. HIJOS DE PEINADOR<br>FUENTE DEL VAL<br><b>ORENSE</b><br>VERIN<br>19. VERIN-SOUSA |
| <b>GERONA</b><br>VALLE DE SAN DANIEL<br>7. FUENTE PICANT DE LA POUERA Y MIRALLES<br>SAN DANIEL<br>AGUA DEL VALLE DE SAN DANIEL<br>CALDAS DE MALAYELLA<br>8. AGUA IMPERIAL<br>PRATS<br>SOLER<br>VICHY CATALAN<br>SAN NARCISO<br>BECAÑA<br>BAÑOS NUEVOS<br>BAÑOS VIEJOS<br>LA NIKA<br>AMER<br>9. AMER PALATIN<br>FONT PICANT<br>SAN HILARIO DE SALCAM<br>FONT CERVENA VELLA<br>VILLA JOSEFINA<br>FONT DEL FICÓ | <b>ZARAGOZA</b><br>ALHAMA DE ARABÓN<br>20. BAÑOS NUEVOS DE SAN ROQUE<br>BAÑOS VIEJOS DE SAN ROQUE<br>GUARDARDO<br>TERMAS PALLARES<br>JARABA<br>21. SICILIA<br>BAÑOS DE LA VIRGEN<br>SERÓN                                                                                                                                                                                                                                                                                 |



## VOCABULARIO HIDROLOGICO MINERO-MEDICINAL

Existen una serie de voces utilizadas en hidrología minero-medicinal que no son frecuentes entre geólogos y mineros, y otras que tampoco lo son entre quienes cultivan la medicina; por ello hemos recopilado, en este apéndice, los vocablos de uso más frecuente en ambos campos, y sólo consideramos entre sus acepciones las específicas minero-medicinales. También hemos incluido las voces que son propias para designaciones en los establecimientos árabes y romanos, tan abundantes en nuestra Península.

Dos diccionarios nos han servido de punto de partida, para la preparación de este vocabulario: el "General de Hidrología", del Dr. RODRÍGU PINILLA (\*), que, como dice su autor, más que un diccionario es un manual de "Crenoterapia, de Análisis químico, de Física y de Geología", y el "Geología y Ciencias Afines", del académico P. DE NOVO Y FERNÁNDEZ CHICARRO (\*\*).

### A

ABIOLITO.—Peloide de origen puramente mineral.

ABSORCIÓN (agua de).—Ver agua capilar.

ABSORCIÓN (coeficiente de).—La diferencia de pesos expresado por ciento entre una muestra empapada de agua y seca a 105° C.

ACCIÓN (radio de).—La distancia entre las zonas de alimentación y de decaimiento.

ACIDULADA (agua).—El agua mineral que lleva en disolución anhídrido carbónico.

ACRATOPEGA (agua).—El agua que contiene menos de 1/1.000 de residuo seco, menos de 1 g/l. de CO<sub>2</sub> y menos de 20° en la emergencia. Sin nitrato de oligometálica fría.

(\*) Madrid, 1916.

(\*\*) Madrid, 1957.

- ACRATOTERMA** (agua).—Según NOVO, de *acratos* (excesivo) y *termos* (lientes). El agua de manantial muy caliente, o sea la hipertermal. S RODRÍGUEZ PINILLA, de *acraton* (no mezclado) y *thermos* (calor) agua que contiene menos de 1/1.000 de residuo seco, menos de 1 g/l CO<sub>2</sub> y temperatura en la emergencia, como mínimo, 20°. Sinónimo oligometálica caliente.
- ACUARIO**.—Depósito para suministrar el agua al balneario.
- ACUÍFERO** (nivel).—El que determina en la corteza terrestre las rocas pregnadas de agua.
- ADHESIÓN** (agua de).—Ver agua pelicular.
- AFORO**.—Cantidad de agua que lleva una corriente durante la unidad tiempo.
- AFUSIÓN**.—Acción de verter agua desde cierta altura sobre todo o pa del cuerpo con fines hidroterápicos.
- AGRIA** (agua).—Véase acidulada.
- AGUA** (ley en).—Relación entre la suma de los pesos de las aguas reteni y libre y el peso total.
- AIREACIÓN** (grado de).—Relación entre los volúmenes del aire y de la t talidad de los vacíos.
- ALBARIZA**.—Laguna salobre.
- ALBERCA**.—Depósito artificial de agua, con muros de fábrica.
- ALCALINA** (agua).—Véase agua bicarbonatada.
- ALHAMA**.—Lugar de reunión para la crenoterapia.
- ALMACENAMIENTO** (capacidad de).—La cantidad máxima de agua que s puede retener.
- ALMACENAMIENTO** (coeficiente de).—Relación entre los volúmenes de agu liberada y el total del bloque considerado.
- ALMACENAMIENTO** (nivel de).—El correspondiente al agua total almacenada.
- ALUMBRADA** (agua).—El agua que sale a la superficie por el esfuerzo del hombre.
- ALUMBRAR**.—Descubrir las aguas subterráneas y sacarlas a la superficie.
- ÁLVEO**.—Véase baptisterio.
- AMARGA** (agua).—El agua mineral en que predomina el sulfato de magnesio u otros sulfatos.
- AMETÁLICA** (agua).—El agua con contenidos muy bajos en cationes.
- APODITERIO**.—Sala para desnudarse en las termas.
- ARSENICAL** (agua).—El agua mineral con un contenido mínimo en arsénico de 0,0007 g/l. o de 0,0013 g/l. de arseniato de hidrógeno.
- ARTESIANO** (pozo).—Pozo de profundidad necesaria para que el agua que circula cautiva en un manto permeable, entre dos capas subterráneas impermeables, surja naturalmente sobre el nivel del suelo.

- ASCENDENTE** (agua).—El agua de carácter artesiano que asciende sin brota al exterior.
- ASCENSO** (curva de).—Curva que relaciona alturas con tiempos.
- ASPERSIÓN**.—Acción de rociar el cuerpo con unas pocas gotas de agua.
- ATMIATRÍA**.—Tratamiento con gases y vapores del manantial.
- AVENAR**.—Dar salida y corriente a las aguas muertas o a la excesiva hu medad de los terrenos.

## B

- BALNEARIO**.—Edificio equipado para hidroterapia.
- BALNEOLOGÍA**.—La ciencia que estudia la aplicación de los baños, bebidas e inhalaciones en la cura de dolencias.
- BALNEOTERAPIA**.—Terapéutica de las enfermedades por medio de baños.
- BAPTISTERIO**.—Reservorio destinado al baño en común, con una cubierta sostenida por columnas.
- BARRO**.—Masa que resulta de la unión de tierra y agua.
- BASE** (nivel de).—Nivel de drenaje natural.
- BEBIDA** (agua de).—El agua mineral que se administra por vía oral.
- BICARBONATADA** (agua).—El agua mineral con un contenido mínimo en bicarbonatos de 1 g/l.
- BIOClimatología**.—La ciencia que trata de la influencia del clima en la biología.
- BIOGLEES**.—Depósitos orgánicos de las emergencias debidas a la precipitación en contacto con el aire de las sales disueltas en las aguas, de la ve getación algológica y de la flora bacteriana.
- BIOLITO**.—Peloide de origen orgánico.
- BOMBEO**.—Sacar el agua de un pozo mediante una bomba.
- BRAVA** (agua).—El agua que corre por el terreno sin cauce fijo, en la zona donde se halla el límite superior de las fluviales o ya encauzadas.
- BROTAR**.—Manar. Salir el agua de los manantiales.

## C

- CALDA**.—Véase terma.
- CALDARIO**.—Estufa caliente. Piscina de baños de agua caliente.
- CALDEAR**.—Calentar para elevar la temperatura del agua
- CALIDARIO**.—Véase caldario.
- CALIENTE** (agua).—Véase hipertermal.

- CANTERA (agua de).**—El agua que ocupa los intersticios de las rocas p  
bajo del nivel hidrostático.
- CAPACIDAD.**—Peso del agua límite que absorbe el suelo, a partir del c  
produce un drenaje, o derrame, por la acción de la gravedad.
- CAPILAR (agua).**—El agua que rellena los poros y retiene las fuerzas  
ción capilar o de atracción molecular de agua y roca.
- CAPILAR (potencial).**—Altura en centímetros a que puede llegar, en el  
po gravífico, un gramo de agua bajo la acción de las diferencias de  
gía libre, entre la de un gramo de agua libre y fijada por el suelo.
- CAPTAR.**—Recoger convenientemente las aguas de los manantiales.
- CARACTERÍSTICA (curva).**—La que relaciona depresión del nivel con tie  
o con caudal.
- CARBÓNICA (agua).**—El agua mineral que tiene un mínimo de  $\text{CO}_2$  l  
de 1 g/l.
- CAUDAL.**—Volumen de líquido en la unidad de tiempo.
- CAUTIVA (agua).**—El agua subterránea que discurre entre los mantos i  
permeables.
- CENAGAL.**—Lugar lleno de cieno.
- CIÉNAGA alta.**—Es la ciénaga formada en aguas pobres en sustancias alime  
ticias, cuando una ciénaga baja crece en altura y el nivel del agua su  
terránea no sigue el crecimiento o cuando surgen en montañas medias  
en la alta montaña.
- CIÉNAGA baja.**—Es la ciénaga formada en acumulaciones en agua dulce  
organismos vegetales o animales sumergidos y extinguidos.
- CIÉNAGA de manantial.**—Es la ciénaga formada donde el agua llega en ma  
nantial a la superficie.
- CIÉNAGA mineral.**—Es la ciénaga producida por un agua que contiene sale  
en disolución.
- CIENO.**—Masa coherente fácilmente quebradiza depositada en lagunas y si  
tios bajos y húmedos.
- CLIMATOTERAPIA.**—La ciencia que estudia los tratamientos climáticos.
- CLORURADA (agua).**—El agua mineral con un contenido mínimo en cloruro  
de 1 g/l.
- COHESIÓN (agua de).**—El agua que se mantiene por la atracción molecula  
de las moléculas de agua entre ellas.
- COLGADA (agua).**—El agua que se presenta en una labor subterránea por en  
cima de su fondo.
- COMPLUVIO.**—Abertura en la techumbre del edificio para recoger las agu  
pluviales y dar paso a la luz.
- CONGÉNITA (agua).**—El agua aportada a los minerales y rocas en su génesis.
- CONSTITUCIÓN (agua de).**—El agua integrada en la molécula química.

- CRENODINAMIA.**—Acción de las aguas minerales.
- CRENOGEOLOGÍA.**—La geología de los manantiales.
- CRENOGEOQUÍMICA.**—La geoquímica de los manantiales.
- CRENOGRAFÍA.**—La distribución geográfica de los manantiales.
- CRENOLOGÍA.**—Estudio de los manantiales desde el punto de vista de su  
alumbramiento, constantes y composición del agua.
- CRENOTÉCNICA.**—Los procedimientos de aplicación y uso de las aguas mi  
nerales.
- CRENOTECTÓNICA.**—La tectónica de los manantiales.
- CRENOTERAPIA.**—Tratamiento con aguas de fuentes minerales.
- CRÍTICA (altura).**—La altura a cuya disminución no coresponde un aumento  
de caudal.
- CRÍTICA (velocidad).**—La velocidad máxima que puede alcanzar el agua sub  
terránea, sin arrastrar partículas finas del terreno.
- CRÍTICO (caudal).**—El correspondiente a la velocidad crítica, sus variaciones  
débiles se acusan con grandes diferencias en el nivel dinámico, el cual os  
cila alrededor de la altura crítica.
- CRÍTICO (punto).**—Punto de la curva característica, correspondiente a un au  
mento de depresión desproporcionado al aumento de caudal.
- CRUDA (agua).**—El agua poco potable, por contener determinadas sustancias  
minerales, especialmente yeso.
- CTIPEÍTA.**—Variedad fibrosa del aragonito, producida por el depósito de  
las aguas minerales.
- CURIO (Ci).**—Cantidad de cualquier núclido radiactivo que durante un se  
gundo experimenta la desintegración de  $3.7 \times 10^{10}$  átomos.

## CH

- CHORRO.**—Proyección sobre el cuerpo de una cierta cantidad de agua sin  
presión.

## D

- DELGADA (agua).**—Agua con muy pocas sales en disolución.
- DEPÓSITO ACTIVO.**—Depósito formado por el elemento polonio, de número  
ordinal 84, generado por la emisión alfa del elemento gaseoso emanación.
- DEPRESIÓN.**—Diferencia netre los niveles estático y dinámico.
- DEPRESIÓN (cono de).**—Forma cónica de la superficie piezométrica en régi  
men de equilibrio, consecuencia del bombeo a caudal constante.
- DEPRESIÓN (perfil de).**—Corte vertical de la superficie de depresión.

- DEPRESIÓN (superficie).—Ver piezométrica (superficie).  
 DIÁFANA.—Dícese del agua para la que son casi iguales las intensidades de la luz incidente y la luz emergente.  
 DINÁMICO (nivel).—El nivel del agua en la obra de captado.  
 DRENAR.—Ver avenar.  
 DUCHA.—Proyección sobre el cuerpo de una cierta cantidad de agua.  
 DULCE (agua).—Agua potable con poco o ningún sabor.  
 DURA (agua).—El agua que tiene muchas sales, principalmente carbonatos del calcio, magnesio y hierro.

## E

- EFICAZ (infiltración).—El agua de infiltración que, al alcanzar el manto acuífero, participe en su alimentación.  
 ELEVAR.—Levantar la cota del agua.  
 EQUIVALENTE.—Peso molecular en mg o peso atómico dividido por la valencia.  
 EMANACIÓN.—Elemento gaseoso, radiactivo natural, de número ordinal.  
 EMANATORIO.—Sala para el tratamiento por emanación.  
 EMANOTERAPIA.—Tratamiento radiactivo por el radón.  
 EMERGER.—Véase brotar.  
 ENDÓGENA (agua).—Ver juvenil (agua).  
 ESCORRENTÍA (agua de).—Ver bravas (aguas).  
 ESPECÍFICO (caudal).—El caudal de bombeo para una depresión de un metro.  
 ESTÁTICO (nivel).—Cota del agua subterránea, libre o cautiva en un pozo.  
 ESTUFA.—Aposento en los baños termales, destinado a producir en los enfermos un sudor copioso.  
 EVAPORACIÓN.—Transformación del agua en vapor de agua.  
 EVAPORÍMETROS.—Instrumentos para medir el poder evaporante de la atmósfera.  
 EXPLOTACIÓN (caudal de).—Ver caudal útil.  
 EXPLOTACIÓN (reservas).—Cantidad de agua libre máxima total que se puede obtener de un manto acuífero.

## F

- FALSA (agua).—El agua que se encuentra en labores subterráneas y su caudal no es permanente.

- FANGAL.—Lugar lleno de fango.  
 FANGO.—Masa gelatinosa, ligeramente fluctuante, depositada en lagunas bajas y húmedas.  
 FERRUGINOSA (agua).—El agua mineral con un contenido mínimo de sales de hierro de 0,01 g/l.  
 FILTRACIÓN.—Paso a través de un medio poroso.  
 FIRME (agua).—El agua de pozo o manantial con caudal permanente.  
 FÓSIL (agua).—El agua ocluida por los sedimentos que se depositan en los fondos marinos.  
 FREÁTICA (agua).—El agua que se encuentra a poca profundidad.  
 FREÁTICA (curva).—Ver isopieza (curva).  
 FREÁTICO (nivel).—El de la superficie libre de las aguas sostenidas.  
 FRÍA (agua).—El agua que emerge a menos de 20° C.  
 FRIGIDARIO.—Véase frigidario.  
 FRIGIDARIO.—Piscina de agua fría.

## G

- GASIFICAR.—Incorporar gas al agua.  
 GEISER.—Manantial termal profundo, de origen volcánico, con eyección rítmica.  
 GEISERITA.—Depósito opalino de sílice hidratada, producido por evaporación o por segregación de las algas. Puede ser suelto, compacto o concrecionado.  
 GEOLÓGICAS (reservas).—Las reservas existentes debajo del nivel hidrostático mínimo.  
 GEOTERMAL.—Calor terrestre.  
 GEOTÉRMICA (agua).—Ver vadosa (agua).  
 GEOTÉRMICO (grado).—Profundidad a la que se debe descender en la corteza terrestre para que la temperatura aumente un grado Celsius.  
 GORDA (agua).—Véase cruda o dura.  
 GRAVÍFICA (agua).—El agua que rellena los espacios libres de los poros, fisuras e intersticios de las rocas.  
 GRUTA SUDATORIA.—Cavidad natural abierta en roca, saturada de vapor de agua, con temperaturas superiores a los 36° C.

## H

- HIDRÓFERO.—Recinto o camarín, con una abertura en la parte superior para la cabeza del paciente, en el que se somete a una pulverización.

- HIDROGEOLOGÍA.**—La parte de la geología correspondiente a las aguas terráneas.
- HIDROGRAFÍA.**—Parte de la geografía física que trata de las corrientes de agua superficiales.
- HIDROGRÁFICA (cuena).**—Zona de la superficie terrestre que escurre el agua hacia un río.
- HIDROGRAMA.**—Curva obtenida relacionando en abscisas los tiempos ordenados los caudales.
- HIDROLOGÍA.**—Parte de las ciencias geológicas que trata de las aguas.
- HIDROLÓGICA (cuena).**—Zona de la superficie de la corteza terrestre que escurre el agua hacia un río o drena hacia el mismo manto acuoso.
- HIDROPATÍA.**—Terapéutica hidromineral por ingestión.
- HIDROPÍNICO.**—Véase hidropatía.
- HIDROPINOTERAPIA.**—Véase hidropatía.
- HIDROSTÁTICA (superficie).**—Superficie de separación de los terrenos impregnados en agua de los que no lo están.
- HIDROSTÁTICO (nivel).**—Nivel de equilibrio de las aguas.
- HIDROTERAPIA.**—Terapéutica hidromineral por aplicación externa.
- HIDROTIMETRÍA.**—Medida de la dureza del agua.
- HIDROTIMÉTRICO (grado).**—Unidad que refleja el contenido de sales que producen la dureza, por unidad del volumen de agua.
- HIDROSFERA.**—La parte de la tierra cubierta por el agua.
- HIGROMÉTRICO (grado).**—El grado higrométrico del aire a una temperatura es la relación entre las tensiones de vapor efectivo en el aire y de vapor saturado.
- HIGROSCÓPICA (agua).**—El agua que impregna los microporos o penetra en los canalillos formando partículas aisladas mantenidas por las fuerzas de absorción.
- HIGROSCÓPICO (coeficiente).**—Máxima humedad que el suelo seco a 1 temperatura de 25° C. absorbe en contacto con un aire de 50 % de humedad relativa.
- HIPERTÓNICA.**—El agua con una concentración salina superior a 325 milimoles/litro.
- HIPERTERMAL.**—El agua que emerge a más de 40° C.; según algunos autores, a más de 50° C.
- HIPOCAUSTO.**—Artificio para el caldeo del agua. Habitación caldeada por medio de hornillos y conductores situados debajo del pavimento.
- HIPOTERMAL.**—El agua que emerge de 20 a 30° C.; algunos autores sitúan el límite a 35° C.
- HIPOTÓNICA.**—El agua con una concentración salina menor de 325 milimoles/litro.

- HIPSOMÉTRICA (curva).**—Ver isopieza (curva).
- HORORRADIATIVIDAD.**—Producto de la actividad unitaria por el caudal horario.
- HUMEDAD (grado de).**—El peso de agua, expresado en porcentaje, contenido en la roca húmeda, con relación al peso de la roca seca a 105° C.
- HUMEDAD ATMOSFÉRICA.**—Cantidad de vapor de agua que contiene la atmósfera.
- HUMEDAD ATMOSFÉRICA ABSOLUTA.**—La humedad atmosférica expresada en g/m<sup>3</sup>.
- HUMEDAD ATMOSFÉRICA RELATIVA.**—Relación entre las humedades absoluta y la que el aire podría contener si estuviera saturado.
- HUMEDAD EQUIVALENTE.**—Peso de agua que encierra un suelo saturado después de centrifugado con una fuerza centrífuga cien veces la gravífica.

## I

- ILUTAR.**—Dar un baño local con lodos, con un fin terapéutico.
- ILLOTAR.**—Véase ilutar.
- ILLUTAR.**—Véase ilutar.
- IMBIBICIÓN (agua de).**—Ver agua de retención.
- IMPERMEABLE (substratum).**—La base impermeable del sistema acuífero.
- IMPLUVIO.**—Receptáculo para recoger agua de lluvia.
- INCRUSTANTE (agua).**—El agua que produce incrustaciones.
- INCRUSTAR.**—Cubrir una superficie con una costra.
- INDIFERENTE (agua).**—El agua que igual puede clasificarse por su composición como mineral o como potable.
- INDUSTRIAL (agua).**—Véase minero-industrial.
- INFILTRADA (agua).**—El agua que ha penetrado en el suelo y en el subsuelo haciéndose subterránea.
- INFILTRAR.**—Introducir suavemente un líquido entre los poros de un sólido.
- INFILTRACIÓN.**—Movimiento descendente del agua en el suelo por la acción de la gravedad.
- INFILTRACIÓN (coeficiente de).**—Relación entre el agua infiltrada y precipitada.
- INFILTRACIÓN EFICAZ.**—La que contribuye a la reposición de las reservas.
- INHALADOR.**—Aparato para efectuar inhalaciones.
- INHALAR.**—Aspirar, con fin terapéutico, gases o líquidos pulverizados.
- INSTANTÁNEO (caudal).**—El correspondiente a un instante dado.
- INTERMITENTE (manantial).**—Manantial en el que la surgencia del agua se interrumpe o cesa y prosigue o se repite.



**INUNDADA (zona).**—La zona saturada de agua inferior a la superficie táctica.

**INYECTAR.**—Introducir agua en un cuerpo con un instrumento.

**ISOBATA.**—Curva de equiprofundidad del techo acuífero.

**ISOCONA.**—Curva de equiconcentración.

**ISOGEOTERMA.**—Curva de equitemperatura.

**ISOHIPSA.**—Ver isopieza.

**ISOPACA.**—Ver isopota.

**ISOPIEZA (curva).**—Curva de equialtitud piezométrica de un manto.

**ISÓPOTA.**—Curva de equipotencia media de la formación cuífera.

**ISOTÓNICA (agua).**—El agua con una concentración salina de 325 moles/litro.

**ISOYETA.**—Curva de igual altura de precipitación.

## J

**JUVENIL (agua).**—El agua que liberan los magmas pétreos al cristalizar.

## L

**LABRO.**—Pileta poco profunda.

**LIBRE (agua).**—El agua que se puede extraer por gravedad y está formada por el agua gravífica y parte de la capilar.

**LIGADA (agua).**—Ver agua de retención.

**LISÍMETRO.**—Instalaciones con el propio suelo experimental para la medida de la infiltración y evapotranspiración.

**LODO.**—Mezcla de tierra y agua producida en el suelo.

## M

**MADRE (agua).**—El agua que resta después de haber evaporado parte de misma e incluso de haberse depositado algunas de sus sales.

**MAGMÁTICA (agua).**—Véase juvenil.

**MANANTIAL (agua de).**—El agua tal como naturalmente brota de la tierra.

**MARCHITADO (punto de).**—Humedad mínima del suelo compatible con vida vegetal.

**MEDIDA (caudal de).**—El caudal influido por las diversas obras artificiales.

**MEDIOMINERAL (agua).**—El agua con un residuo de 0,20 a 1 g/l. a 180°

**METEÓRICA (agua).**—El agua que cae o se deposita en la tierra por efecto de los meteoros acuosos.

**METEOROBIOLOGÍA.**—La ciencia que estudia las relaciones entre el clima, el tiempo y la biología.

**METEOROPATOLOGÍA.**—La ciencia que estudia las relaciones entre el clima, el tiempo y las enfermedades.

**MESA (agua de).**—Agua natural no carbónica, con residuo seco inferior a 1 g/l. Carente de olor, color y sabor.

**MESOTERMAL (agua).**—El agua que emerge de 30 a 40° C.; según algunos autores, de 35 a 50° C.

**MICROCURIO ( $\mu$  Ci).**—La millonésima parte del curio.

**MILICURIO (m Ci).**—La milésima parte del curio.

**MILIEQUIVALENTE (m. e.).**—Cociente del peso de los elementos, expresado en mg/l., por su equivalente químico.

**MILIVALENCIA.**—Valencia miligramo/litro.

**MINERAL (agua).**—El agua que lleva en disolución sustancias minerales. Según algunos autores, la que contiene más de 1 g/l. de elementos sólidos o de 2,5 g/l. de CO<sub>2</sub> disuelto, o emerge a más de 20° C.

**MINERO-INDUSTRIAL (agua).**—El agua susceptible de beneficio industrial su residuo o gases.

**MINERO-MEDICINAL (agua).**—El agua mineral que se usa para la curación de alguna dolencia.

**MÓDULO PLUVIOMÉTRICO.**—Media aritmética de las alturas de precipitación en milímetros, durante una serie de periodos iguales al que se refiere módulo.

**MUERTA (agua).**—El agua que está estancada.

**MURIÁTICA (agua).**—El agua rica en cloruro sódico.

## N

**NACIENTE (agua).**—La que sale del manantial, considerado en el propio manantial o muy cerca de él.

**NANOCURIO (n Ci).**—La milmillonésima parte del curio.

**NATURAL (agua).**—Agua sin alterar las propiedades y calidades que tiene al brotar.

**NATURAL (caudal).**—El determinado con la eliminación de la influencia de las diversas obras artificiales.

**NATURAL (reservas).**—Agua libre total contenida en un manto acuífero.

**NEPTUNIANA (agua).**—Ver vadosa (agua).

**NITROGENADA (agua).**—El agua mineral que contiene nitrógeno libre.

## O

- OLIGOCREMÁTICA** (agua).—Véase oligometálica.  
**OLIGOMETÁLICA** (agua).—El agua con un residuo seco menor de 0,20 g/l. a 180° C. Según otro criterio, este límite es de 1 g/l.

## P

- PANDA** (agua).—La de corriente lentísima.  
**PELICULAR** (agua).—El agua que rodea con espesor menor de 0,1 m a las partículas del suelo.  
**PELOIDE**.—Materia de granulación fina, orgánica y anorgánica, producida por determinados hechos geológicos.  
**PERCOLACIÓN**.—Circulación a través de un medio poroso saturado.  
**PERCOLACIÓN** (agua de).—Ver agua libre.  
**PERÍMETRO DE PROTECCIÓN**.—Zona limitada por una línea poligonal orientada al N. con lados múltiplos de 100 m., designada para cada manantial en defensa de su caudal, temperatura, composición y presión.  
**PERMEABILIDAD**.—Propiedad que presentan en diferentes grados los terrenos, consistente en dejar pasar el agua entre sus poros, oquedades e intersticios mayores.  
**PICOCURIO** (p Ci).—La billonésima parte del curio.  
**PIE** (agua de).—El agua que brota naturalmente en la tierra.  
**PIEZOMÉTRICA** (presión).—La correspondiente a la altura de agua comprendida entre el nivel considerado y la superficie piezométrica.  
**PIEZOMÉTRICA** (superficie).—La determinada por los filites líquidos superiores.  
**PIEZOMÉTRICO** (nivel).—En periodo de reposo, es el de la superficie del agua.  
**PLUVIOMETRÍA**.—Cálculo de la cantidad de agua caída en una superficie en forma de lluvia y por extensión por cualquier otro fenómeno meteorológico.  
**POLICREMÁTICA** (agua).—El agua que tiene varios elementos igualmente importantes en su acción terapéutica.  
**POROSIDAD EFICAZ**.—Relación entre los volúmenes del agua gravífica y el total de la roca.  
**POROSIDAD TOTAL**.—Relación entre los volúmenes de los vacíos y el total de la roca.  
**POTABLE** (agua).—El agua que se puede beber. (Las condiciones están fijadas en la Real Orden del Ministerio de Fomento de 30-5-1914).

- POTENCIA RADIATIVA**.—Producto de la actividad unitaria por el caudal.  
**PRECIPITACIÓN**.—Cantidad total de agua meteorítica, sólida o líquida, caí en la superficie horizontal considerada.  
**PROTECCIÓN** (Perímetro de).—Véase perímetro de protección.  
**PULVERIZAR**.—Reducir el agua a partículas muy tenues.  
**PURA** (agua).—El agua que representa la especie química.  
**PURGANTE** (agua).—Véase amarga.

## R

- RADIATIVA** (agua).—El agua mineral con una radiactividad inducida igual o superior a 0'1 m $\mu$  Ci/l. o fija, igual o superior a 0'004 m $\mu$  Ci.  
**RADIATIVIDAD FIJA** (agua).—El agua con radiactividad debida a elementos naturales de baja probabilidad de transformación.  
**RADIATIVIDAD INDUCIDA** (agua).—El agua con radiactividad debida a elementos naturales de elevada probabilidad de transformación.  
**RADIO ESCASO** (agua con).—El agua con un contenido en radio inferior a 5  $\mu\mu$  curio/l.  
**RADIO PRESENTE** (agua con).—El agua con un contenido en radio superior a 5  $\mu\mu$  curio/l.  
**RADÓN ELEVADO** (agua con).—El agua con un contenido en radón superior a 1 m $\mu$  curio/l.  
**RADÓN ESCASO** (agua con).—El agua con un contenido en radón inferior a 1 m $\mu$  curio/l.  
**RADÓN PRESENTE** (agua con).—El agua con un contenido en radón de 0 a 1 m $\mu$  curio/l.  
**REACCIONES QUÍMICAS** (agua de).—El agua liberada en las reacciones químicas.  
**REAL** (caudal).—Ver caudal de medida.  
**REFRIGERAR**.—Rebajar el calor del agua.  
**RÉGIMEN** (de un manantial).—Explotación del manantial con mantenimiento del caudal, presión, temperatura y composición química.  
**REGULADORAS** (reservas).—El agua libre almacenada por una aportación natural.  
**RETENCIÓN** (agua de).—El agua fijada a las irregularidades superficiales de los cristales.  
**RETENCIÓN** (capacidad de).—Ver almacenamiento (capacidad de).  
**RETENCIÓN** (coeficiente de).—Relación por ciento del volumen de agua contenida en la roca, después de perdida el agua gravífica, al volumen total de la roca (sólido, agua, aire).

## S

- SALADA** (agua).—El agua que contiene sales, principalmente cloruros proporción análoga a la de mar.
- SALINA** (agua).—Ver clorurada (agua).
- SALOBRE** (agua).—El agua que por su naturaleza tiene sabor de sal.
- SATURACIÓN** (grado de).—Relación entre la suma de los pesos de las a retenidas y el libre, con el volumen total.
- SATURACIÓN** (zona de).—La inferior saturada de agua.
- SELENITOSA** (agua).—El agua que contiene yeso.
- SICÓMETRO**.—Medidor de la humedad del aire.
- SOMERA** (agua).—El agua subterránea de poca profundidad.
- SOSTENIDA** (agua).—El conjunto de las aguas gravíficas libres en la zona saturación y retenida de la franja capilar.
- SOSTENIDA** (zona).—Ver zona de saturación.
- SUBÁLVEA** (agua).—El agua que se aloja entre los aluviones que forman álveo de un río o arroyo.
- SUBARTESIANO** (pozo).—Pozo de profundidad necesaria para que el agua que circula cautiva en un manto permeable, entre dos capas subterráneas impermeables, ascienda naturalmente sin llegar al nivel del suelo.
- SUBFLUVIAL** (agua).—La situada debajo del lecho.
- SUBTERRÁNEA** (agua).—El agua contenida entre las rocas del suelo y de subsuelo.
- SUDARIO**.—Lugar donde se practica la cura de calor.
- SUDATORIO**.—Véase sudario.
- SULFATADA** (agua).—El agua mineral con un contenido mínimo en sulfato de 1 g/l.
- SULFHÍDRICA** (agua).—El agua mineral con un contenido mínimo en SH de 0'001 g/l.
- SULFURARIA**.—Depósito formado por azufre nativo y los microorganismos que intervienen en su producción. Según algunos autores, está formada por algas del género *beggiatoa*, alba y nigea.
- SULFUROSA** (agua).—Véase sulfhídrica.
- SURGENTE** (agua).—Toda agua subterránea que de manera natural sale a la superficie.
- SUSPENDIDA** (agua).—El agua correspondiente a las capas superiores.

## T

- TARADO** (curva de).—La curva que relaciona caudal con tiempo.
- TEPIDARIO**.—Sala de tránsito entre las piscinas. Baño de agua tibia.
- TENSÍMETROS**.—Instrumentos para la medida de la tensión de agua en el suelo.
- TERAPÉUTICA** (agua).—Ver mineromedicinal (agua).
- TERMA**.—Denominación dada a las fuentes hipertermales y a sus establecimientos balnearios.
- TERMAL** (agua).—Véase hipertermal.
- TOBA**.—Depósito calizo muy poroso que dejan algunas aguas mineralizadas.
- TOLERANCIA RADIATIVA**.—Límite máximo permitido de cada núcleo radiactivo natural, en el agua mineral o en la atmósfera, sin que cause perturbación biológica.
- TORRENCIAL** (agua).—El agua de escorrentía que, como consecuencia de un gran lluvia, corre por las laderas durante un tiempo corto y con gran violencia.
- TRACTATOR**.—Denominación dada antiguamente a los esclavos que daba masaje y fricciones a los pacientes sometidos a tratamientos crenoterápicos.
- TRANSMINERALIZACIÓN**.—Absorción, en la circulación sanguínea, de las sustancias minerales contenidas en las aguas.
- TRANSMISIVIDAD**.—Es el producto de la permeabilidad por la potencia del horizonte acuífero en la succión transversal considerada.
- TRANSPIRACIÓN** (coeficiente de).—Relación en peso del agua absorbida, circulada y evaporada por las plantas y el peso de materias secas, incluidas las raíces.
- TRAVERTINO**.—Variedad de toba calcárea de color claro, formada en los manantiales envolviendo plantas acuáticas y tallitos de las terrestres inmediatas.
- TURBA** crenoterápica.—Peloide formado por residuo vegetal acumulado en los sitios pantanosos; se puede considerar como una asociación biológica de las plantas que forman la turba y de los seres que habitan el agua, el aire y el suelo que las acompañan.

## U

- UNCTORIO**.—Sala para practicar el masaje y dar los ungüentos, aceites y sales a los que salen del baño.

UNTUOSO.—Craso, pingüe y pegajoso.

UTIL (caudal máximo).—Debe considerarse como límite máximo d  
útil, el correspondiente al punto en que la curva característica  
sión-caudal presenta un brusco cambio en su tangente.

## V

VACÍOS (índice).—Relación entre los volúmenes de los vacíos y de  
sólida.

VADOSA (agua).—Capa de agua inferior a la superficie del suelo y s  
al nivel del agua freática.

VAPORARIO.—Véase hipocausto.

VAUCLUSIANA (agua).—El agua con eyección rítmica debida a la for  
depósito, que requiere alcanzar un nivel umbral para que la d  
por su fondo.

VERTIENTE (agua).—La de esorrentía.

VIVIENTE (agua).—Denominación dada por algunos médicos a las agu  
con el tiempo cambian las propiedades terapéuticas.

VOLCÁNICA (agua).—El agua procedente de la consolidación de las la  
del vapor de agua de origen volcánico.

## Y

YETOGRAMA.—Las curvas que representan la altura de lluvia en can  
de tiempo.

YODADA.—El agua mineral con un contenido mínimo de yodo de 0,001

## The structure of the southern slope the Cantabrian Mountains

by

L. ULBO DE SITTER

## Introduction

Since 1952 the Geological Department of the Leiden University has carried out the geological mapping of the southern slopes of the Cantabrian Mountains in the provinces of Palencia and León in northern Spain, slowly progressing from east to west. Our interest has been centred almost exclusively on the Palaeozoic rocks. Until recently very little was known or published about this part of the Cantabrian Mountains. Quiring, 1939, had given some provisional maps of the eastern part, the 1:400,000 Spanish maps gave only the broadest of outlines and the survey by Comte dating from before the war was not published until 1959, when our mapping had already covered the same territory. A part of the northern strip of our map, the Isidro, upper Porma and upper Esla regions, is also covered by the recent maps of Julivert, 1960, and Martínez, 1962. These reached us only after our map was printed already.

The stratigraphic sequence of the Palaeozoic extends from the earliest Cambrian, resting on some Pre-Cambrian (de Sitter, 1961), up to the highest Carboniferous. The Lower Palaeozoic, Cambrian to Silurian, crops out only in the western portion of the map and has a rather uniform development, described adequately by Comte, 1959, and further details of the Cambrian by Lotze and Sdzuy, 1961. Devonian outcrops occur scattered over the whole map area, and are of particular interest to stratigraphers because of their rich fauna (Comte, 1959, Kullmann, 1960). The Devonian is less uniform than the older formations and shows variations indicating its development in well defined separate areas. Comte (1959) gave an excellent description of the rocks of the Bernesga-Esla zone. The development of the Carboniferous sequence is very variable due to several distinct folding periods of varying intensity (de Sitter, 1961a) and its stratigraphical development is still doubtful in many areas.

From the beginning I want to emphasize the fact that the present outcrop of Palaeozoic rocks in the Cantabric-Asturian mountain chain represents only a more or less fortuitous portion of a much larger Hercynian block, the present outcrop being determined largely by an Alpine deformation.

## Structural Units

A cursory glance at the map shows us at once that there are two main longitudinal units, a northern one containing only Carboniferous and Devonian rocks and a southern one, in particular in the western half of the map where the rocks range from Pre-Cambrian to Upper Carboniferous. The two units have been named the Leonides and Asturides (de Sitter, 1959) and differ in many respects, and are separated by a line which could be called the León-line. It runs from west to east roughly along the upper reaches of Bernesga river, crosses the Torio, Curueño and Porma rivers reaching the Esla river near Huelde and continues eastwards north of the Camporredondo lake to be cut off by the Mesozoic blanket in the neighbourhood of Cervera de Pisuerga.

The *Leonides*, south of this line, consist of a western portion which we might call the Luna zone, a central Bernesga-Esla zone extending to the east of the Esla river and an eastern portion — the Ruesga zone. On the southern border of the Leonides we find discordant Upper Carboniferous intramontane coal basins, the Magdalena, Matallana, Sabero, Valderuedo or Cea and Guardo-Cervera basins respectively from west to east.

The Luna zone is essentially a complicated synclinorium with Pre-Cambrian in its southern flank and Lower Cambrian in its northern flank and Lower Carboniferous in its centre (section 1). In its northern flank the Cambrian base has been thrust over the Namurian of the frontal part of the Leonides, which at its northern boundary along the León-line again shows up in a long and narrow stretch of Lower Palaeozoic with Lower Cambrian at its base.

Just before reaching the Bernesga river this Luna synclinorium splits up into many thrustsheets, the Forcada, Bodón, Gayo, Correcilla, Rozo and Bregón thrustsheets (section 2, 3 and 4) respectively from north to

south. Further east the Esla thrustsheet (section 5) has taken thrusting movements of the western pile of nappes. Together with the Bernesga-Esla zone. Still further east follows first the discordance or Cea basin and then the Ruesga unit with the Valsurvi and the refolded isoclinal folds of the Ruesga region as its most prominent structural features (section 6).

All these units of the Leonides have some striking stratigraphic features in common. In the first place the almost complete absence of Westphalian rocks, except in the Tejerina syncline, and secondly the gradual appearance of Devonian rocks going from south to north. Just so the León-line the Famennian or the Lower Carboniferous rests directly on the Ordovician or even the Cambrian and in the southernmost outcrop of the Leonides the Devonian sequence is complete. Between these boundaries we find a gradual development of this stratigraphical hiatus.

In the *Asturides* we can distinguish a western zone with complex fold and thrust-structures all in Upper Devonian to Westphalian range as far as Riaño, the Pajares-Isidro area, and an eastern zone of more simple structure. First we see a zone in which the Lower Westphalian rhyolite conglomerate, folded in a large syncline and anticline, plays a dominant role — the Yuso area, then we come to a zone of Devonian rocks the Upper Carrión river — the Carrión area and finally furthest to the east the Pisuerga and Barruelo basins with their Westphalian-Stephanian sequence of coal bearing sediments.

The structural units are summarized in the next table:

Cantabrian Mountains				
southern slope <i>Leonides</i>		León line	central zone <i>Asturides</i>	
west	Luna area			west
	Bernesga-Esla area		Pajares-Isidro area	
	Ruesga area		Yuso area	
	with discordance		Carrión area	
east	Upper Carb. basins:		Pisuerga basin	east
	Magdalena basin		Barruelo basin	
	Matallana basin			
	Sabero basin			
	Cea basin			
	Guardo basin			

## Stratigraphy

The Palaeozoic sequence of the Leonides, except the Carboniferous, has been described in detail by Comte, 1959 with complete literature. More recently Lotze and Sdzuy, 1961, published further details of the Cambrian while Kullmann, 1960 has investigated Devonian goniatites. The unconfusable contact of Lower Cambrian on Pre-Cambrian was not known to Comte or Lotze but is clearly visible in outcrops along the Luna river further west (de Sitter, 1961). As far as the Devonian is concerned we follow Comte 1959. The Carboniferous stratigraphy has been worked out by Wagner, 1955, 1959, with plants; van Ginkel, 1960, has started with the fusulinids; Kullmann with goniatites, 1961.

The next table gives the general outline of the stratigraphy.

## Stratigraphic Table

	Trias or Cretaceous late Hercynian folding, Saalic phase pronounced unconformity Cea formation <sup>3)</sup>	Stephanian — Uppermost Westph. D. i montane coal basin with congl., sst., sh. coal
Carboniferous	Asturian folding phases varying from Pre-Westph. D to Pre-Steph. B Yuso formation <sup>3)</sup>	mostly Westphalian, limest., cgl., sst. sh. with locally thick Curavacas cgl. at base
	Pre- or early Westphalian Sudetic folding phases, great overthrusts in Leon Ruesga formation <sup>3)</sup>	Nam. — Visean limest. — sh. sst., griotte at (Caliza de Montaña — Culm)
	probable hiatus in the Tournasian	
Devonian	Upper	Ermitage form <sup>1)</sup> quartzite (limest.) tilting and erosion in Leonides, doubtful folding in Asturides
	Middle	Nocedo form. <sup>1)</sup> sst. shale
		Portilla form. <sup>1)</sup> limestone
		Huergas form. <sup>1)</sup> shale and sandstone
		Santa Lucía form. <sup>1)</sup> limestone
		La Vid form. <sup>1)</sup> (Lebanza limest.) limest., dolomite, shale
Low	San Pedro form. <sup>1)</sup> sandst.	
Silurian	Formigoso form. <sup>1)</sup> black shales, graptolites hiatus?	
Ordovician	Barrios form. <sup>1)</sup> quartzite Tremadoc	
	Oville form. <sup>1)</sup> Boñar sch. <sup>2)</sup>	
Cambrian		Luna sch. <sup>2)</sup> — Cerecedo sch.
	Lancara form. <sup>1)</sup> León marl — limestone dolomites <sup>2)</sup>	
	Herrería form. <sup>1)</sup> Barrios sch. <sup>2)</sup> , Candaño quartzite <sup>2)</sup> (dolomite slates)	
Pre-Cambr.	Mora form. <sup>3)</sup> Narcea sch. <sup>2)</sup> slates and sandst. formation names by: <sup>1)</sup> Comte <sup>2)</sup> Lotze <sup>3)</sup> Leiden	

The base of the Oville formation is still Acadian, the boundary with the Ordovician being uncertain. The Barrios quartzite is Ordovician but the boundary with the Silurian is again very uncertain due to the lack of fossils. Probably there is a considerable hiatus between the supposedly Lower-Ordovician Barrios quartzite and the Formigoso formation of Upper Silurian age. The Silurian-Devonian boundary is also rather uncertain, it must lie somewhere below but near the top of the San Pedro formation.

The Lower Palaeozoic has a distinct psammitic facies, poor in fossils, except for the Middle Cambrian (see Lotze and Sdzuy, 1961). Its unconformable position overlying the Pre-Cambrian has been ascertained by Lotze

in the Narcea valley further west and reaffirmed by us in the Luna rive (de Sitter, 1961).

The Silurian, occasionally containing some Upper Silurian graptolite in the Formigoso black shales, is also represented in part by the San Pedro sandstone and the exact limit with the Devonian is indeterminable because of the lack of fossils. The Devonian deposition was continuous except that at the end just before the Famennian, when the Ermitage formation was deposited, an important emergence occurred together with regional tilting causing complete denudation down to the Cambrian or Ordovician on the northern border zone of the Leonide block. The Devonian of the Asturides is only known in the Upper Carrión region and west of the Upper Pisuerga region, where it is complete again but in another facies of deeper marine character than the shelf facies of the Leonides.

The Famennian with the overlying Visean is transgressive in the Leonides and in the Asturides in the Pajares-Isidro zone. The Carboniferous is no longer present, having been eroded away, in the Carrión zone.

There is probably a hiatus representing emergence between the Ermitage formation (Famennian) and the overlying nodular limestone of Upper Visean age, but in some good sections, in the Camporredondo and Upper Esla region and in many places in the western Leonides there is a black shale with some thin chert layers on the top of the Ermitage formation which in analogy with some Pyrenean sections might represent the Tournasian.

The base of the Carboniferous with its red nodular limestone (griotte) containing goniatites of Upper Visean age followed by a series of black calcilutites and calcarenites or just massive limestone, is well developed everywhere except in the southwestern corner in the Bernesga-Luna region where shales follow on the griotte. The basal limestones, Caliza de Montaña, is followed by a series of shales, sandstone conglomerates and limestone of probable Namurian age, known as Culm facies group.

For our purpose we can divide the Carboniferous in three groups terminated by three important tectonic phases, a lower Ruesga formation, followed by the early Hercynian Curavacas phase, a middle Yuso formation followed by the Asturian phase and an Upper Cea formation followed by a late Hercynian (Saalic) phase.

The base of the Curavacas conglomerate following on the Curavacas phase has been proved to be Westphalian A in the upper Cardaño valley north of the Camporredondo lake. Elsewhere Westphalian B plants have been found in this conglomerate. There remains a difficulty, however, in the fact that in the Leonides the Westphalian is almost completely missing, and in the western Asturides the unconformable conglomerate of the West-



phalian seems to be absent and even an unconformity is no longer discernible. Moreover, in the eastern Asturides, the Pisuerga basin, some unconformities occur, perhaps already between the Visean and Devonian and certainly between the Namurian and the Visean. Evidently the ravinous phases were active only in the Leonides and in the eastern part of the Asturides. After this phase the Leonides were uplifted and the discordant basal conglomerates occur only between the Pisuerga and Esla rivers.

The Yuso formation consists of Westphalian rocks, sometimes with thin limestones as in the Riaño-Ciguera region, sometimes mostly shales and sandstones as in the Yuso region, sometimes as in the Pajares-Isidro of the Asturides north of the Bernesga river, with very irregular limestones in a shale/sandstone alternation.

A precise age for the Asturian folding phase is difficult to assign with stratigraphic exactitude. The completely discordant upper Carboniferous intramontane basins of the southern border sometimes start with beds as young as the upper Stephanian, sometimes lowest Stephanian and sometimes even the upper Westphalian D, always discordant on rocks not younger than the Ruesga formation. Therefore we are not justified in giving a more precise date than somewhere in the Westphalian. In the Pisuerga basin we find at one locality an unconformity between the Stephanian and the Westphalian and in another locality between Stephanian B and Stephanian A.

The Culm facies of the Ruesga formation is very similar to the general facies of the Yuso and Cea formations. Therefore it is often very difficult or impossible to define in the field which unit one is mapping. The only fossil evidence is formed by foraminifera in the limestones or plants in the coals, and when both kinds of rock are missing the solution to the question of age is difficult to find.

In the region of the Upper Esla valley we are in many localities in doubt as to the distinction between the Cea and Yuso formation, and in the region between the Yuso and Carrión river south of the Curavacas conglomerate as well as that south of the Sierra Coriza in the Pisuerga Basin, between Yuso and Ruesga formations.

The final Hercynian phase of folding the pre-Triassic, is demonstrated by the E—W folding of the Cea formation in the intra-montane basins. Compression was quite strong but is often difficult to separate from a possible Alpine folding. This is particularly true for most of the southern border where the possibility of a pre-Upper Cretaceous folding can not be excluded because all the Mesozoic below the basal sandstone followed by Senonian limestone is missing here. Only in the Pisuerga region are the Palaeozoics covered by Triassic strata. As moreover both the Triassic and

the Upper Cretaceous are folded, it is difficult to evaluate how far these Tertiary tectonics penetrate into the Palaeozoic. Only in some cases we have definite information, for instance the oblique wrench fault running south eastwards from the Camporredondo lake, which is certainly Tertiary (de Sitter, 1960), and on the southern border of the Cea basin where the Stephanian is thrust over the Cretaceous.

## STRUCTURE

As was mentioned before we must make a clear distinction between a northern zone, the Asturides, and a southern zone, the Leonides, which show different histories in their Upper Palaeozoic development.

We have already drawn attention to the León-line, separating the two units. Its most important characteristic seems to be its function as the divide between distinctive stratigraphic sequences of the Leonide and the Asturide blocs, but this line is also characterized by a broad zone north of it with frequent late-Carboniferous intrusives probably associated with frequent but small low temperature ore deposits, antimony, mercury and copper. In addition the line itself is accentuated in the Bernesga-Esla zone by a narrow stretch of Stephanian rocks.

### *The Leonides*

In the Leonides we have distinguished three structural zones, a western Luna area, west of the Bernesga river, a central one from the Bernesga river to the Esla river, the Bernesga-Esla area, and an eastern one, the Ruesga area round the Carrión and Ruesga rivers.

The *Bernesga-Esla* area is characterized by many flat thrustsheets, each of them consisting of a complete series of Palaeozoic rocks from the Middle Cambrian, Lancara griottes up to the Visean and Namurian. In the Esla region there is only one thrustsheet, the Esla nappe, in the Porma-Torio region there are five of them. There can be little doubt that they all have moved in a northward direction, probably towards the NNE (de Sitter, 1959). The whole set of the Bernesga and Esla nappes has been refolded most probably with a ENE strike in the Asturian phase before the deposition of the Stephanian intra-montane basins, and probably again, weakly, in the Pre Triassic Saalic phase.

The Asturian refolding of the thrustsheets is best expressed in the section of the Curueño river where a succession from south to north of an incom-

plete anticline, a syncline, an anticline and another syncline of the planes is admirably exposed. Detailed mapping proved that in the Correcilla nappe some of the pre-thrusting folds are also preserved. The southern syncline, crossing the Curueño, striking ENE, is the best example of refolding of the thrust structures and can be followed downwards for five superposed thrustsheets. It plunges consistently towards the west. A remnant of an anticline is preserved south of it in the Curueño sheet but on the whole the south flank of this syncline is cut off by a ENE strike fault with an uniform Lower Cambrian limb south of it. This Hermandad sandstone forms part of the basement on which further east, the Correcilla thrustsheet reposes. There can be little doubt that this emergent autochthonous basement is partly due to the Asturian folding of the mentioned syncline, partly to faulting. Because the boundary line of the Cretaceous border lies directly in the continuation of this fault line, there may be some kind of structural relation between the two phenomena. However, it can not be identical structural movements, because they are in opposite senses, the Herrería limb is upthrown and the Cretaceous zone is downthrown along this zone.

In the front of the thrustsheets there occur two isolated klippen, Armada and the Pallida klippen, probably belonging originally to the Bodon and/or Forcada thrustsheets. The structure of the frontal part of the Bodon and Forcada thrustsheets still remains an enigma. It is probable that the Westphalian of the Asturides rests unconformably on the Cambro-Ordovician of the Forcada and Bodon sheets and therefore may represent only the uplifted autochthonous front of the Leonide block. But we do not really know whether this is true or whether the most northern front line is really a thrust or a fault. Further west the Forcada sheet disappears below the Westphalian and it is the Bodon sheet which forms the front. Again we are in doubt whether further west the frontal exposure of Cambrian and Ordovician in the Bernesga region still represents a thrust or the autochthonous. In this respect it may be important to notice that the Bodon sheet is the only one where the thrustplane is situated far down in the Herrería sandstone, in all other sheets detachment occurred at the base of the Lancara.

West and east of the Pajares pass the map of Llopis Lladó, 1955, show the line separating the Lower Palaeozoic from the Westphalian of the Asturian basin as a fault. This is probably correct, but as we have found out at the Pajares pass outcrops where a Westphalian limestone undoubtedly rests unconformably on Cambrian strata of the Bodon or Forcada thrustsheets still think that the unconformity of the Upper Carboniferous of the Ast

urian basin on the Lower Palaeozoic of the part of the Leonides is the principal factor which determines this remarkable straight line.

Towards the west the ENE Asturian refolding dies out and the number of thrustsheets diminishes. First the Rozo sheet obliquely cuts off the Correcilla and Gayo thrustsheets very near the Bernesga river section. The Correcilla sheet itself appears to have been a double pre-thrusting fold somewhat overthrust in the Bernesga river section.

The Rozo sheet also shows in its frontal zone the complication of double Lancara outcrop, obviously a late feature because Carboniferous shales are exposed between the two Lancara outcrops.

The structure in front of the Bodon sheet is still very uncertain; it is partly obscured by narrow unconformable Stephanian basins with coal measures and conglomerates.

In the Bernesga section a syncline followed by an overthrust anticline with Barrios quartzite in its core are developed in the Rozo sheet, a thrust which further towards the west disappears in a whole set of smaller folds and faults.

The Bregon thrustsheet, covered by the Stephanian of the Matallana basin further east, is clearly developed in the Bernesga section, but soon disappears as a distinct thrust further to the west.

The result is that west of the Bernesga river this multitude of thrustsheets has transformed itself into a set of complicated folds with Lower Palaeozoic exposed only in the fronts of the Rozo and the Bodon sheets. The zone of folds north of the Pedroso syncline has been called the Aralla zone.

The Luna area has now become a vast synclinorium with an ESE strike, consisting of two very complicated synclines and one anticline in the centre. The Pedroso syncline and the Alba syncline approach one another when they reach the Luna river and further west they unite together with the Mirantes anticline into one complicated synclinal structure, the Abelgas syncline, which disappears gradually due to its eastward plunge.

In the southern flank the Lower Palaeozoic comes to the surface, the Barrios quartzite forming the foundation for the dam of the Barrios de Luna reservoir, and a little further south we find for the first time the base of the Herrería formation lying unconformably on the Precambrian. To the north on the other side of the synclinorium the Lower Palaeozoic comes also to the surface, here as the front of the Rozo thrustsheet, thrust over the Namurian of the now probably autochthonous Bodon unit.

The amount of thrusting of this Rozo nappe forming this synclinorium is difficult to ascertain. Personally I think it is not more than two or three kilometres. We see in the northern flank of the synclinorium a very

sharp line representing the first outcrops of the St. Lucía limestone, indicating a sudden drop of the block south of it. North of this line all the folds are exposed in the La Vid and San Pedro formations, south of this line they are all formed by La Vid-St. Lucía up to Carboniferous rocks. This surface feature probably represents the sudden rise of the thrustplane depth, cutting through the autochthonous Lower Palaeozoic as drawn in section I.

On the other hand the frontal Lower Palaeozoic outcrop of the Roz thrustsheet makes an enormous curve in the NW corner of our map and reappears as the western limit of the San Emiliano Namurian basin. In this continuation of the Cambrian-Ordovician is really the same unit, it would perhaps indicate that the thrustsheet has an enormous extension of well over 30—50 km thrustmovement. Further mapping will have to be done to solve this question.

The frontal Cambro-Ordovician outcrop of the Leonides in the Upper Bernesga river makes the same enormous curve further west, now east of the San Emiliano basin, but here I think we may rest assured that it represents simply the autochthonous with Westphalian strata of the Asturian basin unconformable on top.

If the interpretation of a mere 2—3 km thrust movement in the Luna unit is correct, we obtain the interesting picture of the thrusting movement increasing eastwards, first by simplifying the folds and multiplying the thrusts and then simplification of the thrusts by concentrating all movement in one thrustsheet, the Esla nappe of perhaps 15—20 km thrustmovement.

Going further to the east, we are confronted again by a great difficulty in following the development of the thrusting because the large unconformable blanket of Stephanian rocks of the Cea basin covers the Esla sheet completely. The front of Esla thrustsheet must bend southwards below this basin because in the Río Grande and Carrión rivers no great thrustmovements can be discerned anymore. We have left all Lower Palaeozoic outcrops behind us. It looks as if we might regard the curve of the Visean limestone crossing these rivers as the autochthonous in front of the Esla thrust-sheet.

Eastwards from the Las Salas anticline in the Esla river, where the Lower Carboniferous limestone rests directly on the Barrios quartzite, the position and presence of the León line becomes less distinct. However, it can be followed eastward, north of the Valsurvio dome and further, north of Ruesga lake in the presence of the stratigraphic hiatus in the Devonian. Beneath the Famennian.

A detailed survey has shown that in both the Valsurvio dome and the

isoclinal folds of the Ruesga región we find the same kind of intense refolding of the originally south dipping thrust and isoclinal folds as in the Bernesga thrustsheet pile, only here the older folds and thrusts are of much smaller size and the refolding is more intense (Koopmans). In the Devonian of the Upper Carrión river the folding structure is of a completely different style so that here also the León line separates two structural units of different type. The line runs south of the large development of the Curavacas conglomerate and thus separates the Pisuega basin with its Westphalian strata from the Leonides.

### *The Asturides*

The structure of the northern stretch on our map is less clearly understood than that of the Leonides. It has been covered also by the La Plaza map of the Geol. Survey, a map by Llopis Lladó, 1955, and the maps of Martínez, 1962, and Julivert, 1960. Our own mapping agrees very well with the results of our Spanish colleagues except three important differences. First, the region south of the León line west and east of the Pajarez pass on Llopis Lladó's map appears in a different way on our map. Secondly the quartzite beneath the Carboniferous basal limestone and grotte in the Isidro and Upper Esla regions is regarded by Martínez and Julivert as Ordovician (Tremadoc, Barrios) and by our map as Upper Devonian. Since then fossil evidence from the slates and nodulous limestone below the quartzite in the Upper Porma region have proved the Cambrian (Oville) age of this formation and not Upper Devonian as we originally believed by correlating this series with those in the Carrión region (Koopmans, 1962). The quartzites may thus very well be of Lower Ordovician age, but in their top layers we have found again Upper Devonian fossils. The evidence will be given in a note by van Adrichem Boogaert et al in this same journal. The third difference is the Cuenabres region appearing as Devonian on Julivert's map and most of it as Westphalian on our map. Here the fusulinid fauna found in the limestones has proven the Westphalian age, except for a narrow band in the north. In the whole region west of the Esla river the only rocks exposed are Upper Devonian-Visean-Westphalian and some Stephanian. The proven Stephanian is a very narrow and often interrupted band lying directly along the León line, from the Bernesga river crossing the Torio, Curueño and Porma and Esla rivers (Huelva) to join up in the Tejerina syncline with the Cea basin. The age of the rocks filling the Upper Esla basin is somewhat doubtful, they begin with a unconformable basal conglomerate exposed near Uña

and west of Riaño. No fossils have been found yet in this shale-sand conglomerate sequence, we suppose most of it is of Yuso age.

The folds in the Westphalian-limestone-shale-graywacke sequence in the western part of the Asturides, the Pajares-Isidro unit, are very close to almost isoclinal, with north dipping axial planes. They are difficult to map because the limestones have a very irregular development. In the region between Piedrafita on the Torio river and Riaño we find that the Viséan limestone and Upper Devonian beds take part in numerous folds. It appears to be certain that there are folded thrustplanes in these structures but we do not yet know the scale of the thrusting that took place. A very clear example of the thrusting is to be seen in the two superpeña Cruz sheets north of Lois, each consisting of Upper Devonian-Visean and some Namurian. North and west of the Upper Esla valley several of these thrusts are also exposed but it is still not certain whether some of the overthrust blocks represent independent structures or have to be combined in a few thrustsheets of large dimensions or in one very large thrustsheet. Neither have we been able yet to define the exact date of thrusting or the sequence of the later refolding. There can be no doubt that there are at least two phases, first the thrusting, possibly from west to east, and then the folding with an E—W axis both certainly post Westphalian, but whether it is Asturian or Saalic is still in doubt.

In the Yuso unit a large anticline, the Vallines anticline flanked in the south by large Lechada syncline has developed. The southern flank of the Lechada syncline in the Barniedo-Cardaño-Triollo zone is complicated by small folds and thrusts against the front of the Leonide block.

The Devonian of the upper Carrión unit is folded in a set of E—W trending anticlines and synclines with occasional thrustplanes.

Further east we find the Pisuerga basin with its NNW—SSE striking folds of probable Asturian age, extending into the Barruelo basin. The two basins are separated by the San Julián hill with its E—W striking fold in Lower-Devonian rocks, probably sticking up through an unconformable cover of Lower Carboniferous rocks, which does not seem to follow the folds of the Devonian. This E—W trend of the Devonian in the Carrión and S. Julián region suggests that here, and perhaps in the Asturides as a whole, there was a pre-Famennian folding phase with this strike, which did not fold the Leonides but only tilted it.

Apparently the next phase, the pre-Westphalian Curavacas phase affected only the Leonides with great thrustsheets and isoclinal folds and left the Asturides alone. The late or post-Westphalian phase was active in the Pisuerga region, with NNW—SSE strike, elsewhere with a NE—S strike affecting the whole region.

After denudation and the subsidence of upper Westphalian-Stephanian intramontane basins, probably related to normal faulting (Henkes, 1966) the post-Stephanian folding affected the whole region now with a normal concentric folding having an E—W strike.

Tertiary folding probably affected the region hardly at all except along its present southern border. The whole of the Asturian-Cantabrian mountains were uplifted and a few wrench faults, cut into it from the southern border. There is some evidence in the west that besides the steep narrow southern border zone, exposed in the Triassic rocks, flat and large amplitude folds of Tertiary age did penetrate to some extent into the Palaeozoic (de Sitter, 1957; Nederlof & de Sitter, 1957).

The *Cantabrian Mountain* chain as it is now exposed at the surface shows rather an incongruous structure. The Leonide thrustsheets have moved towards the present crestral zone, in which not the older but the young sequence of rocks is exposed. There is no trace of any regional metamorphic core of the mountain chain, and the oldest rocks, Pre Cambrian, crop out only on its southernmost boundary.

Without doubt it is the Mesozoic and Cenozoic history of this part of the earth's crust which has caused such an unusual picture of a Hercynian orogenic zone, Mesozoic emergences, denudations and blanketing and finally Tertiary emergence and sedimentation have defined the present outcrop of the Palaeozoic rocks, events which were to a large degree independent of the original structure.

When we try to reconstruct the Hercynian orogene it looks very probable that the core of that orogene lies further south below the Tertiary cover, perhaps regionally metamorphosed so that the external zone with the Helvetian type thrustsheets is represented by the northern Leonide zone. The marginal trough, filled with Carboniferous sediments, would be represented by the Central Asturian basin, our Asturides, to complete an orogene analogous with the alpine type.

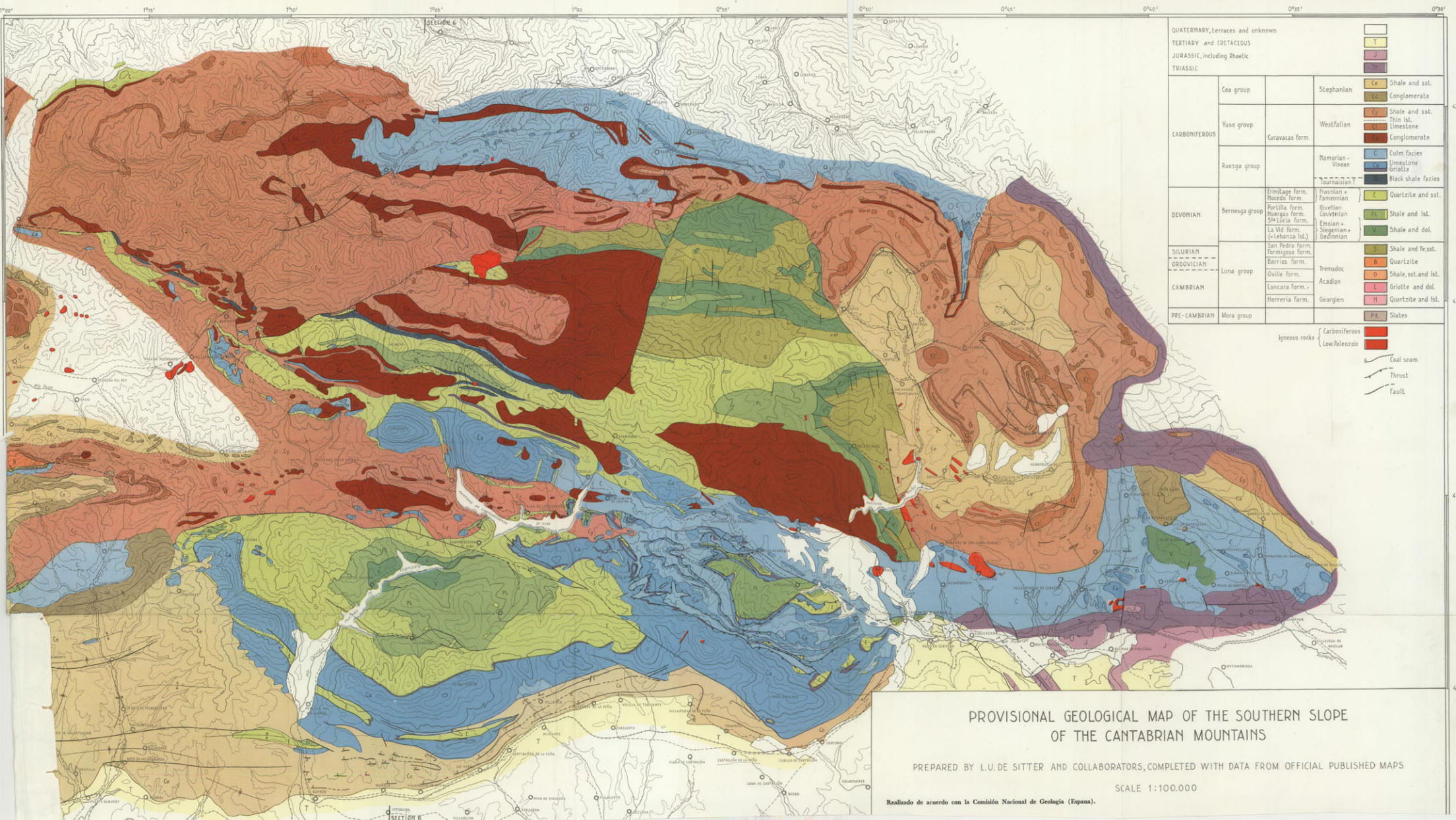
## References

- ALMELA, A., 1929. Estudio geológico de la reserva carbonífera de León. Bol. Ins. Geol. Min. Esp. 62.
- 1951. Delimitación del Carbonífero de la zona Robla-Vegarienza (León). Bo. Inst. Geol. Min. Esp. 63.
- COMTE, P., 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. Mem. Inst. Geol. Min. Esp. 60.
- GINKEL, A. C. VAN, 1960. The Casavegas section and its fusulinid fauna. Leidse. Geol. Med., 24/2, 705—720.
- HENKES, H., 1961. Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne. Leidse Geol. Med. 26, 50—58.
- JULIVERT, M., 1960. Estudio geológico de la cuenca de Beleño (valles altos de Sella, Ponga, Nalón y Esla de la Cordillera Cantábrica). Bol. Inst. Geol. Min. Esp. 71, 1—346.
- KANIS, J., 1956. Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). Leidse Geol. Med. 21/2, 377—446.
- KOOPMANS, B. N., 1962. The sedimentary and structural history of the Valsurvi dome. Leidse Geol. Med., 26, 121—232.
- KULLMANN, J., 1960. Die Ammonoidea des Devons im Kantabrischen Gebirge. Abh. Ak. Wiss. Math. Naturw. Kl. Nr. 7.
- 1961. Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge. N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh. 113/3, 219—326.
- LLOPIS LLADÓ, 1955. Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias. Monogr. Geol. III Oviedo, with geol. map.
- LOTZE, F. & K. SZUY, 1961. Das Kambrium Spaniens. T. I Stratigraphie. Abh. Ak. Wiss. Math. Naturw. Nr. 6.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA, 1959. Mapa Geológico de España 1 : 50.000. Explicación Hoja 77, La Plaza (Teverga).

- MARTÍNEZ-ALVAREZ, J. A., 1962. Estudio geológico del borde oriental de la carbonífera central de Asturias. *Inst. Est. Asturianos, Oviedo*.
- NEDERLOF, M. H. & L. U. DE SITTER, 1957. La cuenca carbonífera del río Pega. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 68, 1—44.
- NEDERLOF, M. H., 1959. Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the Upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Med.* 24/2, 603—703.
- QUIRING, H., 1939. Die ostasturischen Steinkohlenbecken. *Arch. f. Lagerst.* H. 69.
- SITTER, L. U. DE, 1957. The structural history of the SE corner of the Palaeozoic core of the Asturian Mountains. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* 10 272—284.
- 1959. The Rio Esla nappe in the zone of León of the Asturian Cantabrian Mountain chain. *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 56, 3—24.
- 1960. Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. & Mijnb.* 39, 189—194.
- 1912a. Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno Cántabro-Astur. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 61, 51—61.
- 1961b. Le Pré-Cambrien dans la chaîne Cantabrique. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 253.
- WAGNER, R. H., 1955. Rasgos estratigráficos del Paleozoico superior de Barruelo. *Est. Geol.*, 26, 145—202.
- 1959. Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España, NW., y Portugal N. *Est. Geol.*, 15, 393—420.







QUATERNARY, Tertiary and unknown				
TERTIARY and CRETACEOUS			T	
JURASSIC, including Rhaetic			J	
TRIASSIC			Tr	
CARBONIFEROUS	Cea group		St	Shale and sst.
			Ce	Conglomerate
	Yuso group	Curavacas form.	W	Shale and sst.
				Thin lsl.
	Ruesga group		N	Limestone
				Conglomerate
			Culm facies	
			Limestone Grottoe	
DEVONIAN	Bernesga group	S	Black shale facies	
			Quartzite and sst.	
			Frasnian + Famennian	
			Portilla form.	
			Suevian	
			Couffelman	
SILURIAN ORDOVICIAN	Luna group	B	Shale and lsl.	
			Shale and dol.	
CAMBRIAN		San Pedro form.	Shale and fe.sst.	
		Formigoso form.	Quartzite	
		Barrios form.	Shale, sst. and lsl.	
		Ovile form.	Shale, sst. and lsl.	
PRE-CAMBRIAN	Mora group	L	Grottoe and dol.	
			Quartzite and lsl.	
			Quartzite and lsl.	
			Slates	
Igneous rocks				
Carboniferous				
Low Paleozoic				
Coal seam				
Thrust				
Fault				

PROVISIONAL GEOLOGICAL MAP OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE CANTABRIAN MOUNTAINS

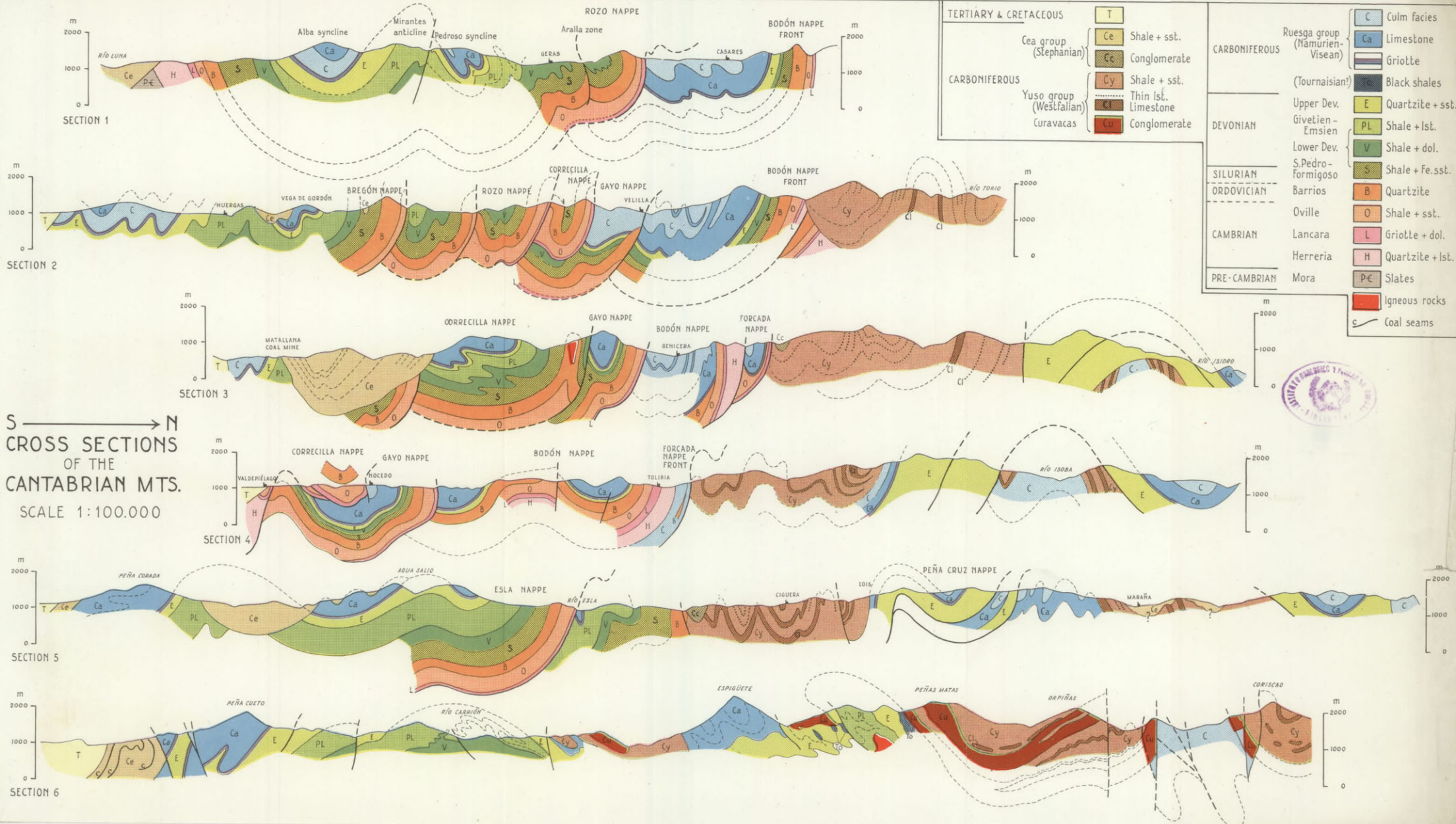
PREPARED BY L.U. DE SITTER AND COLLABORATORS, COMPLETED WITH DATA FROM OFFICIAL PUBLISHED MAPS

SCALE 1:100,000

Realizado de acuerdo con la Comisión Nacional de Geología (España).

SECTION 6





S → N  
**CROSS SECTIONS  
 OF THE  
 CANTABRIAN MTS.**  
 SCALE 1:100.000

TERTIARY & CRETACEOUS	
T	Tertiary
Ce	Shale + sst.
Cc	Conglomerate
Cy	Shale + sst.
Thin lst.	Thin limestone
Cu	Conglomerate

CARBONIFEROUS	
C	Culm facies
Ca	Limestone
G	Griotte
Black shales	Black shales
E	Quartzite + sst.
PL	Shale + lst.
V	Shale + dol.
S	Shale + Fe.sst.
B	Quartzite
O	Shale + sst.
L	Griotte + dol.
H	Quartzite + lst.
P-C	Slates
Igneous rocks	Igneous rocks
ε	Coal seams



# Problemas de las Béticas españolas

POR

AGUSTIN NAVARRO

Y

EMILIO TRIGUEROS

INGENIEROS DE MINAS DEL INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO  
DE ESPAÑA

## I. El arco tectónico de Aguilas (Murcia)

### RESUMEN

Se cartografía una zona nueva en el Bético de la provincia de Murcia. La principal labor ha sido la separación de los paquetes dolomíticos triásicos de los paquetes dolomíticos silurianos. Ambos se habían dado hasta la fecha como triásicos, con la consiguiente complicación para su interpretación tectónica.

Después del estudio de la zona, no vemos suficiente razón para la existencia de "nappes" tectónicas en este área particular. El estudio se centró especialmente en las series paleozoicas y triásicas.

### SUMMARY

A new zone in the betic of the South Spain (provincia de Murcia) is mapped. The separation of the triassic dolomitic beds from the silurian dolomitic ones was the main purpose of this work. Up to now they were known as triassic.

After studying this spanish zone we do not think that there were tectonic "nappes" in this particular area. This work deals mainly with the palaeozoic and triassic series.

## I.—INTRODUCCION

La geología del sureste español despierta en los medios profesionales un vivo interés. Ninguna región española es geológicamente menos conocida. La falta de yacimientos fosilíferos, la complejidad tectónica y estratigráfica de las series que componen el conjunto se suman a las dificultades geográficas y climáticas para entorpecer la interpretación y comprensión de la geología.

Desde hace algunos años, los geólogos españoles y extranjeros han iniciado el asalto a tan ardua región. Sin embargo, los resultados obtenidos hasta la fecha dejan mucho que desear en cuanto a claridad y armonía. Se echan sobre todo de menos estudios de extensión regional y mapas detallados. La abundante literatura actual comprende, o bien trabajos en áreas excesivamente localizadas, o bien ambiciosas síntesis e interpretaciones de conjunto basadas, a nuestro juicio, en insuficientes datos de campo.

De todas formas, cada uno de estos trabajos permite, examinándolos con cuidado, descartar las interpretaciones precipitadas o las extrapolaciones excesivas, y entresacar los datos reales de campo, que aparecen entonces con su nuda importancia.

Un equipo del Instituto Geológico y Minero de España ha realizado, durante un periodo de tiempo superior a los dos años, un estudio hidrogeológico de la provincia de Murcia. Para ello ha sido tarea previa y principal reinterpretar y cartografiar (aun someramente) la geología murciana. Más de mil días individuales de campo han sido precisos para llegar a formarse una idea global del Prebético, del Subbético y del Bético murciano, los tres presentados ampliamente en la provincia.

La cartografía obtenida no se ha publicado todavía, pero existe y está a disposición de los estudiosos, anexa a los estudios hidrogeológicos a escala 1 : 50.000 que cubren toda la provincia. Ejemplares de dichos mapas existen en el Instituto Geológico y Minero, en el Instituto Nacional de Colonización y en la Excma. Diputación Provincial de Murcia.

Algunas de dichas cartografías se han quedado realmente "anticuadas"

en estos años, y se hace preciso, en espera de ultimar la Memoria provincial de Murcia, ir adelantando síntesis parciales que pueden auxiliar a nuestros colegas extranjeros y españoles a una mejor comprensión de los problemas béticos, permitiéndoles comparar sus propias zonas de estudio con el área regional oriental de las Cordilleras Béticas.

## II.—GENERALIDADES SOBRE LAS SERIES GEOLOGICAS MURCIANAS

En pocas áreas españolas se puede estudiar el paso prebético-subbético-bético como en esta provincia. Las conclusiones tectónicas y estratigráficas que se deducen del estudio no son, propiamente hablando, válidas más que para el área de la provincia. Desconocemos la validez de su extrapolación hacia el oeste, en Andalucía. Pero, no obstante, del estudio de la bibliografía sobre el conjunto de las Béticas resultan anomalías importantes en interpretación que pueden obligar a reconsiderar, ya sea amplias regiones andaluzas o bien importantes zonas murcianas.

Desde nuestro punto de vista, el conjunto subbético ha funcionado como un estrecho surco geosinclinal, entre dos antepaíses (de diferentes características), al norte el Prebético y al sur el Bético.

Así tenemos fenómenos de importancia tectónica en el contacto prebético-subbético, en el centro del geosinclinal subbético (principalmente debidos a tectónica de inyección y diapirismo del Triás en facies arcillosa-yesífera) y en el contacto subbético-bético.

La orientación tectónica general es desde el geosinclinal hacia los antepaíses. A lo largo del contacto subbético-bético, las cobijaduras y deslizamientos, de diversa amplitud e importancia, son de norte a sur.

A lo largo del río Vélez, en las Sierras de Chíchchar (o Tercia) y en la Sierra de Espuña, los movimientos son de norte a sur. Los deslizamientos de Espuña, Chíchchar (o Tercia) y las Sierras del Gigante y de la Culebrina son, sin lugar a dudas, desde el norte hacia el sur.

La estructura general del geosinclinal subbético (que como tal geosinclinal tiene muchas particularidades y anomalías) la estudiaremos con detalle en un próximo trabajo. Por el momento basta decir aquí que, en conjunto, responde al esquema clásico de geosinclinal con series más o menos volcadas en los bordes hacia los antepaíses y núcleo antiguo (en este caso triásico) en el centro.

Buena parte del sur del Prebético responde al estilo Jura de plegamiento, es decir, pliegues de cobertura sobre un firme antepaís. No olvidemos, sin

embargo, que en el límite prebético-subbético las potencias sedimentarias son similares en una y otra zona, y sólo la distinta composición y propiedades mecánicas del paquete sedimentario son las responsables de su diferente estilo tectónico.

Pero el conjunto más problemático de la geología bética corresponde, sin ninguna duda, al Bético propiamente dicho.

Corresponde este conjunto, en lo que a la región murciana respecta, a unas potentes series silicatadas (arcillosas) con intercalaciones principales carbonatadas y silíceas. Se observan también algunas series terciarias, principalmente detríticas y salobres.

Hasta hace poco tiempo los hallazgos paleontológicos eran nulos en las formaciones antiguas. Recientemente se han citado algunos, principalmente desde la aparición de las técnicas de análisis micropaleontológicos.

El estudio detallado de campo nos ha permitido establecer correlaciones entre los escasos puntos fosilíferos, a veces en zonas fuera de la propia provincia de Murcia, de forma que hemos llegado a una visión de conjunto que nos parece lo suficientemente consistente como para hacerla pública. No tenemos la pretensión de que todas nuestras hipótesis y conceptos sean verdaderos, pero sí hemos comprobado que esta explicación es la que hasta ahora nos ha resuelto el mayor número de enigmas.

En resumen, la serie bética se resuelve, según nuestro criterio, en los siguientes tramos, de antiguo a moderno:

a) *Paleozoico inferior*.—Que abarca desde los primeros pisos del Paleozoico hasta el Siluriano medio. En conjunto es una serie silicatada, mesometamórfica.

b) *Siluriano superior*.—Abarca un conjunto complejo, dominando los paquetes carbonatados (calizas y dolomías más o menos marmorizadas) que ceden su primacía lateralmente a series cuarcíticas o silíceas. La mayoría de las mineralizaciones en hierro ocurren en dolomías de este tramo. Localmente, en la base, asociado con los carbonatos se encuentran masas de yesos blancos.

c) *Devoniano-Carbonífero medio*.—Nuevo conjunto silicatado, con términos superiores regresivos, grauwackas, pequeñas hiladas de mármoles, etc. Serie epimetamórfica.

d) *Permotriás (?)*.—Muy variable en potencia. Desaparece en muchas áreas. Tiene los máximos desarrollos al sur del Bético y cerca del contacto subbético-bético. Serie detrítica (muchos tramos silíceos) con tramos silicatados. Discordante sobre el conjunto anterior.

e) *Werfeniense*.—Serie silicatada de filitas de tonos violeta. Potencia y extensión muy variable. A veces pequeñas hiladas de yesos.

- f) *Trías medio*.—Serie dolomítica de potencia y extensión muy variable.
- g) *Trías superior*.—Serie arcilloso-margosa (silicatada-carbonatada). Potencia y extensión variables. No tiene yesos.
- h) *Liásico*.—Serie dolomítica. Potencia y extensión variables.
- i) *Jurásico*.—Serie caliza y calizo-margosa. Potencia y extensión variable.
- j) *Mioceno medio*.—Helveciense o Tortoniense inferior. Serie detrítica y a veces conglomerática.
- k) *Mioceno medio*.—Vindoboniense o Tortoniense medio. Serie silicatada de ambiente salobre.
- l) *Mioceno superior-Plioceno-Cuaternario*.—Series subhorizontales, regresivas y finalmente continentales, posteriores a los principales plegamientos.

En cuanto a la parte tectónica del Bético, vemos una fase interna siluriana, reducida a epirogénesis y pequeña ondulación. Un fuerte plegamiento y erosión durante el Carbonífero medio o superior y una regresión a finales del Jurásico o antes. Los movimientos (importantísimos en el Subbético) intraocenos no se reflejan en nuestro Bético.

Una fuerte transgresión posburdigalense (Helveciense-Vindoboniense), seguida de otra importante orogénesis fin-miocénica y regresión final hasta hoy día.

Debemos reseñar que, si bien en detalle los trastornos locales son muy violentos, no es así en la disposición de conjunto, a escala regional, salvo en determinadas franjas tectónicas, como la que ahora vamos a estudiar.

Esta es, en conjunto, la síntesis que proponemos para el Bético murciano. La justificación de tal actitud la iremos desarrollando en éste y venideros estudios sobre toda la región.

Queremos, no obstante, señalar de forma especial que el punto clave de tal interpretación se basa en la asignación al Siluriano superior de unos potentes conjuntos locales de calizas y dolomías que hasta la fecha se daba por sentado que pertenecían al Trías.

Pese a tener localmente yesos en la base, la necesidad de incluirlos en medio de un conjunto general paleozoico se nos fue apareciendo irresistiblemente a lo largo de nuestras investigaciones en el campo. El hallazgo reciente (I) de fósiles paleozoicos en formaciones correlacionables con éstas nos ha empujado a considerar esta asignación como acertada y definitiva.

El espinoso problema de separar estos conjuntos de los del Trías carbonatado, con los que frecuentemente se entrelazan, ha sido posible merced a la detallada labor de campo.

Precisamente por esta razón, para nuestro primer trabajo público sobre geología murciana, hemos elegido una zona en que ambas series calizo-dolomíticas se encuentran imbricadas en numerosos accidentes tectónicos.

Por último, antes de pasar al estudio propiamente dicho, no nos quedamos por añadir sino que nuestra investigación de la provincia de Murcia nos ha permitido la realización de una serie de sondeos que han ayudado a nuestros estudios de superficie.

No vemos en Murcia grandes fenómenos de corrimiento o mantos regionales en el ámbito bético.

### III.—EL BORDE TECTÓNICO DE AGUILAS

En el bosquejo geológico (fig. 1) que damos hemos representado las siguientes series, cuyos análisis de detalle están lejos aún de haberse completado:

#### 1) Paleozoico inferior.

Comprende tramos que abarcan desde el Siluriano hasta series más antiguas. Su asignación de edad la hacemos en virtud de que está *debajo* de una serie siluriana. Morfológicamente se compone de esquistos brillantes, de tonos grises a azules, generalmente oscuros.

Metamórficamente se encuentran en la zona de metamorfismo regional de medio a débil, en las facies de clorita-biotita, clorita-sericita, anfibolita-epidota-albita, alguna muestra con mayor índice de metamorfismo, hasta aparición de granate.

Petrográficamente corresponden a esquistos de diversos tipos: clorítico, albitico-epidótico, cuarzo-sericítico, cuarzo-clorítico, etc., derivados de sedimentos pelíticos arcillosos o pizarras por metamorfismo regional débil a medio, o partiendo de sedimentos arenosos impuros que contienen dolomita, caolinita o clorita y calcita.

En algunas zonas más tectonizadas hay esquistos glaucofánicos, donde, debido a un aumento de presión, el plagioclasa cede al anfíbol sodio para formar glaucófano.

Se encuentran también segregaciones de cuarzo y recristalizaciones de poca importancia en areniscas y cuarcitas en pequeños bancos intercalados en la serie silicatada.

Hemos de añadir, como observación general, que en estas muestras metamórficas, así como en otras de series superiores, la proporción elevada de

turmalina, así como su habitus idiomórfico, no de procedencia detrítica, hace suponer que estas rocas han sufrido ciertos efectos de metamorfismo neumatolítico (al menos en el área que estudiamos).

Todo este complejo creemos, por nuestros estudios en la zona de Lorca, que corresponde a lo que MAC GILLAVRY y T. GEEL (2) llaman serie epimetamórfica.

## 2) Siluriano superior.

Constituye la serie más compleja de todo el Paleozoico. Contribuyen a ello los cambios laterales de facies que presenta, tanto en composición como en potencia.

El aspecto general es el de una formación nerítica o litoral, con arrecifes, playas y pequeñas lagunas salobres. La serie debió corresponder a un periodo de inestabilidad del fondo marino, quizás a unas leves ondulaciones intrasilurianas o del Cambriano superior. Su aspecto actual varía enormemente en el ámbito provincial. En lugares se presenta como un potente conjunto calizo-dolomítico, para pasar lateralmente a bancos calizos con mica y esquistos intercalados de colores suaves, verdosos y grises. Hacia la base, pero a veces comprendiendo el paquete entero, se compone de capas de cuarcitas con intercalaciones de esquistos, e incluso los bancos de cuarcitas y areniscas alcanzan potencias de 200 metros (Sierra de Carrascoy, al sur de Murcia).

Es siempre, dentro del conjunto paleozoico, un paquete *más duro* frente a la erosión. Es el paquete más antiguo de la Sierra de Chíchchar (o Tercia) —FALLOT (3)— y el que constituye buena parte de la crestería de Loma Bas (entre Aguilas y Mazarrón).

Las porciones dolomíticas han sido lugar preferido para las mineralizaciones de hierro, y las partes cuarcíticas se han mineralizado también frecuentemente asociadas a magmas básicos (pero no son las únicas).

Existe también un hecho notable y que ha contribuido mucho, a nuestro juicio, al malentendimiento de la geología provincial. En determinados lugares, presenta en la base *masas de yesos*, blancos, sacaroideos, de grano fino y baja calidad.

La atribución "por definición" de tales yesos al Triásico se ha venido haciendo de forma sistemática desde siempre y nos parece que esta rectificación puede ayudar enormemente a simplificar la interpretación geológica provincial.

La discontinuidad y variación de potencia de estos arrecifes y playas, entre dos paquetes potentes arcillosos, ha sido causa de su complicada deformación ante las tensiones y empujes orogénicos. Su frecuente identidad aparente con un Triásico dolomítico mal conocido, ha hecho que se identificara

con este tramo, creando unos problemas de interpretación de primera magnitud.

Sobre esta especial formación seguiremos hablando en otros artículos. Por el momento, para no hacer el actual excesivamente dilatado, baste decir que nuestro esquema corresponde necesariamente a un término intermedio del Paleozoico. Así lo incluíamos, por ejemplo, en nuestro estudio hidrogeológico de la provincia de Murcia, término municipal de Cartagena, en el año 1961 (8).

El reciente hallazgo de *fósiles silurianos* en esta formación en la Sierra de las Estancias, por dos compañeros nuestros, los señores RICART y SÁNCHEZ PAUS (1), concretamente de *Stromatopora concentrica*, GOLD., nos resulta una confirmación muy importante de nuestra hipótesis. En la misma zona de Vélez Rubio, el paquete debe corresponder a la "caliza límite" de MAC GILLAVRY y T. GEEL (2).

El arco tectónico que estudiamos en el presente trabajo es una de las áreas donde predomina la facies caliza y dolomítica de este tramo, mientras que algo al sur, en la Loma Bas, la serie es arcilloso-cuarzosa. La dureza de esa especial cuña carbonatada es la causante de las imbricaciones tectónicas del área.

El estudio de la roca en sí es variable, pero ciñéndonos a la facies caliza y dolomítica podemos resumir:

Dolomía: roca metamorfozada, con granos de tamaño medio (0,1 milímetro de diámetro) de dolomía. Textura en mosaico. Entre los granos de dolomita se observan láminas de muscovita, cuarzo y magnetita.

Caliza cristalina (mármol): textura granoblástica saturada. Secciones de calcita que no muestran señales de deformación, pues no tienen extinción ondulosa ni las maclas y planos de deslizamiento aparecen curvados. Todo hace suponer una recristalización postectónica.

En la masa hay láminas de muscovita y cuarzo.

Por otra parte, el yeso que tienen a veces en la base está frecuentemente mezclado con carbonatos.

La presencia de muscovita en los mármoles calizos y dolomíticos está bastante extendida en toda el área sur de las Béticas.

Queda, por último, una cuestión abierta a polémica: esta serie variable y compleja que hemos descrito, ¿puede asimilarse a la antigua *Mischungszone*?

Más hacia el oeste de la zona representada en el plano, las series calizas se resuelven en mármoles, filitas, cuarcitas, esquistos y hasta, en áreas cercanas a intrusiones básicas, en verdaderas anfibolitas. La existencia de yesos aumentaría su semejanza con las formaciones que rodean Sierra Nevada, que desconocemos.

Pero quizá la cuestión habría que extenderla aún más: esta serie riante y compleja que hemos descrito, ¿puede corresponder a la Mischun zone y las Alpujarridas? Esta sería la solución más satisfactoria para nuestro punto de vista. Desconocemos la validez de los hallazgos paleontológicos de las Alpujarridas y ni siquiera si, como ocurre con nosotros, la serie está imbricada con verdadero Triásico.

### 3) Devoniano - Carbonífero medio.

Llegamos, por último, al tramo superior de la serie paleozoica. En nuestra zona consiste sobre todo en una serie pizarrosa con intercalaciones de arenisca, pero más al norte (área de la Sierra de las Estancias), sobre una base de pizarras hay un conjunto importante de grauwackas y en general un paquete regresivo.

En el área ahora cartografiada son pizarras afectadas por un metamorfismo regional débil (facies de la clorita, subfacies sericita-clorita), y formados a expensas de sedimentos arcillosos, conservando su textura de grano fino y sufriendo únicamente una recristalización poco importante, transformándose el producto arcilloso en cuarzo, sericita y clorita.

Incluyen también filitas, con límites de separación entre pizarras y filitas que muchas veces dependen de un mero criterio personal. En general son pizarras cuarzo-sericíticas.

Las areniscas también están sólo débilmente recristalizadas.

Las correlaciones en el estudio del Paleozoico de Murcia son inevitables. Para este tramo hay que llegar hasta el NW. de Lorca para poderlo datar. En 1960 publicamos (4) el hallazgo de unos moldes de goniatites asociados con impresiones de tallos vegetales (*Equisetum?*). Las muestras se enviaron a París y la comunicación verbal de su clasificación fue *Homoceratoides kit-chini*, BISAT, correspondientes al Carbonífero medio, hecho que se hallaba de acuerdo con la localización de la serie, inmediatamente debajo de un Permian.

En fechas parecidas, el equipo holandés de MAC GILLAVRY (2), (5), (6) y EGELER Y BOY (7) han confirmado la edad devo-carbonífera del paquete de grauwackas.

Este tramo superior de la serie paleozoica aparece en general relacionado con un Mesozoico (Triásico-Liásico-Jurásico) marino (que queda más al sur de la zona cartografiada por nosotros, concretamente puede verse espléndidamente en Cope, al ENE. de Aguilas) en ambos lados norte y sur del Bético, si bien el Triás puede aparecer en otros lugares sobre terrenos más antiguos paleozoicos, discordante. Repetimos que en el borde sur del conjunto

bético las grauwackas no existen, y en su lugar encontramos las pizarras cuarzo-sericíticas.

No tenemos más remedio que identificar este tramo con el tramo inferior del Bético de Málaga (3). Pero insistimos, en toda el área cartografiada y, más aún, en la tectónica regional murciana no tenemos señales suficientes para suponer hojas de deslizamiento en el Bético. Hay efectivamente cobijaduras importantes, como las de la Sierra de Espuña, las de la Sierra de Ter-cia (o Chíchchar) y las de la Sierra Culebrina y Gigante, pero todas ellas forman una banda estrecha que corresponde al borde norte del Bético y al borde sur del geosinclinal subbético, y todas estas cobijaduras y deslizamientos locales son de norte a sur.

### 4) Triásico.

No nos extenderemos al hablar de este tramo, pues tenemos el proyecto de desarrollar el tema en un próximo artículo que sintetice las facies diversas de este piso geológico en toda la provincia de Murcia, con su cambio de facies desde germánico hasta el piso sur.

Mucho más al norte del área indicada en la figura 1, y algo más al sur de ella, existe algo que quizá se pueda llamar Permiano o por lo menos Permian, en el sentido que le dio FALLOT (3) en sus síntesis generales. En nuestra zona el Triás comienza por un paquete de poca potencia de pizarras y *filitas violetas*, con algún nivelillo de tonos abigarrados, de tacto talcoso, que puede tener banquitos pequeños de cuarcitas blancas y a veces algunos yesos.

Siguiendo el criterio general, la hemos asignado al Werfeniense.

Sobre ella hay un conjunto dolomítico de potencia variable, que asignamos al Muschelkalk (Virgloriense-Ladiniense), y finalmente una serie margosa arcillosa, fajeada, que suponemos del Triás superior (Carniense-Norien-se). Salvo en raros lugares donde ha quedado protegido de la erosión, este conjunto superior ha desaparecido y el tramo superior visible corresponde a las dolomías del Triás medio, o quizá no se ha sedimentado el Triás superior.

En el borde sur del Subbético (Aguilas, Cope) este Triás está bajo unos bancos liásicos y hasta jurásicos.

### 5) Mioceno.

Se compone de un tramo basal clástico y detrítico, de conglomerados, brechas, areniscas, etc., que yace bajo una serie margosa. Las edades respectivas corresponden a un Helveciense y a un Vindoboniense, es decir, en conjunto a un Tortoniense inferior o Mioceno medio.



Los vestigios visibles se encuentran pellizcados en los accidentes tectónicos, y frecuentemente tienen disposición muy inclinada y hasta vertical volcada.

#### 6) Mioceno superior - Plioceno - Cuaternario.

Incluimos aquí, sin especificar, un conjunto de sedimentos horizontal o subhorizontales, posorogénicos. No es objeto del presente trabajo la descripción, delimitación y estudio de estas series modernas.

### IV.—ESQUEMA TECTONICO

El área representada en la figura 1 corresponde a la zona meridional de conjunto bético de la provincia de Murcia, aunque alguna porción (la del SW.) esté en la provincia de Almería.

Al norte y al sur de este arco tectónico las estructuras son amplias y suaves, si bien en detalle existen repliegues. Podemos calificarlas de anticlinorios y sinclinorios. Pero justamente en este arco la tectónica se complica y cambia de estilo.

Aparecen unas apretadas series de anticlinales y sinclinales estrechos y abruptos, con ambos flancos subverticales, pliegues volcados y cabalgamientos y fallas inversas.

Como las series del Mioceno medio aparecen profundamente imbricadas y afectadas, hemos de admitir que los últimos empujes orogénicos son posteriores a dicho Mioceno medio. Por el contrario, el Mioceno superior y Plioceno se encuentran subhorizontales (aunque hay otras zonas en la provincia de Murcia, como el borde sur de la Sierra de Carrascoy, donde el Mioceno superior está plegado).

En conjunto vemos indicios de los siguientes movimientos tectónicos:

#### A) Entre Paleozoico inferior y Siluriano.

Débil, con epigénesis negativa, regresiones y transgresiones pequeñas, régimen sedimentario litoral, de playa y de lagunas salobres. Pequeñas pero abundantes discordancias.

#### B) Entre Paleozoico superior y Permotrias.

Plegamientos suaves pero de gran extensión. Abundante erosión en amplias zonas béticas. Ambiente marino general, salvo en el borde norte del

conjunto bético, donde pasa a continental. Subconcordancia en los bordes norte y sur del Bético, entre el Permotrias y Paleozoico superior, y amplias discordancias en las zonas centrales (como el arco que estudiamos). Variación gradual de facies y potencias de la base permotriásica y variación de potencias en las series triásicas superiores y liásicas y jurásicas. Magmatismo básico posherciniano triásico.

Aunque el Subbético y el Prebético registran otros movimientos, la historia del Bético se detiene hasta el Mioceno inferior. No hay sedimentación y sí amplias erosiones durante ese dilatado periodo, cuyos productos erosionados nutren principalmente la subsidencia del geosinclinal subbético.

#### C) Entre Oligoceno y Mioceno medio.

Como reflejo de la actividad en el geosinclinal subbético. Nuevas ondulaciones y más erosión. Transgresión del Mioceno medio.

#### D) Entre Mioceno medio y Mioceno superior.

Fracturas de basamento en el Bético, reflejadas en superficie por bandas de complejidad tectónica e intrusiones básicas en gran escala (en general dactilas y traquitas).

Ni que decir tiene que en el borde norte del Bético, donde se suman a estos impulsos los propios del Subbético, la complejidad es mucho mayor.

Digamos también que las fracturas basales del Bético se han producido en áreas de inestabilidad y debilidad. Concretamente en el arco tectónico de Aguilas, la debilidad se produce al existir insertada en el Paleozoico una serie siluriana muy diferente al norte y sur del arco.

Al norte, las potencias de la facies calizo-dolomítica y cuarcítica llegan hasta los 300 y más metros, mientras que al sur se convierte en apenas una impregnación de sílice en series arcillosas. Existía, pues, de antemano esa debilidad coincidiendo con el cambio de facies en el Siluriano.

Los cortes I, II, III, IV, V, VI y VII ayudan a la comprensión del plano y la interpretación geológica de todo el arco. No creemos que necesiten explicación especial, que alargaría innecesariamente esta breve comunicación.




Madrid, enero de 1963.

FIG. 1



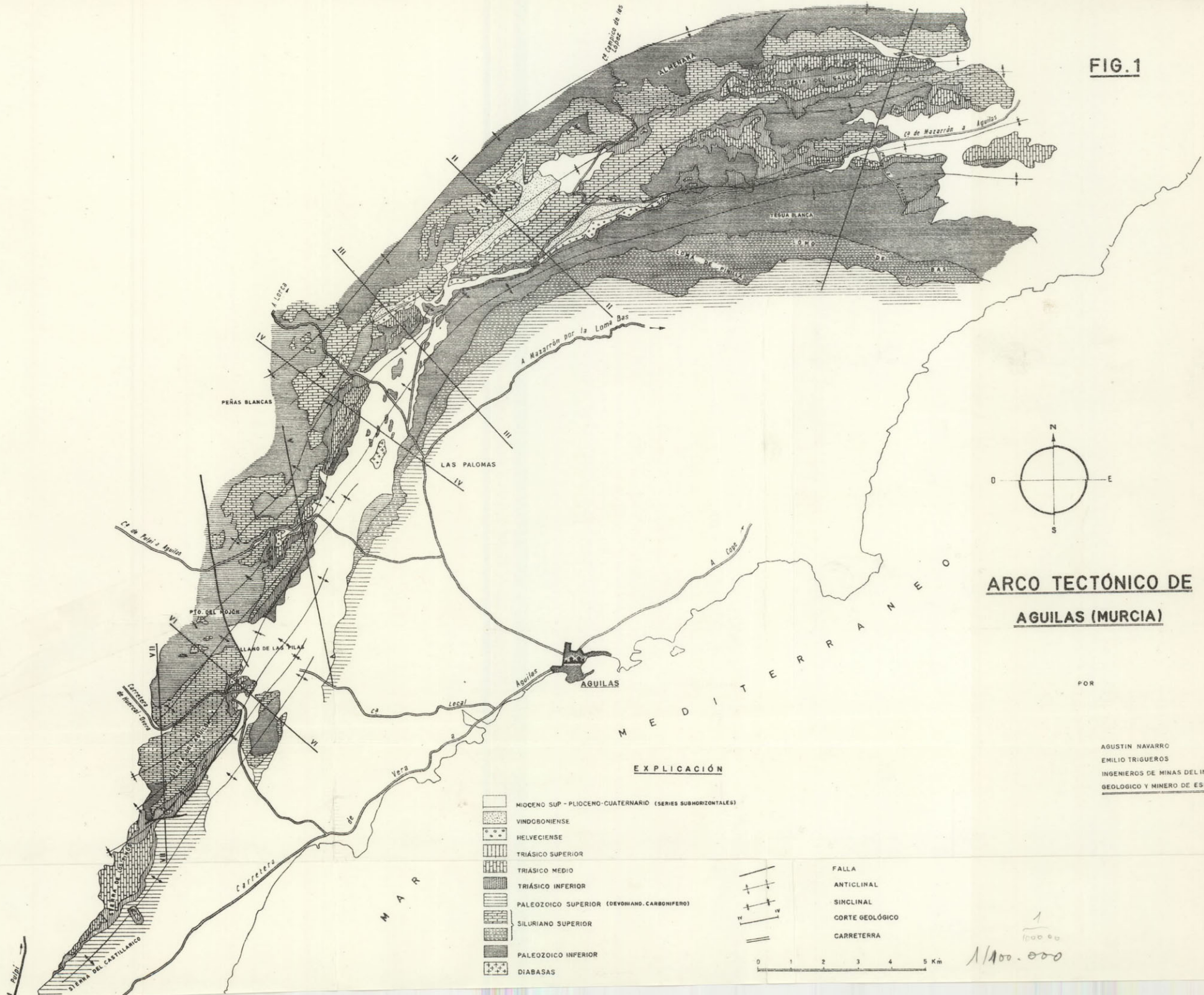
**AGUILAS (MURCIA)**

**EXPLICACIÓN**

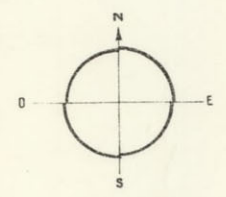
-  MIOCENO SUP - PLEOCENO - CUATERNARIO (SERIES SUBHORIZONTALES)
-  VINDOBONIENSE
-  HELVECIENSE

AGUSTIN NAVARRO,  
 EMILIO TRIGUEROS  
 INGENIEROS DE MINAS DEL INSTITUTO  
 GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

FIG.1



**ARCO TECTÓNICO DE  
AGUILAS (MURCIA)**



**EXPLICACIÓN**

- MIOCENO SUP - PLOCIENO-CUATERNARIO (SERIES SUBHORIZONTALES)
- VINDOBIONIENSE
- HELVECIENSE
- TRIÁSICO SUPERIOR
- TRIÁSICO MEDIO
- TRIÁSICO INFERIOR
- PALEOZOICO SUPERIOR (DEVONIANO-CARBONIFERO)
- SILURIANO SUPERIOR
- PALEOZOICO INFERIOR
- DIABASAS

- FALLA
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- CORTE GEOLÓGICO
- CARRETERA

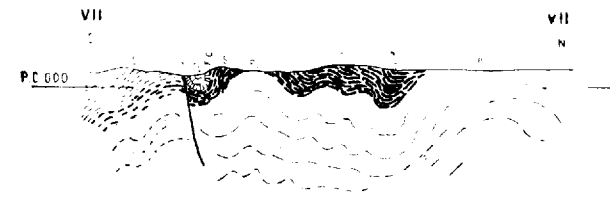
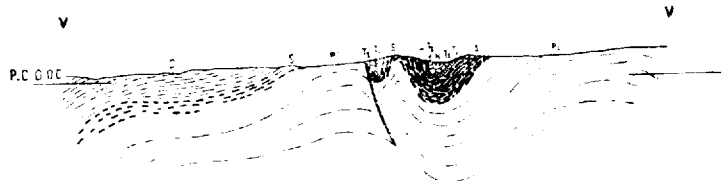
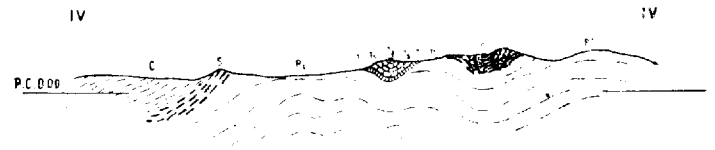
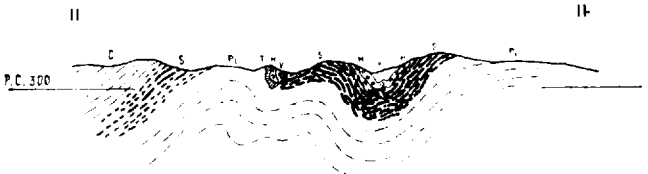
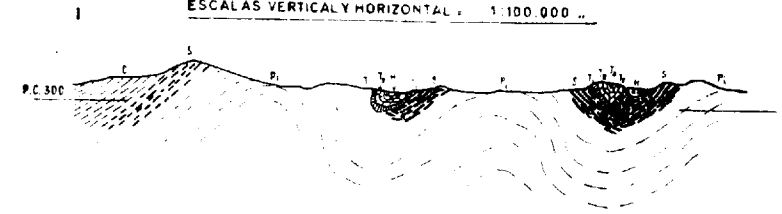
0 1 2 3 4 5 Km

1 / 100.000  
1/100.000

AGUSTIN NAVARRO  
EMILIO TRIGUEROS  
INGENIEROS DE MINAS DEL INSTITUTO  
GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

# CORTES TRANSVERSALES

ESCALAS VERTICAL Y HORIZONTAL: 1:100.000 ..



- V VINDOBONIENSE
- M HELVECIENSE
- T<sub>3</sub> TRIAS SUPERIOR
- T<sub>2</sub> ID MEDIO
- T<sub>1</sub> ID INFERIOR
- C DEVO-CARBONIFERO
- S SILURIANO SUP ARR
- P PALEOZOICO INFERIOR

## BIBLIOGRAFIA

- (1) RICART y SÁNCHEZ PAUS: Nota sobre el hallazgo de fósiles silurianos en Sierra de las Estancias. Hoja núm. 974 (Vélez-Rubio).—*Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 70. 1963.
- (2) MAC GILLAVRY y GEEL: Note préliminaire sur la série géologique des environs de Vélez-Rubio (Sud de l'Espagne).—*Livre Mem. P. Fallot. Tome I. Société Géol. France*. 1960-1962.
- (3) FALLOT: Estudios geológicos en la zona subbética, entre Alicante y el río Guadiana Menor.—*Cons. Sup. Inv. Cient. Madrid*, 1945.
- (4) NAVARRO y TRIGUEROS: Nuevo yacimiento paleontológico en las series béticas (Vélez Blanco-Lumbreras).—*Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, número 59, 1960.
- (5) MAC GILLAVRY, ROEP y GEEL: Notes on the Betic of Málaga near Vélez-Rubio (SE. Spain).—*Kon. Ned. Ak. Wet. Proc. Ser. B*, vol. LXIII, núm. 5, páginas 623-636.
- (6) BOOY y EGELER: The occurrence of Betic of Málaga in the Sierras de Almagrera and Alhamilla (SE. Spain).—*Geol. en Mijnbouw* (en prensa).
- (7) EGELER y BOOY: Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Málaga dans le Sud-Est des Cordillères Bétiques, et quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Málaga et Subbétique.—*Livre Mem. Fallo Tomo I. Soc. Géol. France*. 1960-1962.
- (8) TRIGUEROS y NAVARRO: Estudio hidrogeológico de la provincia de Murcia. Término municipal de Cartagena. Memoria y planos.—*Inst. Geol. y Min. España*. Noviembre, 1961.

## II. Síntesis paleogeográfica de la provincia de Murcia

### RESUMEN

Damos una descripción de la historia sedimentaria de la provincia de Murcia (España). Después de la orogénesis herciniana se forman tres unidades diferentes, el Prebético al norte, el Subbético en el centro y el Bético al sur. La formación del Bético parece iniciarse ya desde el Trías.

En el Bético no hay sedimentación entre el Jurásico y el Mioceno medio. Se señala una importante transgresión que abarca desde su principio hasta su fin, desde el Eoceno medio al Burdigalense.

Existe otro ciclo transgresivo desde el Mioceno medio hasta hoy.

Se describen las facies sedimentarias de cada edad, con unas figuras donde aparece su repartición geográfica.

### SUMMARY

We outline the sedimentary history of the provincia de Murcia (SE. Spain). After the hercynic orogeny three different unities are formed, the Prebetic to the north, the Subbetic in the middle and the Betic to the south. The betic make up seems to begin since the Triassic period.

There are not sedimentation on the betic between the Jurassic and the middle Miocene. We point out an important transgression which started in the middle eocene and ended in the Burdigalense.

There are nother transgressiv cycle beginning in the middle Miocene and finishing in the Quaternary.

The sedimentary facies in every age are described wiht maps showing their geographycal distribution.

## A) INTRODUCCION

Después de una serie de años de trabajo en el SE. español, especialmente en las provincias de Alicante, Murcia y Almería, creemos estar en condiciones de iniciar algunas labores de síntesis.

El presente estudio se refiere meramente a la sedimentación geológica en su aspecto general de facies y repartición provincial. Para claridad de la exposición y no alargarla innecesariamente, prescindimos completamente de la descripción de fenómenos tectónicos y en gran parte del detalle de potencias y litologías de los paquetes sedimentarios. Asimismo reunimos y esquematizamos diversos tramos geológicos en una sola unidad, dejando para posteriores trabajos la descripción detallada de cada uno de los paquetes.

Creemos que lo que perdemos en precisión lo ganamos sobradamente en claridad. Hemos de advertir, por último, que los límites señalados en las figuras son sólo aproximaciones, muchas veces por falta de datos materiales, otras por necesidad de escala, pero en conjunto, y como idea general de zonas, se ha procurado que tengan el suficiente rigor.

## B) PALEOZOICO

En la provincia de Murcia encontramos completa la serie paleozoica. Sin embargo, la casi absoluta ausencia de fósiles deja amplio campo para la especulación, principalmente en lo que se refiere a la edad de los tramos inferiores.

### a) Paleozoico inferior.

No se conoce la edad de los paquetes más antiguos. El techo de la serie debe corresponder a un Siluriano inferior o medio. Es probable que la serie abarque completo el Cambriano y quizá series más antiguas. Las potencias observadas máximas parecen superar los mil metros.

El conjunto está afectado por un metamorfismo regional medio y consiste en una serie monótona de esquistos con intercalaciones episódicas de bancos poco potentes de cuarcitas y areniscas. En relación con magmas básicos, ha dado lugar a niveles intercalados de anfibolitas, y en zonas al W. de la provincia, de neises (Sierra de Filabres).

Las pizarras y esquistos son de tonos generales grises, verdes y azules.

La repartición del tramo es uniforme en toda la provincia, salvo la repartición de componentes accesorios, que hacen variar las tonalidades de conjunto de la serie.

#### b) Siluriano.

Corresponde a un tipo sedimentario nerítico y arrecifal. Los bancos característicos son mármoles calizos y dolomíticos y cuarcitas. En la figura 1 hemos señalado las zonas con predominio de carbonatos (mármoles) y las de predominio silíceo (cuarcitas, areniscas). Debido a su naturaleza de fondo somero, las variaciones en litología y espesor son muy notables. Frecuente-



Fig. 1

mente aparecen intercalaciones arcillosas (pizarras) entre las capas. La naturaleza arrecifal motiva aparentes discordancias locales sobre series más antiguas.

Tenemos amplias zonas en la provincia en que por falta de afloramientos no podemos determinar los tipos de facies del Siluriano. Las dos zonas con predominio de areniscas son también diferentes.

La del norte corresponde principalmente a las Sierras de Carrascoy y de Chíchchar o Tercia, y los paquetes de cuarcitas alcanzan gran importancia y potencia. La del sur corresponde principalmente a la Loma Bas y la facies es más parecida a un flysch con series tableadas alternantes de areniscas y pizarras que dibujan la crestería de la sierra.

Respecto a la facies carbonatada (mármoles), y como dato accesorio, diremos que en ella tienen lugar las mineralizaciones de hierro más corrientes en la zona, y que suelen estar estas mineralizaciones relacionadas con magmas básicos mineralizadores de sulfuros.

La existencia en estas mismas áreas de masas de yesos en la base de los paquetes calizos hace pensar en un origen metasomático de dichos yesos a partir de los sulfuros de los magmas y los carbonatos del Siluriano.

La asignación al Siluriano la hacemos en base al hallazgo de fósiles de dicha edad en la Sierra de las Estancias en estos mármoles.

#### c) Paleozoico superior.

Comprende desde el Devoniano hasta el Carbonífero medio. Fósiles encontrados al este de Lorca corresponden al Carbonífero medio.

Únicamente se encuentra al este de Lorca y en el sur de la provincia, entre las áreas de Aguilas y Fuente-Alamo y Cartagena. En el resto no hemos visto afloramientos, y aun en estos lugares son escasos, debido a ser un paquete blando, plegado hercínicamente y erosionado. Es normal que la erosión se haya detenido en el Siluriano, y así resulta mucho más frecuente la asociación Paleozoico inferior - Siluriano que la Siluriano - Paleozoico superior. No obstante, en el borde sur del río Vélez, y entre Cope y la Loma Bas, se ve suficientemente.

En el río Vélez aparece principalmente como un paquete de pizarras con techo regresivo de grauwackas y areniscas. Son precisamente estos bancos superiores de grauwackas los que han resultado fosilíferos.

Al sur de Loma Bas está representado por una serie monótona de pizarras de tintes oscuros con algún banco intercalado de arenisca.

La potencia total del Devoniano - Carbonífero resulta ser de unos 800 metros.



## C) TRIASICO

## d) Triásico inferior.

En la figura 2 se representa un esquema de repartición superficial de facies del Triásico inferior. La sedimentación triásica, sobre un relieve paleozoico plegado y erosionado, adopta una serie de variantes.

Al norte de la provincia, sobre una base de areniscas y pizarras marinas de una potencia de unos 300 metros, existe una facies de arcillas abigarradas con yesos análoga al Keuper y de otros 300 metros de espesor. La base areniscosa aflora en algunos puntos entre Cehegín y Calasparra. En el resto de la zona sólo aparece el tramo alto con facies idéntica al Keuper (pero correspondiente al Triás inferior). En conjunto la facies resulta continental y lacustre salobre.

En el centro de la provincia vemos una estrecha banda que la cruza de



Fig. 2

este a oeste. Corresponde a un Permo-Bunt especial, color global rojo hez de vino, formado de arcillas rojas e intercalaciones de cuarcitas blancas o grises en gruesos bancos y de conglomerados de canto pequeño rodado de cuarcitas paleozoicas y cemento arcilloso rojo. Su potencia máxima oscila alrededor de los 350 metros. Contiene algún nivel pequeño de yeso (visible al W. de Lorca). Las variaciones internas de facies que presenta esta modalidad de Triás inferior pueden apreciarse en las dos escamas superiores de Sierra Espuña.

En general, la potencia aumenta de sur a norte. Los conglomerados aparecen al norte. Igualmente al norte de Aledo, Totana y Alhama, la facies roja se intercala con dos niveles pequeños de dolomías. Pero aquí este conjunto superior pertenece ya al Triás medio.

Por el sur de la provincia vemos una tercera zona, que corresponde a una facies marina werfeniense. Consiste en un conjunto de filitas abigarradas con bandas moradas características con niveles de cuarcitas blancas en la base. Las potencias del Werfeniense son extremadamente variables. Hemos medido desde 300 metros hasta sólo 17. La zona de potencias menores corresponde aproximadamente al actual Campo de Cartagena, pero se extiende todavía más al este por el valle del Guadalentín.

Finalmente, en el área de Cope encontramos otro tipo de Triásico marino werfeniense. Bajo un techo de filitas similar a la facies anterior, pero de potencia grande, hasta 300 metros, tenemos una serie litoral de pizarras y areniscas de colores pálidos, rosas, verdes y blanquecinos que llega en la base de Cope a potencias de 500 metros, pero que disminuye rápidamente en todas direcciones tierra adentro hasta extinguirse. Retazos de esta facies basal hemos podido volver a verlos sobre Paleozoico entre Garrucha y Carboneras, en la vecina provincia de Almería.

Digamos, por último, que nos parece que los cambios de facies son continuos lateralmente y que no responden a unidades tectónicas diferentes, pese a la rapidez con que estos cambios puedan ocurrir en algunos centenares de metros. El Triás es una serie transgresiva posorogénica y hemos hallado en el Mioceno, que es otra serie transgresiva posorogénica, cambios de facies tanto o más brutales que en el Triás.

## e) Triás medio.

La transgresión del Triás medio se extiende con litología bastante uniforme por toda la provincia. Aunque las potencias sean variables, el conjunto es relativamente igual en composición.

Consiste en una serie dolomítica de grano oscuro, cruzada con vetas de calcita blanca y litopausas próximas. Entre los paquetes propiamente dolo-

míticos pueden aparecer unos tramos tableados de margo-dolomías. A altura del norte del Guadalentín hemos hallado microfauna del Trías medio en estas dolomías, y en la zona de Cehegín los fósiles del Muschelkalk s relativamente abundantes.

También se han citado algas triásicas en el borde sur de la provincia en las áreas de Mazarrón y Cartagena.

Las potencias varían desde 20 a 200 metros, pero creemos, dada su irregularidad, que su estudio de detalle queda fuera del objeto del presente trabajo y, por tanto, no especificamos su repartición geográfica.

#### f) Trías superior.

En la figura 3 se han representado las diferentes facies provinciales del Triásico superior.

Toda la mitad norte de la provincia queda bajo el típico Keuper en facies germánica de arcillas abigarradas. Resulta difícil, por no decir imposible, dada la naturaleza diapírica y extrusiva de la mayoría de los aflora-



Fig. 3

mientos, separar este tramo del tramo superior del Trías inferior antes descrito. Bancos del Trías medio aparecen flotando en la masa general arcillosa. Sin embargo, queremos hacer notar el hecho de que allí donde el Trías medio separa claramente ambos paquetes (áreas de Cehegín, Bullas, Ricote, Blanca), los principales paquetes yesíferos corresponden al Trías inferior. Ello no quiere decir que este Keuper carezca de yesos, sino que ambos paquetes tienen igual facies y están tan tectonizados que la separación resulta en la mayoría de los casos ficticia.

Hacia el sur, y en el extremo meridional de la provincia, aparece otra facies. La serie pasa a margosa y pierde el abigarramiento, tomando tonos blancuzcos, ligeramente amarillo-pálido y verdosos. El tono arcilloso verde es el dominante al NW. de Lorca.

La tercera escama de Sierra Espuña ofrece un magnífico ejemplo de esta variación de facies. Todavía conserva yesos, que se pierden definitivamente más al sur, y al microscopio se observan gran cantidad de alargados cuarzos bipiramidados, blancos, como recuerdo de los jacintos de compostela típicos del Keuper germánico.

Asimilable a la misma facies es la que ocupa el borde meridional de la provincia, en disposición tectónica mucho más tranquila. Se trata de un conjunto de margas finamente tableadas, sin microfauna, de color superficial amarillento y en fractura gris verdoso.

Una nueva facies que encontramos corresponde a un tipo litológico de dolomías tableadas semejante en todo a los tramos intermedios del Trías, es decir, al Muschelkalk, o mejor todavía a un tipo virgloriense. La continuidad en facies con el tramo inferior es absoluta.

Por último existe en la provincia otra facies marina del Trías superior, de tipo francamente regresivo, siendo probable que en esta época, coincidiendo con un magmatismo básico posherciniano, se iniciase la constitución del antepaís bético. Nos referimos a un Carniense-Noriense de margas, dolomías y areniscas muy finamente tableado y que en el borde occidental de Carras-coy alcanza los 350 metros de potencia.

La proximidad de litopausas, que originan el tableado, suele ser índice de pulsaciones rápidas epirogénicas. La variedad de depósitos en litología y color es característica. Es posible, puesto que no hemos hallado fósiles, que los tramos inferiores, donde aún se encuentran bancos de dolomías, pertenezcan todavía al Trías medio o Virgloriense, o incluso que todo el paquete correspondiera al Trías medio y no se haya sedimentado en esta zona el Trías superior.

Salvo en algunos pocos lugares, este paquete, que es relativamente blando, ha sido erosionado y no se conserva.

D) JURASICO

g) Liásico.

La serie liásica, en conjunto, aparece en la provincia como un paquete dolomítico en la base, que pasa a calizo con alguna intercalación margosa en las series media y superior.

Estas series media y superior tienen potencia sensiblemente más reducida que el paquete dolomítico inferior.

En la figura 4 se representan las áreas de sedimentación liásica en la provincia. Se observa una zona en la que no parece haber habido sedimentación. Parece irse formando un abombamiento en el Bético propiamente dicho, rechazando las áreas sedimentarias hacia el norte y hacia el extremo sur.

Las potencias del Liás son muy variables, alcanzando hasta los 200 metros; pero se acuan rápidamente y desaparecen hacia el antepaís bético.

Los tramos inferiores del Liás son paleontológicamente estériles. A partir

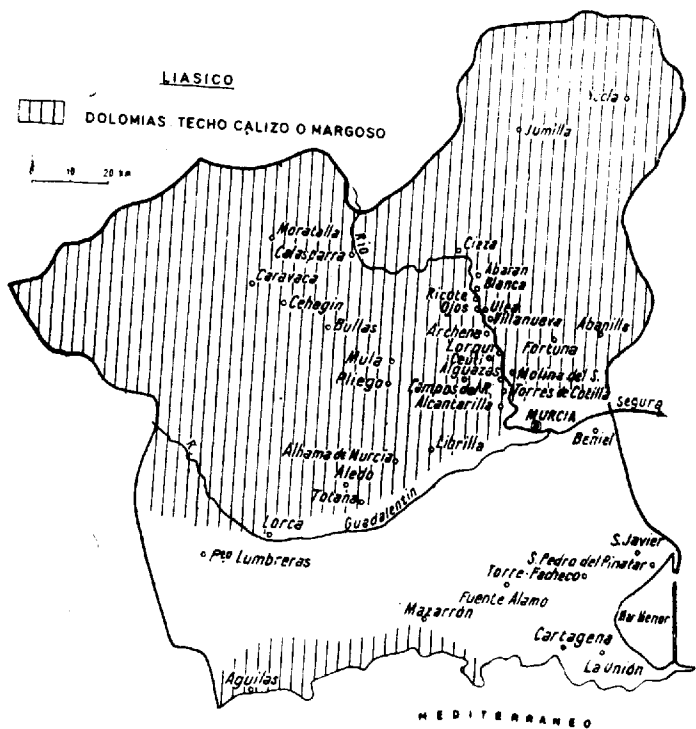


Fig. 4

del Liás medio suelen proporcionar microfauna y algún macrofósil, pero esto último es raro.

Liás medio y superior se comprimen en unas decenas de metros, especialmente hacia el antepaís bético.

h) Jurásico.

En la figura 5 se representa la repartición del Jurásico en la provincia de Murcia. Comparándola con la figura 4, se observa que el antepaís bético ensancha sus dominios ligeramente.

En especial, el borde sur del Bético llega casi justo hasta el mar actual.

En el norte de la provincia se rompe la uniformidad de facies y comienza a dibujarse un surco, origen del surco geosinclinal subbético. La facies normal caliza del Dogger y Malm, más o menos tableada, con oolitos en ciertos niveles, etc., pasa en este surco a un tipo de margas y margo-calizas, tableadas también, con *Aptychus* y *Ammonites*.

El Jurásico calizo tiene una potencia de unos 70 metros en el borde sur

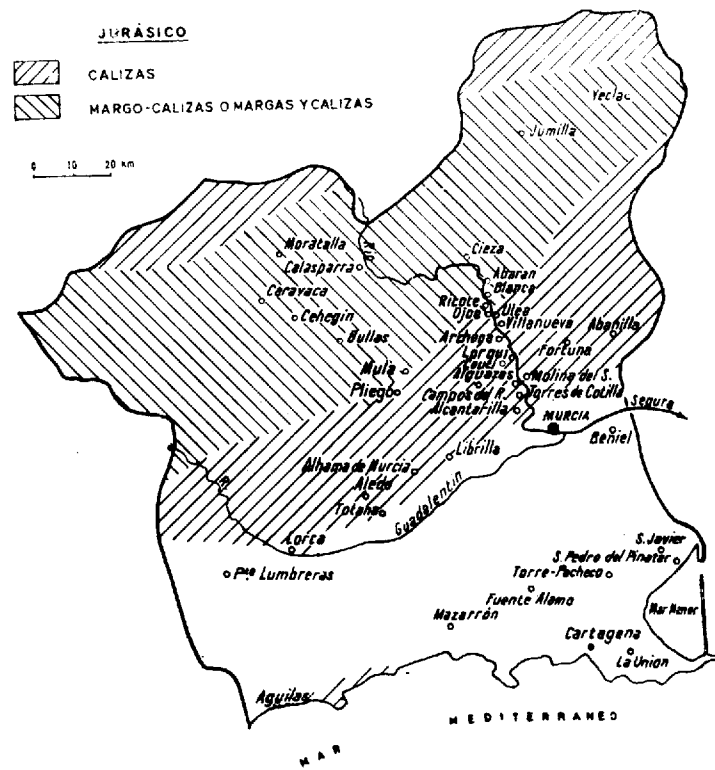


Fig. 5

de la provincia. En el resto de las zonas puede llegar hasta los 150 m y aún más, y aumenta de potencia hacia el surco subbético y se acuña h el antepaís bético.

En el Subbético, la facies de margo-calizas alcanza las potencias mayo que llegan en el área de Bullas hasta los 350 metros.

E) CRETACEO

i) Cretáceo inferior.

En la figura 6 se representa la superficie del Cretáceo inferior en la provincia de Murcia. El borde sur del Prebético se desplaza hacia el sur, a e pensas del Subbético.

En toda el área meridional de la provincia no hay sedimentación. Ta sólo vemos una facies marginal neocomiense en las áreas de Aledo y Alhama La sedimentación de borde sigue en el Cretáceo superior (J. PAQUET).

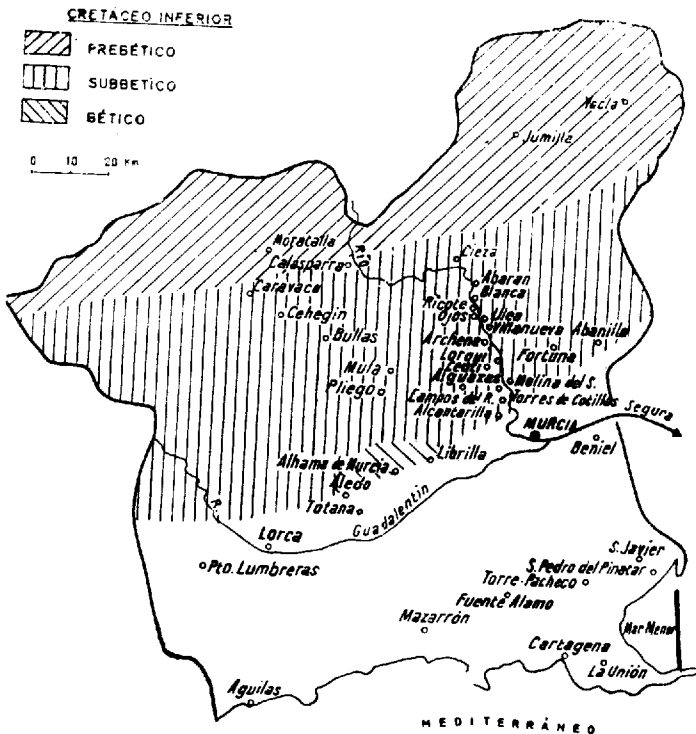


Fig. 6

La facies subbética consiste en un paquete margoso monótono, en el que se encuentran representados todos los pisos. Los microfósiles suelen ser abundantes, con numerosas faunas de cefalópodos piritizados. Las potencias son considerables, superando los 400 metros.

Al norte de la provincia, la facies prebética tiene igualmente una gran potencia, similar aproximadamente al Subbético, pero el piso sedimentario es netamente diferente. Con amplias variantes, se puede incluir en un tipo Utrillas o quizás Urgoaptense. Consiste en una serie de paquetes de arcillas,

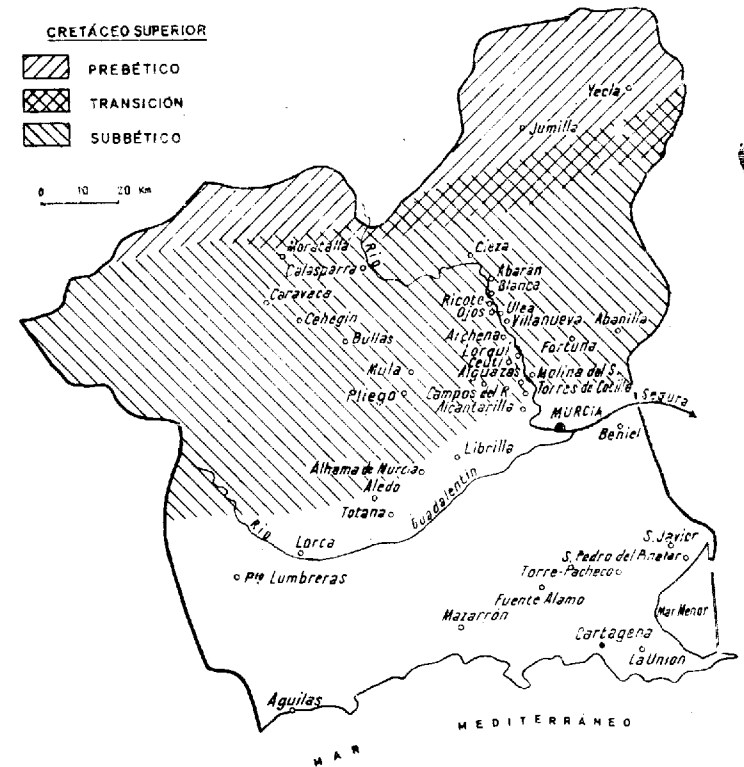


Fig. 7

margas, calizas, arenas y areniscas. Existe el típico Albense, abigarrado de arenas. El Aptense posee potentes bancos calizos que pasan lateralmente a areniscas. El Cenomanense se presenta como alternancia de areniscas o molasas y margas.

Los microfósiles son abundantes.

En conjunto, la facies del Prebético es más arenosa y variada, con tipo sedimentario nerítico o litoral, mientras que el Subbético se presenta como depósitos uniformes epicontinentales subsidentes.

### j) Cretáceo superior.

En la figura 7 se representa la repartición del Cretáceo superior e provincia de Murcia.

Se mantiene la división en Prebético al norte, Subbético en el centro Bético al sur. En el área bética no hay sedimentación.

En el Subbético sigue la facies margosa monótona similar al Cretá inferior. Las potencias oscilan alrededor de los 300 metros. En el Senone hay unos tramos de color rosa a rojo característicos y muy constantes, como horizonte guía en todo el Subbético. En el sur del Subbético la sedimentación se interrumpe con el Cretáceo superior. En cambio, en las bandas central y norte prosigue con un flysch que comprende el Eoceno inferior y parte del Eoceno medio.

El borde norte del Subbético presenta una facies de transición. La base cenomanense-turonense consiste en un gran paquete de dolomías de hasta 380 metros, y sobre ellas encontramos la serie senonense margosa normal del Subbético con un Paleogeno concordante también normal, en tipo flysch.

El Prebético presenta un Cretáceo superior carbonatado. La base es constituida por el mismo paquete dolomítico de la zona de transición entre Prebético y Subbético. El Senonense se encuentra constituido por otra importante serie de calizas en bancos medianos, con potencias normales de 20 a 250 metros y microfauna abundante, entre la que no son raras las lacacinas

## F) TERCIARIO

### k) Eoceno superior - Oligoceno.

En la figura 8 se representa la repartición del Eoceno medio y superior y el Oligoceno en la provincia de Murcia.

Se presenta como una sedimentación posorogénica transgresiva, unificando definitivamente las áreas prebética y subbética. La transgresión no alcanza al Bético propiamente dicho, que permanece todavía sin nuevos sedimentos.

Como toda serie posorogénica transgresiva, los aspectos y potencias que tiene son muy variables, y su descripción de detalle nos llevaría a alargar excesivamente esta breve comunicación. No obstante, apuntaremos algunas ideas generales sobre su repartición y fisonomía.

Comenzaremos por el borde sur del Subbético. El Eoceno, en este caso el Luteciense, empieza por un banco calizo, a veces arrecifal, irregular, con



Fig. 8

potencias entre insignificante y los 30 metros. Siguen unos paquetes de arcillas, areniscas y margas arcillosas que se prolongan hasta el Oligoceno.

En la parte central del Subbético-Prebético (Mula), el Eoceno se presenta como una alternancia de gruesos bancos de calizas y bancos de margas. La serie comienza con un paquete calizo luteciense de 60-80 metros de potencia y en conjunto tiene un espesor de unos 650 metros, repartidos en cinco paquetes calizos alternando con margas y arcillas. Esta facies se extiende hasta Jumilla y al sur de la Sierra del Carche, y la encontramos también en las sierras de La Pila, Azcoy y Benís.

Al NW. de Yecla volvemos a encontrar una facies del Eoceno otra vez más arenosa.

Se ve en conjunto que en las zonas de borde, tanto al sur como al norte, el tipo sedimentario es más litoral y detrítico, mientras que en el centro de lo que ha sido el geosinclinal o surco subbético la sedimentación es más tranquila y profunda, dentro toda ella de sedimentos someros.

En la zona de Moratalla, el Eoceno termina en régimen lacustre salob que da lugar a importantes paquetes superiores de dolomías. No hay a Oligoceno.

#### l) Aquitaniense - Burdigalense.

La transgresión eocena fue de vida corta, geológicamente hablando. Rápidamente comienza una regresión, que se inicia ya en el Eoceno superior en muchas áreas, de forma que hay zonas donde la transgresión eocena no sigue hasta el Oligoceno.

En la figura 9 se representa el área sedimentaria, en la provincia de Murcia, del Mioceno inferior.

Vemos el final de una regresión, con una cuenca interior expirante. El Aquitaniense aflora con claridad en el centro y parte occidental de la cuenca. Consiste en una caliza de 50-70 metros de potencia, con abundantes fósiles. La serie burdigalense llega a alcanzar los 400 metros en el área de Plieg

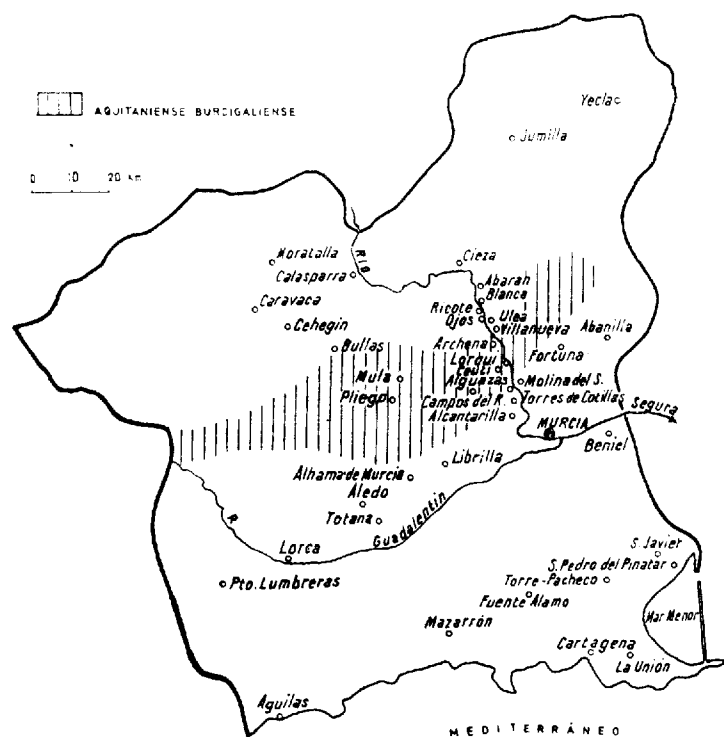


Fig. 9

y al oeste de esta localidad. Fundamentalmente comienza por un flysch arenoso al que siguen gruesos depósitos de margas y arcillas teñidas a veces de glauconia.

Hacia la parte oriental de la cubeta, el Burdigalense acaba con unos bancos yesíferos bastante importantes.

#### m) Mioceno medio (Helveciense - Vindoboniense).

El final de la transgresión-regresión eocena-oligocena-miocena inferior hemos visto que ocurría en el Burdigalense. El Mioceno inferior y medio es un periodo de actividad orogénica casi continuo.

En el Helveciense tiene lugar una transgresión general que cubre, por primera vez desde el Trías, toda el área de la provincia. Únicamente conchadas cumbres (Sierra Espuña, Revolcadores, Buitre, etc.) quedan como islas en el mar mioceno. El Prebético, el Subbético y el Bético son cubiertos por igual por dicho mar.

A su vez, durante el Helveciense y Vindoboniense tienen lugar importantes movimientos orogénicos, lo que produce discordancias internas en estos paquetes, puesto que la sedimentación continúa durante los plegamientos.

En algunas zonas se acumulan potencias enormes de sedimentos, superiores a los 800 metros.

El Helveciense se presenta como tramo basal clástico y detrítico, de ambiente litoral y nerítico. Es muy abundante en fósiles, especialmente en lamelibranchios y equinodermos. Hoy día aparece formado de conglomerados, molasas y areniscas, pero se encuentran también en algún lugar margas y hasta yesos.

Semiconcordante con el Helveciense está el Vindoboniense, constituido por una serie monótona y a veces masiva de margas, con abundante contenido de sílice.

Localmente, el Vindoboniense presenta recurrencias hacia tramos de molasas. Este piso forma generalmente el Mioceno blando, omnipresente en la provincia de Murcia.

Las fases orogénicas al final del Vindoboniense son ya relativamente débiles, y se centran sobre todo en el borde sur del Subbético y en el propio Bético.

#### n) Mioceno superior - Plioceno.

Al final del Vindoboniense se inicia una regresión general, que cambia paulatinamente el paisaje hasta tomar su fisonomía actual. Al final del Mioceno, que podríamos llamar Saheliense, el mar vindoboniense se ha frag-



Fig. 10

mentado en mares interiores y cuencas lacustres, que poco a poco se van colmando y reduciendo de tamaño.

La figura 10 representa la repartición, en la provincia de Murcia, de los mares y lagunas expirantes del final del Mioceno. La sedimentación es todavía marina, pero pasa pronto durante el Plioceno a continental, y finalmente deja de existir.

El Mioceno superior (marino) se caracteriza por unas series tableadas finamente de margas, con evaporitas (yesos, azufre) en la parte media y septentrional de la provincia. Al sur del Guadalentín, el Mioceno superior marino ofrece unos paquetes de molasas o bien sigue las facies margosas del Vindoboniense.

El Plioceno es continental en el centro y norte de la provincia, mientras que en el sur tiene una base marina de margas arenosas y molasas y acaba, cerca del Cuaternario, en importantes depósitos clásticos.

En la figura 10 se han representado las áreas de sedimentación saheliense

y las de sedimentación del Plioceno medio. Por dificultades de dibujo y escala, los límites deben considerarse sólo aproximados.

Como norma general, los depósitos se mantienen marinos más tiempo cuanto más próximos están del mar actual Mediterráneo.

OBSERVACIÓN.—En las figuras resulta difícil representar las zonas de transición y los bordes de extinción. Pero deben existir.

Madrid, febrero de 1963.

### III. Bosquejo tectónico de la provincia de Murcia

#### RESUMEN

Hallamos en la provincia de Murcia huellas de plegamientos hercinianos, de ejes tectónicos E.-W. y pliegues amplios y tranquilos. Durante el Jurásico se forman las áreas prebética, subbética y bética. En el Eoceno medio encontramos un enérgico y breve periodo de plegamiento cuya intensidad es creciente de norte a sur, excepto en la zona bética, donde apenas se notan. En estos plegamientos se forman las escamas de Chíchchar y Espuña.

Finalmente, existe una fase de plegamiento neoalpina de edad miocena media, donde se han producido los deslizamientos de las sierras del Gigante y Culebrina.

#### SUMMARY

Traces of tectonic E.-W. axis and broad folding Hercynian have been found in the province of Murcia. During the Jurassic age, the Prebetic, Subetic and Betic areas are formed. On the middle Eocen there was an energetic and short folding whose intensity grew up from north to south except in the Betic zone where it was scarcely remarked. In these foldings the overthrust of Chíchchar and Espuña are formed.

Finally there was a phase of neo-alpin, middle miocen folding in which the sliding of Sierra del Gigante and Culebrina are formed.



## 1.—INTRODUCCION

Los problemas de las Béticas españolas ocupan un primer plano de la actualidad geológica. Dado que por lo menos cinco grupos geológicos independientes están trabajando simultáneamente en diversas zonas de las Béticas, sería de desear una estrecha colaboración y un periódico cambio de impresiones entre todos los geólogos.

A falta de ello, la necesidad de publicar cuantos datos y conclusiones se vayan obteniendo pasa a ser perentoria.

En el presente trabajo vamos a intentar dar una interpretación tectónica provincial de Murcia, conociendo la audacia que ello representa y sin perder de vista una ulterior modificación posible. No nos duele decir que en zonas tan complejas como la presente el mantenimiento dogmático de cualquier opinión es, por hoy, todavía imposible. Lo único honradamente exponible es una síntesis que trate de explicar el mayor número de hechos observados.

A lo largo de toda nuestra labor de campo en la provincia de Murcia, hemos tenido que cambiar de criterio numerosas veces, y por lo tanto no tememos en el futuro tener que modificar nuestra opinión si los hechos nos obligan.

Antes de iniciar la exposición del trabajo debemos resaltar un criterio que consideramos fundamental para la interpretación de las Béticas.

“Las interpretaciones deben basarse, en primer lugar, sobre la observación de repetidos fenómenos similares en amplias extensiones. Un accidente tectónico local o de pequeñas dimensiones puede no tener significación fuera de ese punto concreto.”

Todo el mundo conoce que la superposición de varias fases de plegamientos diferentes en una región lleva a producir plegamientos diferenciales dentro del conjunto plegado. Es inevitable la formación de anticlinorios y sinclinorios, y dentro de cada estructura de segundo orden se pueden producir repliegues y desplazamientos de cualquier orden y tipo.

Aclarando más el anterior concepto, queremos decir que si para la in-

interpretación global de las Béticas utilizamos (exagerando) el metro, es probable que nos desorientemos completamente, dando importancia regional lo que no la tiene más que en un lugar concreto.

Así pues, la valoración, el peso relativo de cada dato de campo debjarse en suspenso hasta comprobar su alcance regional. E insistimos en porque después de nuestras observaciones hemos llegado a la conclusión de que la interpretación global de la estructura de Murcia se puede resumir en unas cuantas ideas amplias y claras, de relativa sencillez, si bien detalle de la representación e interpretación de cada punto concreto puede requerir en ciertos lugares la necesidad de tener en cuenta accidentes tectónicos muy violentos, pero en cierto modo muy locales.

Algunas de estas ideas generales vamos a puntualizarlas a continuación. En primer lugar, hemos de tener en cuenta la situación de Murcia, extremo oriental de las Béticas. En la provincia, y concretamente en el Subbético, encontramos un aumento de violencia tectónica de oriente a occidente.

Hacia el oeste vemos aumentar la importancia de las deformaciones, nada hay en contra de que dicho aumento de intensidad no se mantenga en otras provincias más al oeste, produciendo verdaderos mantos de corrimiento.

Es corriente en geología que si existe una zona de complicación entre una zona tranquila y una zona de gran complicación, y diferentes geólogos estudian la zona media partiendo respectivamente de las otras dos zonas, uno interprete la zona media extrapolando las conclusiones de la zona tranquila y el otro se apoye en las conclusiones de la zona de gran complicación. Hasta que ambos geólogos no vean cada uno las tres zonas, no llegarán con seguridad a una interpretación correcta. Volvemos aquí a nuestro punto básico de que la interpretación ha de hacerse basándose en grandes zonas.

Quedémonos por el momento con la idea de que la provincia de Murcia es, por su situación, una de las áreas béticas más tranquilas. Lo cual, dicho sea de paso, facilita enormemente el estudio de la estratigrafía. Por ejemplo el hallazgo de fósiles paleozoicos en la zona oeste (o muy próxima) de la provincia ha sido de gran utilidad para el estudio de la región del Subbético (sur de las Béticas).

Otro de los hechos que nos han ayudado mucho ha sido el encontrar ampliamente representadas en la provincia las tres facies, prebética, subbética y bética, del conjunto bético.

Por último, dos conclusiones generales más. La primera es que algo que pudiera empezar a llamarse "nappe" aparece en el borde oeste de la provincia, y siempre en relación con el Subbético.

La segunda es que, dentro del Bético propiamente dicho, no observamos nada que pueda interpretarse como manto de corrimiento. Creemos que la

interpretaciones dadas a este respecto en la provincia no han tenido en cuenta la edad intrapaleozoica (y concretamente siluriana con toda probabilidad) del paquete regional de mármoles (a veces mineralizados, a veces con yesos en la base) que normalmente ha venido siendo atribuido al Trías. Si este paquete fuera triásico habría evidentemente una superposición de dos Trías diferentes, y ello nos obligaría a establecer unos mantos de corrimiento. En nuestra opinión esta hipótesis ha de ser descartada.

## 2.—PERIODO ANTEHERCINIANO

El metamorfismo del Paleozoico inferior es de tipo medio. No hemos hallado señal de ningún tipo de metamorfismo dinámico mantenido en áreas extensas. Se mezclan en él dos tipos metamórficos, uno regional y otro neumatolítico, en relación con las intrusiones básicas que tanto han afectado el sur de Murcia.

Ambos han influido en borrar (por ahora) cualquier rastro paleontológico. Durante el Siluriano parece comprobada una regresión del mar paleozoico. El tipo sedimentario pasa a ser muy poco profundo, con series de arenas y arrecifes coralinos.

Esta epigénesis negativa termina con el Siluriano superior, volviendo a una nueva transgresión con aumento de profundidad de los depósitos durante el Devoniano. En el Carbonífero se experimenta una nueva regresión, que coincide con el comienzo de los plegamientos hercínianos.

Las series finales carboníferas de grauwackas y areniscas son testigos de dicha regresión. Es de notar que los depósitos carboníferos son más profundos en el sur de la provincia que en su parte central. En el norte no se conocen afloramientos.

## 3.—EL PLEGAMIENTO HERCINIANO

Resulta muy difícil, después de la ajetreada historia tectónica de la región, el reconocimiento de las estructuras primitivas hercínianas. De todas formas, algo puede hacerse al respecto.

En la figura 1 se han señalado los ejes tectónicos hercínianos que se han podido reconocer. Corresponden, desde luego, a un tipo de plegamiento Jura, de largas y amplias estructuras. Los ejes se prolongan a lo largo de muchos kilómetros (hasta 80 en uno de los casos), y la amplitud de las estructuras oscila alrededor de los 10 kilómetros.

Hemos podido reconocer cuatro ejes anticlinales y tres sinclinales. La

dirección de todos ellos es sensiblemente E.-W. y se encuentran replegados por los plegamientos alpinos en dirección transversal.

El eje 1 es visible en el borde occidental de la Sierra de Carrascoy. El sinclinal 2 se observa en la Sierra de Chíchar o Tercia, pasa por el sur de Carrascoy y por el norte del Cabezo Gordo, del Campo de Cartagena. El

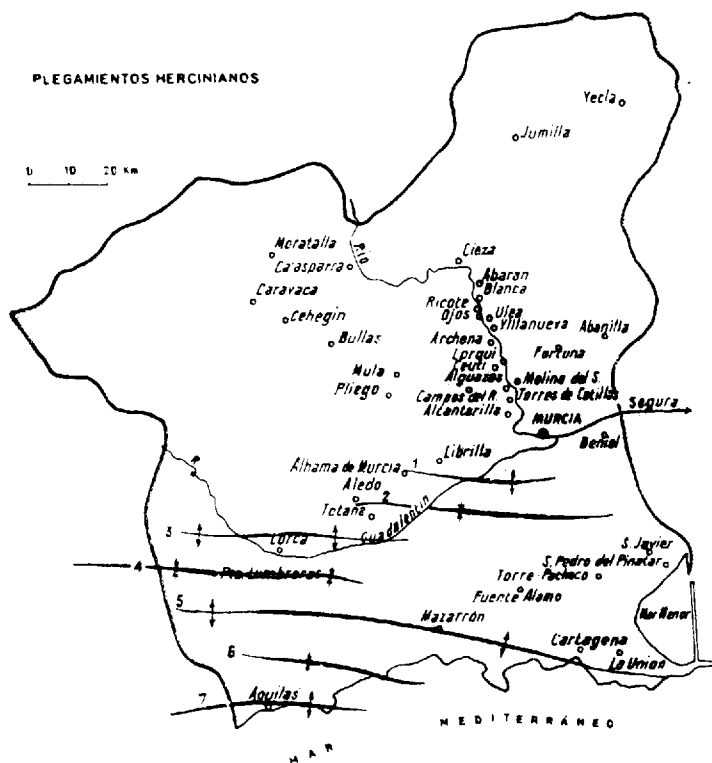


Fig. 1

anticlinal 3 pasa al norte de Lorca y constituye el borde norte de la sierra al oeste de Lorca. El eje 4 queda a la altura de Puerto Lumbreras y se prolonga fuera de la provincia por el oeste. El anticlinal 5 pasa por la Sierra de Enmedio, cruza la Sierra Almenara, Mazarrón y bordea la costa en Cartagena y Cabo Palos. El sinclinal 6 queda al sur de Loma Bas y el anticlinal 7 constituye el área del Cabo de Cope.

Las terminaciones de los ejes son arbitrarias, pues los recubrimientos modernos impiden la observación, pero en conjunto se aprecia una relativa regularidad en dirección y amplitud de las estructuras.

En la reconstrucción hemos tenido en cuenta principalmente el tipo de Paleozoico que se encuentra bajo el Triásico inferior.

#### 4.—HISTORIA POSHERCINIANA Y PALEOALPINA

Las estructuras plegadas hercinianas sufrieron una erosión muy diferente, según las zonas. Las variaciones de facies y espesores del Triás inferior indican un relieve regional muy variable.

Hay una tendencia general que se mantiene: el Triás es marino en el sur y continental o salobre, "grosso modo", al norte del río Guadalentín. Por otro lado, los mayores espesores del Triás inferior los tenemos en el borde sur de la provincia (Cope) y al norte del Guadalentín.

La impresión que resulta es como si algún movimiento posherciniano hubiese realizado un abombamiento suave de eje E.-W. del área entre el río Guadalentín y el Mediterráneo actuales. Dicha zona habría seguido sumergida, puesto que recibe depósitos marinos del Triás medio e incluso espesores pequeños del Triás inferior marino (sólo recibe la serie superior del Werfeniense), pero los potentes depósitos basales del Triás inferior detrítico (continentales al norte y marinos al sur) quedan confinados a los bordes norte y sur de dicho abombamiento.

La sedimentación triásica inferior anula el relieve del abombamiento, y el Triás medio cubre con la misma facies toda la provincia. El Triás medio se adelgaza uniformemente de sur a norte de la provincia, pero en el extremo sur (Cope) su potencia es de nuevo muy pequeña. Es decir, el abombamiento que existía en el Triás inferior parece que se traslada ahora al sur, dentro del mar Mediterráneo actual.

Con el Triás superior, las grandes acumulaciones de depósitos tienen lugar en la mitad norte de la provincia (Keuper) y en el área comprendida entre Torre-Pacheco, Fuente-Alamo, Totana, Murcia y Beniel (Carniense-Noriense). El borde meridional de la provincia recibe depósitos muy pequeños (50-100 metros).

Durante el Liásico y Jurásico el primitivo abombamiento entre el Guadalentín y el mar parece volver a surgir. En la mitad norte de la provincia y en el borde sur encontramos sedimentos calizos y dolomíticos de relativa potencia. ¿Qué ocurrió en la actual zona del Bético? El problema es el más espinoso de toda la interpretación tectónica murciana y es preciso que lo examinemos con cuidado.

Partimos de un hecho perfectamente comprobado: en el área correspondiente al Bético (salvo en los bordes mismos) no encontramos, entre el Triásico y el Mioceno medio, ninguna clase de sedimentos.

Las posibles soluciones son tres:

- a) No se han sedimentado.
- b) Se han sedimentado y la erosión las ha hecho desaparecer antes Mioceno medio.
- c) Se han sedimentado y posteriormente han deslizado hacia el n o hacia el sur (o ambos a la vez), dejando limpia y descubierta la base deslizamiento, antes del Mioceno medio.

Como la solución ha de ser una y sólo una de las tres, examinaremos viabilidad a lo largo de toda la provincia.

Al oeste de Lorca, en el sur del río Corneros, entre Xiquena y el p tano de Puentes, observamos un Eoceno medio posorogénico y transgresi que se apoya en un Triásico superior de arcillas verde oscuro. Este Eoce se extiende hasta bien adentro de la provincia de Almería, pero es en zona murciana donde está más tranquilo y puede realizarse mejor un cor de él.

La presencia de este Eoceno produce una consecuencia importante: l desaparición de sedimentos posttriásicos aludida en las hipótesis b) y c) debi realizarse antes del Eoceno medio.

Ahora bien, la hipótesis c) se ha realizado realmente y se ha comprobad su veracidad en áreas mucho más a occidente, concretamente en el Bajo Vall del Guadalquivir (Sondeos de "Adaro" y "Valdebro" estudiados por PER CONIG), pero se ha realizado *en el Helveciense*.

Ello resulta, para la zona murciana, totalmente incompatible con los hechos observados más arriba descritos.

Lo que fue, hubo de tener lugar antes del Eoceno medio.

Pasemos ahora a examinar la posible superficie o tramo geológico que haya podido servir como superficie de despegue. Debe haber sido superior al Triás superior, puesto que éste lo encontramos con diversas facies en todo el ámbito bético, y sin mayores signos de revoltijo ni laminación tectónica.

En los bordes norte y sur del Bético encontramos un paquete liásico-jurásico dolomítico y calizo que mecánicamente no pudo funcionar como superficie de despegue. Puede aceptarse como hipótesis que lo que haya deslizado ha sido todo un conjunto arcilloso de un Cretáceo (incluso Paleoceno) en facies subbética.

Pero ello, en primer lugar, no explicaría la ausencia actual total de Lías y Jurásico en medio del Bético. En segundo lugar, no explicaría la disposición en triple escama de la Sierra de Espuña, ya que las escamas superiores tienen facies triásicas más septentrionales y las escamas inferiores facies triásicas más meridionales. En tercer lugar, surge la dificultad geométrica de dar cabida a un paquete de 50 kilómetros de ancho por 150 de largo. En cuarto lugar, en el Subbético, cuando vemos la base del Cretáceo, compro-

bamos un Jurásico potente de margas, diferente del Jurásico calizo que aparece en los estrictos bordes del Bético.

Aunque se pueden levantar más objeciones, creemos que las presentadas son suficientemente importantes para poner en entredicho la hipótesis c).

En cuanto a las hipótesis a) y b), tienen algo en común. Por lo que respecta a la b), hay que suponer una época en que se detuviera la sedimentación y comenzase una erosión que viniese a acabar su labor antes del Eoceno medio, y habría que explicar por qué el Eoceno medio y superior, el Oligoceno y el Mioceno inferior no se sedimentaron.

En el fondo plantea los mismos problemas que la hipótesis a).

En un momento dado debió detenerse la sedimentación y comenzar la erosión hasta el Mioceno medio (Helveciense). Y esto lo mismo da que haya sucedido en el Jurásico que en el Cretáceo. La total ausencia de testigos hace que la suposición de un alto en la sedimentación desde el Liásico o Jurásico o incluso desde el Triás superior en adelante sea la hipótesis que menos problemas plantee.

Así resumidas las hipótesis a) y b) veamos qué tienen en contra.

A nuestro juicio, y con los datos de campo presentes, sólo surge una objeción, importante, eso sí, pero una sola:

¿Dónde se ven acuñarse las series, o dónde se observan facies de borde? Creemos que estas objeciones no son insalvables. En primer lugar, por el sur, el Mediterráneo lo cubre todo y deja así de proponernos problemas. En el mismo sur, y en gran parte del borde norte, la erosión ha podido suprimir dichos testigos. De cualquier modo, nos parece más sencillo escamotear un borde que una superficie de 5.000 kilómetros cuadrados.

Pero existen también otras razones. Una es la naturaleza litoral y arrecifal de los bordes liásicos y jurásicos del Bético que indican la proximidad de costa (aunque no es una prueba definitiva). Otra es la naturaleza margosa de los sedimentos cretáceos del Subbético, que bien pudieran tener origen en el desmantelamiento de los paquetes del Paleozoico bético.

Otra, finalmente, es de naturaleza puramente tectónica, y se refiere al acortamiento longitudinal del surco subbético como consecuencia de los plegamientos alpinos en general, especialmente a la disminución de anchura del borde subbético, que complica extraordinariamente la observación bajo el Mioceno reciente del borde subbético-bético.

Y por último, se ven en la provincia innumerables ejemplares de miocenos altos *adosados* tranquilamente a formaciones antiguas plegadas, discordantes y sin el menor tramo detrítico intermedio. Teniendo en cuenta que el desmantelamiento principal, y mayor labor erosiva del Paleozoico la hizo el Triásico, ¿no podrían las series mesozoicas acabar lateralmente en esta zona de igual modo que lo hace repetidas veces el Mioceno?

Como conclusión de toda la exposición anterior sobre las hipótesis *a* y *c*), debemos declarar honestamente que si bien ninguna nos satisface completo encontramos más sencilla y con menos dificultades prácticas de caje con las observaciones regionales la hipótesis *a*), y por tanto, y salvo turos descubrimientos que modifiquen el estado actual de hechos, acepta la hipótesis *a*) para nuestra interpretación tectónica de las Béticas murcia

Tras los abombamientos triásicos del Bético llegamos, pues, a un momento en que se interrumpe la sedimentación en toda esa área.

Simultáneamente, y en la zona norte de la provincia, aparece una facie con mayor contenido en arcillas, del Jurásico. Son margo-calizas que a ve (Cehegín) presentan bancos de tonos rojos con frecuentes fósiles.

En conjunto, hacia esta época se desglosan las tres unidades que form el esqueleto geológico de las Cordilleras Béticas: el Prebético, al norte; Subbético, en el centro, y el Bético, al sur.

Las facies de los depósitos se estudian en un trabajo anterior que se publica conjuntamente con el actual. Digamos que las características se mantienen hasta el Cretáceo superior.

Al entrar en el Eoceno, los tiempos se vuelven más inquietos. La homogeneidad sedimentaria se perturba.

En el borde sur del Subbético la sedimentación se detiene con el Cretáceo, mientras que algunas decenas de kilómetros más al norte, y ya de forma continua hasta el borde septentrional de la provincia, siguen los depósitos con facies flysch hasta el Eoceno medio.

## 5.—LOS PLEGAMIENTOS MESO-ALPINOS

Encontramos en Murcia unos plegamientos intraeocenos violentos, rápidos y localizados que son de primerísima importancia para la comprensión de la tectónica provincial.

Hemos dicho más arriba que la sedimentación eocena sigue en facies flysch concordante con el Cretáceo en las bandas centrales y norte de la provincia hasta el Luteciense.

Pues bien, nos encontramos igualmente con una rápida transgresión luteciense discordante sobre un relieve plegado y erosionado. Más adelante describiremos el carácter de esta transgresión.

Resulta entonces que dentro del Luteciense se producen estos plegamientos. La asignación a base de foraminíferos tipo nummulites a un Luteciense es por demás problemática. El poder separador de las especies de nummulites resulta incierto. Otras determinaciones de microfaunas nos revelan que junto a nummulites al parecer del Luteciense tenemos diversos tramos

de todo un Eoceno inferior. En resumen, encontramos un Eoceno inferior plegado bajo un Eoceno superior (o medio) posorogénico.

La edad de la orogenia resulta en la zona meridional del Subbético entre Cretáceo superior y Eoceno medio, y en la zona central y norte del Subbético

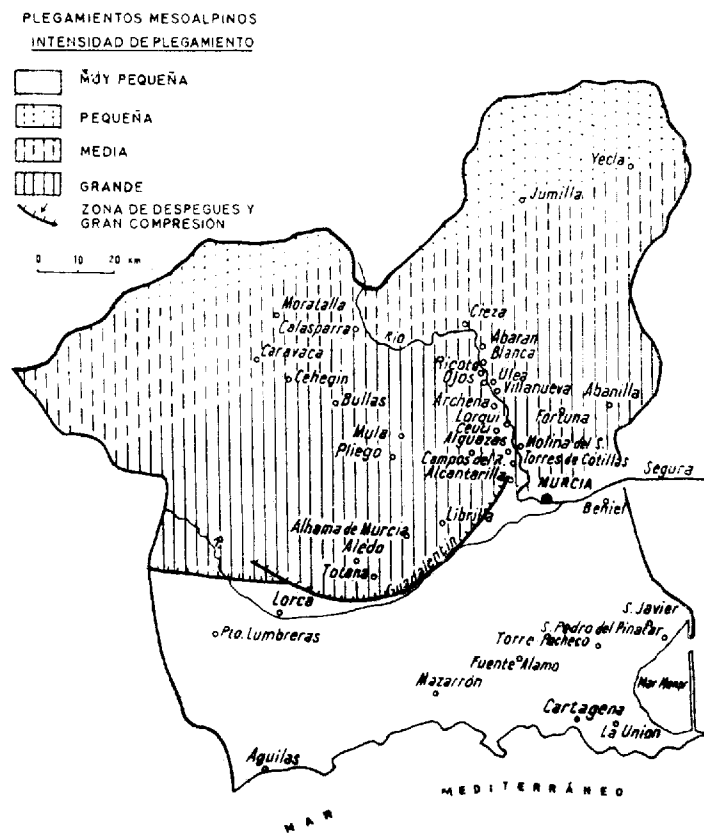


Fig. 2

tico y sur del Prebético entre Eoceno inferior y Eoceno superior (incluyendo el medio). Vemos, por consiguiente, que al sur son ligeramente más jóvenes.

En la figura 2 se han representado las intensidades del plegamiento en las diversas áreas de la provincia. Dichas intensidades están de acuerdo en conjunto con las propiedades mecánicas de los paquetes sedimentarios.

Las series prebéticas del norte son más resistentes a la deformación que las arcillas subbéticas y, en consecuencia, se observa un gradiente de intensidades crecientes desde el norte hacia el sur.

En la zona del Bético los plegamientos se reducen a ligeras ondulaciones

de las series triásicas y quizás a fracturas de basamento. No hay verdaderos plegamientos, y una de las causas principales ha de ser la ausencia de mentos frescos. En cambio sí se pueden producir ligeros despegues basales los paquetes duros del Siluriano y Trías sobre las bases arcillosas. La formación de filitas en la base del Trías ha de asignarse a esta época, partiendo de arcillas del Trías inferior.

Las series prebéticas y subbéticas se pliegan en conjunto como un sinclinal asimétrico. Los paquetes inferiores, liásicos y triásicos, asoman fuertemente en el centro aproximado del geosinclinal, cerca del borde nore del Subbético y del borde sur del Prebético.

La zona central prebética se ondula ligeramente y, en parte, se fractura y por dichas fracturas extruye el Trías en facies keuper. Pero la máxima violencia tectónica la sufre el Subbético plástico, y dentro de él la zona marginal del sur del Subbético, donde se encuentra en contacto con los segmentos duros y consolidados del Bético.

Este brutal contraste sedimentario da lugar en el borde del Bético a formaciones tectónicas de gran escala. Por una parte, se produce un acortamiento longitudinal considerable. Por otra parte, hay fenómenos de despegue y cabalgamiento del Subbético sobre el Bético (de norte a sur), rotura del borde bético y, en conjunto, una compresión fuerte.

La principal zona de despegue que hemos podido localizar en la provincia está indicada en la fig. 2. Hacia el este, los sedimentos del Mioceno superior impiden la observación. De Lorca hacia el oeste no observamos en superficie despegues, pero sí un conjunto de borde vertical o pseudovertical muy laminado por compresión.

Las capas superiores paleozoicas y las triásicas del sur del río Corca están verticales y hasta localmente volcadas, y algunos asomos liásicos y jurásicos de este borde, cerca y al sur de Vélez-Rubio, parecen extruidos verticalmente hacia arriba por la compresión horizontal. En tal sentido, estos bloques "han perdido raíces", pero su movimiento ha debido ser vertical hacia arriba (no nos referimos a la Sierra Culebrina ni a la de María, que son de formación más joven).

En cuanto a las sierras de La Tercia o Chíchchar, y a Sierra Espuña, son una doble y triple escama, respectivamente, provocadas durante este plegamiento. En ambos ejemplos las escamas superiores tienen sus raíces más al norte que las escamas inferiores. Sus movimientos de solape son, sin género de dudas, desde el norte hacia el sur, y han dejado al norte las depresiones del Campo Norte de Lorca y de Pliego, rellenas con sedimentos terciarios.

Puede, a la vista de lo expuesto, apreciarse la importancia que en la historia geológica ha producido este periodo orogénico tan mal conocido. Resumiendo en pocas palabras sus principales consecuencias:

- 1) Acortamiento longitudinal, compresión y cabalgamiento en el borde Subbético-Bético (y por tanto desaparición o enmascaramiento de facies de borde si las había).
- 2) Despegues pequeños y locales de las series duras del Paleozoico y Trías en el Bético.
- 3) Puesta en superficie de masas triásicas plásticas y liásicas duras en las zonas centrales y septentrionales del Subbético.
- 4) Roturas con extrusiones de Trías en facies keuper en el Prebético.
- 5) Erosión general de series subbéticas y prebéticas.

Los plegamientos mesoalpinos son un escalafón fundamental, sin el cual no se comprenden, ni poco ni mucho, los plegamientos alpinos recientes ni los accidentes tectónicos que hoy día aparecen.

Los ejes tectónicos tienen dirección ENE.-WSW., que se mantendrá en el resto de las orogénias futuras.

## 6.—LA TRANSGRESION-REGRESION DEL EOCENO AL BURDIGALENSE

Los plegamientos mesoalpinos fueron breves e intensos. Tras ellos hay un rápido periodo de erosión, al parecer submarina, coincidiendo con una singular transgresión que vamos a describir.

La base de la transgresión parece ser Luteciense, y cubre, en un espacio de tiempo geológicamente corto, las áreas tradicionalmente prebéticas y subbéticas. Los depósitos son de facies y espesores variables. En el borde sur del Subbético comienza con un nivel calizo al que siguen series de areniscas y arcillas (Valle de Xiquena, flanco norte de Espuña). En la zona prebética de Cieza-Jumilla hay una facies parecida. El tramo basal en la Sierra de Azcoy tiene conglomerados calizos. Al NW. de la provincia, sobre el tramo calizo basal, hay una alternancia de bancos de molasas fosilíferas y arcillas rojas y blancas (flanco norte de Revolcadores, Sierra de la Muela, en Moratalla) coronado por un paquete de dolomías eocenas que parece ser el tramo final de la serie eocena. En la parte central (Mula), las arcillas pasan a margas y las molasas a bancos calizos.

Tras la rápida expansión del Eoceno medio y superior comienza una regresión. En las áreas del NE. no existe ya el Eoceno superior. En todo el norte de la provincia no existe el Oligoceno; en el sur del Subbético la sedimentación se detiene en el Aquitaniense y, finalmente, la sedimentación residual burdigalense se reduce a un área que va desde un poco al NE. de

Molina de Segura hasta el oeste de Mula y Pliego, con una anchura más de unos 30 kilómetros.

La regresión Eoceno superior-Oligoceno-Aquitaniense-Burdigalense de seguirse paso a paso muy claramente en toda la provincia de Murcia. A que la tendencia general del mar regresivo es concentrarse en el centro la provincia, en su retirada van quedando lagunas salobres residuales que van extinguiendo paulatinamente.

Una de las más notables es el mar eoceno superior del oeste de Morata con sedimentos de potencias superiores a los 800 metros y un final dolomítico eoceno que frecuentemente ha sido interpretado como testigo de manto de corrimiento (Sierra de la Muela, Buitre...).

Todo el conjunto Eoceno medio-Burdigalense es sedimentario condante, aunque su naturaleza regresiva constante produzca complicaciones la interpretación de detalle de afloramientos de campo.

## 7.—LOS PLEGAMIENTOS NEOALPINOS Y LA TRANSGRESIÓN DEL EOCENO MEDIO

Al final del Burdigalense se producen dos hechos importantes y simultáneos. Una transgresión general marina del Helveciense y una reanudación de la actividad orogénica.

La transgresión del Helveciense cubre, por vez primera desde el Triás toda la superficie de la provincia. Prebético, Subbético y Bético quedan sumergidos bajo el mar mioceno medio. La transgresión se mantiene positiva hasta el final del Mioceno, donde comienza la regresión.

La erosión del Prebético y Subbético, que comenzó en sentido amplio principios del Eoceno, siguió activa durante la regresión del Eoceno superior-Burdigalense. Así, el Helveciense se apoya sobre cualquiera de los tramos más antiguos. En las zonas donde la transgresión del Eoceno medio dejó depósitos sólo de unos metros de espesor ha sido parcialmente erosionado.

Las series dolomíticas liásicas y el Triásico plástico germánico están en superficie en amplias áreas centrales y occidentales.

En la fig. 3 se representa un esquema tectónico de los plegamientos neopalinos. El tipo de plegamiento viene condicionado por dos factores, el primero el espesor de sedimentos "tiernos", y el segundo la naturaleza del substrato.

De acuerdo con ello, en el Prebético y en sedimentos tectonizados del Subbético (área sur del Subbético), con un basamento de mediana rigidez y unos espesores sedimentarios también de tipo medio, resultan pliegues normales miocenos, con estructuras (en Mioceno) amplias y bien desarrolladas.

Cuando la erosión posterior ha desmantelado el Mioceno alto, lo que aflora debajo es muy variable y función de los plegamientos anteriores o mesoalpinos. Por ejemplo, en el Prebético las estructuras siguen ordenadas, pero en el Subbético, y sobre todo en las zonas centrales y meridionales de él, bajo el Mioceno suele aparecer una especie de caos.

En la zona sureste, desde Murcia a Torre-Pacheco, la rigidez del zócalo queda compensada con mayores depósitos del Helveciense y Vindoboniense,



Fig. 3

y da por resultado igualmente amplios pliegues miocenos (Valle del Guadalentín, anticlinal de Carrascosy).

En la zona propia del Bético tenemos una tectónica relacionada con fracturas de basamento. No existen estructuras propiamente dichas, sino una serie de rellenos de cubetas, con sedimentación inclinada en los bordes, con apariencia sinclinal. El único anticlinal de importancia en Mioceno es el de la prolongación oriental de la Sierra Almenara, y precisamente ya nos encontramos cerca del borde norte bético.

En el resto del Bético, entre estas tranquilas cubetas, cuya sedimentación

inclinada de borde obedece a motivos sedimentarios, más que tectónicos, contramos estrechas bandas donde la tectónica se hace repentinamente gran intensidad. Hemos estudiado en otro trabajo una zona concreta éstas, el arco tectónico de Aguilas, y no es ocasión de reincidir sobre el te

En estas respuestas de superficie a fracturas de fondo, se imbrican series paleozoicas y triásicas residuales con el Mioceno medio, que vemos v tical y hasta volcado.

Hemos dicho que los plegamientos nealpinos eran simultáneos con transgresión miocena. Así, el Helveciense presenta una base de conglorados y molasas, mientras que el Vindoboniense tiene esporádicamente lasas y, en conjunto, margas. Hay notables discordancias internas en el Mioceno medio y alto, que indican sin lugar a dudas que la labor orogénica mantuvo durante este periodo.

La base del Helveciense presenta unas áreas limitadas de conglomerad. Estas zonas más clásticas debieron ser las primeramente afectadas por l impulsos nealpinos y corresponden al norte de la provincia (áreas de Jumlla y Yecla) y a todo el borde subbético-bético. Vemos pues, todavía en Mioceno medio, algo así como reminiscencias de los antiguos Prebético Subbético y Bético en lo que se refiere a considerar sus bordes como zona de debilidad y, por tanto, afectadas inmediatamente por las tensiones orogénicas nealpinas.

Resulta también curioso que en el borde sur del Bético, a la misma orill del mar (puerto de Mazarrón), vuelvan a aparecer gruesos paquetes de conglomerados en la base del Helveciense. Este detalle, sumado a las observaciones efectuadas sobre la base del Trías, nos hace suponer que quizás e actual Mediterráneo sea una zona netamente diferente del Bético, es decir, que el hipotético límite sur del Bético como unidad no ande lejos del litoral actual.

Digamos de pasada que en el Bético propio la serie helveciense-vindoboniense-saheliense es de relativa potencia, oscilando entre los 100 y los 200 metros.

Hemos dejado para el final la descripción de una zona tectónica muy importante, el centro-oeste de la provincia (véase fig. 3). En esta zona ocurren cosas muy particulares. Salvo la excepción de algún área local, los sedimentos miocenos no tienen grandes potencias.

Pero el substrato está constituido por un enorme espesor de arcillas triásicas sobre las que se encuentran fracturados grandes bloques de dolomías del Liás, apenas soportados por la masa plástica del Jurásico y sobre todo del Cretáceo, localmente desmantelado en los muchos anticlinales. La respuesta de esta zona a los impulsos nealpinos va emparejada con eclosión triásica de tipo diapírico. Los bancos de dolomía del Liásico se desgajan y

se ponen en movimiento, parcialmente sobre Trías y finalmente sobre series subbéticas plásticas. Hemos indicado más arriba que precisamente en esta zona el espesor de sedimentos eocenos había sido relativamente reducido.

El movimiento de deslizamiento de las masas dolomíticas es aproximadamente sincrónico con la sedimentación del Mioceno medio. Por lo tanto, no es de extrañar que encontremos Mioceno medio sobre estos paquetes y Mioceno medio bajo estos paquetes.

Aunque los deslizamientos han sido muy irregulares, se señalan, en el borde oeste de la provincia, dos tendencias, una hacia el norte y otra hacia el sur.

Los testigos de las sierras Culebrina y Gigante, y con toda probabilidad la de María, tienen este origen. También al oeste de Revolcadores empiezan a observarse movimientos diferenciales hacia el norte.

Las fracturas de basamento del Bético son también intramiocenas medias. Por ellas, y desbordándolas después, se han inyectado magmas básicos de considerable extensión (dacitas, etc., de Mazarrón y Cartagena).

Con el final del Vindoboniense termina la actividad orogénica y a la vez se inicia la regresión, que da al paisaje su fisonomía actual.

## 8.—LA REGRESION DEL MIOCENO SUPERIOR Y PLIOCENO

El mar se fracciona en cuencas interiores donde se precipitan evaporitas. En algunas zonas (sur de la provincia y este de Carrascoy) la actividad orogénica prosigue débilmente, terminando algunas estructuras.

En zonas más al interior hay erupciones de magmas básicos y ultrabásicos. Los sedimentos de evaporitas pasan a continentales y en varias cuencas residuales (ya pliocenas) se acumulan arcillas y gravas hasta grandes espesores (valle del Guadalentín, Campo de Cartagena, etc.).

Con ello termina la descripción de la historia tectónica de la provincia de Murcia.

Madrid, marzo de 1963.

