



X CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO

# **CARBONIFERO Y PERMICO DE ESPAÑA**

Coordinado por:

**CARLOS MARTINEZ DIAZ**

**MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

9



X CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO

# **CARBONIFERO Y PERMICO DE ESPAÑA**

**Coordinado por:**

**CARLOS MARTINEZ DIAZ**

**MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
SECRETARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES  
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA**



D.L.: M-24782 - 1983  
Imprime ADOSA  
Príncipe de Vergara 210 - Madrid 2  
I.S.B.N.: 84-500-9084-9

## INDICE

	Pág.		Pág.
Prólogo...	11	II.4.4.5. La sección de Villanueva de la Tercia-Villamanín ...	55
Presentación...	15	II.4.4.6. La sección de La Camocha ...	56
I. Introducción ( <i>Félix Velando Muñoz</i> ) ...	21	II.4.4.7. Relación entre formaciones ...	58
II. El Carbonífero del NW de España ...	25	II.5. La Cuenca Carbonífera Central ( <i>J. Truyols</i> ) ...	60
II.1. Introducción ( <i>J. Truyols</i> ) ...	27	II.5.1. Situación y caracteres generales ...	60
II.2. Desarrollo histórico del conocimiento del Carbonífero cantábrico ( <i>J. Truyols</i> ) ...	31	II.5.2. Los materiales ...	63
II.2.1. Las etapas del conocimiento ...	31	II.5.3. La sucesión estratigráfica ...	63
II.2.2. Primer período ...	31	II.5.3.1. El conjunto improductivo ...	63
II.2.3. Segundo período ...	32	II.5.3.2. El conjunto productivo ...	64
II.2.4. Tercer período ...	33	II.5.3.3. Problemas de correlación ...	66
II.3. La Cuenca Carbonífera Cantábrica ( <i>J. Truyols</i> ) ...	37	II.5.4. La edad de la sucesión ...	67
II.4. El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegues y Mantos ( <i>J. Truyols</i> y <i>L. Sánchez de Posada</i> ) ...	39	II.5.4.1. Antecedentes cronoestratigráficos ...	67
II.4.1. La Región de Pliegues y Mantos ...	39	II.5.4.2. Análisis de los datos ...	71
II.4.2. El Carbonífero inferior en la Región de Pliegues y Mantos ...	41	II.5.5. La serie de Riosa-Olloniego ...	75
II.4.2.1. Generalidades ...	41	II.5.6. La prolongación NE de la Cuenca carbonífera bajo la cobertera ...	79
II.4.2.2. Las secciones de tipo Entrago ...	41	II.5.7. La cuenca de Piedrafita-Lillo ...	79
II.4.2.3. Las secciones de tipo Olleros ...	43	II.6. El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga ( <i>J. Truyols</i> ) ...	82
II.4.2.4. La sección de Genicera y las relaciones entre formaciones ...	45	II.6.1. La Región del Ponga ...	82
II.4.3. El Carbonífero medio en la unidad de Somiedo-Correcilla ...	46	II.6.2. El Carbonífero de la Región del Ponga ...	83
II.4.3.1. Generalidades ...	46	II.6.3. El Carbonífero inferior ...	84
II.4.3.2. Secciones del sinclinal de Alba... ..	46	II.6.4. El Carbonífero medio ...	86
II.4.3.3. Otras secciones ...	48	II.6.4.1. La sección de Beleño ...	86
II.4.4. El Carbonífero en la unidad de La Sobia-Bodón ...	50	II.6.4.2. La sección de Campo de Caso-Coballes ...	89
II.4.4.1. Generalidades ...	50	II.6.4.3. La sección de Pendueles ...	91
II.4.4.2. La sección de Valdeteja ...	51	II.6.4.4. Relación entre las formaciones... ..	93
II.4.4.3. La sección de San Emiliano ...	52	II.7. El Carbonífero superior al Oeste de la Región de Picos de Europa ( <i>J. Truyols</i> ) ...	95
II.4.4.4. La sección de Teverga ...	54	II.7.1. La distribución de los afloramientos del Carbonífero superior ...	95
		II.7.2. Las cuencas Stephaniense ...	96
		II.7.2.1. Afloramientos de la Zona Astu-	

	Pág.		Pág.
	96		
II.7.2.2. Afloramientos sobre el Antiforme del Narcea ... ..	98	<i>Torre, J. Agueda, J.R. Colmenero, J.C. García-Ramos, J. González Lastra)</i>	133
II.7.2.3. Afloramientos relacionados con la falla de León ... ..	101	II.10.1. Introducción ... ..	133
II.7.2.4. Afloramientos relacionados con la falla de Sabero-Gordón...	102	II.10.2. Tránsito Devónico-Carbonífero y Carbonífero inferior ... ..	133
II.7.2.5. Afloramientos dispersos en la Región de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera central y Región del Ponga ... ..	103	II.10.2.1. Areniscas del Devónico superior ... ..	134
II.7.2.6. Relaciones entre los afloramientos Stephanienses... ..	104	II.10.2.2. Formación Baleas ... ..	136
II.8. El Carbonífero de la Región de Picos de Europa ( <i>L. Sánchez de Posada y J. Truyols</i> ) ... ..	106	II.10.2.3. Formación Vegamián ... ..	137
II.8.1. La Región de Picos de Europa ... ..	106	II.10.2.4. Formación Genicera ... ..	139
II.8.2. El Carbonífero de Picos de Europa...	108	II.10.3. Carbonífero superior ... ..	139
II.8.2.1. El Carbonífero inferior ... ..	109	II.10.3.1. Caliza de Montaña (Namuriense s.l.) ... ..	141
II.8.2.2. El Carbonífero medio ... ..	111	II.10.3.1.1. Namuriense A... ..	141
II.8.2.3. El Carbonífero superior ... ..	113	II.10.3.1.2. Namuriense B ... ..	143
II.9. El Carbonífero de la Región Oriental (Pisuerga-Carrión) ( <i>E. Martínez, R.H. Wagner, L. Lobato, L. Fernández y J.L. Alonso</i> ) ... ..	116	II.10.3.1.3. Namuriense C ... ..	144
II.9.1. Introducción y antecedentes ... ..	116	II.10.3.2. Westfaliense ... ..	144
II.9.2. Estratigrafía ... ..	119	II.10.3.2.1. Westfaliense A ... ..	144
II.9.2.1. Secuencia Pre-Palentina ... ..	119	II.10.3.2.2. Westfaliense B ... ..	146
II.9.2.1.1. Dominio de Liébana ... ..	119	II.10.3.2.3. Westfaliense C ... ..	147
II.9.2.1.2. Dominio de Cervera ... ..	122	II.10.3.2.4. Westfaliense D ... ..	148
II.9.2.1.3. Dominio de Brezo ... ..	122	II.10.3.3. Westfaliense-Stephaniense ... ..	149
II.9.2.1.4. Dominio de Espigüete ... ..	124	II.11. Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero ( <i>L.R. Rodríguez Fernández</i> ) ... ..	151
II.9.2.1.5. Dominio de Gildar ... ..	124	II.11.1. Introducción ... ..	151
II.9.2.1.6. Dominios de Prioro y Guardo ..	125	II.11.2. La Estructura de conjunto de la zona Cantábrica ... ..	151
II.9.2.2. Secuencia Post-Palentina (Pre-Astúrica) ... ..	125	II.11.3. Los mantos de la Cordillera Cantábrica ... ..	151
II.9.2.2.1. Dominio de Liébana ... ..	125	II.11.4. La evolución tectonoestratigráfica precarbonífera ... ..	152
II.9.2.2.2. Dominio de La Pernía ... ..	126	II.11.5. Evolución tectonosedimentaria durante el Carbonífero inferior y Namuriense ... ..	155
II.9.2.2.3. Dominio de Yuso ... ..	126	II.11.6. El Westfaliense como período de máxima actividad tectónica ... ..	157
II.9.2.2.4. Dominio de Prioro ... ..	129	II.11.7. Los acontecimientos tectonosedimentarios tardíos ... ..	159
II.9.2.3. Secuencia Post-Leónica (Pre-Astúrica) ... ..	129	II.11.8. La historia estructural de la zona Cantábrica; Revisión histórica ... ..	159
II.9.2.3.1. Dominio de La Pernía ... ..	129	II.11.9. Conclusiones: El ciclo Tectonosedimentario-carbonífero ... ..	162
II.9.2.3.2. Dominio de Guardo ... ..	130	II.12. Depósitos minerales en el Carbonífero de la Cordillera Cantábrica ( <i>C. Luque y E. Martínez</i> ) ... ..	163
II.9.2.3.3. Dominio de Liébana ... ..	131	II.12.1. Introducción y Antecedentes ... ..	163
II.9.2.4. Secuencia Post-Astúrica ... ..	132	II.12.2. Marco Geológico Regional ... ..	165
II.9.2.4.1. Dominio de Cervera ... ..	132	II.12.2.1. Introducción ... ..	165
II.9.2.4.2. Dominio de Liébana ... ..	132	II.12.2.2. Estratigrafía de la Zona Cantábrica ... ..	165
II.10. Evolución sedimentario y paleogeográfica del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica ( <i>L. Sánchez de la</i>			

	Pág.		Pág.
II.12.2.2.1. Región Cantábrica Occidental ..	165	IV.1. Cuenca de Henarejos ... .. .	209
II.12.2.2.2. Región Cantábrica Central ...	165	IV.1.1. Situación geográfica ... .. .	209
II.12.2.2.2.1. Cuenca Carbonífera Central ... .. .	167	IV.1.2. Antecedentes históricos ... .. .	209
II.12.2.2.2.2. Beleño-Ribadesella ... .. .	167	IV.1.3. Estratigrafía local ... .. .	210
II.12.2.2.2.3. Picos de Europa ... .. .	167	IV.1.4. Estudio paleontológico ... .. .	214
II.12.2.2.3. Región Cantábrica Oriental ...	167	IV.1.4.1. Estudio de la macroflora... .. .	214
II.12.2.3. Tectónica ... .. .	168	IV.1.4.2. Análisis palinológico ... .. .	214
II.12.3. Descripción de las mineralizaciones ... .. .	168	IV.1.4.3. Apreciación de conjunto ..	214
II.12.3.1. Mineralizaciones de Cu ... .. .	168	IV.1.5. Tectónica ... .. .	214
II.12.3.2. Mineralizaciones de Hg ... .. .	170	IV.1.6. Minería ... .. .	215
II.12.3.3. Mineralizaciones de Pb-Zn ... .. .	172	IV.2. Cuenca de Montalbán... .. .	216
II.12.3.4. Mineralizaciones de Sb ... .. .	172	IV.2.1. Situación geográfica ... .. .	216
II.12.3.5. Mineralizaciones de Fe-Mn... .. .	173	IV.2.2. Antecedentes ... .. .	216
II.12.3.6. Mineralizaciones de Fluorita ..	173	IV.2.3. Estratigrafía local ... .. .	219
II.12.3.7. Mineralizaciones de Barita ... .. .	176	IV.2.4. Síntesis estratigráfica ... .. .	219
II.12.3.8. Mineralizaciones de Talco ... .. .	176	IV.2.5. Tectónica ... .. .	219
II.12.4. Consideraciones metalogenéticas generales ... .. .	176	IV.2.6. Magmatismo ... .. .	219
II.12.5. Agradecimientos ... .. .	177	IV.2.7. Depósitos minerales ... .. .	220
II.13. Bibliografía ... .. .	178	IV.3. Bibliografía ... .. .	220
III. El Carbonífero de la Cordillera Ibérica ( <i>J. Villena y G. Pardo</i> )... .. .	189	V. Carbonífero marino de la zona "Sudportuguesa" ( <i>Pedro Florido Laraña</i> ) .. .. .	221
III.1. Introducción ... .. .	191	V.1. Introducción ... .. .	223
III.2. Estratigrafía ... .. .	191	V.1.a. Situación geográfica y geológica ...	223
III.2.1. Sierra de la Demanda ... .. .	191	V.1.b. Antecedentes ... .. .	224
III.2.1.1. Situación de afloramientos ..	191	V.2. Estratigrafía ... .. .	226
III.2.1.2. Antecedentes ... .. .	191	V.2.1. Devónico-Carbonífero ... .. .	229
III.2.1.3. Estratigrafía local ... .. .	193	V.2.2. Tournaisiense-Viseiense medio ..	231
III.2.1.3.1. Litoestratigrafía ... .. .	193	V.2.3. Viseiense superior ... .. .	235
III.2.1.3.2. Contenido paleontológico y edad ... .. .	193	V.3. Tectónica y Metamorfismo ... .. .	236
III.2.2. Montalbán y Puig Moreno ... .. .	197	V.3.1. Tectónica ... .. .	236
III.2.2.1. Situación de afloramientos ..	197	V.3.2. Metamorfismo ... .. .	237
III.2.2.2. Antecedentes ... .. .	197	V.4. Depósitos minerales ... .. .	237
III.2.2.3. Estratigrafía local ... .. .	198	V.4.a. Yacimientos de sulfuros masivos...	238
III.2.2.3.1. Litoestratigrafía ... .. .	198	V.4.b. Yacimientos de manganeso... .. .	239
III.2.2.3.2. Contenido paleontológico y edad ... .. .	199	V.4.c. Yacimientos filonianos ... .. .	239
III.3. Correlación estratigráfica ... .. .	201	V.5. Bibliografía ... .. .	239
III.4. Síntesis estratigráfica y paleogeografía ... .. .	201	VI. El Carbonífero de Sierra Morena. ( <i>Cecilio Quesada</i> ). ... .. .	243
III.5. Vulcanismo y depósitos minerales ..	204	VI.1. Introducción ... .. .	245
III.6. Bibliografía ... .. .	206	VI.1.a. Encuadre regional ... .. .	246
IV. Las cuencas carboníferas del sector central de la Cordillera Ibérica. ( <i>Henarejos y Montalbán</i> ). ( <i>B. Meléndez; J. Talens; F. Fonollá y C. Alvarez-Ramis</i> ) ... .. .	207	VI.1.b. Antecedentes ... .. .	248
		VI.2. Estratigrafía ... .. .	250
		VI.2.1. Carbonífero inferior ... .. .	250

	Pág.		Pág.
VI.2.1.a.	251	VII.2.5.	302
VI.2.1.b.	252	VII.2.6.	306
VI.2.1.c.	256	VII.2.7.	307
VI.2.1.d.	258	VII.2.8.	309
VI.2.1.e.	258	VII.3.	311
VI.2.1.f.	259	VII.3.1.	311
VI.2.1.g.	261	VII.3.2.	312
VI.2.1.h.	262	VII.3.3.	314
VI.2.2.	262	VII.4.	315
VI.2.2.a.	264	VII.4.1.	315
VI.2.2.b.	267	VII.4.2.	316
VI.2.3.	268	VII.5.	326
VI.2.4.	270	VII.6.	327
VI.2.4.a.	270	VIII.	329
VI.2.4.b.	272	VIII.1.	331
VI.3.	274	VIII.2.	331
VI.3.a.	274	VIII.3.	334
VI.3.b.	275	VIII.4.	336
VI.3.c.	276	IX.	337
	276	IX.1.	339
VI.4.	277	IX.2.	341
VII.	279	X.	343
VII.1.	281	X.1.	345
VII.1.1.	281	X.2.	346
VII.1.2.	284	X.3.	349
VII.2.	288		
VII.2.1.	288		
VII.2.2.	289		
VII.2.3.	295		
VII.2.4.	297		

	Pág.		Pág.
X.3.1. Estratigrafía local ... ..	349	3.3. Disposición geográfica y estructural.	
X.3.2. Síntesis estratigráfica ... ..	350	Series tipo ... ..	410
X.4. Volcanismo ... ..	352	3.3.1. Zonas geográficas con homogeneidad	
X.5. El problema de la orogénesis hercínica ... ..	353	estratigráfica ... ..	410
X.6. Conclusiones paleogeográficas ... ..	353	3.3.2. Disposición estructural ... ..	410
Agradecimientos ... ..	354	3.3.3. Series tipo ... ..	410
X.7. Bibliografía ... ..	354	3.4. Sedimentología ... ..	415
<b>XI The Carboniferous in Spain. Abstract ... ..</b>	<b>357</b>	3.4.1. Mecanismos deposicionales ... ..	416
		3.4.2. Paleoclima ... ..	417
		3.5. Vulcanismo ... ..	417
		3.6. Modelos de Cuenca Sedimentaria ... ..	417
		3.7. Recursos de interés económico ... ..	419
		3.8. Agradecimientos ... ..	419
<b>EL PERMICO EN ESPAÑA</b>			
<b>1. Introducción (<i>Carmina Virgili</i>) ... ..</b>	<b>383</b>	<b>4. El Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes</b>	
1.1. Antecedentes ... ..	385	<b>del Sistema Central (<i>Alfredo Arche, Amparo Ramos y Alfonso Sopena</i>) ... ..</b>	<b>421</b>
1.2. Caracterización paleontológica del Pérmico ... ..	385	4.1. Introducción ... ..	423
1.3. Nuevos datos sobre el límite Triásico-Pérmico ... ..	386	4.2. Antecedentes ... ..	424
1.4. Distribución de las áreas estudiadas ... ..	386	4.3. Bordes del Sistema Central y zona de enlace de la Cordillera Ibérica ... ..	424
<b>2. El Pérmico de la Región Cantábrica (<i>Enrique Martínez-García</i>) ... ..</b>	<b>389</b>	4.3.1. Sector Valdesotos-Tamajón ... ..	425
2.1. Introducción y antecedentes ... ..	391	4.3.2. Sector Palmaces de Jadraque ... ..	427
2.2. Encuadramiento geológico ... ..	391	4.3.3. Sector Riba de Santiuste ... ..	428
2.2.1. Región Occidental o Asturiano-Leonesa ... ..	391	4.3.4. Sector Ayllón Atienza ... ..	428
2.2.2. Región Central ... ..	392	4.3.5. Correlaciones y evolución de la Cuenca ..	429
2.2.3. Región Oriental o Palentina ... ..	392	4.4. Sector Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica ... ..	430
2.2.4. Cuenca de Santander ... ..	394	4.4.1. Autuniense ... ..	430
2.3. Afloramientos ... ..	394	4.4.2. Saxoniense ... ..	432
2.3.1. Región Asturiano-Leonesa ... ..	394	4.4.3. Thuringiense ... ..	432
2.3.2. Región Central ... ..	396	4.4.4. Evolución de la Cuenca ... ..	433
2.3.3. Región Oriental o Palentina ... ..	398	4.5. Sector Suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica ... ..	434
2.3.4. Cuenca de Santander ... ..	398	4.5.1. Introducción ... ..	434
2.4. Edad de las Formaciones ... ..	399	4.5.2. Zona Noroccidental ... ..	434
2.5. Desarrollo de la Sedimentación Pérmica ... ..	400	4.5.3. Zona Suroriental ... ..	435
		4.5.4. Interpretación sedimentológica y evolución de la cuenca ... ..	436
<b>3. El Pérmico de los Pirineos españoles (<i>José Gisbert</i>) ... ..</b>	<b>403</b>	<b>5. El Pérmico del borde suroeste de la Meseta (<i>Jean Broutin</i>) ... ..</b>	<b>439</b>
3.1. Introducción y antecedentes ... ..	405	5.1. Introducción y antecedentes ... ..	441
3.2. Estratigrafía ... ..	406	5.2. Situación geográfica de los afloramientos pérmicos ... ..	441
3.2.1. Conjunto Stephaniense-Pérmico ... ..	406		
3.2.2. Conjunto de facies Saxoniense ... ..	410		

	Pág.
5.3. Estudio de algunos afloramientos interesantes ... ..	442
5.3.1. Las cuencas de los alrededores de Guadalcanal. Encuadre geológico ... ..	442
5.3.2. La Cuenca del Río Viar. Encuadre geológico ... ..	447
5.4. Consideraciones paleogeográficas sobre las cuencas pérmicas de la zona de Ossa-Morena ... ..	449
<b>6. El Pérmico de las Cordilleras Béticas (Otto Jan Simon y Henk Visscher) ... ..</b>	<b>451</b>
6.1. Introducción ... ..	453
6.2. Zona Subbética ... ..	453
6.3. Complejo Almagrider ... ..	455
6.4. Complejo Maláguide ... ..	455
6.5. Complejo Alpujárride ... ..	458
6.6. Complejo Nevado-Filábride ... ..	459
6.7. Conclusiones ... ..	461
6.8. Agradecimientos ... ..	461
<b>7. El Pérmico de las Baleares (Antoni Obrador) ... ..</b>	<b>463</b>
7.1. Introducción ... ..	465
7.2. Isla de Menorca ... ..	465
7.3. Isla de Mallorca ... ..	468
<b>8. El Vulcanismo Permocarbonífero de la Península Ibérica (Marina Navidad) ... ..</b>	<b>471</b>

	Pág.
8.1. Introducción ... ..	473
8.2. La Cadena Ibérica ... ..	473
8.2.1. La Rama Castellana y su zona de Interferencia con el Sistema Central ... ..	473
8.2.2. La Rama Aragonesa ... ..	476
8.3. Borde Meridional de la Meseta ... ..	477
8.3.1. La Cuenca del Viar (Sevilla) ... ..	477
8.3.2. Sierra Morena Occidental ... ..	477
8.4. Región Cantábrica ... ..	478
8.4.1. Cuenca Asturiana ... ..	478
8.4.2. Región de Cantabria ... ..	480
8.5. Resumen final ... ..	480
<b>9. Consideraciones finales (Carmina Virgili) ... ..</b>	<b>483</b>
9.1. Los depósitos pérmicos ... ..	485
9.2. La sedimentación y la tectónica tardihercínica ... ..	485
9.3. Problemas de la estratigrafía del Pérmico en España ... ..	485
9.4. La Cronoestratigrafía del Pérmico de Europa Occidental ... ..	487
9.5. El límite Pérmico-Triásico en las series continentales y significación de la discordancia palatínica ... ..	489
9.6. Aportaciones del estudio de las series españolas ... ..	489
<b>10. The Permian in Spain. Abstracts ... ..</b>	<b>491</b>

**PROLOGO DEL LIBRO**  
**EL CARBONIFERO Y PERMICO EN ESPAÑA**



## PROLOGO DEL LIBRO

### EL CARBONIFERO Y PERMICO EN ESPAÑA

*Coincidiendo con el X CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO, el Instituto Geológico y Minero de España, uno de sus organizadores, ha creído oportuno aportar, —como colaboración adicional a reunión científica tan relevante—, la publicación de este libro.*

*La obra, que me honro en prologar, compendia los conocimientos geológicos actuales existentes sobre nuestras cuencas carboníferas y pérmicas en sus manifestaciones más representativas. Todo ello se condensa en 19 capítulos y unas 500 páginas, síntesis sólo concebible gracias al elevado y generoso esfuerzo de elementos de la Universidad española, del Instituto Geológico y Minero de España, de la Empresa Nacional "Adaro" de Investigaciones Mineras, S.A., de Hulleras del Norte, S.A. y de Universidades francesas, alemanas y holandesas.*

*Dada la filiación y marco del libro, su interés científico en el ámbito de la Geología es prominente y manifiesto. Por tanto, voy a referirme en estas líneas de anticipo a destacar su otra pertenencia, vinculada al segundo de los apellidos de este Instituto: lo minero.*

*La importancia que el carbón tiene para un país como España, que prácticamente carece de reservas petrolíferas de magnitud, por lo que se ve obligada a desarrollar su minería del carbón más de lo acostumbrado, como fuente de recursos energéticos propios, nos lleva a hacer una serie de consideraciones de las que se deduce la trascendente importancia de este volumen.*

*El consumo español de carbón, en su aportación a la energía primaria, venía disminuyendo en los últimos años, pasando del 39,8 por ciento en 1963 al 17,3 por ciento en 1973 en beneficio, casi exclusivo, del petróleo. Pero la crisis desatada a finales de 1973 ha obligado a abandonar este cómodo abandonismo al abastecimiento foráneo. Entonces se vio claro que si bien la potencialidad de los recursos de carbón existentes era, en líneas generales, satisfactoria para contribuir de manera considerable a la producción propia de energía, el conocimiento de sus características geológicas no era suficiente ni preciso en casi ninguno de los casos.*

*La correcta planificación del aprovechamiento carbonífero a medio y largo plazo, así como su idónea explotación, exige una profunda comprensión de las posibilidades de cada cuenca, de la cantidad y calidad de los recursos y reservas y de la disposición geométrica que toman las capas en su seno. Por ello, el Plan Energético Nacional (PEN), aprobado por el Congreso de los Diputados en julio de 1979, incluía dentro de sus objetivos la elevación, al máximo posible, de la participación de los carbones nacionales en el consumo energético global.*

*El PEN prevé la participación del IGME para el desarrollo de los programas de investigación en el campo de los carbones, reservando su actuación para el campo de la necesaria infraestructura geológica y minera; incluye ésta las realizaciones cartográficas y estudios generales, la puesta en marcha de la exploración y de las primeras fases de investigación, la participación en el estudio y desarrollo de técnicas y métodos para el aprovechamiento de nuestros recursos energéticos, y el establecimiento de la base documental correspondiente. Dentro de este conjunto de tareas tiene también cabida principal este libro.*

*Pero no son estos trabajos novedad para el IGME. El Instituto Geológico y Minero de España lleva más de siglo y cuarto prestando gran ayuda al desenvolvimiento de la geología y la minería de nuestro País y en el aumento del conocimiento de la riqueza mineral que encierra su subsuelo. Ya en 1854 se iniciaron una serie de estudios intensivos de las cuencas carboníferas peninsulares, constituyéndose en 1863 la Comisión de Ingenieros de Minas para el Estudio Carbonífero de Asturias. De todos aquellos trabajos "históricos" sobresale el desarrollado por LUIS ADARO, y publicado en 1926, sobre la Cuenca Central Asturiana, cuyo detalle de elaboración y validez en términos generales han perdurado hasta nuestros días.*

*Pero con bastante anterioridad nuestro País tenía ya tradición de actividad minera para el carbón. Lo atestiguan, por ejemplo, datos históricos relativos a las más antiguas explotaciones del Carbonífero en Villanueva del Río y Minas (provincia de Sevilla). Respecto a ellas, Felipe II, en Real Cédula de 1621, ya ordenaba la averiguación de eventuales fraudes en la administración de la mina de carbón de piedra, descubierta por ANDRES DE CARRION. Más tarde, en pleno siglo XVIII, a las luces de la Ilustración y como anticipo de lo que exigiría durante la siguiente centuria la revolución industrial, se impulsó desde la corona la extracción del carbón, como sustituto de la leña combustible. Así, el Ingeniero de Minas D. LUIS DE LA ESCOSURA hacía, con motivo de una visita (1853) a estas mismas minas, una serie de observaciones, hoy entrañables:*

*"El descubrimiento de estas minas, o por lo menos la primera concesión de permiso para su beneficio, data de 1742, y fue otorgada a favor de D.*

Juan Ledis, quien, sin embargo, no pudo llevar a efecto la explotación, porque se opusieron a ello tenazmente los pueblos de las inmediaciones, que creían entonces perjudicial a la salud el uso de aquel combustible. En 1771, a consecuencia de un informe de la Junta de Comercio, Moneda y Minas, no sólo se concedió licencia para beneficiar aquellos criaderos a D. Antonio de Aguirre y Compañía, sino que se otorgaron diferentes privilegios a todos los que beneficiasen minas de carbón en la Península.”

*La descripción de Escosura hacía referencia también a la calidad del carbón extraído; señalaba:*

“El carbón es de buena calidad, pertenece a los llamados cúbicos (“cubical coal”) de un hermoso color negro brillante, compacto, no muy duro, a veces piritoso, y arde con facilidad produciendo una llama rojiza. El térmico medio de diferentes ensayos docimásticos de estos carbones verificados en el laboratorio de la Escuela Especial de Minas, dio por resultado en 100 partes de hulla: 67 de carbón, 28 materias volátiles y 5 de cenizas.”

*Desde 1830 se inició en España una nueva etapa de industrialización y de recuperación económica que se polarizaba en dos sectores interrelacionados: el hullero y el siderúrgico.*

*El intenso tráfico comercial generado así a mediados del siglo XIX con Gran Bretaña, sobre todo entre Bilbao y Liverpool —ciudades de las que se decía que eran “gemelas”, pues ambas eran consideradas como núcleos del carbón y del hierro—, fue, paradójicamente, culpable de que el carbón español tuviese uso restringido, ya que los buques mineraleros que salían de la capital vizcaína con mineral de hierro, regresaban con carbón inglés que —todo hay que decirlo—, era de mejor calidad directa, en general, que el español para estos usos siderúrgicos.*

*Aquellos tiempos han pasado, pero la importancia del carbón como sustancia energética en los países industrializados es base fija de apoyo para su desarrollo económico, y más segura que las usuales fundamentadas en el ámbito del petróleo durante el último decenio.*

*Pero, realmente, y pese a los crecimientos importantes de producción de carbón y a su incremento participativo en la generación primaria de energía, queda aún mucho que hacer; comenzando por la prosecución de la búsqueda, reconocimiento y evaluación, en cantidad y calidad, de los combustibles fósiles, dentro de las unidades estratigráficas que los contienen, los resultados, hasta el momento, son gratificantes y esperanzadores.*

*Hoy como ayer, tienen vigencia las palabras pronunciadas con motivo de la Exposición de la Industria Española de 1850: “El carbón es el agente mágico de la producción, el motor más poderoso de las fábricas, el elemento*

necesario para reducir las distancias, recorrer con seguridad y presteza los mares, y convertir las naciones en un solo pueblo”.

JOSE ENRIQUE AZCARATE MARTIN  
*Director del Instituto Geológico y Minero de España*

## PRESENTACION

*Cuando en 1979 fue concedida a España la organización del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero que se habría de celebrar en 1983, pareció conveniente al Comité Organizador español presentar una publicación que, recogiendo los conocimientos existentes en el momento sobre el Carbonífero y el Pérmico en España, pudiese servir a los interesados en la materia, de referencia sobre las características y la evolución de las formaciones españolas de esas edades, así como de reflexión acerca de los problemas geológicos aún no resueltos y de aportación al intercambio internacional de los conocimientos científicos.*

*Por ello, durante los últimos cuatro años, el Dr. Carlos Martínez Díaz, Secretario Científico del X Congreso, ha venido promoviendo, dirigiendo y coordinando a un numeroso grupo de científicos españoles y extranjeros que han sabido trasladar a este libro el estado de conocimientos que existen en España y en el mundo, sobre los sistemas Carbonífero y Pérmico de este País, los cuales, presentándose a modo de síntesis, recogen los trabajos más modernos ya publicados, así como numerosos estudios originales realizados expresamente con esta ocasión.*

*Aunque estudiados desde antiguo, durante las últimas décadas las investigaciones geológicas en España sobre los terrenos carboníferos han mostrado una notable actividad, intensificándose en un principio en la zona asturiana y andaluza durante los años sesenta, y extendiéndose progresivamente después al resto de las cuencas españolas. La puesta en práctica en 1979, del Plan de Investigación del Carbón, que dentro del Plan Energético Nacional, se programó por el Gobierno a fin de incrementar y conocer mejor los recursos de carbón para apoyar, así, la creciente participación de este combustible en el abastecimiento energético español, ha constituido el marco que ha impulsado de forma muy notable los estudios geológicos, cuyos resultados científicos se ha pretendido recoger en la presente publicación.*

*Como se explica en la Introducción con que se inicia la parte del libro relativa al Carbonífero, ésta se ha estructurado de forma monográfica en diez capítulos, que se refieren a las áreas que, aunque con desigual importancia, comprenden las formaciones aflorantes más sobresalientes. De todas ellas, es la zona Cantábrica la que recibe una mayor atención, por ser la que reviste un interés más especial, no sólo desde el punto de vista económico, pues sus*

yacimientos suministran del orden del 90% de la producción nacional de hulla y antracita, sino también desde una perspectiva puramente geológica, por ser la que presenta un desarrollo notablemente más elevado de series carboníferas, con aspectos de particular interés para el avance de las correlaciones estratigráficas a nivel mundial, y finalmente porque, en razón del interés económico antes aludido, es la que ha sido siempre objeto de mayor dedicación en la investigación geológica.

En su preparación ha intervenido un numeroso grupo de profesionales de la geología, pertenecientes a Organismos del Estado, como el Instituto Geológico y Minero de España; a distintas Universidades españolas y extranjeras, como son las de Oviedo, la Complutense de Madrid, la de Zaragoza, la Autónoma de Barcelona, la de Lille (Francia), la de Erlangen-Nurnberg (República Federal Alemana), la de Sheffield (Gran Bretaña); y a empresas españolas, como la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., y la Empresa Nacional "Hulleras del Norte", S.A.

La segunda parte se refiere a las series pérmicas, que también han sido objeto últimamente de nuevos estudios, presentándose sus características principales básicamente a través de la descripción de las zonas más recientemente investigadas, para concluir con el estudio del vulcanismo permocarbonífero y unas consideraciones finales sobre las cuestiones más relevantes, sobre las que continúan los estudios en la actualidad.

La elaboración de los capítulos del Pérmico en España ha corrido a cargo de geólogos que integran los equipos más dedicados en este tiempo a su investigación, procedentes de la Universidad Complutense de Madrid, Universidad Autónoma de Barcelona, Universidad de Oviedo, Universidad de Zaragoza, Universidad de París (Francia) y Universidades de Amsterdam y Utrecht (Holanda).

En general, a lo largo de todo el trabajo, los distintos autores expresan opiniones que les son propias en torno a las diferentes cuestiones analizadas, algunas de las cuales, por ser comunes a varios de ellos, pueden recibir un tratamiento variable, toda vez que el planteamiento del libro pretende, entre otros fines, expresar el estado actual de conocimientos y teorías a que se ha llegado por todo un conjunto de equipos de investigación. Consecuencia de todo ello, —y creemos que ésta puede ser una de las aportaciones más válidas—, es que quedan expuestos para su reflexión, distintos aspectos aún no resueltos definitivamente, entre los que cabe citar algunas dataciones y correlaciones con las escalas estratigráficas de Europa Occidental y la U.R.S.S., que siguen siendo objeto de revisión y estudio.

A todos los autores deseamos agradecer su cooperación y el válido esfuerzo desplegado para la preparación de este libro y en particular a su impulsor y coordinador, el Dr. Martínez Díaz y a sus directos colaboradores L.F. Granados y F. Leyva, bajo cuya iniciativa y entusiasmo, ha sido posible esta contribución.

*Asimismo, en nombre del Comité Organizador, hemos de expresar aquí nuestra profunda gratitud al Instituto Geológico y Minero de España por la favorable acogida y decidido apoyo que desde el año 1979 ha prestado a la preparación de este libro y que ha concluido con la edición que ahora se produce.*

*Al presentar este trabajo, es deseo de todos que se hayan conseguido los objetivos que desde un principio se pretendieron, y que su lectura pueda servir de contribución al avance de los conocimientos sobre el desarrollo de la historia geológica del Carbonífero y del Pérmico en el mundo.*

*Adriano García-Loygorri  
Presidente del Comité Organizador del  
X Congreso de Estratigrafía y  
Geología del Carbonífero*

**EL CARBONIFERO EN ESPAÑA**

**Coordinador: C. MARTINEZ DIAZ**

**con la colaboración de:**

**J. AGUEDA, J.L. ALONSO, C. ALVAREZ-RAMIS, P. ANADON,  
J.M. CHARLET, J.R. COLMENERO, L. FERNANDEZ, P. FLORIDO, F. FONOLLA,  
J.C. GARCIA-RAMOS, J. GONZALEZ LASTRA, H.-G. HERBIG, M. JULIVERT,  
L. LOBATO, C. LUQUE, E. MARTINEZ, B. MELENDEZ, A. OBRADOR, G. PARDO,  
C. QUESADA, L.R. RODRIGUEZ, A. SAEZ, L. SANCHEZ DE LA TORRE,  
L. SANCHEZ POSADA, J. TALENS, J. TRUYOLS, F. VELANDO, J. VILLENA,  
R.H. WAGNER, M. WATERLOT**



## **I INTRODUCCION**

*Félix Velando Muñoz*

**Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.**

## I INTRODUCCION

Se describen en este volumen los afloramientos de terrenos carboníferos españoles.

La distribución en capítulos es equivalente a las zonas de estudio, indicadas a continuación y señaladas en la figura adjunta.

- 2) Zona Cantábrica
- 3) Area septentrional del Macizo Ibérico y Sierra de la Demanda
- 4) Cordillera Ibérica (Henarejos-Montalbán)
- 5) Zona Surportuguesa
- 6) Area meridional de la Zona Centroeuropea y Zona de Ossa-Morena
- 7) Pirineos
- 8) Cadenas Costeras Catalanas
- 9) Menorca
- 10) Cordilleras Béticas

Se basa esta distribución, en criterios geográficos, en el análisis de las aportaciones hechas por los equipos de trabajo o científicos aislados y de los datos bibliográficos. Las zonas descritas no responden en todos los casos a unidades con características estructurales y paleogeográficas propias y distintas de las restantes.

El contenido de los diferentes capítulos, muestra una cierta heterogeneidad, tanto en extensión como en profundidad. Esto se debe

al nivel de conocimientos sobre las distintas zonas, pues mientras en algunas de ellas se han realizado numerosos trabajos específicos sobre el Carbonífero, en otras existe una descripción general, de la que se han extraído los datos que interesan para este libro.

De todas formas, el inconveniente que representa la desigual aportación de datos, consecuencia de la recopilación de información y estudios sumamente variables, para intentar abarcar en un sólo volumen y en un momento determinado, todo el Carbonífero de España, utilizando los datos disponibles, cuyo número y profundidad son muy diferentes según las zonas, queda en parte compensado tanto por el carácter de "inventario", como por los distintos enfoques del estudio según el especialista que lo trata, enriqueciendo la presentación del conjunto y dejando abiertas nuevas vías de investigación.

Finalmente, cabe destacar que los conocimientos actuales no aconsejan realizar una síntesis de todo el Carbonífero español, pareciendo más conveniente dejar cada capítulo como unidades independientes, que constituyan las ideas y opiniones de los distintos autores.



## II EL CARBONIFERO DEL NW DE ESPAÑA

*Coordinado por Jaime Truyols Santonja*

## II.1 INTRODUCCION

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo.

El Carbonífero del NW de España, que ocupa una superficie de unos 9.000 Km<sup>2</sup>, aparece distribuido entre las provincias de Asturias, León, Palencia y Santander, formando parte de un relieve importante en la orografía actual de la Península, las Montañas Cantábricas. Los materiales carboníferos se encuentran casi exclusivamente en una sola de las zonas que LOTZE (1945) estableció en su conocida división del Macizo Ibérico, la llamada Zona Cantábrica. Esta zona está separada del resto del Macizo por medio del Antiforme del Narcea, unidad estructural constituida por materiales de edad precámbrica y cámbrica, que forma su borde occidental. Los restantes límites verdaderos de la zona no pueden ser establecidos en la actualidad. Por el E y el S materiales modernos cubren el zócalo paleozoico (Mesozoico de Cantabria y Terciario continental de la Meseta castellana) y por el N éste queda sumergido bajo las aguas del Golfo de Vizcaya (Mar Cantábrico) y en parte también queda cubierto por una película de materiales mesozoicos (Fig. II.1).

La importancia del Carbonífero de esta región consiste en que la secuencia sedimentaria es prácticamente completa y en muchos puntos aparece en continuidad con el Paleozoico inferior. Por otra parte, sus materiales presentan un espesor considerable, del orden de varios miles de metros, excepto el Carbonífero inferior que constituye una serie condensada. Estos materiales son muy variados desde el punto de vista litológico, y están representados especialmente por calizas, areniscas, conglomerados y pizarras, siendo notable la presencia de niveles de carbón explotable. Las calizas son los elementos que destacan en el relieve actual, formando las elevadas cumbres que en el macizo de Picos de Europa, al E, sobrepasan los 2.600 m de altura. Este relieve

se originó durante el ciclo alpídico, con una tectónica vertical que levantó el bloque cantábrico por encima del resto del macizo herciniano de la Meseta. La actual divisoria orográfica (vertiente N o asturiana, de gran pendiente, tributando al Mar Cantábrico; vertiente S o leonesa, de pendiente moderada, afluyendo a la cuenca del río Duero en la Meseta) es totalmente independiente de la estructura herciniana, formada por unidades que describen de manera paralela una curva convexa hacia el W, conocida de antiguo como Rodilla asturiana.

La estructura de los materiales paleozoicos de la Zona Cantábrica es relativamente compleja, debido a la existencia de escamas y mantos de corrimiento que vergen hacia la parte cóncava del arco (COMTE, 1959; SITTER, 1962, 1965; JULIVERT, 1965, 1971) y que han sido posteriormente replegados (JULIVERT, 1971; JULIVERT y MARCOS, 1973). La tectónica tangencial determinó la existencia de unidades diferenciadas en las que la sedimentación carbonífera presenta características particulares. El desplazamiento horizontal determinó un aproximamiento tectónico de series que en su origen estaban muy separadas entre sí, y este hecho plantea problemas importantes de reconstrucción paleogeográfica.

Si se considera la gran extensión ocupada por los terrenos carboníferos en el conjunto de la Zona Cantábrica, dos grandes unidades estructurales aparecen bien individualizadas: la Región de Picos de Europa, en el extremo oriental, y la Cuenca carbonífera central, en la parte media. Entre ambas unidades existe una región intermedia, la unidad del Manto del Ponga, constituida por esta estructura y otras menores asociadas. Por la parte occidental, rodeando por el W y S a la Cuenca carbonífera central, se encuentra la Región de Pliegues y

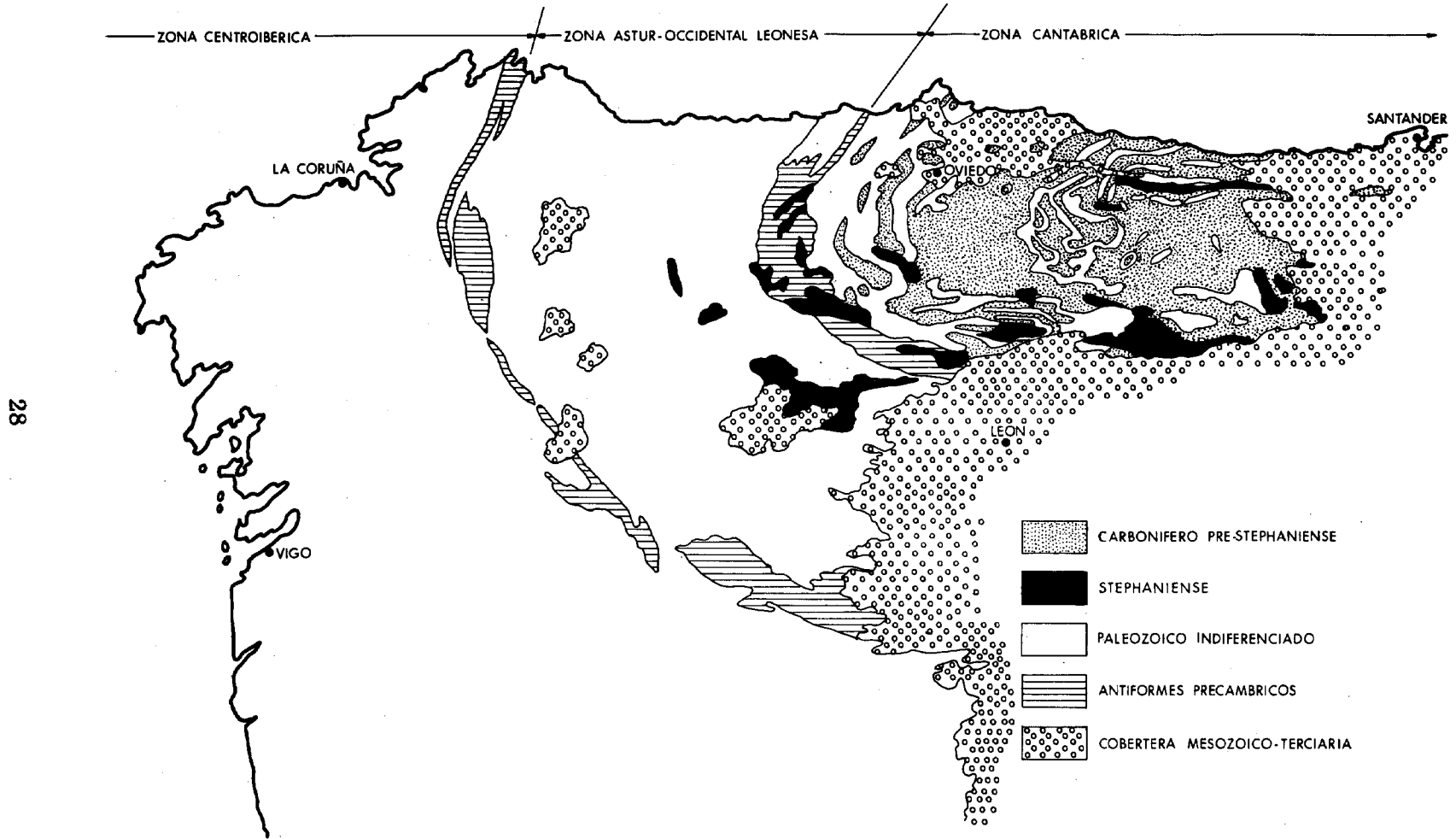


Fig. II.1.— Distribución de los afloramientos carboníferos en el Noroeste de España.

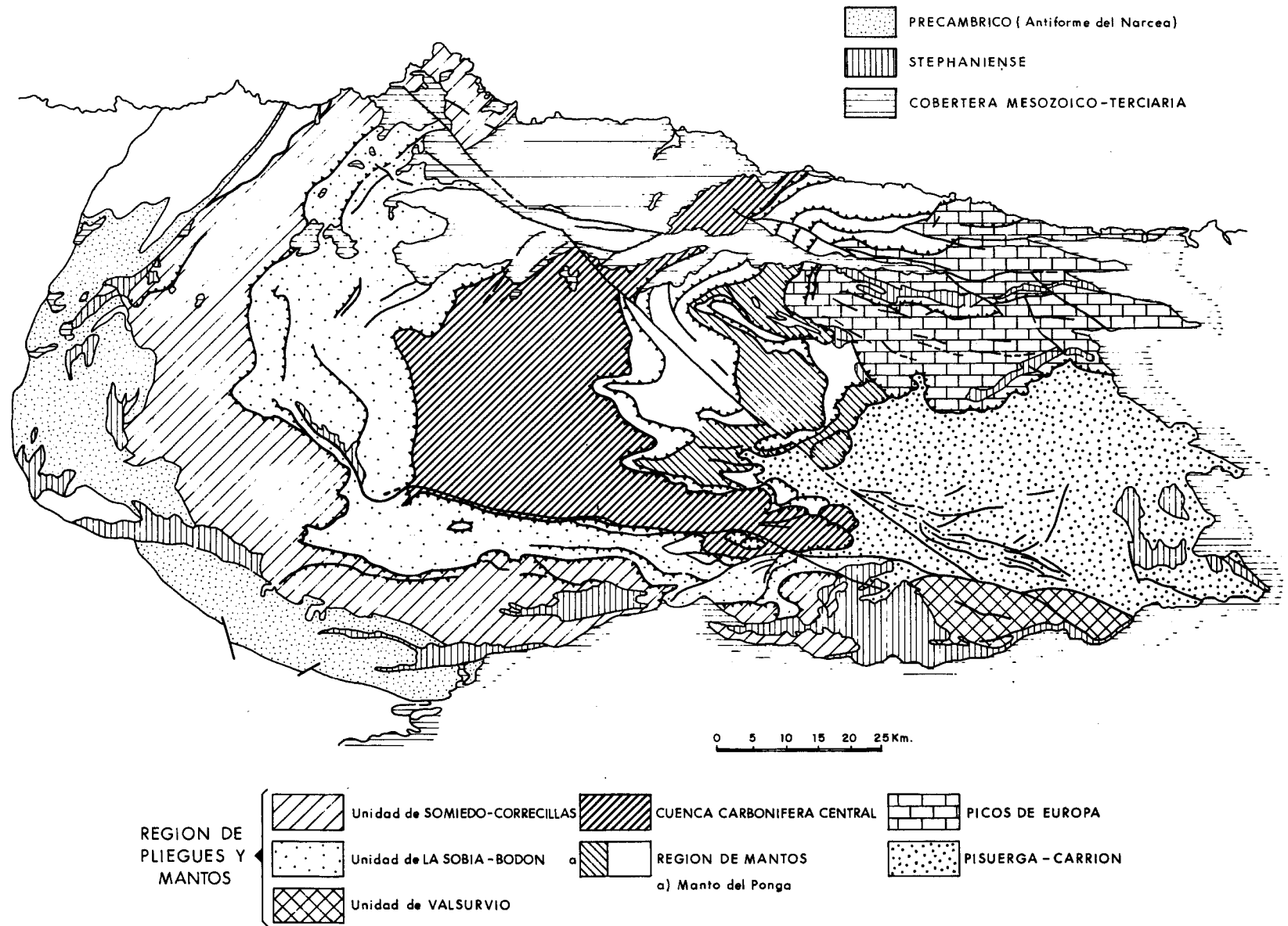


Fig. II.2.— La Zona Cantábrica de LOTZE y sus unidades estructurales fundamentales, según JULIVERT (1971).

Mantos. Finalmente está el cuerto SE de la Zona Cantábrica, que corresponde a la Región del Pisuerga-Carrión (Fig. II.2). En estas dos últimas, además de los materiales carboníferos juegan un papel importante los pertenecientes al Paleozoico inferior y medio, lo cual origina una mayor variedad litológica en la sucesión estratigráfica. La composición del Carbonífero de cada una de estas áreas posee características propias. En Picos de Europa los materiales son casi exclusivamente calcáreos, mientras en las demás regiones las capas de naturaleza calcárea alternan en mayor o menor grado con areniscas, conglomerados y series de pizarras. También la estructura interna presenta caracteres particulares en cada una de estas áreas, en relación con la composición litológica.

La cuenca sedimentaria fue afectada directamente por el plegamiento herciniano, desarrollado a base de pulsaciones sucesivas por lo menos desde el Carbonífero medio. Precisamente el nombre de "fase astúrica" fue esta-

blecido por STILLE, en alusión directa a esta región del Macizo Ibérico en la que coexisten materiales carboníferos pre- y postectónicos. Una cierta cantidad de afloramientos carboníferos de carácter molásico se disponen de manera discordante sobre el Paleozoico más antiguo, desbordando parcialmente el marco de la Zona Cantábrica y penetrando en la vecina Asturoccidental-Leonesa (hasta cierto punto podría entrar en esta consideración el Carbonífero de la Sierra de la Demanda, en la parte septentrional de la Cordillera Ibérica). La existencia de faunas y floras abundantes en los diversos tramos del Carbonífero cantábrico, permite datar con cierta precisión los distintos fenómenos del proceso orogénico. De este modo, el Carbonífero cantábrico resulta ser uno de los más interesantes de Europa para poder reconstruir la historia geológica de una etapa tan importante como lo fue la época herciniana.



## II.2 DESARROLLO HISTORICO DEL CONOCIMIENTO DEL CARBONIFERO

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo

### II.2.1 LAS ETAPAS DEL CONOCIMIENTO

El Carbonífero del NW de España es conocido de antiguo a causa de su riqueza minera, la cual determinó una relativa abundancia de publicaciones sobre la geología de la región desde 1830, aunque los estudios detallados sobre la estratigrafía y la estructura de sus materiales tardaron todavía un cierto tiempo en llevarse a cabo.

El descubrimiento del carbón en los terrenos del Carbonífero cantábrico se realizó de manera empírica a mediados del siglo XVIII, aunque se poseen datos que acreditan ya la existencia de labores mineras durante el siglo XVI (Arances, cerca de Avilés). La explotación inicial se efectuaba con medios rudimentarios y el carbón era solamente de aprovechamiento doméstico, pero a fines del siglo XVIII, gracias especialmente a la intervención del sociólogo asturiano JOVELLANOS, se intentó su beneficio industrial. Desgraciadamente los sucesos políticos de la época en España (la Guerra de la Independencia y el período de inestabilidad que siguió) retrasaron el desarrollo adecuado de la explotación industrial de las minas, que tan sólo empezó a tomar incremento en Asturias cuando fue promulgada la Ley Minera de 1825. La primera publicación geológica referida al Carbonífero cantábrico y a la riqueza de su carbón, apareció en 1831 y sus autores fueron J. EZQUERRA DEL BAYO; F. GARCIA, R. AMAR DE LA TORRE y F. BAUZA.

La historia del conocimiento del Carbonífero cantábrico puede ser dividida en tres etapas sucesivas. En un período inicial, de 1831 a 1880, se obtuvieron los primeros datos estratigráficos y la información cartográfica de base. Entre 1880 y 1940 fue establecida la sucesión estratigráfica en varias de las cuencas, particularmente en la Cuenca carbonífera cen-

tral de Asturias, y se obtuvo además la documentación paleontológica fundamental. Pero es a partir de 1940, comienzo del tercer período, cuando se realiza un conocimiento más preciso de la geología cantábrica, con aparición de monografías regionales diversificadas (sedimentología, paleontología, tectónica, etc.) y una cartografía completa de la región a escala 1:50.000. La intervención de distintos grupos de trabajo ha determinado que en la actualidad se conozcan bastante bien los distintos aspectos de la geología regional, pero aún así es mucho todavía el camino que falta para llegar a abarcar totalmente el proceso de la evolución de la cuenca sedimentaria carbonífera del NW de España.

### II.2.2 PRIMER PERIODO

El informe de EZQUERRA DEL BAYO et al. (1831) referido a la Cuenca carbonífera central de Asturias, supuso la primera información histórica sobre la estratigrafía regional. El rápido desarrollo de la minería estimuló a partir de aquel momento la realización de los primeros estudios, la mayor parte de los cuales fueron de interés meramente local (BUVIGNIER, 1839; LANDRIN, 1841; DESOIGNIE, 1850; THIRY, 1851, etc.). Pero junto a ellos hay que destacar las aportaciones verdaderamente importantes de dos figuras de la época: PAILLETTE y SCHULZ. A PAILLETTE se le deben los primeros estudios estratigráficos y petrográficos y, a causa de sus descubrimientos paleontológicos, la intervención personal de VERNEUIL en la región (PAILLETTE, VERNEUIL y D'ARCHIAC, 1845; PAILLETTE y VERNEUIL, 1846; PAILLETTE, 1855, etc.). El nombre de SCHULZ es fundamental, no sólo por haber establecido la primera sucesión estratigráfica del Carbonífero y la distribución geográfica de sus afloramientos.

tos, sino también por haber realizado un estudio completo de la geología de Asturias con una cartografía de gran interés (SCHULZ, 1837, 1838, 1844, 1858). De fecha posterior son algunos trabajos que, influidos por la obra de SCHULZ, poseen sólo interés local: HEIM, 1861; MAESTRE, 1864; GRAND, 1874; ABELLA, 1877, etc. Hay que mencionar también la publicación de una nota paleobotánica de GEINITZ (1867).

Todas estas publicaciones se refieren a áreas diversas de la vertiente asturiana, en especial la Cuenca central. El Carbonífero de la vertiente meridional tardó más tiempo en ser conocido y las primeras explotaciones mineras (Barruelo, Sabero, etc.) no surgieron sino hasta la década de los 40. Los primeros datos proceden de EZQUERRA DEL BAYO (1844a, b), HAUSMANN (1850) y ARCE (1850). El trabajo más importante se debe a PRADO, que llevó a cabo un estudio de gran interés en la cuenca de Sabero, con la colaboración paleontológica de VERNEUIL (PRADO y VERNEUIL, 1850); de PRADO es también el mapa geológico de la provincia de Palencia (1856). Posteriores son algunas notas locales de RUBIO (1876) y MONREAL (1878-80) y las primeras publicaciones de ORIOL (1876a, b) sobre el Carbonífero de Palencia.

La idea que se poseía del Carbonífero cantábrico al finalizar este período era la de una gran cuenca comparable a la del Carbonífero de Inglaterra, con análogos elementos litoestratigráficos (Caliza de Montaña, pizarras del Hullero con capas de carbón), aunque la documentación paleontológica era muy escasa y por ello no permitía efectuar ningún tipo de correlación.

### II.2.3 SEGUNDO PERIODO

El punto de partida de esta nueva etapa viene dado por la aparición de la gran monografía de BARROIS (1882) sobre la geología de Asturias. BARROIS efectuó la primera datación cronoestratigráfica del Carbonífero regional apoyada en las faunas que él mismo estudió y en las floras que clasificaron GRAND'EURY (1877a, b, 1881) y ZEILLER (1882). En la estratigrafía de la Cuenca carbonífera central colocaba la Caliza "griotte", la

Caliza de Montaña y la formación denominada por él "Assise" de Lena, en el Carbonífero inferior, y la "Assise" de Sama (con la mayor parte de capas con carbón) al Hullero medio. Al Hullero superior pertenecían tan sólo los materiales de las pequeñas cuencas de la región del Narcea, al oeste de la Cuenca carbonífera central ("Assise" de Tineo).

La influencia de la obra de BARROIS fue extraordinaria y la estratigrafía establecida por él fue inmediatamente admitida por los geólogos de los años que siguieron (GROSCH, 1911, 1912; LOPEZ AGOS, 1921, etc.). Asimismo lo fue por los ingenieros que trabajaban en las diferentes áreas mineras de Asturias, León y Palencia. En particular, ADARO, una de las grandes figuras de la geología regional, el cual dividió con criterios estrictamente petrográficos las "assises" de Lena y Sama en varios tramos y subtramos que utilizó luego para poder correlacionar las distintas secciones de la Cuenca carbonífera central y áreas inmediatas (ADARO, 1885, 1914, 1926). Estas divisiones llegaron a generalizarse y a ser abusivamente utilizadas, incluso para otras cuencas del Carbonífero del NW de España de edad diferente a la de la Cuenca central de Asturias. Así sucedió, por ejemplo, con las cuencas del Hullero superior de la vertiente meridional, como las de Ciñera, Sabero, Valderrueda, Guardo, Pisuerga y Barruelo (MALLADA, 1887, 1892, 1903; REVILLA, 1906; SANCHEZ LOZANO, 1906, 1912; DUPUY DE LOME y DE NOVO, 1924, etc.) para las que se quiso acomodar de manera más o menos rígida la escala estratigráfica de ADARO. ORIOL (1894) no vacilaba en colocar los niveles productivos de cada una de estas cuencas en tramos diversos del Hullero medio a inferior de ADARO, a pesar de que ya se disponía en la época de datos paleobotánicos firmes del Hullero superior, por lo menos de una de ellas (la de Sabero), desde los tiempos de GRAND'EURY (1877a). Una visión completa del estado del conocimiento del Carbonífero cantábrico a fines del siglo XIX lo proporciona la síntesis de MALLADA (1898) en su "Explicación del Mapa Geológico de España", donde sin embargo se colocaban ya adecuadamente varias de las cuencas de León y Palencia dentro del Hullero superior.

Hacia 1920 empiezan a notarse aires de renovación. Por una parte, los propios ingenieros que trabajaban en la zona minera aportaron datos que se oponían a una generalización excesiva de la estratigrafía de ADARO. Entre ellos hay mencionar los nombres de URRUTIA (1922) y especialmente de PATAC (1920, 1924, 1927, 1934), que reiteradamente mostraron que las cuencas de la vertiente meridional de la Cordillera eran de la misma edad que las de la región del Narcea (Tineo, etc.), consideradas ya por BARROIS (1882) como del Hullero superior. Esta misma edad era también atribuida a varios de los afloramientos de la zona de la costa, como Arnao, Ferroñes, Nieva y (aunque equivocadamente en este caso) La Camocha (PATAC, 1932, 1933). Por otra parte, a finales de la década de los 20, nuevos estudios paleontológicos debían constituir el punto de partida de la revisión cronoestratigráfica moderna de los distintos niveles del Carbonífero cantábrico. Así deben ser mencionados una nota de RENIER (1926) y los primeros trabajos de MADARIAGA sobre flora (MADARIAGA, 1928; RUIZ FALCO y MADARIAGA, 1931-1933) y de DELEPINE (1928, 1937) sobre fauna marina, si bien la aportación más importante de este autor se produjo al comienzo del tercer período.

#### II.2.4 TERCER PERIODO

En 1940 comienza una nueva etapa, no sólo para el conocimiento del Carbonífero cantábrico sino para toda la geología española. Terminada la Guerra Civil (1936-39) las necesidades energéticas provocaron una campaña de investigaciones para mejorar o incrementar los recursos disponibles, en particular los de los yacimientos de carbón. El Carbonífero cantábrico fue objeto de nuevos estudios regionales de carácter aplicado, especialmente frecuentes en la década de los 40. La zona que mereció mayor atención fue la vertiente meridional, menos conocida por las investigaciones precedentes (ALVARADO, 1949, 1952; ALVARADO, ZALOÑA y HERNANDEZ SAMPELAYO, A., 1942; ALVARADO y HERNANDEZ SAMPELAYO, A., 1945; ALVARADO y SOBRINO, 1946; ALMELA, 1949, 1951; GOMEZ DE LLARENA, 1950; GO-

MEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO, 1948, etc., con aportaciones paleontológicas de HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y A., 1947; HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1948; TEIXEIRA, 1950; MELENDEZ, 1948, 1952, etc). En el inicio de estos trabajos debe ser colocada la publicación de una monografía de QUIRING (1939) sobre la zona palentina, que había proporcionado importantes progresos en la cartografía geológica de la zona y que estimuló por ello la revisión sistemática de todas las cuencas de la región. Estas monografías eran de interés local, pero no contribuyeron demasiado al progreso geológico de la zona por la escasa documentación estratigráfica y paleontológica que las acompaña.

Referida a la vertiente septentrional, mejor conocida desde los tiempos de SCHULZ y de BARROIS, es la gran monografía de DELEPINE (1943), que, gracias a la abundante fauna marina colectada, consiguió introducir sensibles modificaciones en la cronoestratigrafía del Carbonífero asturiano, con la datación de la Caliza "griotte" como del Viseense superior, la Caliza de Montaña del Namuriense (y base del Moscoviense), las "assises" de Lena y Sama del Moscoviense/Westfaliense, y la "assise" de Tineo del Stephaniense. Con la aparición de esta obra se inicia en realidad las investigaciones modernas sobre bioestratigrafía del Carbonífero del NW de España. De la misma época es la publicación paleobotánica póstuma de RUIZ FALCO y MADARIAGA (1941) y un intento de correlación estratigráfica de PATAC (1944) así como de varios trabajos de carácter más local (HERNANDEZ SAMPELAYO, P., 1944, 1946, 1954).

A principios de los años 50 se produjo una inflexión en el proceso del conocimiento del Carbonífero cantábrico. En efecto, una serie de circunstancias favorables determinaron un mayor progreso en las investigaciones que se llevaban a cabo. Se trataba de hechos independientes entre sí, que sin embargo tuvieron su origen prácticamente de manera simultánea.

Por una parte se produjo la creación de la escuela geológica de la Universidad de Oviedo, que inició sus actividades a comienzos de esta década. Las primeras aportaciones sobre el Carbonífero fueron trabajos de conjunto

(LLOPIS, LLADO, 1951, 1954, 1964; VEGA ROLLAN, 1959), a los que siguieron estudios regionales y notas paleontológicas (LLOPIS LLADO, 1955; DELEPINE y LLOPIS, 1956; JULIVERT, 1960a, b, 1963; MARTINEZ ALVAREZ, 1963; VEGA ROLLAN, 1964). Pero la aportación verdaderamente importante de la escuela de Oviedo se produjo a partir de 1965 al renovarse la dirección del grupo, lo cual determinó un sensible incremento en el número de trabajos y su mayor diversificación temática.

En estos mismos años, el Instituto Geológico y Minero de España manifestó una clara atención hacia la geología de la región. En consecuencia se efectuó la publicación de las primeras Hojas del mapa a escala 1:50.000 (Mapa Geológico Nacional, primera serie) referidas a la Zona Cantábrica, y afectando todas ellas a terrenos de edad carbonífera. Entre 1950 y 1960 aparecieron las Hojas de "Llanes" (1950), "Proaza" (1956) y "La Plaza" (1959); en la siguiente década las de "La Robla" (1963), "Riello", "Ribadesella" y "Riosco" (1969) y "Puebla de Lillo" (1970), éstas tres últimas con cartografía levantada por personal de la Universidad de Oviedo. Trabajos publicados por el I.G.M.E., algunos en relación con estas Hojas, se deben a ALMELA y RIOS (1953), GARCIA FUENTE (1952, 1953, 1956) y KINDELAN (1957).

Por otra parte empezó en la misma época la intervención organizada de algunas escuelas extranjeras en el estudio de la geología cantábrica, especialmente alemanas y holandesas, las cuales han contribuido de manera considerable al conocimiento internacional de este Carbonífero. Dos grupos alemanes, uno de la escuela de Münster y otro de la de Tübingen, han realizado investigaciones independientes a partir de la década de los 50, pero sólo el segundo se interesó especialmente en el Carbonífero cantábrico. En 1958 apareció una primera publicación paleontológica de SCHINDEWOLF y KULLMANN, a la que siguieron numerosos estudios monográficos del segundo de estos autores (KULLMANN, 1961, 1962, 1963, 1964, 1966, 1968; BUDINGER y KULLMANN, 1964).

La aportación holandesa ha sido más importante, lo mismo por el número de partici-

pantes como por el de publicaciones efectuadas. La penetración de los investigadores holandeses se inició en realidad en 1947 con la invitación de JONGMANS a España para revisar las floras del Carbonífero. Las investigaciones de este autor, que intentó poner al día los datos paleobotánicos existentes hasta el momento y estimuló los estudios de Palinología referidos al Carbonífero (JONGMANS, 1951, 1952; JONGMANS y WAGNER, 1957; MENENDEZ AMOR y JONGMANS, 1952, 1954; DIJKSTRA, 1955; BONET y DIJKSTRA, 1956, etc.), se extendieron a lo largo de un lapso de una decena de años. Uno de sus colaboradores, WAGNER, efectuó además el estudio geológico del extremo SE de la Zona Cantábrica (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1952; WAGNER, 1955) que afectaba la cuenca de Barruelo, y en relación con este trabajo empezó la participación personal de DE SITTER y la escuela de Leiden (1955). Previamente DE SITTER había publicado en 1949 una síntesis de la geología cantábrica y poco después iniciaba la campaña sistemática de estudio geológico de la vertiente meridional de la Cordillera desde su extremo E al W, con una serie de trabajos regionales que cubrieron toda el área. El programa se desarrolló en veinte años, desde los estudios iniciales de NEDERLOF y de KANIS (KANIS, 1955; NEDERLOF y DE SITTER, 1957; NEDERLOF, 1960) hasta los últimos de VAN STAALDUINEN (1973) y MAAS (1974). Estos trabajos revisten gran interés puesto que afectan amplias áreas donde existen materiales de edad carbonífera, y en relación con ellos la misma escuela de Leiden publicó durante estos años importantes trabajos de carácter stratigráfico y paleontológico (DE GROOT, 1963; BROUWER y VAN GINKEL, 1964; VAN GINKEL, 1959, 1965; RACZ, 1966; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; BLESS, 1967, 1968; WINKLER PRINS, 1968, etc.). De manera independiente, WAGNER iniciaba desde 1955 sus trabajos paleobotánicos y posteriormente, desde la Universidad de Sheffield, patrocinó su importante proyecto propio de investigación stratigráfica, especialmente en la vertiente meridional (WAGNER, 1957, 1959, 1962a, 1963, 1964, 1965; WAGNER-GENTIS, 1963; WAGNER y WAGNER-GENTIS,

1963; HIGGINS, 1962; HIGGINS, WAGNER-GENTIS y WAGNER, 1964; NEVES, 1964, etc.).

Al margen de los grupos de trabajo citados, debe mencionarse también la actuación de diversos investigadores independientes. El importante estudio general de la vertiente leonesa realizado por COMTE (1959) no supuso sin embargo ningún progreso apreciable en el conocimiento del Carbonífero, por referirse apenas a terrenos de esta edad. Hay que hacer constar en cambio la existencia de trabajos paleontológicos referidos a esta área: LYS y SERRE (1958), STOCKMANS y WILLIERE (1965), ALVAREZ RAMIS (1965 y años sucesivos), etc.

A partir de 1970 las distintas publicaciones, tanto las españolas como las extranjeras, han adquirido una gran diversificación, con notable abundancia de estudios de carácter temático. Por lo que se refiere a las españolas debe destacarse su número cada vez más elevado en los últimos años. La escuela de Oviedo ha ejecutado multitud de trabajos regionales en ambas vertientes de la Cordillera y sus equipos especializados realizan estudios sedimentológicos, paleontológicos y estructurales. En 1971 efectuó la primera síntesis cartográfica regional a escala 1:200.000, que fue publicada por el I.G.M.E. En esta síntesis se integraban las aportaciones locales de la vertiente asturiana y los trabajos del grupo holandés de la vertiente leonesa; de este modo se podían abordar ya problemas de conjunto. En relación con la escuela de Oviedo están los primeros trabajos efectuados por la nueva Universidad de León. La Empresa Nacional "Adaro" (ENADIMSA), que ya había estudiado el Carbonífero oculto bajo la cobertera (ALMELA y RIOS, 1962), llevó a cabo una extensa investigación sobre la Cuenca Central (MARTINEZ DIAZ, 1969; CARIDE y GARCIA LOYGORRI, 1969; GARCIA LOYGORRI et al., 1971; CARIDE et al., 1973; CHATEAU-NEUF, 1973; GARCIA LOYGORRI, 1974; FEYS et al., 1974) y tiene en curso trabajos sobre las demás cuencas por encargo del Centro de Estudios de la Energía, que en 1979 editó un inventario de los recursos de carbón de España. También el Servicio Geológico de Hulleras del Norte de España (HUNOSA) ha

iniciado en los últimos años un estudio sistemático de los paquetes productivos de la Cuenca central. El Instituto Geológico y Minero, suspendida la continuidad de la primera serie del Mapa Geológico a escala 1:50.000, emprendió hacia 1972 la publicación de una nueva serie a la misma escala pero con criterios distintos (Plan MAGNA). En sólo diez años ha quedado ya prácticamente cubierta con la nueva cartografía todo el territorio con afloramientos carboníferos, con la tercera parte de las Hojas publicadas ya en el momento de redacción de este texto y el resto en curso de publicación. Otros proyectos de investigación relacionados con el Carbonífero han sido también promovidos últimamente por el Instituto Geológico.

La actuación de las escuelas extranjeras sigue proporcionando aportaciones considerables al conocimiento del Carbonífero cantábrico. Si cuantitativamente parece haber disminuido la contribución del grupo de Leiden, en cambio ha aumentado en cantidad y variedad la promovida por WAGNER desde la Universidad de Sheffield. Son numerosas las publicaciones, particularmente de autores ingleses, aparecidas en los últimos años en conexión con las investigaciones realizadas por WAGNER. Desde 1967, en que este autor formuló la propuesta de reconocimiento del Cantabriense como nuevo piso del Carbonífero superior (WAGNER, 1967, 1971a; WAGNER, VILLEGAS y FONOLLA, 1971), el proyecto que dirige ha tomado un rumbo distinto caracterizado por una amplia participación internacional. La Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Carbonífero, interesada a este respecto, organizó en 1970 (N. GEORGE, Chairman) una reunión de campo en Puerto de Pajares para estudiar las áreas fundamentales de la región. Un conjunto de hasta 27 trabajos presentados a la reunión y relativos a problemas del Carbonífero cantábrico, fue publicado en 1971.

La escuela de Tübingen puso en marcha a partir de 1972 un proyecto de investigación sobre Geodinámica y Paleoecología en el Hercínico cantábrico (Sonderforschungsbereich 53, "Paläökologie"), con estudios que afectan en distintos aspectos al Carbonífero. A este proyecto colaboran también representantes de

otros centros (Frankfurt, Köln, Karlsruhe, etc.) y sus primeros resultados han sido publicados a partir de 1975 (KULLMANN y SCHÖNENBERG, 1975).

Estudiosos independientes desligados de los grupos anteriores y pertenecientes a centros diversos (Lille, Louvain, Würzburg, etc.) están efectuando asimismo trabajos sobre el Carbonífero de la región.

Sin duda para el futuro, la celebración del X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero supondrá el inicio de una nueva etapa de mayor progreso en el conocimiento de los problemas del Carbonífero cantábrico.

\* \* \*

La bibliografía útil para el conocimiento de los distintos aspectos de la problemática que plantea el Carbonífero del NW de España

(la de los últimos treinta años) está muy dispersa en distintas revistas. Muchos de los trabajos básicos han sido publicados en "Leidse Geologische Mededelingen" de Leiden y en "Trabajos de Geología" (principalmente en sus números 3 y 4) de Oviedo. Pero también hay que tener en cuenta la existencia de otras publicaciones, que contienen varios trabajos de importancia sobre el tema. Así deben citarse el "Boletín (y las Memorias) del Instituto Geológico y Minero de España", hoy "Boletín Geológico y Minero", "Estudios Geológicos" y "Revista Española de Micropaleontología", las tres de Madrid, "Breviora Geológica Astúrica" de Oviedo, "Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie" de Stuttgart, "Senckenbergiana lethaea" de Frankfurt, entre muchas, y los diversos "Proceedings" de los Congresos Internacionales de Estratigrafía y Geología del Carbonífero.

## II.3 LA CUENCA CARBONIFERA CANTABRICA

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Geológicas. Universidad de Oviedo.

Aunque los materiales carboníferos pre-tectónicos del NW de España aparezcan hoy únicamente en la Zona Cantábrica, la cuenca de sedimentación tuvo con toda seguridad una superficie mayor. En esta zona existe un registro sedimentario muy amplio de todo el Paleozoico inferior y medio. Pero a pesar de la existencia en la misma área de una sucesión devónica completa, no existe continuidad sedimentaria respecto a la misma, ya que entre los materiales devónicos y la sucesión carbonífera se presentan hiatos sedimentarios y algo después un cambio total de orientación de la cuenca.

La cuenca silúrico-devónica estuvo instalada en una área de la plataforma ocupada hoy día por las regiones de Pliegues y Mantos y del Pisuerga-Carrión, y extendida además por parte de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Las áreas correspondientes a los Picos de Europa y el Manto de Ponga constituirían en cambio un sector emergido (el Bloque Cantábrico de RADIG, 1962) que habría actuado como área-fuente de los materiales terrígenos depositados en la cuenca devónica (ampliamente abierta hacia el W/S), que alternaban con formaciones carbonatadas de frecuente carácter arrecifal (BROUWER, 1967; MENDEZ BEDIA, 1976; TRUYOLS y GARCIA ALCALDE, 1982; GARCIA RAMOS y COLMENERO, 1982; JULIVERT y TRUYOLS, 1983). El trazado de la línea costera ha podido ser reconocido para varias etapas del proceso, y gracias a ello se aprecia la disposición en arco de la cuenca devónica. La existencia de movimientos verticales ascendentes producidos de manera intermitente en esta área a lo largo del Devónico permite explicar el proceso sedimentario. En las últimas etapas, arrasado prácticamente el Bloque Cantábrico, se produjeron cortas interrupciones en la sedimentación

seguidas de erosión parcial de los propios materiales, y por fin tuvo lugar el depósito de la formación detrítica conocida como Areniscas de la Ermita (COMTE, 1936), que recubrieron la mayor parte del dominio de la Cordillera Cantábrica. En los materiales más altos de la serie devónica se ha apreciado por primera vez la presencia de aportes procedentes de áreas más internas de la Cordillera (FRANKENFELD, 1982), lo cual puede ser interpretado (MARCOS y PULGAR, 1982) como el paso de la etapa de depósito sobre una plataforma estable a unas nuevas condiciones de inestabilidad creciente que alcanzarían su apogeo durante el Carbonífero superior.

Las Areniscas de la Ermita, de edad Fameniense superior, presentan en el borde más externo (el occidental/meridional) de la Región de Pliegues y Mantos y en la del Pisuerga-Carrión, una relativa continuidad estratigráfica con el resto de la serie devónica, si bien existen algunos hiatos o interrupciones en la secuencia sedimentaria. En cambio hacia el interior del arco la situación es distinta, ya que descansan discordantemente sobre materiales más antiguos, los que afloraban en el Bloque Cantábrico desmantelado, formando una película de poco espesor. De todos modos esta discordancia se aprecia sólo cartográficamente y no a nivel de afloramiento. En efecto, en las zonas correspondientes al dominio de Picos de Europa y zonas inmediatas estas areniscas se disponen de manera disconforme sobre las cuarcitas del Ordovícico inferior, y aún en algunos puntos sobre materiales de edad cámbrica.

Los materiales más antiguos del Carbonífero se depositaron pues sobre la plataforma costera cubierta por las areniscas del Fameniense superior, que constituyen de este modo el substrato inmediato de la nueva cuenca. En-

tre estas areniscas y las primeras capas del Carbonífero se presentan todavía en algunos casos, hiatos en la sedimentación y removilización de los materiales depositados anteriormente (SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1982). Los primeros materiales son sedimentos bioclásticos en el borde occidental/meridional, y sedimentos terrígenos en la parte centro-oriental de la cuenca, todos ellos de un espesor muy reducido, que corresponden al Tournaisiense. A ellos sigue el depósito de calizas pelágicas que constituyen una serie condensada de unos 40 m de espesor, en la que está representado el Viseense y la base del Namuriense. Probablemente su depósito se extendió por la Zona Asturoccidental-Leonesa, de donde en todo caso ha desaparecido por erosión, pero los bordes de la cuenca son por ahora totalmente desconocidos.

A partir de un momento determinado se produjo una progresiva emersión de la Zona Asturoccidental-Leonesa, que originó un cambio de sentido en la dirección de los aportes vertidos a la cuenca. En efecto, esta elevación determinó la denudación de los materiales últimamente depositados en la zona (el proceso se prolongó seguramente durante todo el Paleozoico superior), que pasaron a alimentar la cuenca sedimentaria a lo largo del Carbonífero medio y superior. La emersión de esta zona era en realidad una nueva manifestación de la inestabilidad de la corteza, que preludió el ciclo orogénico herciniano y acabó por originar una diferenciación en ámbitos sedimentarios distintos (BROUWER y VAN GINKEL, 1964; KULLMANN et al., 1977; JULIVERT, 1978; MARCOS y PULGAR, 1982). Los primeros impulsos venidos del W, provocaron la formación de mantos y otras unidades cabalgantes (COMTE, 1959; DE SITTER, 1962; JULI-

VERT, 1971). Esta tectónica de carácter tangencial determinó pues la compartimentación de la cuenca y condicionó las diferencias sedimentarias que se presentan en las distintas áreas de la misma. La sedimentación, inicialmente marina, comportó en la Cuenca central durante el Carbonífero medio episodios de carácter parálico en los que se produjo el depósito de las capas de carbón. El carácter subsidente de la Cuenca carbonífera central justifica la existencia de un gran espesor de sedimentos de edad westfaliense (más de 6.000 m, según GARCIA LOYGORRI et al., 1971). En cambio en el extremo oriental (Picos de Europa) la sedimentación fue exclusivamente de naturaleza carbonatada durante todo el período.

El depósito de importantes sucesiones detríticas, en general discordantes respecto de los materiales anteriores del Carbonífero, atestiguan las distintas fases del levantamiento y deformación del edificio herciniano. Algunos de estos mantos detríticos son de depósito submarino, pero otros poseen carácter netamente fluvial. Así pues se produjeron cambios importantes en la cuenca de sedimentación, que tan sólo mantuvo su carácter marino durante el Carbonífero superior en el extremo NE de la Zona Cantábrica. La fracturación tardía del macizo herciniano condujo al establecimiento de diversas cuencas lacustres aisladas por todo el territorio. Algunas de estas cuencas rebasaron ampliamente el ámbito de la Zona Cantábrica por el W y S, instalándose sobre el zócalo cámbrico o precámbrico. En estas zonas, junto al depósito de ingentes masas de conglomerados torrenciales, se desarrolló un régimen fluvial o lacustre con presencia de importantes niveles de carbón.



## II.4 EL CARBONIFERO INFERIOR Y MEDIO DE LA REGION DE PLIEGUES Y MANTOS

*J. Truyols Santonja y L. Sánchez de Posada*

Departamento de Paleontología. Facultad de Geológicas. Universidad de Oviedo.

### II.4.1 LA REGION DE PLIEGUES Y MANTOS

La Región de Pliegues y Mantos es la unidad comprendida entre el Antiforme del Narcea y la Cuenca Carbonífera central, estructuralmente es la más interna de la Zona Cantábrica aunque por su disposición cartográfica en forma de arco (la Rodilla astúrica), aparezca rodeando la Cuenca Central. En esta área la sucesión paleozoica aparece más completa que en las demás y el Carbonífero está representado por una gran variedad de materiales. Conviene distinguir, no obstante, entre la serie carbonífera anterior a la discordancia principal, que desde el punto de vista cartográfico aparece en continuidad con el Paleozoico inferior y medio, y la que es posterior a la misma, que se dispone en afloramientos aparentemente desligados de la estructura general.

La rama septentrional del arco termina bruscamente, cortada por la línea de la costa actual o desapareciendo bajo una cobertera discordante de materiales más modernos (Mesozoico y Terciario). También la rama meridional se hunde parcialmente en el sur debajo de los sedimentos del Terciario de la Cuenca del Duero. El límite oriental de esta rama es de posición menos clara. Ordinariamente se considera que pertenecen todavía a la Región de Pliegues y Mantos estructuras como el Domo de Valsurvio y la zona de escamas de la Sierra del Brezo, con lo que el límite vendría impuesto por el trazado del extremo SE de la falla de Ventaniella, pero desde el punto de vista de la sedimentación carbonífera podemos hacerlo terminar convencionalmente bastante más al oeste, junto al área recubierta por el Stephaniense de la cuenca de Valderrueda.

La Región de Pliegues y Mantos forma un conjunto de unidades cabalgantes dirigidas hacia el interior del arco, algunas de las cuales

poseen la magnitud de un verdadero manto (8 Km aproximadamente de acortamiento tectónico para el Manto de Somiedo y 14 para el del Esla, aunque el desplazamiento sobre el substrato de cada uno de ellos sería evidentemente bastante mayor). En realidad la Región puede dividirse en dos unidades diferenciadas que se disponen de manera concéntrica, la de Somiedo-Correcilla y la de La Sobia-Bodón (DE SITTER, 1962; JULIVERT, 1965, 1971) y que presentan caracteres particulares por lo que respecta a su composición estratigráfica. La estructura cabalgante se hace más patente en la rama meridional del arco, en la que se multiplican las escamas frontales, mientras que en la rama septentrional los cabalgamientos pierden importancia, especialmente por lo que se refiere a la unidad de Somiedo-Correcilla, hasta resolverse en un conjunto de pliegues más o menos vergentes hacia el E. En los núcleos sinclinales de estos pliegues de la parte septentrional y en los que figuran en los mantos y escamas del resto, el Carbonífero se hace presente en series más o menos completas anteriores a la discordancia astúrica.

El área ocupada por los afloramientos carboníferos es del orden de los 1.200 Km<sup>2</sup>, lo cual supone el 28% de la superficie total de la Región de Pliegues y Mantos. Las tres cuartas partes de esta superficie de afloramientos se halla en la unidad de La Sobia-Bodón. En la unidad de Somiedo-Correcilla sólo se presentan afloramientos aislados, ocupando el interior de las estructuras sinclinales (Cornellana, Somiedo, Vega de los Viejos, Alba, etc.) (Fig. II.3). En ambas unidades no obstante, el Carbonífero inferior se presenta de manera relativamente uniforme, pero a partir del Namuriense existen ya diferencias apreciables en la sedimentación dentro de cada una de las áreas mencionadas, de modo que las sucesiones

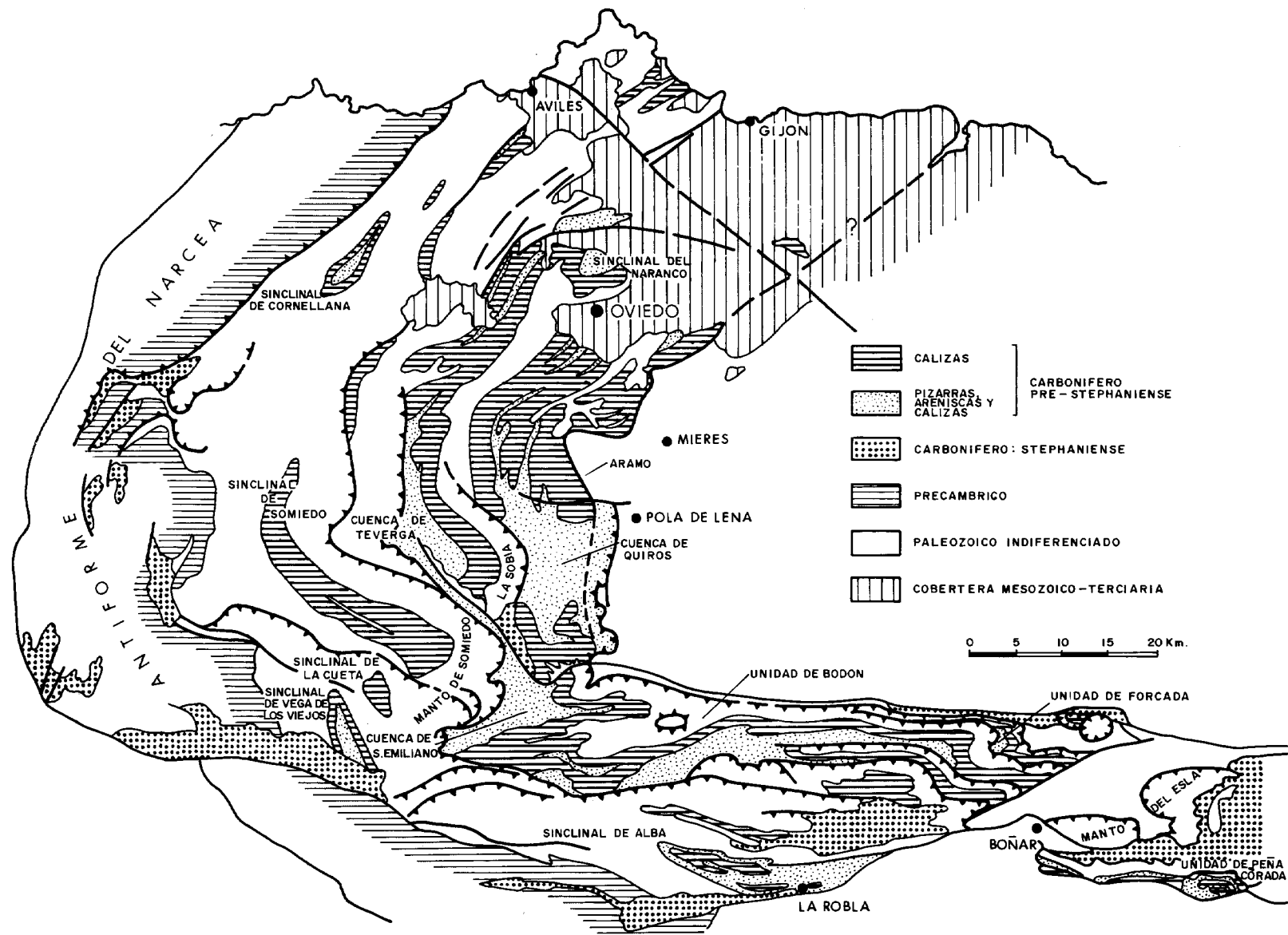


Fig. II.3.— Distribución de los afloramientos carboníferos en la Región de Pliegues y Mantos.

existentes pueden ser estudiadas de manera separada. La relativa coincidencia existente entre unidades estructurales y paleogeográficas de la Zona Cantábrica a lo largo del Paleozoico, es un hecho que ha sido puesto de relieve ya en diversas ocasiones (JULIVERT, 1971).

El Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos se conoce desde la primera mitad del siglo pasado. Algunos de los primeros estudios geológicos sobre el Carbonífero del NW de España (Arnao, Ferroños) pertenecen a esta zona, si bien se refieren a materiales posttectónicos del Stephaniense. Datos sobre el Carbonífero de la Región aparecen a mediados de siglo en relación con los indicios minerales descubiertos en la Caliza de Montaña y con las primeras explotaciones de carbón en Teverga y Quirós. Pero el conocimiento stratigráfico de este Carbonífero es de adquisición reciente, a pesar de que ya BARROIS (1882) había incluido en sus descripciones algunos itinerarios efectuados en esta área. La interpretación de las series productivas se hizo hasta hace poco tiempo por comparación con las de la Cuenca Central, mejor conocidas. Ha sido últimamente cuando la bibliografía regional se ha enriquecido de manera notable con la aparición de numerosos estudios stratigráficos sobre el Carbonífero.

## II.4.2 EL CARBONIFERO INFERIOR EN LA REGION DE PLIEGUES Y MANTOS

### II.4.2.1 GENERALIDADES

Los niveles más bajos del Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos pertenecen a los materiales que integran las formaciones Baleas y Vegamián, las cuales junto a la Caliza griotte o Formación Genicera constituyen con un espesor máximo de 50 m la representación condensada del Carbonífero inferior. Salvo la Caliza griotte, que por su tradicional empleo como material ornamental en la construcción fue reconocida geológicamente desde mediados del siglo pasado, las dos restantes formaciones pasaron prácticamente desapercibidas hasta hace pocos años, seguramente por su reducida potencia. BARROIS (1882) reconoció por primera vez la pertenencia al Carbonífero inferior de lo que denominaba "Marbre griotte" y que estudió inicialmente en Puente de

Alba (unidad de Somiedo-Correcilla), pero su datación precisa es un hecho de adquisición reciente. VAN GINKEL la llamó Formación Alba y más tarde WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) la describieron formalmente como Formación Genicera. La Formación Vegamián, mencionada por primera vez como "Couches de Vegamián" por COMTE (1959) fue también descrita en 1971 por WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING con su actual nombre. De la Formación Baleas hay datos desde 1956 (ALMELA et al., 1956; COMTE, 1959; HIGGINS et al., 1964; BUDINGER y KULLMANN, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; PELLO, 1968), pero no fue establecida sino hasta 1971 como las anteriores (WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971). PELLO (1973) la describió independientemente en la zona N como Formación Candamo, y de ella existe un estudio local detallado de RIO y MENENDEZ-ALVAREZ (1978).

Aunque la Caliza griotte se presenta constantemente no sólo por toda el área de la Región de Pliegues y Mantos sino hasta por toda la Zona Cantábrica, no sucede lo mismo con las Formaciones Baleas y Vegamián, cuya distribución cartográfica no parece guardar relación alguna con la posición relativa de las diferentes unidades estructurales. Algunas secciones, como las de Entrago y Olleros de Alba, resultan representativas de la relación existente entre estas formaciones.

### II.4.2.2 LAS SECCIONES DE TIPO ENTRAGO

En la sección de Entrago (Teverga) (Fig. II.4), perteneciente a la unidad de La Sobia-Bodón, sobre las areniscas rojizas del Devónico medio (Formación Naranco) y en disposición paraconforme, se apoyan 9 m de calizas biomicríticas de color blanco, que constituyen la Formación Baleas. A continuación y con un contacto erosivo empieza la serie de la Formación Genicera (Caliza griotte), constituida por calizas nodulosas de color rojo característico, de grano fino y con un elevado contenido arcilloso. La serie posee 30 m de espesor y en su mitad inferior presenta una intercalación de 7 m de radiolaritas de color más oscuro. Encima de esta serie se disponen sin ninguna discontinuidad 4 m de calizas del

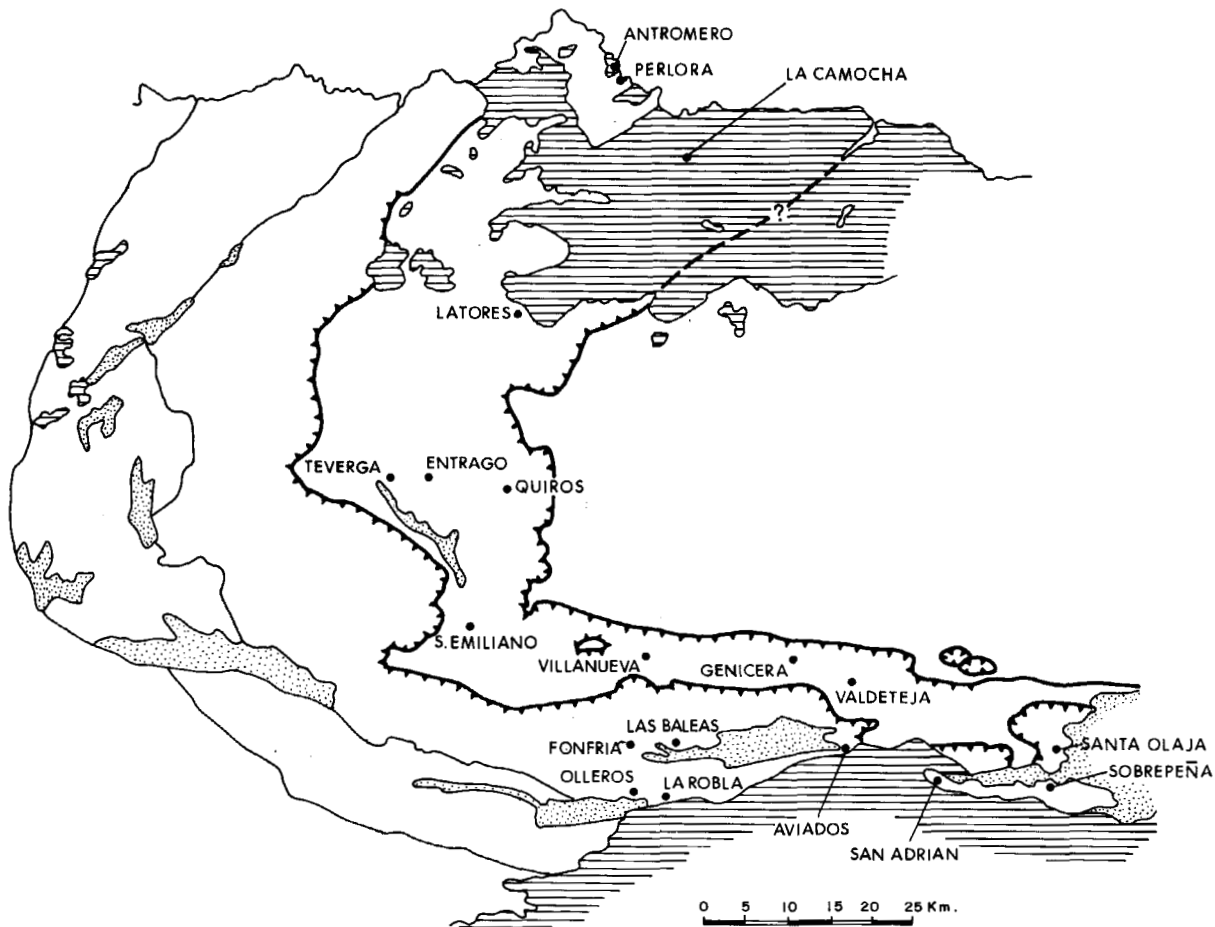


Fig. II.4.— El Carbonífero inferior en tres secciones representativas de la Región de Pliegues y Mantos, según datos de HIGGINS (1974) y de MENENDEZ-ALVAREZ (1977).

mismo aspecto pero de color gris rosado con una breve intercalación de caliza roja, que forman tránsito con la Caliza de Montaña, que sigue inmediatamente por encima.

Dentro de esta sucesión se encuentra, sin discontinuidad alguna, el límite Devónico-Carbonífero, así como todo el Carbonífero inferior y la base del Namuriense. BUDINGER y KULLMANN (1964) citaron de la parte media de la Formación Baleas, Conodontos de la zona de *-costatus*, es decir, pertenecientes todavía al Fameniense más alto, pero junto al techo MENENDEZ-ALVAREZ (1978) consiguió encontrar *Siphonodella sulcata* entre otras formas, lo cual definiría la posición precisa de la base del Carbonífero. En los primeros decímetros de la Formación Genicera aparecen mezclados Conodontos de las zonas

*-sulcata* y *-carina* (MENENDEZ-ALVAREZ, 1978), debido a la existencia de un "hard ground" en la base, en el que se resedimentarían materiales anteriores erosionados. En el resto de la sucesión se ha citado la presencia de las zonas de *-anchoralis* y *-typicus* por debajo de la intercalación de radiolaritas, y de *-bilineatus bilineatus* y *-nodosus* por encima de ella (BUDINGER y KULLMANN, 1964; MENENDEZ-ALVAREZ, 1978). En consecuencia se puede afirmar la existencia del Tournaisiense superior y del Viseense completo en la Formación Genicera. Los Goniatites citados por diversos autores en esta sección (DELEPINE, 1943; KULLMANN, 1962; WAGNER-GENTIS, 1963) apoyan totalmente la datación efectuada con Conodontos. Muy cerca del techo debe situarse el límite Viseense-Na-

muriense, ya que en un escaso intervalo de la parte más alta de la formación, KULLMANN (1962) y WAGNER-GENTIS (1963) han citado Goniatites de la zona de *-granosus*, la última del Viseense, y se ha hallado además *Delepinoceras eothalassoide* (WAGNER-GENTIS, 1963) que indica la parte baja del Namuriense A ( $E_1$ ). Esta conclusión parece plausible, ya que algo más arriba, en las capas de transición con la Caliza de Montaña, se han encontrado Goniatites pertenecientes al piso de  $E_2$ , con *Eoasianites* cf. *ibericus* (KULLMANN, 1962) y Conodontos de la zona de *-bilineatus bollandensis* (MENEDEZ-ALVAREZ, 1978).

Sucesiones análogas a la de Entrago, aunque dentro de la unidad de Somiedo-Correcilla, son las de Las Baleas (Pola de Gordón) y Aviados (La Vecilla). En la sección de Las Baleas, en la formación que lleva este mismo nombre, HIGGINS (1971, 1974) había reconocido únicamente Conodontos de la zona de *-cooperi-communis*, pero investigaciones recientes (MENEDEZ-ALVAREZ, com. pers.) han comprobado además la existencia de las zonas de *-costatus* y de *-sulcata*, lo que muestra que la extensión vertical de la formación es la misma que en la sección de Entrago. También la Formación Genicera presenta aquí una sucesión parecida aunque en sus capas más bajas aparecen Conodontos de la zona de *-anchoralis*; este hecho podría sugerir quizá la existencia de un diacronismo de la base, aunque no podemos olvidar que se trata de un contacto erosivo y que los Conodontos que figuran inmediatamente por encima, tal y como se vio para el corte de Entrago, son producto de una removilización previa. Otra sucesión análoga, junto a la línea de la costa es la de Perlora, descrita por ADRICHEM BOOGAERT (1967). En ella está presente la zona de *-costatus* en la parte baja de la Formación Baleas, como en Entrago, y al igual que en esta sucesión, sobre la Formación Genicera existen 4 m de calizas claras con *Eoasianites ibericus* y *Proshumardites delepinei* (KULLMANN, 1962), que indican indudablemente su pertenencia al Namuriense A ( $E_2$ ).

#### II.4.2.3 LAS SECCIONES DE TIPO OLLEROS

Una sucesión de tipo distinto es la que existe en Olleros de Alba (Fig. II.4), dentro de

la unidad de Somiedo-Correcilla. En ella sobre las areniscas del Devónico superior (Formación Ermita), se presenta un delgado banco de caliza seguido de 3 m de pizarras negras con lechos de lidita, que acaban en un pequeño banco de areniscas con nódulos fosfatados. Estos materiales constituyen la Formación Vegamián. Encima de ellos y con una cierta discontinuidad, siguen las calizas nodulosas rojas de la Formación Genicera, que en esta sección no deben alcanzar más de 20 m de espesor. A continuación, de manera distinta a lo que sucede en las secciones anteriores, se interrumpe la sucesión carbonatada y sobre la Formación Genicera aparecen primero 8 m de margas verdosas y rojizas y a continuación una serie de pizarras y areniscas de carácter turbidítico, que supera los 300 m de espesor. Esta última serie constituye la Formación Olleros y las capas versicolores han recibido informalmente el nombre de Capas de Olaja (WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971) o Pizarras de Entomozoidos (BECKER, BLESS y KULLMANN, 1975).

La parte más baja de la sucesión no contiene ya al parecer, Conodontos de la zona de *-costatus*, como sucedía en las anteriores. En la misma base de la Formación Vegamián se han hallado representantes de la zona de *Protognathodus* (HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982) que indicarían la base del Carbonífero, si bien HIGGINS (1971) mencionaba asimismo la presencia de formas propias de la zona de *-anchoralis* en los mismos niveles. Las capas altas de la Formación Vegamián no han proporcionado en esta sección ningún resto fósil de interés, pero en otros puntos parecen existir evidencias en favor de su atribución a la zona de *-anchoralis*. En la Formación Genicera no existen diferencias de edad respecto a las anteriores indicadas. En la parte inferior se han localizado las zonas de *-anchoralis* y *-typicus* (HIGGINS et al., 1965; HIGGINS, 1971), mientras en la superior figuran las de *-bilineatus bilineatus* y *-nodosus* (HIGGINS et al., 1964; HIGGINS, 1971; HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982). Finalmente los materiales que constituyen las Capas de Olaja han suministrado en la parte baja (BECKER, BLESS y KULLMANN, 1975) *Truyolsina tuyolsi*, y en la parte superior

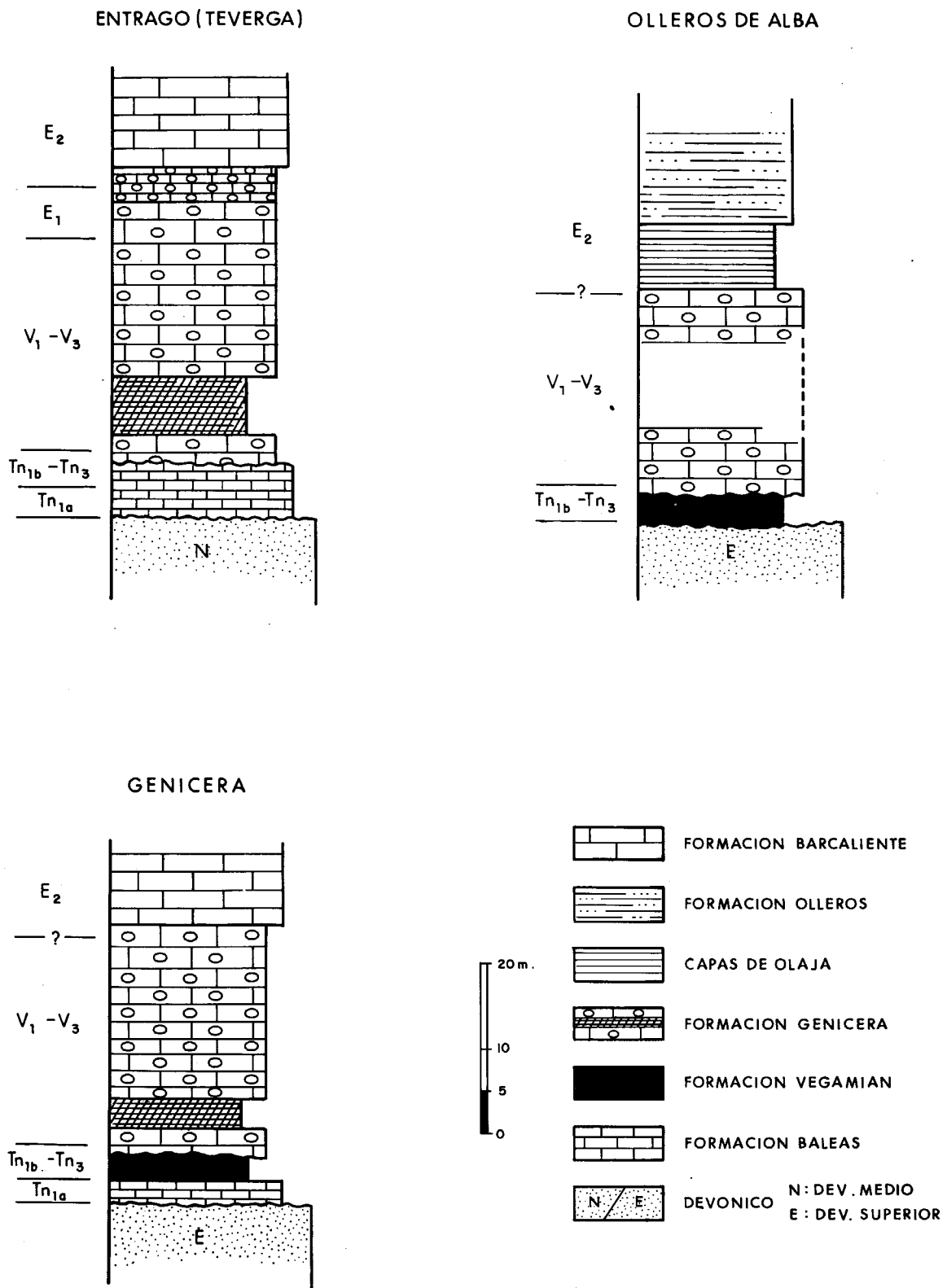


Fig. II.5.— Secciones y localidades citadas en el texto, del Carbonífero de la Región de Pliegues y Mantos.

*Proshumardites?* sp. En puntos no alejados (Los Barrios de Gordón), estos mismos materiales han proporcionado (WAGNER-GENTIS in WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971), *Eumorphoceras bisulcatum*, de modo que su edad Namuriense A ( $E_2$ ) como la que poseen las calizas nodulosas claras que ocupan la misma aposición en Entrago y otras secciones, parece bien establecida.

Secciones comparables a la de Olleros de Alba dentro de la unidad de Somiedo-Correcilla existen en Santiago de las Villas, y dentro de la de La Sobia-Bodón, en Getino y Campolongo, aunque ciertamente escasean los datos paleontológicos referidos a la Formación Vegamián. Sin embargo, una información adicional respecto a ella la pueden proporcionar aquellas secciones en las que coexisten las Formaciones Vegamián y Baleas, las edades de las cuales son relativamente parecidas. De entre ellas, la más representativa de entre las que presentan esta circunstancia es la de Genicera, en la unidad de La Sobia-Bodón (Fig. II.4).

#### II.4.2.4 LA SECCION DE GENICERA Y LAS RELACIONES ENTRE FORMACIONES

En esta sección, sobre las areniscas del Devónico superior (Formación Ermita) se disponen en contacto erosivo 2 m de caliza biomicrítica de la Formación Baleas, seguidos de 2,5 m de pizarras negras y lilitas con bancos provistos de nódulos fosfatados en la base, que constituyen la Formación Vegamián, y de unos 25 m de calizas nodulosas rojas (Formación Genicera) con una intercalación de radiolaritas de 3 m cerca de la base (WAGNER, 1963). En la parte alta de la Formación Baleas, HIGGINS et al. (1964) localizaron la zona de *-costatus*, no existiendo por el momento evidencias de zonas más altas. La Formación Vegamián suministró *Siphonodella* en las capas más bajas (HIGGINS et al., 1964), pero más tarde se encontraron en ellas formas de la zona de *-cooperi-communis* (HIGGINS, 1971). De la parte alta se dispone tan sólo del hallazgo de *Muensteroceras arkansanum* (WAGNER-GENTIS in WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971), propio en Norteamérica del paso Kinderhookiense-Osagiense, y que quizá se correspondería en el tiempo con

el de la zona indicada de *-cooperi-communis*. Finalmente, por lo que se refiere a la Formación Genicera parece que también aquí están presentes las mismas formas que en Las Baleas y otros puntos (HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982).

La sección de Genicera permite observar pues la posición de la Formación Vegamián encima de la Formación Baleas, circunstancia ésta poco frecuente, ya que en la mayoría de los casos la presencia de una de ellas parece excluir la de la otra. Sin embargo, la coexistencia de ambas formaciones no es rara en diversas secciones fuera de la Región de Pliegues y Mantos, y en estos casos la Formación Vegamián siempre se presenta por encima de la Formación Baleas. Por lo tanto, aunque desde el punto de vista cronoestratigráfico no parecen existir demasiadas diferencias entre una y otra, puede aventurarse que la base de la Formación Baleas debe ser siempre más antigua que la de la Formación Vegamián. La existencia de hiatos sedimentarios durante los cuales pudo producirse removilización de materiales e incluso su desaparición por erosión, explicaría la variedad de situaciones que podrían darse en las distintas secciones locales del Carbonífero inferior de esta región. SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1981) han estudiado la distribución cartográfica de los afloramientos de una y otra formación y han explicado su significado.

En definitiva, durante el lapso correspondiente al Carbonífero inferior, incluyendo gran parte del Namuriense A, la sedimentación aparece notablemente condensada, iniciándose con el depósito de las formaciones Baleas y Vegamián sobre la plataforma detrítica de las areniscas de la Formación Ermita. La Formación Baleas inició su depósito durante los últimos tiempos del Fameniense y se interrumpió antes de concluir el Tournaisiense, tal vez durante el  $Tn_3$  (zona de *-anchoralis*). Es posible que la Formación Vegamián corresponda tan sólo a un pequeño intervalo entre  $Tn_2$  y  $Tn_3$ , pero falta por ahora documentación paleontológica convincente de la parte inferior en un número razonable de secciones. Parece seguro que tras un hiato sedimentario intratournaisiense (¿durante  $Tn_3$ ?) se inició el depósito de la Formación Genicera, que cu-

brió no sólo el Viseense entero sino también una parte del Namuriense A. Durante el Namuriense A la uniformidad sedimentaria que existía anteriormente desapareció, y en muchas secciones, especialmente de la unidad de Somiedo-Correcilla, la caliza nodulosa es sustituida por las margas versicolores de las Capas de Olaja. Más tarde, aún durante el mismo Namuriense A, se produjo una variación importante en el ritmo de depósito de los materiales, que determinó para esta área el final de la sedimentación condensada.

### II.4.3 EL CARBONIFERO MEDIO EN LA UNIDAD DE SOMIEDO-CORRECILLA

#### II.4.3.1 GENERALIDADES

En la unidad de Somiedo-Correcilla, los materiales que siguen a la serie condensada del Carbonífero inferior integran una sucesión terrígena con algunas intercalaciones calcáreas importantes, que en la rama meridional de dicha unidad se conoce como Formación Olleros. DE SITTER (1962) utilizó para ella la expresión "Facies Culm", BOSCHMA y VAN STAALDUINEN (1968) la llamaron Formación Cuevas y finalmente, WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) la describieron formalmente como Formación Olleros, si bien en un sentido más restringido que en los autores anteriores. De la rama septentrional de la Región de Pliegues y Mantos se han descrito sucesiones análogas, pero no se ha utilizado para ellas ningún nombre de formación salvo el de series flysch (LLOPIS, 1962).

#### II.4.3.2 SECCIONES DEL SINCLINAL DE ALBA

En el sinclinal de Alba, es decir, la estructura más externa de la rama meridional, es donde se ha reconocido mejor la sucesión, que presenta un neto carácter turbidítico. La sección más representativa de esta área es la de Olleros de Alba (Fig. II.6).

En Olleros, encima de las Capas de Olaja y sin discontinuidad con ellas se presenta la Formación Olleros, constituida por pizarras, areniscas y algunas capas de caliza, que ha sido descrita por WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971). En la parte inferior aparecen pizarras con algunas capas delgadas de are-

nisca, que adquieren mayor importancia a partir de la mitad de la serie, donde se ordenan en secuencias que muestran granoclasificación y otras estructuras sedimentarias. A los 267 m de la base, la caliza en delgados bancos hace su aparición en las secuencias, y 50 m más arriba la sucesión terrígena es sustituida por una serie carbonatada que para WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) constituye ya una formación distinta. Se trata de una caliza oscura y fétida, que presenta laminaciones y puede compararse claramente con los materiales que casi siempre constituyen la parte inferior de la Caliza de Montaña con el nombre de Formación Barcaliente. (Véase más adelante). Localmente estas calizas, que sobrepasan los 80 m de potencia, constituyen el término más alto de la serie por estar situadas en un núcleo accesorio del sinclinal, pero más al norte aparecen términos superiores constituidos por pizarras, areniscas, niveles delgados de conglomerados y capas de caliza, cuya sucesión no ha sido estudiada hasta ahora.

La Formación Olleros no ha suministrado en este punto casi ningún documento paleontológico de interés salvo restos vegetales clasificables. WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) citan solamente esporas que parecen indicar el Namuriense B por debajo de la sucesión carbonatada. Algo más al este, WAGNER y FERNANDEZ-GARCIA (1971) han señalado en La Robla la existencia de una pequeña flora del Namuriense A o B. WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) indican por otra parte la presencia de Cefalópodos del piso de  $R_1$  en localidades procedentes de una unidad situada más al norte del sinclinal de Alba, el sinclinal del Pedroso, si bien son de niveles de posición estratigráfica no controlada dentro de la Formación Olleros. Todos estos datos inclinan a los autores a suponer que la Formación Olleros corresponde a una edad Namuriense B. Sin embargo, MENENDEZ-ALVAREZ (com. pers.) ha encontrado en las primeras capas calcáreas de la sección de Olleros, *Gnathodus bilineatus bollandensis*, y además otros Conodontos de edad anterior a  $R_1$  en distintos puntos de la caliza fétida. Esto indica, contrariamente a lo que sugieren WAGNER, WINKLER PRINS y





erosivo (REUTHER, 1977), lo cual conduce a consideraciones sobre un proceso del levantamiento orogénico (Véase más adelante).

#### II.4.3.3 OTRAS SECCIONES

El tipo de sucesiones descritas no es exclusivo del sinclinal de Alba. En el ya citado sinclinal del Pedroso situado más al norte, la serie turbidítica se dispone sobre la Formación Barcaliente, que aquí posee un notable espesor, y cuya base es visible en el corte de la cantera de Las Baleas. REUTHER (1977) ha descrito la serie de Fonfría, al sur de Cabornera. Sobre unos 10 m de calizas claras nodulosas comparables con las que en Entrago han proporcionado fauna de edad  $E_2$ , sigue una serie de 370 m de potencia de calizas oscuras del mismo aspecto que las calizas lentejonares del sinclinal de Alba. Es la clásica Formación Barcaliente, con laminaciones especialmente en la parte baja y algunos niveles silicificados. En la parte alta la caliza se hace más clara y masiva. Hacia la mitad de la serie se presenta una intercalación margosa de 15 m y hacia la parte más alta existen 12 m de brechas intraformacionales. A esta serie sigue una sucesión turbidítica comparable a las que están presentes en el sinclinal de Alba, y en cuya base se ha citado una fauna con *Reticuloceras* ex gr. *circumplicatile*, *Homoceras?* sp., etc. (KULLMANN, 1979b), que representa el Namuriense B inferior ( $R_1$ ). La serie turbidítica posee un espesor de unos 100 m y está constituida por pizarras y areniscas, y tan sólo en la parte alta las secuencias existentes poseen capas calcáreas. El techo local de la Formación Barcaliente, fechado por su posición respecto de la fauna de  $R_1$ , mostraría claramente un trazado diacrónico en relación con otros puntos, de tal modo que el intervalo de depósito de la formación en esta sección correspondería a las series turbidíticas de Olleros y La Robla, incluyendo total o parcialmente las bandas calcáreas que podrían interpretarse razonablemente como digitaciones de la misma o sus equivalentes laterales.

Una sucesión parecida se presente en el alóctono del Manto del Esla, en Santa Olaja de la Varga. Sobre las Capas de Olaja que han suministrado una fauna característica de  $E_2$

(KULLMANN, 1962; WAGNER-GENTIS, 1963; BECKER, BLESS y KULLMANN, 1975), sigue la serie carbonatada de la Formación Barcaliente, que llega a alcanzar los 400 m de espesor, y a continuación los materiales terrígenos en cuya base, como en el sinclinal de Pedroso, se han hallado Goniatites del piso de  $R_1$  (KULLMANN, 1979a).

En los sinclinales de la rama septentrional de la unidad de Somiedo-Correcilla (Vega de los Viejos, Somiedo, Cornellana, etc.), las sucesiones presentes manifiestan igualmente un carácter turbidítico pero no han sido estudiadas hasta el momento actual. En cambio sí lo ha sido la de San Pedro de Antromero, (Fig. II.7), que constituye un pequeño afloramiento del extremo norte, en la costa entre Candás y Luanco (LLOPIS, 1962; ZAMARRENO, 1966; VIRGILI y CORRALES, 1968). La parte baja de esta serie, a continuación de la Caliza griotte, está formada por 112 m de calizas oscuras y laminadas con las características propias de la Formación Barcaliente. En los 30 m finales de la misma desaparecen las laminaciones y se presentan 6 m de calizas brechoides a las que siguen 15 m de caliza masiva más clara, tal como sucedía en la serie del Pedroso. Sobre ella y sin discontinuidad comienza la sucesión que ha sido descrita como flysch de San Pedro (VIRGILI y CORRALES, 1968), comparable a la Formación Olleros. Sin embargo en esta sucesión poseen más importancia los niveles carbonatados, especialmente en el conjunto de los 25 m inferiores de la sucesión en los que aparecen brechas intraformacionales muy destacadas. En el resto de la serie son los materiales terrígenos los que alcanzan un mayor desarrollo. El conjunto está ordenado según secuencias o ciclos en los que se presentan laminaciones, granoclasi-ficación y estructuras sedimentarias diversas.

Dentro de esta sucesión, la Formación Barcaliente no ha suministrado por ahora ningún resto fósil significativo, pero hacia la parte media de la serie turbidítica se han encontrado Goniatites que indican una edad Namuriense B, como *Reticuloceras paucicrenulatum*, *Proshumardites* cf. *karpinskii*, y otras formas (BOUROZ, 1962; RADIG, 1964; KULLMANN, 1979b). Así pues, podemos admitir que, al igual que para la sucesión de

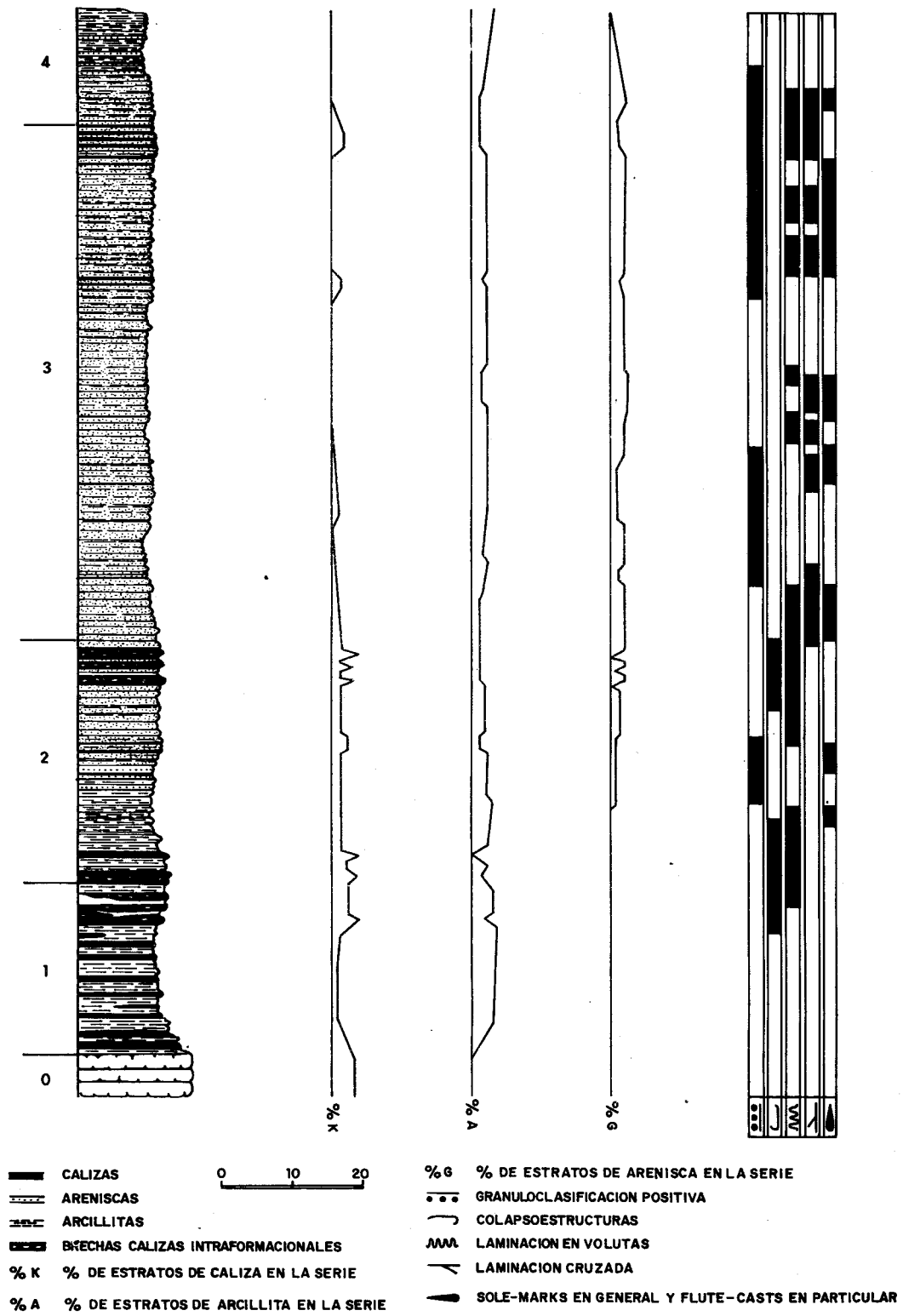


Fig. II.7.— Sección del Carbonífero de Antromero (VIRGILI y CORRALES 1968).

Fonfría (Pedroso), la serie turbidítica de Antromero corresponde en su mayor parte al piso de  $R_1$ .

En definitiva, podemos afirmar por lo tanto que en la unidad de Somiedo-Correcilla durante el Namuriense A no sólo tuvo lugar la sedimentación de las Capas de Olaja (o su equivalente, las calizas nodulosas de Enrago y otros puntos) sino también la mayor parte de la sucesión turbidítica que viene a continuación de ellas. Esta sucesión está constituida por materiales principalmente terrígenos que se conocen como Formación Olleros y por calizas negras y fétidas que representan la Formación Barcaliente. Estas calizas, cuyo carácter alodápico ha sido puesto de manifiesto por HEMLEBEN y REUTHER (1980), asimilándolas a turbiditas distales, aparecen a distintos niveles por entre los materiales terrígenos de la Formación Olleros. La mayor parte de este conjunto posee una edad Namuriense A, con representación paleontológica de  $E_2$  e incluyendo también  $H_1$  y  $H_2$ , aunque no se ha documentado ningún resto de esta edad. Las únicas referencias seguras de Namuriense B ( $R_1$ ) en horizontes bien precisados se sitúan ya por encima de la Formación Barcaliente en algunos puntos como Antromero, Fonfría (Cabornera) y Santa Olaja. En las demás secciones faltan por ahora puntos de referencia. En ninguna localidad de la unidad de Somiedo-Correcilla se ha detectado la existencia de horizontes de edad más moderna.

La sedimentación condensada del Carbonífero inferior se detuvo después del depósito de las Capas de Olaja durante  $E_2$ , para adquirir a continuación un ritmo rápido con la sedimentación turbidítica. La existencia de microbrechas en algunos puntos entre  $E_1$  y  $E_2$  es interpretada por REUTHER (1977) y por KULLMANN, REUTHER y SCHÖNENBERG (1977) como manifestación de los primeros movimientos del ciclo herciniano, así como también lo representaría el contacto erosivo de la base del Miembro Adrián en algunas localidades (Sobrepeña en particular). KULLMANN y SCHÖNENBERG (1975) han supuesto para este intervalo la existencia de un "primer impulso tectónico" en el proceso orogénico, así como las grandes brechas de la parte alta de la Formación Barcaliente repre-

sentarían un "segundo impulso" ( $R_1$ ). Sin embargo, una integración de estos datos con los que han proporcionado la evidencia del proceso de despegue y emplazamiento de los mantos cantábricos, está lejos de haberse realizado todavía.

#### II.4.4 EL CARBONIFERO MEDIO EN LA UNIDAD DE LA SOBIA-BODON

##### II.4.4.1 GENERALIDADES

En la unidad de La Sobia-Bodón la sucesión estratigráfica que sigue a la serie condensada del Carbonífero inferior presenta diferencias acusadas respecto a la que existe en la unidad de Somiedo-Correcilla. En esta última los términos más elevados de la sucesión no suelen sobrepasar el Namuriense B, mientras que en la de La Sobia-Bodón alcanzan niveles situados bastante más arriba, en un Moscoviense/Westfaliense más o menos alto. La sedimentación de tipo turbidítico es comparativamente menos importante y en cambio tienen un papel destacado las grandes masas carbonatadas de la Caliza de Montaña y las formaciones de materiales detríticos y calcáreos de la plataforma continental.

Los elementos más importantes en este sector son las formaciones Barcaliente, Valdeteja y San Emiliano. Series locales con variantes de más o menos importancia han sido asimiladas aunque de modo incorrecto a alguna de las tres formaciones; no obstante, conviene mantener su identidad. La Formación Barcaliente y la Formación Valdeteja integran superpuestas la una a la otra, el conjunto denominado Caliza de Montaña desde los tiempos de EZQUERRA DEL BAYO (1844a), expresión que todavía está vigente en el léxico geológico regional. La denominación "Caliza de Montaña" o la de sus variantes antiguas (Caliza metalífera, Caliza carbonera, Caliza de los cañones) conviene mejor a la noción moderna de grupo, ya que incluye en realidad a dos formaciones distintas. DELEPINE (1943), así como más tarde WAGNER (1963) y EVERS (1967), ya habían observado la existencia de dos unidades litoestratigráficas diferentes dentro de la Caliza de Montaña, que WINKLER PRINS (1968) consideró como miembros de la misma formación (Miembro Vegacervera y

Miembro Valdeteja). Poco después, WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) elevaron dichos miembros a la categoría de formaciones independientes, a pesar de lo cual algunos autores continúan manteniendo todavía su unidad bajo el nombre tradicional de Caliza de Montaña, o también el de Formación Escapa, establecido en otras áreas por BROUWER y VAN GINKEL (1964). El nombre de Formación San Emiliano también fue introducido por estos mismos autores en 1964.

#### II.4.2 LA SECCION DE VALDETEJA

WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING (1971) establecieron como estratotipo de las formaciones que forman el conjunto de la Caliza de Montaña una sección en el valle del río Curueño, siguiendo el curso inferior de los arroyos de Barcaliente y Valdeteja, la cual permite observar la sucesión entera. WINKLER PRINS (1971) dio una descripción de la misma y mencionó los niveles con contenido fosilífero (Fig. II.7-A). Al conjunto se le superponen los materiales de la Formación San Emiliano, pero en esta zona el contacto con la Caliza de Montaña parece mecanizado, y por ello la sucesión que aquí existe de esta formación no será descrita.

La base de la Formación Barcaliente se apoya sin discontinuidad sobre los materiales de la Formación Genicera a través de capas de caliza nodulosa clara, como en la sección de Entrago. La serie está constituida por 200 m de calizas negras, fértidas y tableadas, provistas de laminaciones y que muchas veces aparecen dolomitizadas. El aspecto es pues muy parecido al que muestran las sucesiones atribuidas a la misma formación de la unidad de Somiedo-Correcilla. En la parte alta de esta sucesión (a 160 m de la base) e incluso junto al techo, aparecen sendos niveles de brechas intraformacionales del mismo tipo de las que se presentaban en el sinclinal del Pedroso y en otros puntos. Constituyen las denominadas "Brechas del Porma" por REUTHER (1977) y autores de la escuela de Tübingen. El contenido paleontológico es muy escaso, como suele ser norma en la formación, y está limitado casi tan solo a una fauna de Braquiópodos que se halló en una intercalación margosa situada por

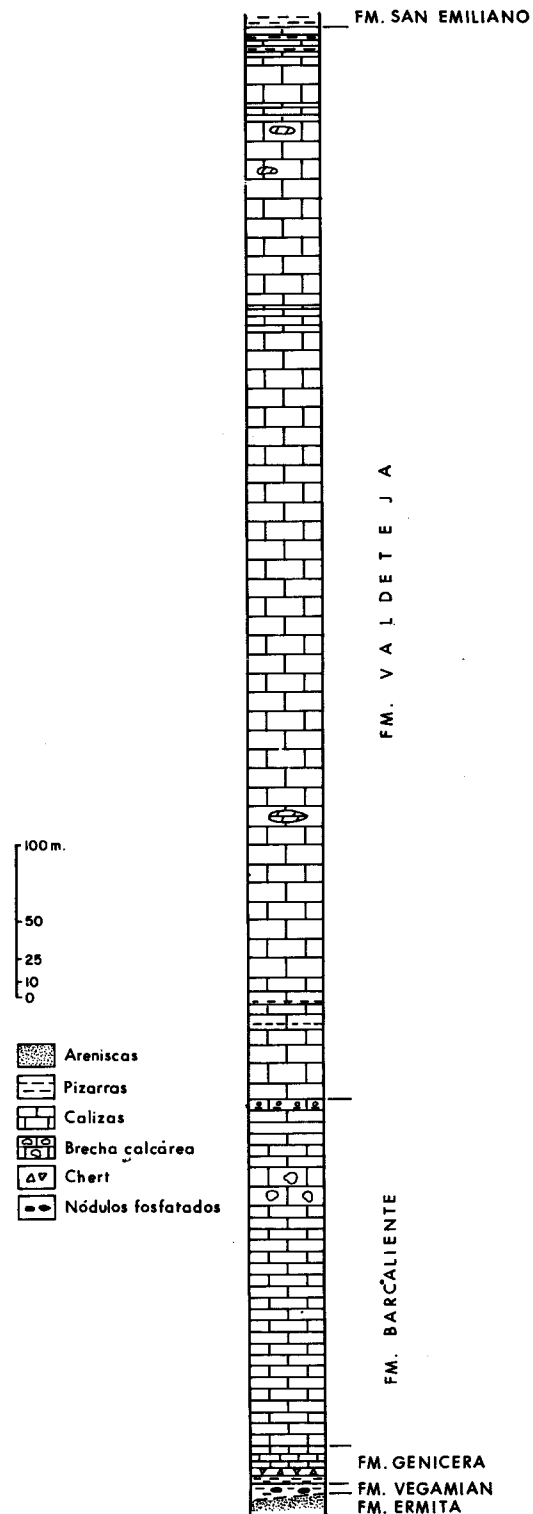


Fig. II.7.a.— La sucesión de la Caliza de Montaña (Fm. Barcaliente y Fm. Valdeteja) en la serie tipo de Valdeteja (WINKLER PRINS 1971, simplificada).

debajo de la brecha superior (banda de *Marti-niopsis*, de WINKLER PRINS, 1968). Desgraciadamente el significado de las formas que contiene no proporciona información cronoe-stratigráfica útil, y el problema de la edad de la formación no puede resolverse localmente y ha de ser discutido por comparación con la de otros puntos. No obstante, una edad Namuriense A como en las series de la unidad de Somiedo-Correcilla, parece bastante probable.

La Formación Valdeteja está constituida por calizas de color claro generalmente masivas aunque también con tramos tableados, y presentan además algunas intercalaciones margosas. En esta sección el conjunto es anormalmente espeso ya que llega a alcanzar los 650 m. Aunque en su mayor parte corresponde a calizas masivas, existe un tramo margoso a 45 m de la base, y otros varios situados en la parte superior de la formación. WINKLER PRINS (1968) estableció la existencia de una serie de bandas reconocibles por la presencia de formas determinadas de Braquiópodos o de Corales, y presentes en los tramos margosos (Banda de *Cladochonus*, de *Chaoiella*, de *Echinoconchus*, etc.). Le serie termina con una caliza oscura que posee un importante nivel fosilífero, la banda de *Linoproductus* (WINKLER PRINS, 1968). La fauna presente en calizas y margas, aún siendo muy poco expresiva en cuanto a edad, parece apuntar hacia un Bashkiriense inferior (WINKLER PRINS, 1968; WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971), lo cual vendría a corresponder aproximadamente a un Namuriense B. En realidad a la consideración de esta edad se llegó tras el análisis de datos procedentes de diversas secciones de la Zona Cantábrica y teniendo en cuenta además el contenido en algunas de ellas de conjuntos de Fusulinas (VAN GINKEL, 1965). En estas condiciones, debido al diacronismo importante que manifiesta ordinariamente el techo de la Formación Valdeteja, no es de extrañar que existan amplias variaciones respecto a la edad del mismo. En esta misma sección es posible que su edad sea más moderna. La aparición de los primeros ejemplares de Conodontos del género *Idiognathodus* a 100 m de la base (MENENDEZ-ALVAREZ, com. pers.) indicando como mínimo el Namuriense B superior, parece dar a entender

que los tramos altos de la Formación Valdeteja en su sección-tipo quizá pertenezcan ya al Bashkiriense superior. Abona esta suposición el resultado de una investigación reciente practicada en las inmediaciones de la sección descrita, en las Hoces de Valdeteja (VILLA, 1982). Esta sección, que parece reunir condiciones más favorables por la naturaleza de sus materiales, ha proporcionado en efecto resultados que modifican sensiblemente la datación establecida. El estudio de su contenido en Foraminíferos muestra que hacia la mitad de la sucesión se presenta *Profusulinella ex gr. rhombiformis* y otras formas que indicarían ya el Bashkiriense superior. Y aún más, en la parte alta aparece *Verella* sp., indicando la proximidad del techo del Bashkiriense, y todavía más arriba, *Profusulinella tashliensis minima* y *Globivalvulina granulosa compressa* que, junto con la desaparición de los *Archae-discidae*, sugieren la posibilidad de que ya pertenezcan al Moscoviense inferior (VILLA, 1982). De todos modos, este hecho es en realidad excepcional para toda la Región de Pliegues y Mantos, por lo cual no puede ser objeto de generalización, especialmente teniendo en cuenta la naturaleza diacrónica del techo de la formación.

#### II.4.4.3 LA SECCION DE SAN EMILIANO

La sección de San Emiliano presenta especial interés porque en ella se estableció el estratotipo de la Formación San Emiliano (BROUWER y VAN GINKEL, 1964; VAN GINKEL, 1968; WINKLER PRINS, 1968; WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971). Sobre la Formación Genicera en las cercanías de Puente Orugo, se sitúa el conjunto de las formaciones Barcaliente y Valdeteja, localmente dolomitizadas y de las que no se dispone por ahora de un estudio stratigráfico, cuyo espesor debe ser del orden de los 500 m. Encima de la Formación Valdeteja se sitúa mediante paso gradual la Formación San Emiliano. Se trata de una formación detrítico-calcárea en la que con frecuencia se observan interdigitaciones respecto a los materiales de la Formación Valdeteja; la parte alta de esta última pasa lateralmente en muchos puntos a los materiales de la Formación San Emiliano. Su espesor es del orden de los 1.800 m.

Recientemente ha sido estudiada por BOWMAN (1979, 1982), que ha dado una interpretación al conjunto (Fig. II.7-B).

La parte inferior de la formación está formada por pizarras negruzcas y contiene intercalaciones de areniscas y de algún nivel calcáreo discontinuo cerca del techo. El conjunto posee 250 m de espesor, y BOWMAN (1982) ha creado con él el Miembro Pinos.

Los materiales que vienen a continuación presentan una clara ritmicidad y están representados por bandas calcáreas que separan paquetes constituidos por materiales detríticos que suponen depósitos de plataforma. El conjunto tiene unos 1.050 m de espesor y está formado por 8 ciclos, cada uno de los cuales empieza con un banco de caliza de potencia variable (el primer ciclo contiene un banco de caliza de hasta 70 m de espesor) seguido de margas y a veces de alguna capa de arenisca. Varios de estos bancos de caliza corresponden a masas construidas de algas de tipo *Donezella* (BOWMAN, 1979). Los intervalos entre bancos de caliza pueden llegar en algún caso a más de 150 m, aunque generalmente son menores. En las secuencias superiores el ciclo acaba con el depósito de una capa de carbón. La serie es pues de tipo parálico, y BOWMAN (1982) ha subrayado la naturaleza deltaica de los niveles detríticos. Con este conjunto ha establecido un miembro intermedio de la formación, que ha denominado Miembro La Majúa.

El miembro de la parte superior, o Miembro Candemuela, se distingue del anterior por la desaparición casi total de las calizas, reducidas tan sólo a algunos lentejones sin continuidad lateral. Abundan más los niveles carbonosos, que en número de 9 ó 10 han llegado localmente a ser explotados. De este miembro puede llegar a medirse un espesor mínimo de 500 m, pero la serie queda en realidad truncada de manera discordante por los conglomerados stephanienses de la cuenca de Puerto Ventana.

En el techo de las bandas calcáreas y en diversos tramos margosos interestratificados existe una abundante macrofauna constituida especialmente por Braquiópodos (WINKLER PRINS, 1968; MARTINEZ-CHACON, 1979; MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS,

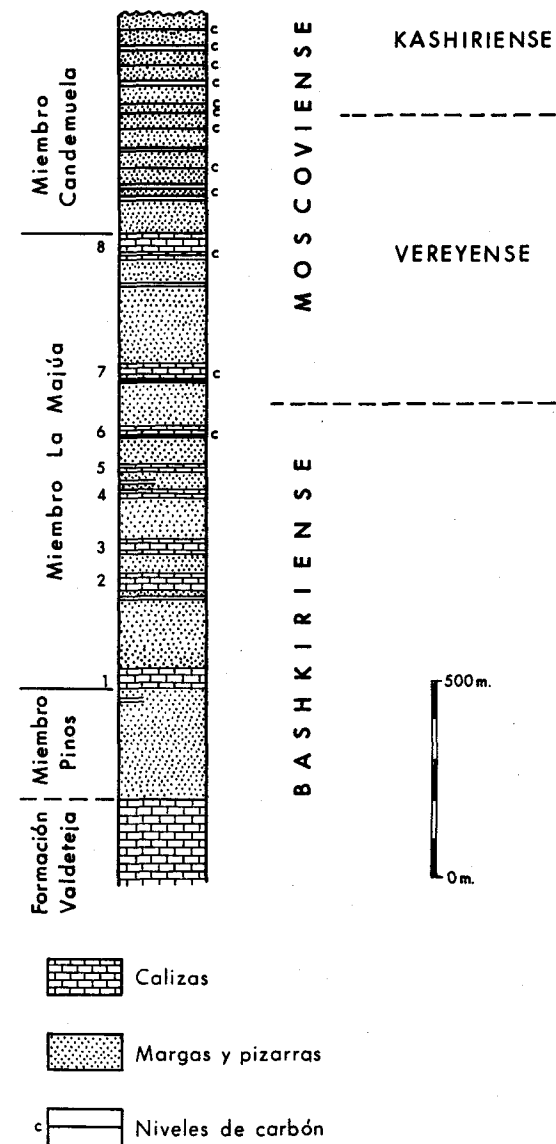


Fig. II.7.b.— La sucesión de la Formación San Emiliano en la serie tipo de San Emiliano (BOWMAN 1982, simplificada).

1983). Distintos tramos contienen Fusulinas y otros Foraminíferos. Los niveles carbonosos han suministrado flora. Con estos elementos es posible la datación del conjunto de la Formación San Emiliano. VAN GINKEL (1965) la colocó en el Bashkiriense superior, por el hallazgo de Fusulinas pertenecientes a su subzona A de *Profusulinella*. En el último banco calcáreo, la asociación de *Profusulinella ex gr. rhomboides*, *Parastaffella cf. timanica*, etc., indicaría precisamente el techo del Bashki-

riense. Un análisis de la fauna de Braquiópodos condujo asimismo a WINKLER PRINS (1968) a aceptar esta misma edad, creando para las asociaciones presentes la que llamó zona de *Alitaria-Karavankina*. De acuerdo con estos datos pues, la Formación San Emiliano pertenecería íntegramente al Bashkiriense superior.

Sin embargo, investigaciones recientes tienden a hacer descender el techo del Bashkiriense en la serie. Así BOWMAN (1982) menciona la existencia de Fusulinas claramente moscovienses por encima de la última banda calcárea, con lo que el límite Bashkiriense-Moscoviense quedaría colocado más abajo de lo que pensaban VAN GINKEL y WINKLER PRINS. BOWMAN lo coloca convencionalmente entre las bandas números 5 y 6. En total acuerdo con ello, MARTINEZ-CHACON (com. pers.) ha revisado la fauna de Braquiópodos y ha conseguido detectar una ruptura faunística por encima de la última banda calcárea con aparición de formas moscovienses como *Linoproductus ovalis*, *Kozlowskia aberbaidenensis*, etc. De este modo, el Miembro Candemuella y seguramente una parte del Miembro La Majúa pertenecerían ya al Moscoviense inferior (Vereyense-Kashiriense), y el Bashkiriense superior quedaría relegado a la parte inferior de la formación.

En cuanto a la flora (macro y microflore) los resultados adquiridos por el momento son coherentes con los proporcionados por la fauna marina. WAGNER (1959) y STOCKMANS y WILLIERE (1965) habían determinado la flora de los niveles carbonosos de Torrebarrio y Candemuella. Estos autores la colocaban en el Namuriense terminal o más probablemente en el Westfaliense A. BOWMAN (1982) ha mencionado el hallazgo de asociaciones de esporas de esa edad a partir de la banda calcárea número 6 como mínimo. De confirmarse esta datación, el Namuriense C quedaría restringido a la parte inferior del Miembro La Majúa y al Miembro Pinos (¿y a la parte superior de la Formación Valdeteja en este punto?), ocupando el Westfaliense A el resto.

#### II.4.4.4 LA SECCION DE TEVERGA

La cuenca de San Emiliano se prolonga

hacia el NNW constituyendo la cuenca de Teverga, que forma un sinclinal rodeado al E por La Sobia. El flanco septentrional (Entrago) y el meridional (Fresnedo) proporcionan buenas secciones del Carbonífero medio. El conjunto de Caliza de Montaña (Formación Barcaliente y Formación Valdeteja) posee aquí un espesor de más de 600 m y se presenta parcialmente dolomitizado. Encima sigue una serie detrítico-calcárea comparable totalmente con la Formación San Emiliano, con cuyo nombre se la conoce también. En esta área existen hasta 6 ó 7 bandas calcáreas delgadas, separadas por tramos margosos y algún nivel de arenisca. Los ciclos son menos aparentes que en la sección de San Emiliano. Incluso en los más bajos, la secuencia termina habitualmente en una capa de carbón, pero los niveles explotables se encuentran tan sólo a partir de los 600 m. La serie productiva de Teverga supone un conjunto que alcanza un espesor de más de 1.000 m, y en él se han distinguido dos paquetes que, inicialmente y por comparación con la Cuenca Carbonífera central, recibieron los nombres de Caleras y Generalas, si bien su posición estratigráfica es más baja que la que corresponde a éstos en la Cuenca. Actualmente se les suele denominar Grupo Santianes y Grupo Campiello respectivamente.

El techo de la Caliza de Montaña (Formación Valdeteja) pertenece indudablemente al Bashkiriense inferior. Si en la sección de San Emiliano no había proporcionado evidencias en este sentido, en la de Teverga las ha suministrado en ambos flancos del sinclinal. En el flanco N (Entrago), DELEPINE ya había encontrado una fauna de Braquiópodos en 1943, que MARTINEZ-CHACON (1979) ha situado en el Bashkiriense inferior. Análogamente en el flanco S (Fresnedo), una fauna de Foraminíferos situada junto al techo (TRUYOLS et al., 1983) corrobora esta edad. La Formación San Emiliano en esta sección ha de atribuirse como en la sección-tipo al Bashkiriense superior. En efecto, a partir de la segunda banda calcárea de la formación (a 230 m de la base) se han hallado Foraminíferos que lo comprueban (TRUYOLS et al., 1983). Por el momento carecemos de información sobre la edad de las bandas calcáreas de la parte alta, que quizá pertenezcan ya al Moscoviense co-



mo las de la sección de San Emiliano. Podemos sospecharlo porque aunque WAGNER (1959) situó una flora presente en los tramos productivos dentro del Namuriense superior, se han encontrado bastante más abajo (concretamente en la segunda banda calcárea antes mencionada) Conodontos con *Idiognathoides sulcatus parvus*, que indicarían ya el Westfaliense A (TRUYOLS et al., 1983). Esto hace pensar que la flora de Teverga debe ser posterior al Namuriense, tal vez del mismo Westfaliense A. En apoyo de esta opinión está el estudio palinológico efectuado por CACHAN (1979) en varios puntos, en el que atribuye las capas de carbón al Westfaliense A, o a la base del Westfaliense B.

#### II.4.4.5 LA SECCION DE VILLANUEVA DE LA TERCIA-VILLAMANIN

Esta sección posee gran interés, no sólo por la abundante información cronoestratigráfica proporcionada con el estudio efectuado por MOORE et al., (1971), sino también porque revela la existencia de tramos altos en la sucesión carbonífera, los más modernos para toda la Región de Pliegues y Mantos (Fig. II.7-C).

A la Caliza griotte siguen calizas nodulosas grises que cerca de Camplongo han proporcionado como en otras partes una fauna de Goniatites del Namuriense B. A continuación aparece la Caliza de Montaña, representada por las dos formaciones, Barcaliente y Valdeteja, que localmente están muy dolomitizadas. RIDING (1979) ha estudiado parte de la Formación Valdeteja en esta sección y ha mostrado que se trata parcialmente de calizas construidas, con biohermos algares de *Donezella*. La formación, que alcanza unos 700 m, se ve interrumpida por una serie terrígena de unos 300 m, que BOWMAN (1982) ha denominado informalmente Capas de Villanueva, y que posee un indudable carácter turbidítico. A estos materiales siguen 120 m de calizas análogas a las anteriores, que sin embargo MOORE et al. (1971) denominaron "caliza masiva", por comparación con la espesa banda calcárea que con este nombre (y otros, como Caliza de Peña Redonda, Formación Escalada, etc.) ocupa una posición análoga en el borde oriental de la Cuenca Carbonífera central y en la Región de

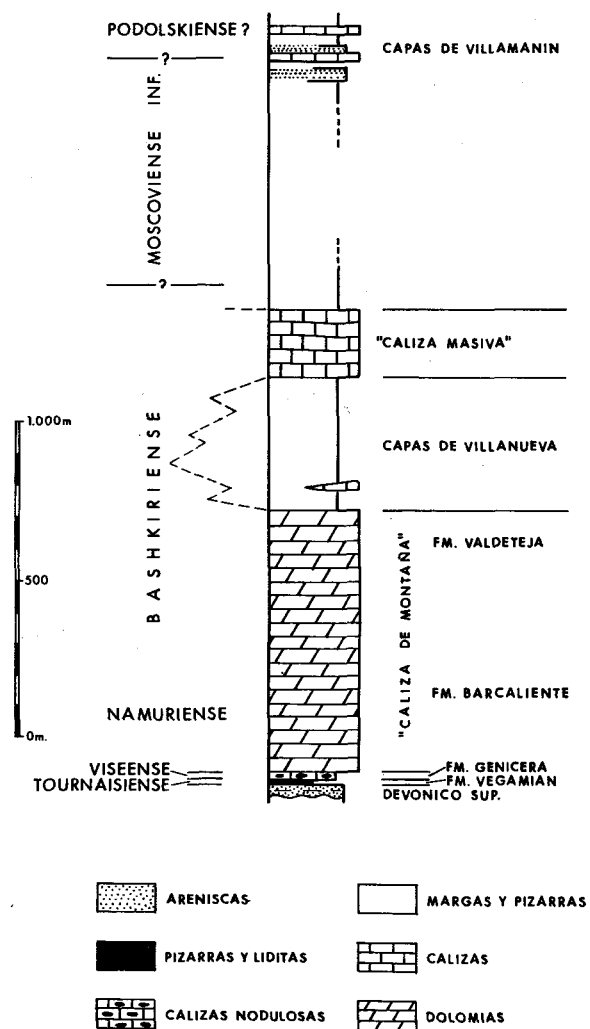


Fig. II.7.c.— Sección del Carbonífero de Villanueva de la Tercia-Villamanin (MOORE et al. 1971, simplificada).

Pliegues y Mantos. Su individualización es sin embargo problemática en muchos puntos, ya que hacia el E y a muy poca distancia de esta sección, las Capas de Villanueva se acuñan y llegan a desaparecer, con lo cual la "caliza masiva" aparece soldada con la Formación Valdeteja. En cambio, hacia el W las Capas de Villanueva adquieren mayor espesor a expensas de la Formación Valdeteja y la "caliza masiva" y ésta se resuelve generalmente en varias bandas más estrechas. En Viadangos de Arbas, por ejemplo, la Formación Valdeteja posee tan sólo unos 12 m de potencia.

A la "caliza masiva" sigue una sucesión terrígena que ofrece por su naturaleza diferen-

cias respecto a la Formación San Emiliano, con la que sin embargo se había comparado, dada su posición estratigráfica y su pertenencia a la misma unidad estructural (la de La Sobia-Bodón). MOORE et al. (1971), así como recientemente BOWMAN (1982), ya pusieron de relieve su naturaleza distinta, aunque no llegaron a proponer para ella un nombre particular de formación, que podría ser conocida como Capas de Villamanín, puesto que puede observarse bien entre Villanueva de la Tercia y Villamanín. No se dispone de una sección completa de esta serie, si bien MOORE et al. (1971) proporcionaron secciones parciales de detalle, procedentes de la trinchera de la vía férrea (a 800 m de la base) y del W de este punto, en el valle del Ejío (NNW de Rodiezmo). Esta serie contiene varios niveles calcáreos y presenta tramos de areniscas y pizarras y alguna capa de carbón. Al NNW de Rodiezmo, fue explotado uno de estos niveles carbonosos situado a 600 m por encima de la "caliza masiva" del valle del Ejío.

La datación de los distintos niveles ha proporcionado resultados de un gran interés a MOORE et al. (1971). En las Capas de Villanueva y hacia su parte media apareció *Branneroceras branneri*, del Bashkiriense alto. En el techo de la "caliza masiva" se obtuvo el hallazgo de una asociación de Foraminíferos con *Profusulinella prisca*, *Schubertella obscura*, *Eolasciodiscus? cf. donbassicus*, etc., atribuida a la base del Kashiriense, y en la parte media de la citada sección de la vía férrea (es decir, a más de 800 m por encima del nivel anterior), otro con *Fusulina bocki delepinei*, *Profusulina librovitchi*, *Aljutovella aljutovica*, etc., junto con Braquiópodos con *Kozlowskia cf. aberbaidenensis*, *Isogramma davidsoni*, *Orthotetes radiata*, etc., que indica el límite aproximado Kashiriense/Podolskiense (las determinaciones de Goniátites fueron realizadas por WAGNER-GENTIS, las de Braquiópodos por WINKLER PRINS y las de Foraminíferos por SCHMERBER, en MOORE et al., 1971). Estos datos revelan que la serie representada por las Capas de Villamanín pertenecería totalmente al Moscoviense, alcanzándose el Podolskiense en los tramos más altos. El límite Bashkiriense/Moscoviense podría trazarse seguramente en la parte alta de las Capas de

Villanueva o en la base de la "caliza masiva". Sin embargo, existen algunos datos contradictorios aportados por otros autores. Así VAN GINKEL (1965) había citado al S de Villanueva de la Tercia (quizá hacia la base de la sección de detalle de la vía férrea, de MOORE et al., 1971), Fusulinas del techo del Bashkiriense, y MARTINEZ-CHACON (com. pers.) ha encontrado en el techo de la "caliza masiva" en esta misma sección una fauna de Braquiópodos con *Orulganina schulzi*, *Brachythyryna pinica*, *Phricodothyris aff. ovata*, etc., idéntica a la existente en San Emiliano, dentro del Miembro La Majúa, y que había que considerar como del Bashkiriense superior.

Una revisión de las faunas presentes resultaría de gran interés para resolver estas contradicciones, ya que esta sección resulta clave en el estudio efectuado por MOORE et al. (1971) para establecer la correspondencia entre las escalas marina y continental del Carbonífero. En efecto, el estudio del contenido en mioesporas (realizado por NEVES en ese trabajo) ha proporcionado asimismo en la sección puntos de referencia de la escala continental. El Westfaliense A está presente en las Capas de Villanueva con *Branneroceras*, y en la sección del valle del Ejío se ha localizado también una asociación del Westfaliense B en estos niveles. El Westfaliense B continúa también por encima de la "caliza masiva", y en las capas de carbón de Rodiezmo parece encontrarse el límite Westfaliense B/C, no sólo detectado con el estudio de las mioesporas sino también con el de la flora (WAGNER). Por otra parte, en la sección de la vía férrea, inmediato al nivel que proporcionó fauna del límite Kashiriense/Podolskiense, se encontró una asociación de mioesporas del Westfaliense C inferior.

El cuadro de correlaciones entre escalas del Carbonífero sugerido en 1971 por WAGNER y WINKLER PRINS (in WAGNER, 1971c), se basa en gran parte en los datos anteriores de la investigación de MOORE et al. (1971).

#### II.4.4.6 LA SUCESION DE LA CAMOCHA (GIJON)

En el extremo septentrional de la Región de Pliegues y Mantos, por debajo de los materiales mesozoicos de la cobertera, existe una

prolongación de las unidades que contienen depósitos de edad carbonífera. Una sucesión de interés en esta área oculta es la que se encuentra en La Camocha al S de Gijón (expuesta en las galerías abiertas en la mina de carbón de este nombre), que presentan notables diferencias respecto a las que hasta ahora hemos analizado. ADARO (1914) consideraba esta sucesión como una continuación de los materiales de la Cuenca Carbonífera central, pero en realidad debe ser integrada en la prolongación de la unidad de La Sobia-Bodón, y puede equipararse hasta cierto punto a la parte superior de la serie presente en San Emiliano y en Teverga, que manifiestan un mismo carácter parálico. Sin embargo, no parece procedente incluirla como sección de la Formación San Emiliano por el momento. El nombre de Formación La Camocha, sin establecimiento formal, ha sido utilizado por WINKLER PRINS (1968) y algunos autores posteriores.

Descubierta gracias a sondeos efectuados a principios de siglo, la serie carbonífera, de la cual no conocemos techo ni muro, consta de una alternancia de capas de carbón, areniscas, conglomerados, lutitas y calizas (estas últimas más abundantes en la parte baja). Del conjunto se ha reconocido hasta ahora un espesor de 2.300 m. Su situación aislada respecto de los afloramientos carboníferos de la región y el desconocimiento que se tiene de la posición de los importantes niveles marinos de referencia como la Caliza de Montaña, plantean algunos problemas de interpretación. Las capas fueron numeradas inicialmente en orden ascendente a partir de la más baja reconocida, que se conoce como número 1; con posterioridad se abrió una galería de reconocimiento (abandonada ya desde hace bastantes años) que reveló la existencia de nuevas capas, cada una de las cuales fue designada con una letra, de la A a la N, en sentido descendente (Fig. II.7-D). La sucesión forma una estructura sinclinal con el eje situado unos 128 m por encima de la capa 25. En la figura se proporciona una columna estratigráfica de los materiales comprendidos entre las capas F y 22.

La riqueza paleontológica que ofrece la serie de La Camocha es importante y ha determinado la existencia de numerosos estudios. Los primeros datos faunísticos a tener en

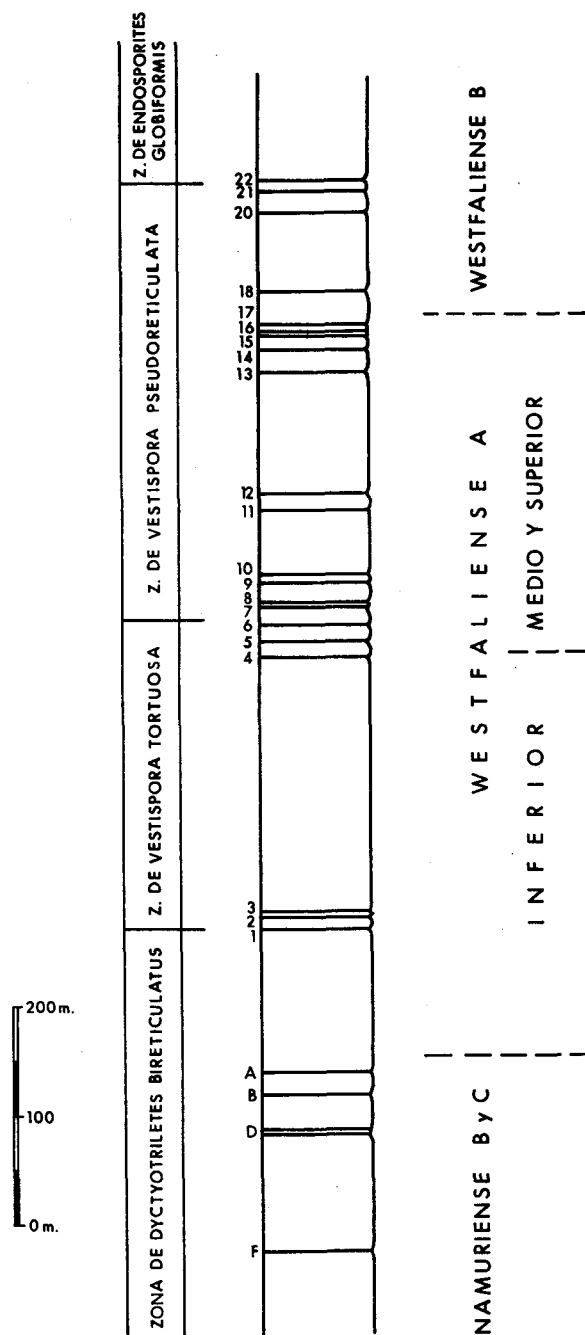


Fig. II.7.d.— Sección parcial de la cuarta planta (cota -220 m) de la Mina La Camocha (Gijón). Capas de carbón indicadas con números y letras. Datos palinológicos y cronoestratigráficos según NEVES (1964).

cuenta proceden de HERNANDEZ-SAMPELAYO (1944) y se refieren a Cefalópodos y Braquiópodos especialmente. Posteriores son listas y descripciones de Cefalópodos (SCH-

MIDT, 1955), Braquiópodos (WINKLER PRINS, 1968; MARTINEZ-CHACON, 1979), Ostrácodos (BLESS, 1969; SANCHEZ DE POSADA, 1977), así como macroflora (JONGMANS, 1952; WAGNER, 1959) y microflore (BONET y DIJKSTRA, 1955; NEVES, 1964; LACHKAR, 1976; BLESS in SANCHEZ DE POSADA, 1977). Este material permite la posibilidad de emitir conclusiones cronoestratigráficas bastante sólidas sobre esta sucesión.

PATAC (1920) atribuía las capas de La Camocha al Hullero superior por consideraciones meramente teóricas, pero su edad es con toda seguridad bastante más antigua, como lo muestran no sólo los estudios verificados a lo largo de toda la sucesión o parte de ella (esporas), sino también los hallazgos puntuales aún los de situación estratigráfica imprecisa. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1944), basándose en restos presentes en un nivel marino situado a 114 m sobre la capa 4, concluyó en una edad Westfaliense A para dicho nivel, y en cambio SCHMIDT (1955) lo situó en el Namuriense C gracias a la presencia de *Paralegoceras percostatum*. Con la fauna de Braquiópodos, WINKLER PRINS (1968) llegó a la conclusión de una edad Moscoviense inferior, probablemente Vereyense, para ejemplares de la parte alta de la serie. Por lo que se refiere a la flora, JONGMANS (1952) dio una amplia relación de formas procedentes de distintos niveles en los que se hallaba representado el Namuriense B y C, y seguramente también el Westfaliense A; y más tarde WAGNER (1959) precisó la existencia de formas de todos estos pisos y además del Namuriense A. Esta datación queda confirmada con el estudio de las esporas realizado por NEVES.

En efecto, NEVES (1964) en su estudio de mioesporas de La Camocha reconoció una edad Namuriense A superior para las capas más bajas, Namuriense B-C para las siguientes situadas inmediatamente por debajo de la capa A, Westfaliense A para la mayor parte de las restantes, e indicando la posibilidad de que las más altas (20-25) correspondiesen al Westfaliense B. Estos resultados no están en contradicción con los alcanzados por BONET y DIJKSTRA (1955) y por LACHKAR (1976) efectuados con megasporas pertenecientes a

las capas situadas por encima de la capa A, que indicaban también el Westfaliense A (con la posibilidad de que la parte superior correspondiese ya al Westfaliense B).

Si esta datación está correctamente establecida, ello significa que en la sucesión de La Camocha existen tramos con capas de carbón que poseen la misma edad que las que en el resto de la Región de Pliegues y Mantos corresponden todavía a los materiales de la Caliza de Montaña o sus equivalentes laterales (NEVES, 1964). El régimen parálico de La Camocha empezó precozmente, mientras en las áreas meridionales de la unidad de La Sobia-Bodón reinaba todavía un régimen marino, como ya observó WAGNER en 1959.

#### II.4.4.7 RELACION ENTRE FORMACIONES

Como ya hemos indicado, la sucesión carbonífera es más completa en la unidad de La Sobia-Bodón que en la de Somiedo-Correçilla. Sobre la serie condensada del Carbonífero inferior se dispone el conjunto Caliza de Montaña representado por las formaciones Barcaliente y Valdeteja, y encima sigue la serie detrítico-calcárea conocida como Formación San Emiliano. La Formación Barcaliente, a pesar de la escasa información cronoestratigráfica que proporciona, ha de corresponder a un intervalo que cubre gran parte del Namuriense A. Efectivamente, los datos que se poseen de los materiales situados en el techo de la formación no suelen sobrepasar el piso R<sub>1</sub> de *Reticuloceras*.

La Formación Valdeteja pertenece básicamente al Namuriense B, pero es un hecho comprobado el carácter diacrónico del techo de la formación que puede situarse a niveles diversos de este piso. De todos modos, teniendo en cuenta el ritmo relativamente rápido de su sedimentación, este diacronismo no llega con frecuencia a poderse expresar debidamente desde el punto de vista paleontológico. En el sinclinal de La Sobia ya hemos visto que el techo corresponde al Bashkiriense inferior, y lo mismo sucede en otros puntos. En algunos de ellos lo muestra la fauna de la parte alta, como en Latores cerca de Oviedo (MARTINEZ-CHACON, 1979) que posee *Proshumardites karpinskii becharensis*. En otros, es la fauna de la parte baja de la formación recu-

briente la que lo indica, como en San Emiliano (VAN GINKEL, 1965; WINKLER PRINS, 1968) y también en Villanueva de la Tercia, si no incluimos en la Formación Valdeteja la "caliza masiva" de MOORE et al. (1971). Pero incluso en aquellos puntos en que la Formación Valdeteja está representada por un espesor mínimo de materiales, como sucede en Viadangos de Arbas, en el techo aparece *Reticetes semiretia* (MOORE et al., 1971), que indica el Namuriense B. Sólo de manera excepcional, precisamente en la sección-tipo, el techo parece alcanzar niveles más altos, ya que las últimas capas de la formación pertenecen con seguridad al Moscoviense inferior. Es cierto que una edad moscoviense para el techo de la Caliza de Montaña ya había sido establecida antes de manera general por DELEPINE (DELEPINE, 1943; DELEPINE y LLOPIS, 1956), pero en su caso se trataba de una interpretación errónea de los materiales como fue demostrado más tarde (JULIVERT, 1960; VAN GINKEL, 1965).

Debido a este diacronismo del techo de la Formación Valdeteja, los materiales que siguen en la sucesión iniciaron su depósito en distintos momentos unos de otros según el área. Así la Formación San Emiliano y las series que suponen una equivalencia mayor o menor respecto a ella, como las Capas de Villanueva, la Formación La Camocha, y hasta incluso las Capas de Villamanín. Estos mate-

riales pueden además llegar a sustituir lateralmente la propia Formación Valdeteja. En La Camocha es posible que la hayan sustituido totalmente, ya que en los afloramientos de superficie más próximos sólo parece apreciarse la existencia de la Formación Barcaliente. A poca distancia de la sección-tipo, en Oville, REUTHER (1977) señala también la desaparición completa de la Formación Valdeteja, sustituida por una serie margosa que sigue sin discontinuidad a la Formación Barcaliente, y que a 100 m de su base ha proporcionado *Diabloceras?* sp., indicando ya el Westfaliense A. Y lo mismo sucede en las sucesiones presentes en toda la escama de Forcada, la estructura más interna de toda la Región de Pliegues y Mantos, donde la Formación Valdeteja es sustituida completamente por una serie terrígena que descansa sobre la Formación Barcaliente, y en cuyos materiales se ha podido localizar el límite Bashkiriense/Moscoviense, según señala EVERS (1967), en Tolibia de Arriba. REUTHER (1977) indica por su parte la existencia de niveles condensados sobre la Formación Barcaliente, que contienen nódulos de manganeso y en los que se han hallado Goniatites del piso de *Reticuloceras* ( $R_1$ ) y que deben representar la Formación Ricacabiello, equivalente parcial de la Formación San Emiliano, y que se manifiesta en las distintas secciones de la Región del Manto del Ponga.

## II.5 LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo.

### II.5.1 SITUACION Y CARACTERES GENERALES

La Cuenca Carbonífera central de Asturias constituye una de las unidades estructurales mejor definidas de la Cordillera Cantábrica, situada casi totalmente en su vertiente septentrional. La forma vagamente cuadrangular de la Cuenca se acomoda a la disposición general de la Rodilla Astúrica y se prolonga largamente por el extremo SE (ya en la vertiente meridional). El conjunto está cabalgado en sus bordes occidental y meridional (Región de Pliegues y Mantos) y cabalga a su vez la unidad situada al este (Manto del Ponga), originando en su frente algunas escamas asociadas (la de Laviana, especialmente) que forman tránsito con ella. Los materiales de que consta la serie de la Cuenca son casi exclusivamente de edad carbonífera (salvo la base estructural, visible en el borde E, que es ordovícica o cambro-ordovícica). Por el NE la cobertera mesozoica oculta los materiales de la Cuenca, cuya prolongación es visible no obstante, gracias a la existencia de algunos afloramientos aislados del zócalo que sobresalen por la superficie (El Sueve, Viñón, etc.).

El Carbonífero de la Cuenca Carbonífera central fue por su riqueza minera el que primero fue estudiado de entre todos los que existen en la Zona Cantábrica. En la bibliografía antigua, debido al escaso conocimiento del carácter estructural de esta unidad, el foco de atención geológica lo detentaba el sector NE, donde se había producido durante el siglo XVIII el descubrimiento de las capas de carbón (concejos de Langreo y Siero), por lo que era frecuente en la época la denominación de "Cuenca de Sama de Langreo" para indicar el conjunto.

La superficie cartográfica de la Cuenca es aproximadamente de 1.300 Km<sup>2</sup> (a cuya cifra hay que añadir 90 Km<sup>2</sup> de afloramientos que

corresponden a la prolongación NE). Esta área comprende la superficie íntegra de las Hojas del Mapa Geográfico Nacional a escala 1:50.000, núms. 53 ("Mieres") y 78 ("Pola de Lena"), una cuarta parte de la 79 ("Puebla de Lillo") y pequeños retazos de las 29 ("Oviedo"), 30 ("Villaviciosa"), 52 ("Proaza"), 54 ("Rioseco"), 77 ("La Plaza de Teverga"), 103 ("Pola de Gordón") y 104 ("Boñar").

La sucesión estratigráfica recuerda parcialmente las que existen en la Región de Pliegues y Mantos, en especial las de la Unidad de La Sobia-Bodón, pero existen evidentes diferencias locales (mayor desarrollo de los conglomerados, que llegan a ser muy importantes en algunos puntos, tipos distintos de caliza, mayor número de capas de carbón existentes, etc.) y de edad de los distintos tramos comparables. Los materiales aparecen muy replegados, originando estructuras complejas que últimamente han sido objeto de estudio (JULIVERT y MARCOS, 1973). En líneas generales se observa la existencia de una estructura sinclinal más o menos compleja, originada por interferencia de pliegues. Esta estructura posee un eje de dirección NE-SW, cuyo núcleo principal se sitúa en la zona de Sama, y otro accesorio en la de El Entrego (Fig. II.8). La prolongación meridional de esta estructura define dos nuevos sinclinales importantes, uno con eje E-W siguiendo el valle del río Turón, y otro con eje N-S en la zona de Moreda, perpendicular al trazado del valle del Aller. En estos sinclinales, cortados de distinta manera por la red fluvial actual, se encuentran los principales niveles productivos. Sin embargo, con frecuencia las expresiones "cuenca del Nalón", "cuenca del Caudal", "cuenca del Aller", etc., usadas ordinariamente en el léxico minero, no lo son en sentido estructural sino tan sólo como meras expresiones geográ-



ficas de situación. La "cuenca de Quirós" en cambio, si bien aparentemente muestra una continuidad cartográfica en sus afloramientos respecto de la Cuenca central, en realidad es una unidad aparte, separada por estructuras asociadas a la prolongación meridional del frente cabalgante del Aramo (ALLER, 1981), por lo que se la ha incluido en la Región de Pliegues y Mantos. De todos modos, el límite preciso del borde SW de la Cuenca todavía no está bien establecido del todo. En cambio debe ser mantenido dentro de la Cuenca todo el sector NW de la misma, con la orla detrítica que va desde Riosa a El Viso, a pesar de que

esta zona se halla separada del resto de la Cuenca por un accidente tectónico, probablemente un cabalgamiento, de dirección aproximada NNE-SSW (la llamada "falla de La Peña"), que parece jalonada por las zonas de mineralización de cinabrio de La Peña (Mieres) y de Muñón Cimero (Pola de Lena). Las características de la serie de este sector aconsejan su individualización dentro de la Cuenca. GARCIA LO YGORRI (1974) la denomina Unidad de Riosa-Olloniego en contraposición con el resto de la Cuenca que llama Unidad de Aller-Nalón. Una estrecha banda entre ambas constituiría quizá una tercera unidad, la de La Justa-Aramil (Fig. II.9).

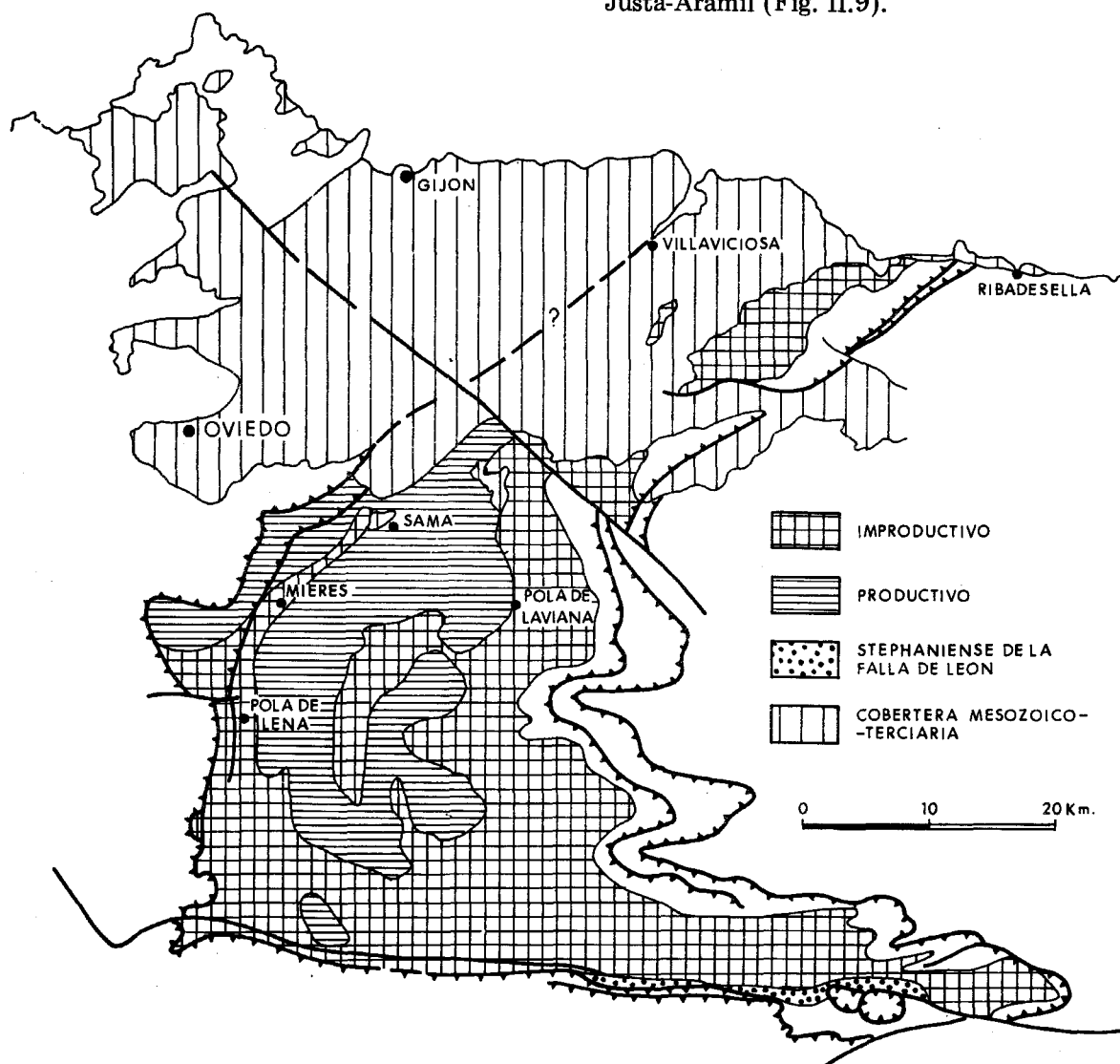


Fig. II.9.— La Cuenca Carbonífera central: series improductiva y productiva.



## II.5.2 LOS MATERIALES

El término más bajo de toda la sucesión carbonífera de la Cuenca es la Caliza griotte o Formación Genicera, que descansa sobre la potente cuarcita del Arenig o sobre las pizarras del Llanvirn-Llandeilo. La laguna estratigráfica presente en la Región de Pliegues y Mantos, adquiere aquí una mayor amplitud y afecta incluso al Tournaisiense que probablemente no llegó a sedimentarse. A la Caliza griotte sigue la Caliza de Montaña, como en la parte inmediata de la Región de Pliegues y Mantos, y a continuación una potente serie de carácter más o menos parálico en la que figuran pizarras, calizas y areniscas, acompañadas de niveles de carbón de una potencia comprendida entre 0,50 y 1,80 m (GARCIA LOYGORRI et al., 1971). Hay que añadir además la existencia de conglomerados de tipo diverso, especialmente potentes en el borde NW de la Cuenca. En total supone un espesor de materiales del orden de los 6.000 metros.

En la primera mitad de la sucesión, las calizas adquieren una mayor importancia, mientras que en la parte alta quedan reducidas a capas delgadas y aún pueden llegar a desaparecer en muchos tramos, sustituidas a veces por areniscas. No obstante, los niveles carbonosos están prácticamente presentes en toda la serie, si bien son mucho más frecuentes e importantes en la parte alta. Este hecho no pasó inadvertido a los primeros geólogos que estudiaron la región, y por este motivo SCHULZ (1858) dividía el Carbonífero de la Cuenca en Carbonífero pobre en la parte inferior, y Carbonífero rico en el resto, y BARROIS (1882) establecía sus "Assises" de Lena y Sama con un alcance prácticamente equivalente. Todavía en estos últimos años, MARTINEZ ALVAREZ (1962) ha utilizado denominaciones tan expresivas como Productivo entrecalizas y Productivo pizarroso, que obedecen al mismo hecho objetivo de observación. Unos y otros nombres designaban conjuntos de una magnitud visiblemente superior a la de las verdaderas formaciones; por ello muchas veces se utilizan todavía las antiguas denominaciones de BARROIS, pero sólo como apelativos de grupo: así se habla de Grupo Lena y Grupo Sama, integrando diversas formaciones.

A lo largo de la sucesión de la Cuenca se presentan según GARCIA LOYGORRI et al. (1971), unas 65 ó 70 capas de carbón aunque no todas ellas son explotables (muchas de ellas son simples "carboneros"). Estas capas se agrupan convencionalmente en conjuntos o paquetes que, de acuerdo con el léxico minero de la región, se conocen tradicionalmente como Caleras o Entrecalizas, Generalas, San Antonio, María Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego, Modesta y Oscura (de abajo a arriba). Por encima del segundo de los paquetes mencionados, se sitúa un nivel detrítico importante constituido por una pudinga silíceo de espesor variable, que puede seguirse prácticamente por toda la Cuenca y se ha venido usando como nivel guía en la cartografía (es el nivel que figura designado como nivel B en el Atlas de ADARO, 1926). Sin embargo, sus cambios laterales frecuentes y su variación de espesor aconsejan una prudencia extrema en su empleo para correlaciones. La mayor dominancia de la sedimentación carbonatada por debajo de este nivel respecto al resto de la serie, ha determinado que su presencia pueda tomarse como criterio habitual de separación entre los Grupos de Lena y Sama. De acuerdo con ello, los Paquetes Caleras y Generalas corresponderían al Grupo Lena y todos los demás al Grupo Sama. No obstante en geología minera es más corriente la consideración de dos conjuntos determinados por la presencia o no de carbones explotables. Por ello los dos paquetes últimamente indicados quedarían excluidos del conjunto inferior, al que se ha llamado genéricamente Improductivo, y particularmente ADARO lo denominaba como reminiscencia de un término cronoestratigráfico obsoleto, Subhullero.

## II.5.3 LA SUCESION ESTRATIGRAFICA

### II.5.3.1 EL CONJUNTO IMPRODUCTIVO

La base de la sucesión carbonífera de la Cuenca central puede ser observada solamente en el borde oriental de la misma, donde queda clara la naturaleza disconforme del contacto con los materiales sobre los cuales se apoya. Una buena sección es la que puede seguirse en la zona de Villoria-Los Tornos, al sur de Pola de Laviana y que acaba de ser estudiada por

LEYVA et al., (1983b).

Contrariamente a lo que sucede ordinariamente en la Región de Pliegues y Mantos, los materiales más bajos de la serie no son ni la Formación Baleas ni la Formación Vega mián, que no se hallan presentes, sino la Caliza griotte o Formación Genicera. La Caliza griotte presenta aquí un espesor de 28 m y muestra de manera regular las características litoestratigráficas que existen en las secciones atrás indicadas. Encima de ella existen más de 260 m de calizas oscuras, fétidas y con frecuencia laminadas, propias de la parte de la Caliza de Montaña conocida como Formación Barcaliente.

Un cambio importante se efectúa en el techo, ya que la sucesión carbonatada pasa a ser pizarrosa, en una serie de 440 m de espesor. Esta serie monótona, interrumpida sólo hacia el techo por intercalaciones de algunas capas de arenisca no superiores a los 10 m, constituye la Formación Fresnedo (o Paquete Fresnedo, siguiendo la nomenclatura de GARCIA LOYGORRI et al., 1971). La ausencia de la Formación Valdeteja en el borde oriental de la Cuenca plantea la posibilidad de que su depósito corresponda quizá a la parte inferior de lo que aquí se ha sedimentado como Formación Fresnedo, pero son prácticamente nulos los datos paleontológicos que pudieran apoyar esta suposición.

A la Formación Fresnedo sigue en la sucesión una masa calcárea importante, de 85 m de potencia, la llamada Caliza de Peña Redonda (GARCIA LOYGORRI et al. (1971), de aspecto masivo que, si bien aquí aparece en dos bandas separadas por una masa pizarrosa de 15 m, en puntos cercanos se resuelve en un paquete único en el que las pizarras han desaparecido por acuñaamiento. A esta caliza sigue un conjunto de pizarras que alternan con 5 ó 6 bancos calcáreos de pequeño espesor. La serie integrada por la Caliza de Peña Redonda y las pizarras con bandas calcáreas, y que posee un espesor de 760 m, constituye la Formación Levinco (Paquete Levinco de GARCIA LOYGORRI et al., 1971).

La Formación Llanón (Paquete Llanón), que sigue a la Formación Levinco, empieza con una micropudinga, y está esencialmente constituida por pizarras y areniscas con sólo

algún nivel calcáreo en la parte alta, formando un conjunto de 500 m. Si bien en la formación continúa el régimen marino de las formaciones anteriores, en ella comparecen las primeras capas de carbón (7 u 8 en total). Se trata de capas muy delgadas que muestran no obstante la presencia de suelos de vegetación, que denuncian la aparición tímida de los primeros depósitos continentales.

Un carácter parecido posee la Formación Tendeyón (Paquete Tendeyón), con presencia de niveles calcáreos y constituido por 900 m de pizarras que llevan intercaladas algunos bancos de arenisca o de cuarcita de pequeño espesor. La aparición de una de ellas muy característica, la Cuarcita de la Cruz, por encima de la cual se encuentran ya las primeras capas explotables de carbón, se toma como punto de partida para señalar el comienzo del primer paquete productivo de la Cuenca.

De la base de la serie carbonífera hasta la Formación Tendeyón incluida, el espesor se sitúa alrededor de los 3.000 m, con materiales de carácter marino que sólo en la Formación Llanón manifiestan la existencia de muy breves episodios de depósito continental. A esta serie (el Improductivo de MARTINEZ ALVAREZ 1962 y del léxico minero) siguen, con un espesor parecido, el conjunto de paquetes restantes de la Cuenca que contienen todos los tramos de origen continental que poseen capas de carbón más o menos explotable. Para su descripción, ya que no es posible realizarla localmente en la serie de Villoria-Los Tornos, seguiremos la sucesión que de manera generalizada fue suministrada por GARCIA LOYGORRI y colaboradores en sus investigaciones entre 1967 y 1974 (GARCIA LOYGORRI et al., 1971; GARCIA LOYGORRI 1974; FEYS et al., 1974).

#### II.5.3.2 EL CONJUNTO PRODUCTIVO

Los nombres de los paquetes de la serie productiva fueron establecidos en su mayor parte durante el siglo pasado o principios del actual en las explotaciones del valle del Nalón, e introducidos en la literatura geológica por ADARO y otros autores. De abajo a arriba estos paquetes son: Caleras (o Calizas), Generales, San Antonio, María Luisa, Sotón, Entre-rruerras, Sorriego, Modesta y Oscura. GAR-

CIA LOYGORRI et al., (1971) utilizaron el término de paquete en una acepción más amplia, asimilándolos al sentido de formación al incluir en ellos no sólo los niveles carbonosos y depósitos asociados, sino también los estériles intermedios. Las cuatro formaciones indicadas anteriormente en el conjunto improductivo, Fresnedo, Levinco, Llanón y Tendencyón, figuran también en la sucesión dada por GARCIA LOYGORRI et al., (1971) con la consideración de paquetes.

La composición litológica que se indica a continuación para cada paquete representa tan sólo una característica general del mismo, ya que la mayor parte de ellos manifiestan cambios laterales más o menos importantes en sus elementos constitutivos. El estudio de GARCIA LOYGORRI y colaboradores se efectuó utilizando datos de superficie y del interior de las minas. Actualmente gracias a la existencia de explotaciones a cielo abierto es posible efectuar estudios más precisos para varios de los paquetes productivos.

El Paquete Caleras (llamado también Calizas o Entrecalizas) es el primero de la serie productiva, y posee un espesor medio de 300 m. Los materiales que lo constituyen se depositaron en medio marino, si bien figuran entre ellos intercaladas entre calizas algunas capas de carbón, dos o tres de las cuales son explotables. Algunas de estas bandas calcáreas parecen tener una cierta continuidad lateral en un área considerable de la cuenca. La más alta de ellas, la Caliza de la Torala, forma el techo de la formación.

El Paquete Generalas, de un espesor de 250 a 320 m, si bien en su mayor parte está constituido por sedimentos marinos, pizarras y calizas principalmente, presenta en su parte media bancos de arenisca de unos 45 m de espesor con varios niveles carbonosos explotados (FEYS et al. 1974). El conjunto posee en el techo un conglomerado silíceo con matriz arenosa (la llamada "Pudinga de Las Generalas" o "Primera pudinga"), que en la parte occidental de la cuenca puede alcanzar hasta 35 m de espesor (GARCIA LOYGORRI et al., 1971), pero que se acuña hacia el S y SE, disminuyendo asimismo el tamaño de los cantos.

A este paquete sigue el de San Antonio,

de unos 300 m de espesor, caracterizado por la frecuencia de los niveles detríticos. Por encima de la pudinga anterior aparece un primer nivel carbonoso explotable y a él sigue una serie marina importante (120 m) y un segundo conglomerado silíceo ("Pudinga de San Antonio" o "Segunda pudinga"), que puede ser más potente que el anterior aunque menos constante. Encima aparece otro nivel carbonoso seguido de una nueva serie marina que termina en una arenisca de 50 m de espesor (la Arenisca de La Voz) que en realidad es una micropudinga, y que constituye el muro del paquete siguiente. El carácter marino del paquete se acentúa hacia el S y SE en donde llega a desaparecer totalmente la Pudinga de San Antonio a la altura de la Mina Las Hermanas (FEYS et al., 1974).

El Paquete María Luisa supone el inicio de una etapa de mayor predominio relativo de los tramos continentales, que pueden llegar a representar casi el 50 por ciento de la serie superior. Este paquete, cuyo espesor es de unos 300 m, posee junto al que le sigue, la máxima densidad de capas de carbón explotadas. Sobre la Arenisca de La Voz existe una serie continental con varias capas de carbón, a la que sigue un nivel marino de 40 m que termina en un potente tramo continental, quizá el mayor de toda la cuenca (85 a 120 m), con 7 a 10 capas de carbón. Un nuevo nivel marino de 30 m es seguido por otro tramo continental de análogo espesor con algunas capas de carbón, que a su vez es sustituido por otro nivel marino. El carácter cíclico de la sedimentación aparece pues netamente definido en este paquete.

El Paquete Sotón es el más complejo por los frecuentes cambios que presenta a lo largo de su depósito, con alternancia regular de sus materiales. Posee un espesor de unos 400 m y el número de capas explotables de carbón oscila entre 13 y 19. Empieza con un tramo continental, que en algunos puntos puede alcanzar 80 m, con varias capas de carbón, y es seguido por dos ciclos en los cuales los tramos marinos, de bastante espesor, concluyen en niveles continentales provistos de numerosas capas de carbón. En la parte superior las alternancias son más rápidas, y en el último nivel continental se localizó (GARCIA LOYGORRI

et al., 1971) el primer tonstein hallado en la cuenca. Se trata del tonstein Lozanita, de 2 cm de espesor, observable en varias explotaciones (Pozos Mosquitera, Pumarabule, Sotón, María Luisa, Venturo, Polio y Mina Baltasara), y que constituye un excelente nivel guía para el establecimiento de correlaciones.

Al Paquete Sotón sigue el Paquete Entreregueras, de unos 340 m de espesor. La parte inicial del paquete está constituida por 150 m de sedimentos marinos en cuya base se encuentra una delgada capa calcárea que constituye su punto de partida: la Caliza de Entreregueras. Esta serie termina con areniscas que constituyen un tramo continental. Un segundo ciclo con sedimentación marina termina con un tramo continental de 55 m que posee varias capas de carbón explotable. Un tercer nivel marino concluye con la presencia de bancos de un conglomerado calcáreo irregularmente dispuesto. Son las llamadas "gonfolitas", de las que se presentan hasta cuatro niveles separados.

El Paquete Sorriego, de unos 325 m de espesor, presenta características semejantes a las del paquete anterior, con un solo ciclo en el que existen varias capas de carbón en la parte alta del mismo así como varios niveles de gonfolitas irregularmente distribuidas.

Los últimos paquetes de la serie, presentes sólo en el núcleo de los sinclinales de Sama y El Entrego, son los denominados Modesta y Oscura. La sucesión empieza con tramos de sedimentos marinos, si bien con algunos breves episodios de origen continental en los que se presentan sendas capas de carbón. A esta serie sigue una alternancia de niveles marinos y continentales en los que hay varias capas explotables de carbón. Los tramos continentales están asociados a diversos bancos de gonfolitas, que según ADARO (1926) llegan a un total de siete. Uno de estos bancos, el de mayor espesor (20 m), se toma convencionalmente como separación entre los paquetes Modesta y Oscura. El primero posee un espesor de 280 m y el segundo de 180 como mínimo. En ellos los niveles de origen marino representan algo menos de la mitad del espesor total. La dominancia del régimen continental en el extremo más alto de la sucesión sedimentaria de la cuenca parece preludear, según

FEYS et al., (1974), la implantación futura de la sedimentación fluvial-límnica que caracteriza la mayoría de las cuencas periféricas, posteriores a la discordancia astúrica.

### II.5.3.3 PROBLEMAS DE CORRELACION

La descripción anterior nos muestra que la serie carbonífera presente en la Cuenca posee naturaleza marina en su primera mitad, con muy débil incidencia de influjos del continente. Esta situación cambia más tarde, pasando la serie a ser parálisis, con tramos más o menos importantes de naturaleza continental. El 15 por ciento de toda la sucesión posee este carácter, pero la proporción aumenta si consideramos solamente el conjunto que abarca los paquetes productivos a partir de María Luisa, adquiriendo un valor del 33 por ciento. Algunos paquetes, como María Luisa y el conjunto Modesta-Oscura, presentan un máximo de sedimentación continental.

Sin embargo, la sucesión descrita representa tan sólo la de una serie ideal, compuesta a partir de muchas observaciones locales efectuadas en superficie (valle del Aller en particular) o en el interior de galerías de minas, por GARCIA LOYGORRI et al. (1971); GARCIA LOYGORRI (1974); FEYS et al. (1974). Como sucesión compuesta, es fácil comprender que puede llegar a diferir de manera notable de un extremo a otro de la cuenca. Así sucede realmente y los cambios laterales llegan a ser importantes. Los bancos calcáreos, por ejemplo, son mucho más considerables en el borde oriental que hacia el oeste, y entre ellos la Caliza de Peña Redonda no aparece nunca individualizada en el borde occidental, de manera que hay que suponer que en esta parte dicha caliza se ha resuelto en varios bancos calcáreos de menor potencia interstratificados con materiales pizarrosos. El hecho de que no se siga cartográficamente la prolongación hacia el oeste de esta caliza, prolongación seguramente cubierta por el cabalgamiento del borde meridional de la Cuenca, hace esta suposición especulativa aunque probable. Asimismo areniscas y conglomerados de diverso tipo presentan cambios laterales de importancia, siendo más potentes hacia el oeste y noroeste; en dirección opuesta las pudin-

gas pasan generalmente a micropudingas y a areniscas y hasta pueden llegar casi a desaparecer. Todo esto indica claramente que el mar abierto se extendía hacia el oriente y que el área fuente de los materiales detríticos provenía del norte o noroeste.

El problema del establecimiento de correlaciones precisas entre secciones diversas de la Cuenca no es siempre fácil debido a estos cambios, que algunas veces introducen errores en la definición de los paquetes. Incluso la misma identificación de un paquete presenta a veces problemas si la sucesión aparece afectada por algún accidente tectónico. Una correlación de carácter litológico puede ser establecida siempre que exista una cierta continuidad lateral en un nivel determinado que, sin embargo puede no corresponder necesariamente con el trazado de una isócrona. Afortunadamente la existencia de un tonstein (el tonstein Lozanita, en la parte más alta del Paquete Sotón), pudo ser aprovechada por FEYS et al. (1974) como nivel guía eficaz para poder situar debidamente varias secciones de la Cuenca; para otras en las que no se alcanzaba el Paquete Sotón, la correspondencia se hizo atendiendo primordialmente a los caracteres litológicos, entre ellos la presencia constante de algún nivel como la Caliza de Torala, la Pudinga de Las Generalas o la Arenisca de La Voz (fig. II.10). El establecimiento de un tipo particular de ciclo sedimentario para cada paquete, como reflejo de las oscilaciones corticales existentes en esta área, permitió su identificación en muchos casos, aun con presencia de materiales distintos. Una aplicación parecida efectuada de manera independiente, permitió a BLESS (1969, 1971) el establecimiento de correlaciones, si bien con resultados no siempre coincidentes con los obtenidos por FEYS et al., (1974). BLESS estableció la existencia de ciclotemas, a los que se superponen ritmos de mayor escala o megarritmos, e intentó con ellos la comparación con otras series de los valles del Nalón y Caudal y del extremo NE de la Cuenca (BLESS 1971; VAN AMEROM et al., 1970) (fig. II.11). Estas investigaciones le llevaron a reconocer un nuevo paquete productivo por encima de Oscura (Pozo Mosquitera), que llamó Paquete Sorpresa (BLESS 1968) que, no obstante, no ha sido

aceptado por FEYS et al., (1974), que lo han atribuido a materiales pertenecientes al Paquete Sorriego.

Ya que el método paleontológico ordinario resulta poco apropiado en una sucesión como ésta de sedimentación rápida, en la que el intervalo entre el depósito de niveles sucesivos que pueden ser comparados es demasiado corto como para que se observen diferencias significativas en la evolución de los taxones, BLESS (1971) propone la utilización de métodos paleoecológicos complementando la comparación de los ritmos reconocidos por él. En este sentido resulta ilustrativo el estudio efectuado por VAN AMEROM et al. (1970) atendiendo a las comunidades que pueden establecerse con el estudio de las asociaciones obtenidas con la macro y la microfauna; estas comunidades biológicas resultan ser características de medios concretos, cuyo reconocimiento permite el establecimiento de correlaciones entre secciones distintas.

#### II.5.4 LA EDAD DE LA SUCESION

##### II.5.4.1. ANTECEDENTES CRONOESTRATIGRAFICOS

La sucesión carbonífera de la Cuenca Central posee un rico contenido paleontológico, lo mismo en sus tramos marinos, que suponen la mayor parte de la serie, que en los continentales. Sin embargo, la falta de estudios sistemáticos completos de los diversos grupos taxonómicos presentes no permite todavía conocer con seguridad la edad precisa de los distintos tramos de la sucesión.

El primer dato paleontológico que se posee sobre la Cuenca procede de BRONGNIART (1828), que mencionaba la existencia de *Pecopteris dentata* en Sama de Langreo. Pero el conocimiento del contenido fosilífero de los tramos de la serie arranca en realidad de PAILLETTE y VERNEUIL (1846) y de SCHULZ (1858), que citaron las primeras faunas marinas del tramo de Lena (y hasta la existencia en él de Fusulinas). No obstante, apenas si pudo sacarse partido de estos datos porque en la época no se habían establecido todavía los criterios de división del Sistema Carbonífero. Fue un cuarto de siglo más tarde

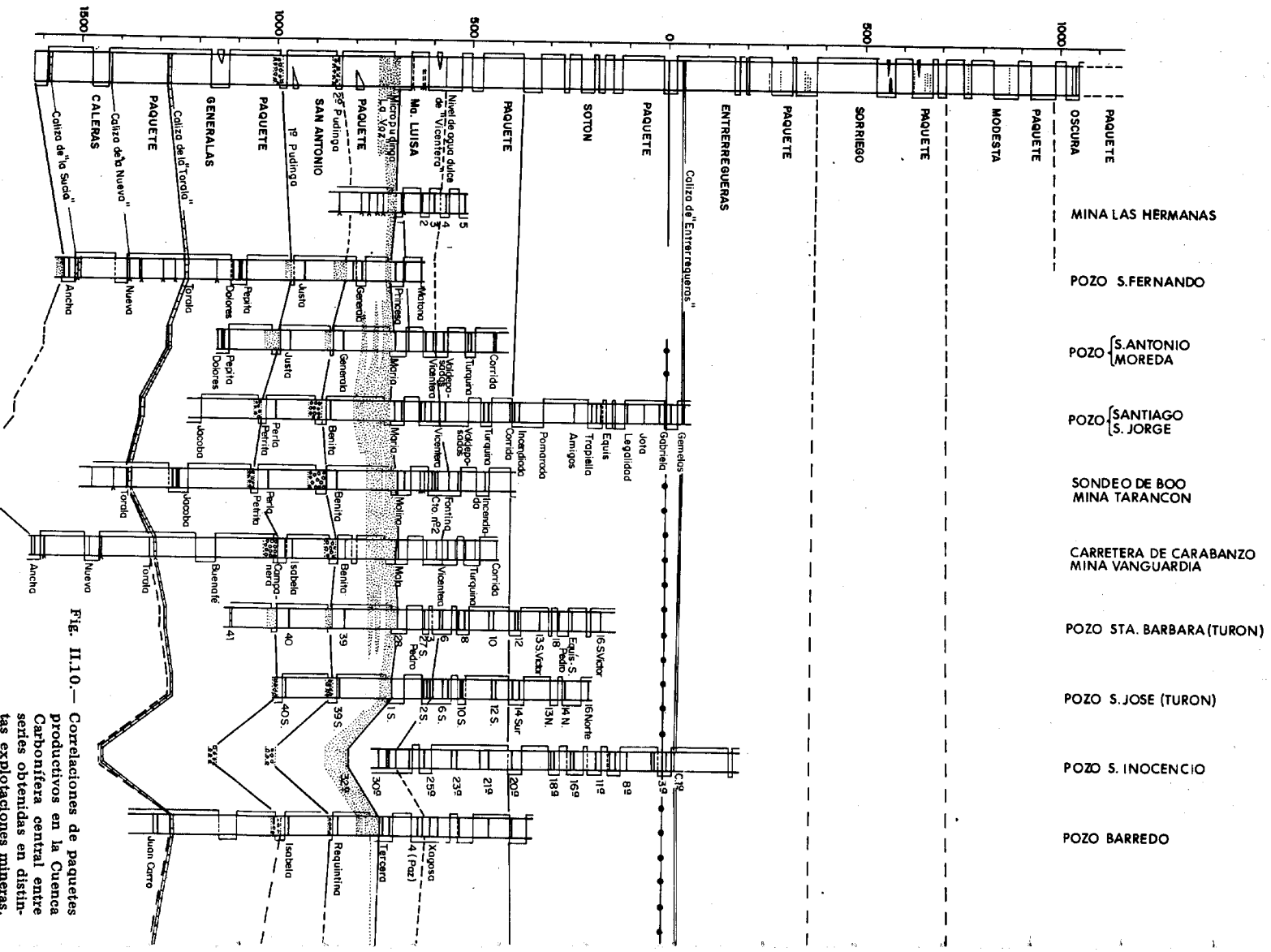


Fig. II.10.—Correlaciones de paquetes productivos en la Cuenca Carbonífera central entre series obtenidas en distintas explotaciones mineras. En la correlación se toma como nivel de referencia el

POZO TRES AMIGOS  
CARRERA CABANIN

ARROYO DE CADABAL

POZO POLIO  
MINA BALTASARA

CARRERA DE S. EMILIANO  
A EL CABO

POZO S. LUIS

POZO FONDON

POZO STA. EULALIA

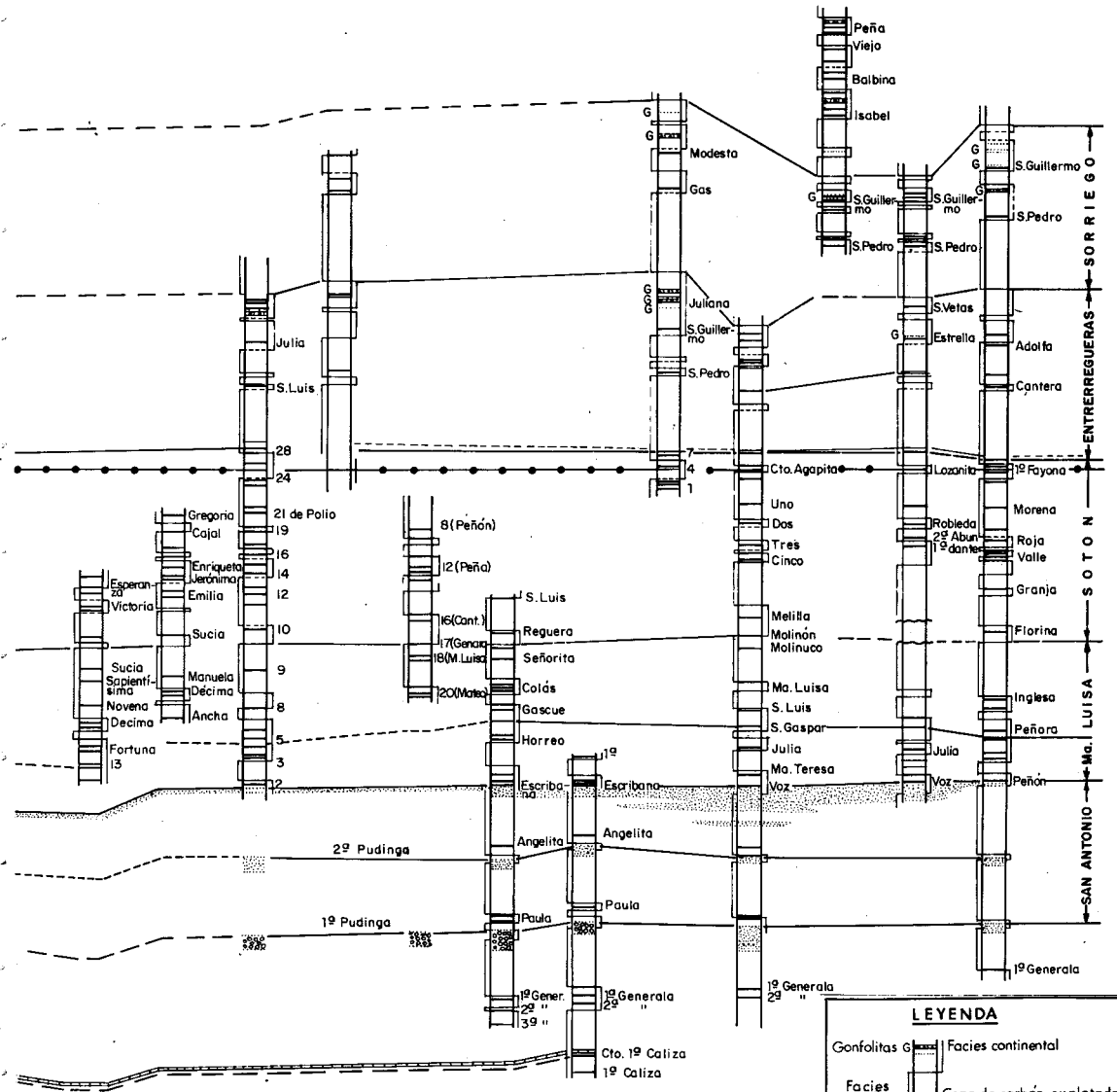
POZO MODESTA

POZO MARIA LUISA

POZO SORRIEGO  
ENTREGO

POZO VENTURO

POZO MOSQUITERA



**LEYENDA**

Gonfolitas G	Facies continental
Facies masiva	Capa de carbón explotada con su denominación local
	Límite supuesto
	Caliza
	Arenisca o micropudinga
	Pudinga

determinado por la presencia del tonstein "lozanita". En la izquierda figura una columna de síntesis del Carbonífero productivo de la Cuenca (FEYS et al. 1974).

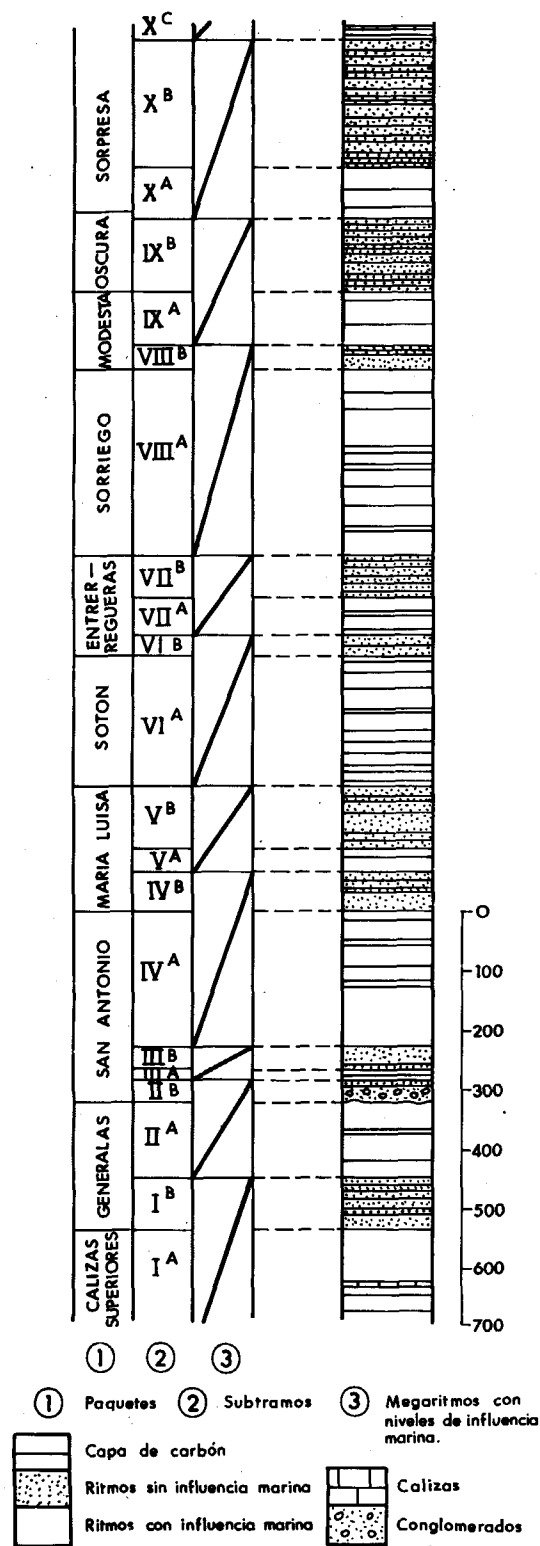


Fig. II.11.— Megarritmos y subtramos en los paquetes producidos de la Cuenca Carbonífera central (BLESS 1971).

cuando BARROIS (1882) llegó a la conclusión de que la parte baja de la serie, incluyendo la Caliza de Montaña, pertenecía al Carbonífero inferior. Gracias a los datos de la flora fósil proporcionados por GRAND'EURY (1877a, b, 1881) y ZEILLER (1882) en relación con las investigaciones de BARROIS, que se pudo conocer que la serie productiva, especialmente el tramo de Sama, pertenecía al Hullero medio, es decir, al Westfaliense. ZEILLER (1882) precisó más la edad, introduciendo las divisiones de Inframedio, Medio s.str. y Supramedio. Esta división fue adoptada por los ingenieros que trabajaban en las explotaciones mineras de la Cuenca, en particular por ADARO, y de acuerdo con ella se situaron cronoestratigráficamente los paquetes productivos de la misma. La distribución generalmente aceptada era la siguiente (ANÓNIMO 1949):

**Tramo superior:**

- Paquete Oscura
- Paquete Modesta

**Tramo medio:**

- Supramedio:*
- Paquete Sorriego
- Paquete Entrerregueras

*Medio s str:*

- Paquete Sotón
- Paquete María Luisa

*Inframedio:*

- Paquete San Antonio

**Tramo inferior:**

- Paquete Generalas

**Subhullero:**

- Paquete Caleras (e inferiores)

La edad de estos tramos sería la siguiente: Dinantiense para el Subhullero (incluyendo la Caliza de Montaña y la Caliza Griotte) y Westfaliense para el resto, si bien ADARO (1914) sospechaba que los tramos más altos de los sinclinales de Sama y El Entrego eran ya del Stephaniense.

Los estudios de DELEPINE (1943) sobre la fauna marina de la Cuenca determinaron un notable progreso en el conocimiento de su cronoestratigrafía. La Caliza griotte debía colocarse en el Viseense superior, la Caliza de Montaña en el Namuriense, excepto en su parte más



alta que pasaba a la base del Moscoviense inferior. El límite Westfaliense B-C pasaría por la parte baja del Paquete Generalas, ya que en estos niveles se encontraron Goniatites que existen asimismo en el tramo de Aegir en el N de Europa. Pero a su vez, las Fusulinas presentes en las mismas capas indicarían en términos rusos una edad Myachkoviense, lo cual suponía una aportación notable (aunque incierta) al establecimiento de una correspondencia entre dos escalas cronoestratigráficas.

Junto con aportaciones puntuales de menor cuantía, la única contribución cronoestratigráfica importante anterior a 1970 es la que procede de JONGMANS y colaboradores en su revisión del contenido florístico del Carbonífero español (JONGMANS 1951, 1952; JONGMANS y WAGNER 1957; DIJKSTRA 1955). JONGMANS consideraba la flora de Caleras como del Westfaliense B y la de San Antonio como del Westfaliense C. Los demás paquetes pertenecerían al Westfaliense D, salvo Oscura o parte de él que habría que atribuir al Stephaniense inferior.

#### II.5.4.2 ANALISIS DE LOS DATOS

Este era el estado de la cuestión de la edad del Carbonífero de la Cuenca central cuando la Empresa Nacional ADARO emprendió en 1967 el estudio de conjunto de la sucesión estratigráfica. La datación de los paquetes según el equipo dirigido por GARCIA LOYGORRI, se basó especialmente en la información que podía suministrar la macroflora y la microflora para los tramos continentales y la microfauna para los marinos. La macroflora fue estudiada por FEYS y GREBER, la microflora por CHATEAUNEUF y la microfauna por MARTINEZ DIAZ. En cambio se puso menos énfasis en la macrofauna, que en su conjunto se halla todavía por estudiar, si bien se utilizó la información procedente de autores anteriores (DELEPINE 1943; HERNANDEZ SAMPELAYO 1944; BLESS 1968; VAN AMEROM et al. 1970, etc.) y la determinada expresamente para este proyecto por CARIDE.

Estas investigaciones no afectaron propiamente a los tramos más bajos de la sucesión, cuya edad había sido establecida ya pre-

viamente para áreas vecinas y cuya aplicación a la Cuenca podía parecer razonable (véase lo indicado en la Región de Pliegues y Mantos). La Formación Genicera (Caliza griotte) comprende todo el Viseense y sus tramos más altos pertenecen ya a la base del Namuriense. La Caliza de Montaña es de edad namuriense, y siendo con frecuencia el techo diacrónico la edad de sus capas más altas experimenta variaciones, alcanzando ordinariamente como máximo el Namuriense B.

*La macroflora.* Durante la campaña efectuada por la Empresa Nacional ADARO entre 1967 y 1974 se recogió una flora bastante importante, cuyo estudio permitió llegar a conclusiones que fueron previamente establecidas por GARCIA LOYGORRI et al. (1971) y desarrolladas más tarde por CARIDE et al. (1973). No todos los paquetes pudieron suministrar flora clasificable, y así no pudieron estudiarse desde este punto de vista los breves episodios continentales de los paquetes improductivos. Los paquetes más ricos en flora resultaron ser María Luisa y Sotón, pero todos los demás proporcionaron también elementos que pudieron determinarse.

Según CARIDE et al. (1973), los primeros paquetes productivos poseen flora perteneciente al Westfaliense C, con *Pecopteris miltoni*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *Neuropteris tenuifolia*, *Mariopteris nervosa*, etc. Estos elementos figuran en Caleras, Generalas y San Antonio, aunque la flora de los dos últimos paquetes es más bien escasa. Esta atribución coincidía aproximadamente con la de JONGMANS (1951), salvo por lo que se refiere al Paquete Caleras que este autor colocaba todavía en el Westfaliense B. A partir del Paquete María Luisa hace su aparición *Neuropteris ovata*, con lo que es posible marcar el comienzo convencional del Westfaliense D, aunque en sus primeros niveles coexiste con *Sphenopteris rotundifolia*, típica del Westfaliense C. Por lo que se refiere a los paquetes altos, CARIDE et al. (1973) indican que la flora presente parece evolucionar de manera continua sin cambios importantes, de tal modo que quizá para Modesta y Oscura podría admitirse una edad Stephaniense inferior, como ya sospechaba ADARO (1914, 1926). En esta consideración tampoco existe discrepancia

respecto a la postura de JONGMANS (1951), que consideraba que en Oscura se produciría probablemente el paso al Stephaniense inferior.

La presencia de *Alethopteris bohémica* en los Paquetes Sorriego y Modesta, y la de *Pseudomariopteris ribeyroni* en Modesta y además con cierta abundancia, plantea la posibilidad, según CARIDE et al., (1973) de que la edad de estos paquetes superiores pueda homologarse con el Cantabriense inferior, tal como fue establecido por WAGNER en 1969. Sin embargo, datos más recientes invitan a una revisión de estas conclusiones. Investigaciones efectuadas por LAVEINE (1977) han introducido dudas sobre la existencia de un Stephaniense en la Cuenca Carbonífera central. Una flora encontrada en Pajomal, en la parte más alta de la serie (sinclinal de Sama), parece ser todavía Westfaliense D. Esta flora ha sido determinada por LAVEINE y WAGNER, y por comparación con asociaciones de la cuenca de Lorena parece más antigua que la existente en el Westfaliense D superior. Ya WAGNER había manifestado reiteradamente (1959, 1965, 1970, 1971) sus dudas sobre la posible edad stephaniense de los niveles más altos de la Cuenca Carbonífera central. Según este autor (WAGNER, com. pers.), uno de los elementos paleontológicos que apuntarían a la edad stephaniense, *Alethopteris bohémica*, citado de los paquetes superiores, correspondería en realidad a una especie distinta por error de determinación.

Por otra parte, las investigaciones de LAVEINE (1977) introducen asimismo modificaciones en cuanto a la edad de los paquetes más bajos de la serie productiva. En efecto, las recolecciones de este autor han mostrado la presencia de *Neuropteris ovata* muy por debajo de donde se sospechaba anteriormente, en el Paquete Caleras. Esta especie, que se ha encontrado asociada a *Linopteris obliqua bunburii*, haría bajar hasta dicho paquete el límite Westfaliense C/Westfaliense D. Y aún más, elementos de la flora de *Neuropteris ovata* existen incluso en la parte alta del Paquete Tendeyón, lo que sugiere que quizá es a partir de él cuando empieza realmente el Westfaliense D.

*La microflora.* Los primeros datos palinológicos referidos al Carbonífero de la Cuen-

ca proceden de DIJKSTRA (1955) y corresponden a un estudio de megasporas obtenidas en los materiales investigados por JONGMANS. Los resultados fueron prácticamente coincidentes con los obtenidos por este último autor basándose en la macroflora. En la campaña realizada por la Empresa Nacional ADARO fueron recogidas muestras que estudió CHATEAUNEUF (1973) en su contenido de mioesporas. Según este autor, en la Cuenca central pueden establecerse hasta cuatro zonas sucesivas de mioesporas, que son comparables con las existentes en la cuenca del Sarre-Lorena. La primera zona, con *Vestispora cf. laevigata*, se halla presente en el Paquete Caleras y según él debe corresponder al Westfaliense C superior. La segunda, con *Triquitrites magnificus*, se encuentra en los paquetes Generalas y San Antonio, y tal vez en la base de María Luisa; la tercera, con *Schopfites cristatus* y *Verrucosisporites densiverrucosus*, en parte de María Luisa, en Sotón y en Entrerregueras. Ambas zonas corresponderían al Westfaliense D (inferior la primera, superior la segunda). La cuarta zona, con *Punctatisporites asturienensis*, que empezaría en Sorriego y que continuaría en los paquetes más altos, Modesta y Oscura, indicaría el Stephaniense inferior.

El límite Westfaliense C/Westfaliense D se colocaría por lo tanto según él, entre Caleras y Generalas y el límite Westfaliense/Stephaniense inferior, dentro de Sorriego. Sin embargo, GARCIA LOYGORRI (1974) ha observado que las muestras que CHATEAUNEUF considera como procedentes del Paquete Sorriego pertenecen en realidad al Paquete Entrerregueras, dada su posición respecto al tonstein Lozanita. Si ello fuese realmente cierto, el límite inferior del Stephaniense tal como lo estableció CHATEAUNEUF quedaría sensiblemente modificado al bajar hasta el Paquete Entrerregueras y situarse tal vez junto a la aparición de la primera gonfolita.

Las conclusiones de CHATEAUNEUF han sido recientemente criticadas por DIEZ y CRAMER (1979), que han estudiado el contenido palinológico de los paquetes Sorriego y Modesta. En su trabajo llegan a la conclusión de que la fracción stephaniense de la serie de la Cuenca ha de ser bastante más reducida de lo que opinaba CHATEAUNEUF, ya que sólo

manifiestan una edad propiamente stephaniense las mioesporas de la Capa Balbina, en la parte alta del Paquete Modesta. Esta opinión supondría una postura menos alejada que la de CHATEAUNEUF respecto a los datos proporcionados por la macroflora.

*La microfauna.* El estudio de la microfauna de Foraminíferos efectuada por MARTINEZ DIAZ (MARTINEZ DIAZ, 1970a, b; GARCIA LOYGORRI, 1974; FEYS et al., 1974), proporcionó datos hasta cierto punto discrepantes con los suministrados por los fósiles vegetales. De una sección de la Caliza de Peña Redonda en Entrepeñas (valle de Aller), MARTINEZ DIAZ (1970a) citó la presencia de microfauna en distintos niveles con *Endothyra* ex gr. *spirilliniformis*, *Archaediscus* aff. *variabilis* y *Profusulinella* sp., que indicarían el Westfaliense A. Determinaciones del mismo autor (según GARCIA LOYGORRI, 1974) mostrarían la aparición de *Pseudostaffella* ex gr. *subquadrata* algo por encima de la Caliza de Peña Redonda, revelando el paso al Westfaliense B. No obstante, aún dentro del mismo Paquete Levinco, el hallazgo de *Fusulina* ex gr. *triangula* y de *Aljutovella* sp. en sus capas más altas, podría indicar incluso el comienzo del Westfaliense C. Este piso parece estar presente en el Paquete Tendeyón con *Fusulinella* sp., pero ya en el techo del mismo empiezan a concurrir formas atribuibles al Westfaliense D. Para MARTINEZ DIAZ, los hallazgos practicados en los diversos paquetes del conjunto productivo dan siempre formas que pertenecen al Westfaliense D, si bien la datación se refiere al conjunto de formas encontradas más que a cada una de ellas. De acuerdo con estos datos expresados en términos de la escala marina, la Caliza de Peña Redonda poseería una edad equivalente al Bashkiriense superior, comenzando el Moscoviense en el mismo Paquete Levinco. Los demás paquetes del conjunto improductivo pertenecerían al Moscoviense inferior probablemente y el límite con el superior se situaría tal vez algo por debajo del Paquete Caleras.

Datos proporcionados por VAN GINKEL (1973) modificarían esta consideración en el sentido de que él coloca el límite entre el Kashiriense y el Podolskiense un poco más alto, atendiendo a la presencia de *Hemifusuli-*

*na hispanica* (= *Fusulina cylindrica hispanica*) en la parte baja del Paquete Generalas. El límite Podolskiense-Myachkoviense puede quizá colocarse según él en la base del Paquete Modesta, con motivo del hallazgo de una nueva fusulina en estos tramos altos.

Por lo que se refiere a la fauna de Ostrácodos, poca información cronoestratigráfica pueden aportar realmente, ya que algunas de las formas que en el norte de Europa se hallan en el tramo marino de paso entre el Westfaliense B y C, aquí se presentan indiferentemente a lo largo de la mayoría de los paquetes productivos (BLESS, 1968; VAN AMEROM et al., 1970). Su principal valor es como elementos con significación paleoecológica.

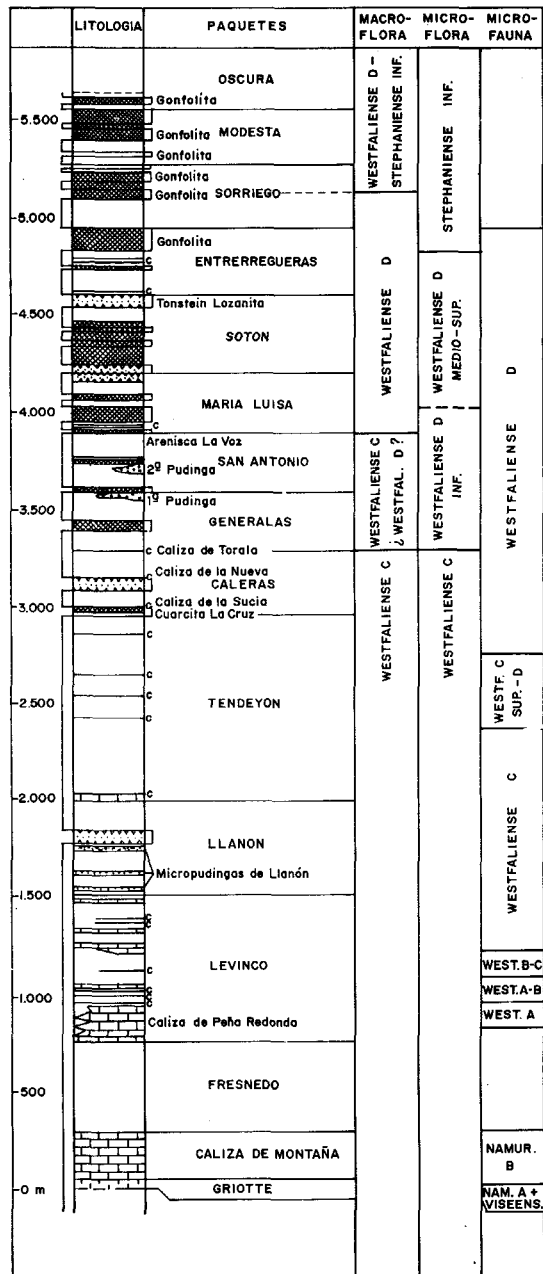
*La macrofauna.* Los Braquiópodos figuran entre los elementos más abundantes de la macrofauna del Carbonífero de la Cuenca. FEYS et al. (1974) se limitaron a dar una relación de las formas presentes en los tramos marinos de cada paquete sin especular demasiado sobre su validez como aportadores de información cronoestratigráfica. Las formas citadas a partir del Paquete Caleras dan conjuntos atribuibles al Moscoviense sin más precisión. No obstante deben ser tenidos en cuenta los datos de VAN AMEROM et al. (1970), según los cuales la fauna de Caleras debe pertenecer a un Podolskiense por la presencia de formas que WINKLER PRINS colocaba dentro de su zona de *Kozlowskia-Karavankina*. De esta misma edad serían los elementos existentes en los paquetes Generalas, San Antonio y María Luisa (*Rugosochonetes acutus*, *Cancrinella craigmarkensis*, aunque su rango es insuficientemente conocido). En cambio la presencia de *Antiquatonia* cf. *crassicostata* y *A. portlockiana*, formas del Misuriense, en el Paquete Modesta, podría constituir un indicio a favor de su pertenencia al Carbonífero superior.

La fauna de Gasterópodos y Lamelibranquios es abundante en la Cuenca pero poco significativa desde el punto de vista cronoestratigráfico, y por otra parte los datos disponibles son escasos hasta el presente. Más interés poseen los Cefalópodos, si bien aparecen con mucha menos frecuencia. No deben olvidarse las citas de DELEPINE (1943) procedentes de la zona de Lieres, en donde citó la existencia

de *Anthracoceras cambriense* y *Homoceratoides kitchini* por debajo de las capas inferiores de Generalas (Caleras?), y algo más arriba de la de *Metacoceras postcostatum*. Estas formas se han encontrado en el horizonte marino de Rimbart-Aegir-Petit Buisson del norte de Europa, situado entre el Westfaliense B y C. Pero dado que este horizonte supone una intercalación breve en una serie continental, la significación de su presencia en la Cuenca es insuficiente desde el punto de vista de la edad. Otras citas comparables en diversos puntos de la Cuenca se deben a HERNANDEZ SAMPELAYO (1944, 1946).

En resumen, los resultados a que se llega analizando los datos de flora y fauna obtenidos en 1970 se contradicen en parte, pero los datos aportados por LAVEINE (1977) contribuyen a clarificar la cuestión (Fig. II.12). Antes de esta aportación parecía claro que con base a la macroflora no podía sostenerse que el límite inferior del Westfaliense D estuviese situado más abajo que dentro del Paquete María Luisa. En ello CARIDE et al. (1973) se atenían al criterio propuesto en Heerlen en 1935 de fijarlo con la primera aparición de *Neuropteris ovata*. La macroflora de los paquetes situados inmediatamente por debajo, Generalas y San Antonio, era escasa y poco expresiva, por lo que podía existir un margen razonable de duda sobre la edad de los mismos. En cambio sí las esporas de estos paquetes parecían indicar ya una edad Westfaliense D. De lo que no había duda a partir de los datos paleobotánicos (en contradicción con la microfauna) era de la edad del Paquete Caleras, atribuido ya al Westfaliense C. Con la contribución de LAVEINE (1977) se ha realizado una considerable rectificación de edad, ya que la presencia de *Neuropteris ovata* no sólo se ha establecido en el Paquete Caleras sino que es altamente probable que existiese también en el Tendeyón. Incluso el propio LAVEINE (1977) cita en Caleras algunos elementos microfiorísticos que apoyan sus conclusiones.

La existencia de tramos de edad stephaniense parecía probable con los datos existentes en 1973. La macroflora parecía indicar la edad stephaniense para los paquetes Modesta y Oscura (CARIDE et al. 1973), mientras que la microflora hacía descender el límite infe-



c Banco de caliza de potencia < 10 m

Paquete con capas de carbón poco explotadas

Paquete con capas de carbón muy explotadas

Nivel preferentemente marino con o sin intercalaciones continentales esporádicas

Nivel continental

Fig. II.12.— La sucesión estratigráfica del Carbonífero de la Cuenca Carbonífera central de Asturias y la edad de los diversos tramos, a partir de los datos suministrados por la macro y la microflora y por la microfauna (GARCIA LOYGORRI 1973, simplificada).

rior del Stephaniense hasta Sorriego (CHATEAUNEUF, 1973) o incluso, de ser ciertas las atribuciones de GARCIA-LOYGORRI (1974) de determinados materiales estudiados por CHATEAUNEUF, hasta Entrerregueras. Es cierto que DIEZ y CRAMER (1979) sostienen una actitud restrictiva más próxima a la de CARIDE et al. (1973), pero aún así la actitud de LA VEINE (1977) llega más lejos con la determinación de la flora de Pajomal efectuada en colaboración con WAGNER, que sitúa en el Westfaliense D medio-superior. Según este autor parece que debería excluirse la presencia del Stephaniense en la sucesión de la Cuenca Carbonífera central.

Por lo que atañe a la fauna, existen pocos datos relativos a las capas más altas y son en cambio más numerosos los que se refieren a la parte inferior de la serie. Las investigaciones de la Empresa Nacional ADARO de esta época no aportan nuevos datos sobre los materiales basales, cuya edad ha de referirse a lo que se conoce de áreas vecinas (véase Región de Pliegues y Mantos). Las aportaciones propias correspondientes a tramos más bajos se refieren a la edad de la Caliza de Peña Redonda, que en términos de la escala de Europa occidental quedaría dentro del Westfaliense A. Dentro del mismo Paquete Levinco se hallaría también el Westfaliense B y aún la base del C, que llegaría hasta casi el techo del Paquete Tendeyón. Según estas conclusiones, toda la serie productiva quedaría integrada dentro del Westfaliense D. Su límite inferior ocupaba pues una posición todavía más baja que la supuesta por CHATEAUNEUF. Pero esta discrepancia ha desaparecido con los nuevos datos florísticos de LA VEINE (1977) coincidentes con los obtenidos a través de la microfauna. Así pues la base del Westfaliense D estaría situada con bastante seguridad en el Paquete Tendeyón. La aportación de VAN GINKEL (1973) en el sentido de colocar la base del Moscoviense superior (Podolskiense) en la parte baja del Paquete Generalas no estaría necesariamente en contradicción con la postura de MARTINEZ DIAZ. Y tampoco estarían en desacuerdo los datos de microfauna suministrados por VAN AMEROM et al. (1970) del Paquete Caleras. En cambio no podemos hacer demasiado hincapié en la información su-

ministrada por los Cefalópodos, por lo demás tan escasos. Las formas citadas por DELEPINE (1943) sólo indican una correspondencia con el nivel marino de Aegir, con lo que dado el poco espesor de éste entre tramos continentales, acabamos desconociendo en realidad la verdadera distribución vertical de los taxones presentes.

Las conclusiones a que llegó el equipo de la Empresa Nacional ADARO en su estudio (GARCIA LOYGORRI et al., 1971; GARCIA LOYGORRI, 1974) daban un mayor crédito a la información obtenida por la macroflora que a la que indicaban la microflora y la microfauna. Por ello fijaron el límite Westfaliense C/D en la base de María Luisa, haciendo constar sin embargo las discrepancias existentes. Análogamente se inclinaron por colocar el límite Westfaliense D/Stephaniense en la base del Paquete Modesta. Pero ya hemos visto las modificaciones a que dio lugar la contribución de LA VEINE (1977).

Cualquiera que sea la conclusión definitiva (y las investigaciones actualmente en curso están proporcionando ya nuevos datos para una mayor precisión en las edades), la existencia de esta serie con intercalaciones marinocontinentales significa la afortunada posibilidad de seguir realizando contribuciones válidas al establecimiento de mejores correlaciones entre los dos tipos de escalas.

## II.5.5 LA SERIE DE RIOSA-OLLONIEGO

Al Oeste del accidente tectónico que va de San Tirso a Muñón Cimero, la sucesión carbonífera presenta ciertas diferencias respecto a la del resto de la cuenca. Como ya hemos indicado, GARCIA LOYGORRI et al. (1971) y GARCIA LOYGORRI (1974) la han denominado Unidad de Riosa-Olloniego, ya que comprende las áreas productivas de Riosa y del Caudal al noroeste de Mieres, en contraposición al resto de la Cuenca, que la denominan Unidad de Aller-Nalón.

El conjunto productivo del área de Riosa está representado por los paquetes Canales, Pudingas (o Entrepudingas), Esperanza y Ablanedo, que en total suponen más de 2.000 metros de espesor. La correlación de este conjunto con el de la zona de Olloniego y especialmente con la serie del interior de la Cuen-

ca presenta algunos problemas, dimanados en parte de una antigua interpretación estructural de esta área, que ha venido manteniéndose hasta hace pocos años.

En efecto, ADARO (1914, 1926) consideraba la Cuenca central como un gran sinclinal en cuyo borde occidental, como sucede en el oriental, existiría una total continuidad entre los materiales parálisis del interior con la Caliza de Montaña que constituye dicho borde, ignorando que en esta zona la Caliza de Montaña representa en realidad una masa cabalgante sobre el resto de la serie. Esta interpretación collevaba necesariamente el que los paquetes existentes en esta área marginal tuvieran sentido descendiente hacia el borde y así ADARO establecía en sus mapas la traza de los paquetes más antiguos en las inmediaciones de la Caliza de Montaña que forma la masa del Monsacro y el Aramo. Tal interpretación fue aceptada por autores posteriores, como LLOPIS (1949), ALMELA y RIOS (1953) y KINDELAN (1957). Pero una investigación paleobotánica realizada por JONGMANS y WAGNER (1957) mostró que la posición relativa de los paquetes de Riosa era la contraria de la que se había supuesto, de manera que los paquetes más modernos eran los más próximos al borde. Este hecho probaba que el contacto con la Caliza de Montaña en este sector no era normal y debía existir un cabalgamiento, como han mostrado autores posteriores, que ha aportado además nuevos datos paleontológicos en su apoyo (JULIVERT, 1964; PELLO, 1968; CARIDE y GARCIA LOYGORRI, 1968; MARTINEZ DIAZ, 1969). La aplicación de criterios de polaridad en las capas de la serie ha confirmado lo erróneo de la interpretación antigua.

El paquete más bajo de la zona de Riosa es el Paquete Canales, de 800 m de potencia media. Posee hasta 20 capas de carbón situadas en tramos continentales que alternan con tramos marinos de mayor importancia. Encima de este paquete se sitúa el Paquete de las Pudingas o Paquete Entrepudingas, que se caracteriza por la importancia que poseen los conglomerados silíceos formados por gruesos cantos de cuarcita y que constituyen masas de gran espesor (570 m en Riosa, 800 en Olloniego) (Fig. II.13). Estos conglomerados han

sido estudiados en la zona del Nalón especialmente (PELLO, 1968; CORRALES et al., 1971), donde han sido llamados Conglomerados de Mieres. En realidad a un primer tramo de pudinga de poco espesor sigue un conjunto de 5 ó 6 capas de carbón explotable y algún nivel marino, y a continuación la gran masa de conglomerados. El siguiente paquete es el Paquete Esperanza, que empieza con un tramo marino de poco espesor y un nuevo nivel de pudingas con algunas capas de carbón. En Riosa afloran únicamente 200 m del paquete, que es cabalgado por la Caliza de Montaña del borde, pero en el valle del Caudal la sucesión es más completa comportando un mayor número de capas de carbón entre las cuales aparecen las primeras manifestaciones del conglomerado poligénico con cantos calcáreos predominantes, que se conoce como Conglomerado de Olloniego (PELLO, 1968; CORRALES y PELLO, 1971) y que puede llegar a alcanzar más al N hasta 1.000 m de espesor. Otro paquete, éste de posición más incierta, es el Paquete Ablanado, separado de los restantes por una zona tectonizada, pero que debe corresponder a un nivel más alto que el Paquete Esperanza (JONGMANS y WAGNER, 1957; PELLO, 1968).

Contrariamente a lo que sucede en el área de Riosa, en la zona de Olloniego los paquetes del conjunto productivo recibieron desde los tiempos de ADARO, nombres análogos a los de la Cuenca central, pero a causa de la interpretación equivocada del orden de los mismos, el llamado "Paquete Generalas" resulta de edad más moderna, por ejemplo, que la de "San Antonio", "María Luisa", etc. FEYS et al. (1974), a los que hemos seguido en la descripción de los paquetes de Riosa, extendieron la denominación de éstos a los paquetes de Olloniego de los que son en realidad su prolongación NE y ensayaron una correlación con la serie típica del interior de la Cuenca. Según estos autores, el Paquete Canales correspondería al conjunto de Caleras, Generalas y San Antonio, el Paquete de las Pudingas al María Luisa, y el Paquete Esperanza al Sotón. Las equivalencias se basaban especialmente en criterios paleobotánicos, que introducían sin embargo un problema al mostrar que de este modo no existiría correspon-

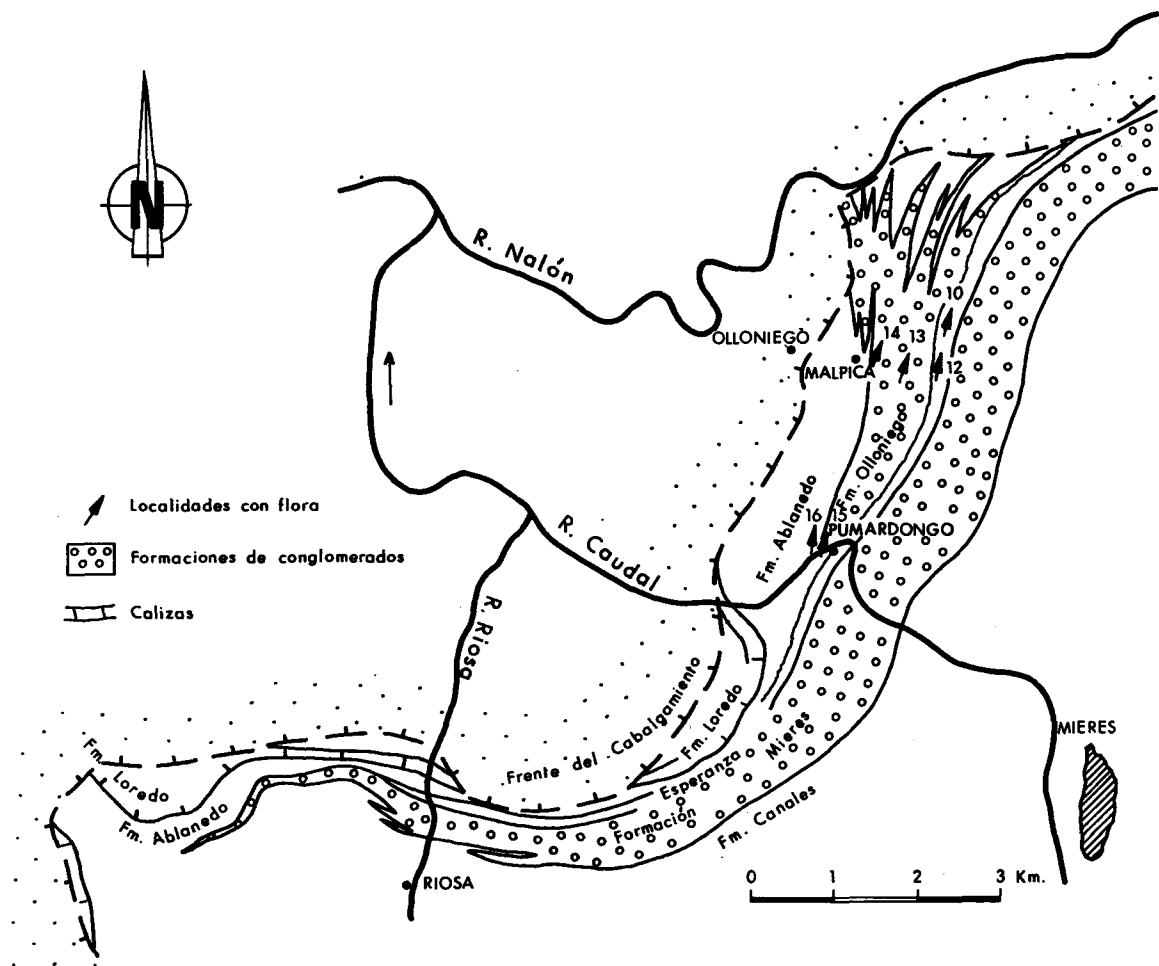


Fig. II.13.— Las formaciones detríticas westfalienses del borde noroeste de la Cuenca Carbonífera central, según PELLO (in WAGNER 1971).

dencia entre el Conglomerado de Mieras y las pudingas de los paquetes del interior de la Cuenca, situados en Generales y San Antonio (Fig. II.14).

La edad del conjunto de Riosa se estableció con base a datos peleobotánicos (JONGMANS y WAGNER, 1957; CARIDE y GARCIA LOYGORRI, 1968; FEYS et al., 1974) y de microfauna (MARTINEZ DIAZ, 1969). Según estos autores, el Paquete Canales debería colocarse casi íntegramente en el Westfaliense C. Unos 50 m antes del techo de este paquete hace su aparición *Neuropteris ovata*, por lo que los restantes paquetes han de situarse en el Westfaliense D. El conglomerado de Mieras poseería por lo tanto una edad Westfaliense D inferior, y ello vendría confirmado por la

edad de la flora de Olloniego (La Mortera), estudiada por WAGNER (1971), y por la de Ablanedo, ligeramente superior. El conglomerado de Olloniego correspondería al Westfaliense D superior. En él MARTINEZ DIAZ encontró cantos con microfauna del Westfaliense C, y por otra parte se dispone sobre capas del Westfaliense D inferior, con las que PELLO (1968) observa la existencia probable de algún hiato sedimentario. Cabe preguntarse si existe alguna relación entre este conglomerado rico en elementos calcáreos y las gonfolitas de los tramos altos de la Cuenca.

No existe aquí ningún argumento paleontológico que sugiera en la serie de Riosa ni en la de Olloniego la presencia de tramos de edad stephaniense.

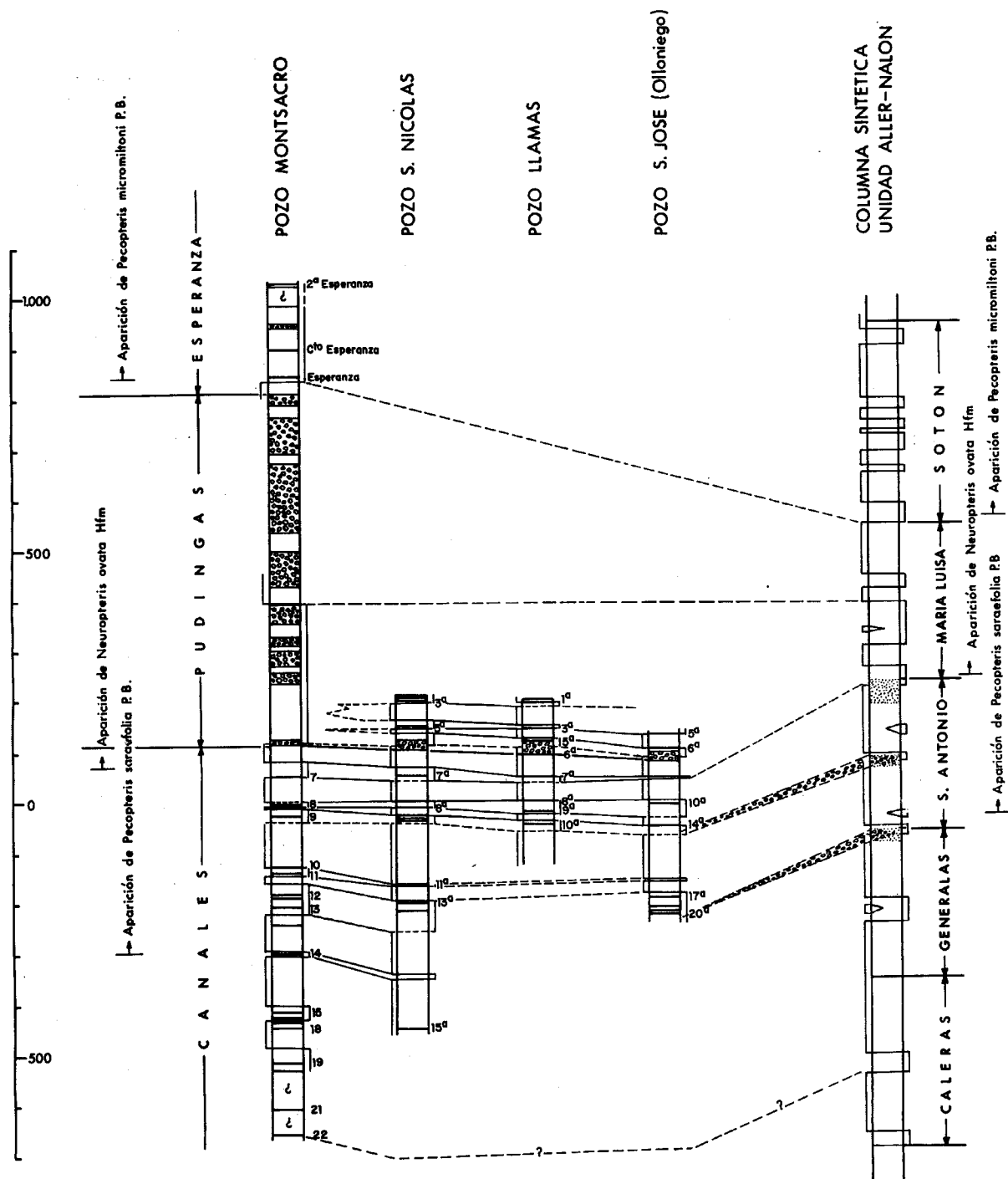


Fig. II.14.— Correlación entre series carboníferas de la zona de Riosa-Ollóniego con la columna de síntesis de la unidad del Aller-Nalón (Cuenca Carbonífera central) (FEYS et al. 1974).



## II.5.6 LA PROLONGACION NE DE LA CUENCA CARBONIFERA BAJO LA COBERTERA

Los materiales carboníferos de la Cuenca central desaparecen al NE por debajo de una débil cobertera mesozoica. Sólo en algunos puntos el zócalo paleozoico aflora al exterior, bien sea como resultado de erosión del recubrimiento, bien porque la cobertera depositada sobre un paleorrelieve dejó algunas áreas sin recubrir. Debido al interés minero que posee el Carbonífero de esta área, ya ADARO (1914) hizo un estudio sobre la prolongación de los materiales de la Cuenca por debajo de la cobertera y sobre las posibilidades de su explotación industrial, estudio retomado medio siglo más tarde por ALMELA y RIOS (1962). El resultado positivo alcanzado en el sondeo efectuado en La Camocha (véase Región de Pliegues y Mantos), estimuló la realización de nuevos sondeos, con lo cual existe un cierto grado de conocimiento (desgraciadamente no tan intenso como sería de desear) del zócalo cubierto por los materiales permotriásicos, jurásicos y cretácicos situados al norte de la Cuenca.

Un amplio afloramiento de casi 90 Km<sup>2</sup> se dispone alrededor del área montañosa del Sueve cerca de la costa, entre Colunga y Ribadesella. La base del Carbonífero puede verse al oeste del alto del Fito, y puede compararse con la del borde oriental de la Cuenca central del que constituye su prolongación. Apoyada sobre las pizarras del Ordovícico medio, la serie empieza con la Caliza griotte (Formación Genicera), que localmente posee unos 20-30 m de espesor (PELLO, 1967). A esta formación sigue la Caliza de Montaña, aquí excepcionalmente potente, ya que ha dado espesores de hasta 800 m, que pueden ser debidos a repeticiones tectónicas. A continuación se presenta como en la Cuenca una serie monótona de 450 m de pizarras con bancos de areniscas y que puede ser comparada con la Formación Fresnedo. A ella le sigue una banda calcárea importante de 100 a 150 m de espesor, que equivale con seguridad a la Caliza de Peña Redonda, y a veces presenta una intercalación pizarrosa como sucede en varios puntos de la Cuenca. Por encima sigue una sucesión de pizarras con multitud de bancos calcáreos de

escasa potencia, junto con areniscas y capas de carbón (PELLO, 1967; GERVILLA et al., 1973), pero no se dispone de una sucesión detallada de las capas. Se repite aquí por lo tanto el mismo tipo de sucesión que en la Cuenca y este conjunto debe ser equivalente, siquiera en parte, al conjunto de paquetes descritos en esta última, aunque por el momento no sea posible establecer ningún tipo de homologación. El espesor visible de estos materiales por encima de la Caliza de Peña Redonda puede ser estimado en unos 2.000 metros.

La eventual Formación Fresnedo no ha suministrado ningún resto fósil hasta el momento, pero en cambio la Caliza de Peña Redonda ha proporcionado en algunos puntos *Profusulinella* sp. y *Endothyra* ex gr. *spirilliniformis* (GERVILLA et al., 1973), microfau-na que ha sido atribuida al Westfaliense A, es decir, al Bashkiriense superior y tal vez al paso entre el Bashkiriense y el Moscoviense. La parte superior de la serie, por encima de la Caliza de Peña Redonda, debe comprender buena parte del Westfaliense, aunque apenas si se dispone de datos útiles. MARTINEZ DIAZ determinó en una de las bandas calcáreas más altas una microfauna a la que concedió edad Westfaliense C-D (GERVILLA et al., 1973).

Al oeste del gran afloramiento del Sueve, existe un afloramiento menor en Viñón, en el que figuran pizarras, calizas, areniscas y algunas capas de carbón, que fueron objeto de explotación años atrás. Estos niveles podrían ser asimilados de manera tentativa quizá a algunos de los paquetes que figuran en la Cuenca. HERNANDEZ-SAMPELAYO (1946, 1948) se refiere a una macrofauna que confusamente situó en un Westfaliense inferior o medio, pero en las antiguas explotaciones de carbón, WAGNER (1962) consiguió encontrar una pequeña flora con *Neuropteris ovata*, que le permitió situarla en el Westfaliense D.

## II.5.7 LA CUENCA DE PIEDRAFITA-LILLO

La prolongación de la Cuenca Carbonífera central hacia el SE constituye lo que RACZ (1966) y SJERP (1967) denominaron Cuenca de Piedrafita-Lillo, aunque no existe propiamente ningún accidente particular que justifique realmente una denominación distinta para

la zona. La sucesión sedimentaria se caracteriza por la existencia de una serie pizarrosa con intercalaciones de areniscas y especialmente de abundantes bandas calcáreas, recordando en su conjunto al Improductivo de la Cuenca o Grupo Lena, con el que manifiesta una evidente continuidad lateral. Precisamente VAN GINKEL (1965) restableció el nombre dado por BARROIS (1882) para la serie como Formación Lena, tomando por estratotipo informal la sucesión presente en el Puerto de Vegarada. Sin embargo en la serie no se consigue diferenciar de manera muy segura la Caliza de Peña Redonda como en el borde oriental de la Cuenca central, y la riqueza en tramos carbonosos parece ser bastante menor, con pocos niveles explotables (Lugueros).

Las bandas calcáreas de esta área dibujan en su conjunto una estructura de tipo sinclinal, en cuyo flanco N aparece la Caliza de Montaña del borde oriental de la Cuenca. Los niveles más modernos deben situarse pues hacia la parte central. RACZ (1966) describe un corte representativo de la serie al oeste de Redipueñas, cerca del Puerto de Vegarada. En este corte figuran junto a las bandas calcáreas, pizarras arenosas de naturaleza marina, areniscas y conglomerados (Fig. II.15).

Las capas aparentemente más bajas de la sucesión han proporcionado en el alto Porma (al sur de Puebla de Lillo), algas calcáreas pertenecientes a la zona II de RACZ (1966), que indicarían según el autor una edad perteneciente al Bashkiriense superior o base del Moscoviense. De todos modos la mayor parte de la serie ha de atribuirse al Moscoviense inferior, es decir, a la subzona B de *Profusulinella* de VAN GINKEL o a la zona III de RACZ (VAN GINKEL, 1965; RACZ, 1966; SJERP, 1967). En una localidad del centro de la estructura sinclinal (al norte de Rucayo), RACZ (1966) señala en cambio la presencia de algas de la zona IV, que indicarían por lo tanto el Podolskiense. Se trata de uno de los puntos más altos de la serie, lo cual parece excluir la posibilidad de presencia del Myachkoviense, por lo menos con los datos de que ahora se dispone.

De este modo, en la sucesión pizarroso-calcárea de esta zona estaría representado gran parte del Moscoviense, incluyendo por lo

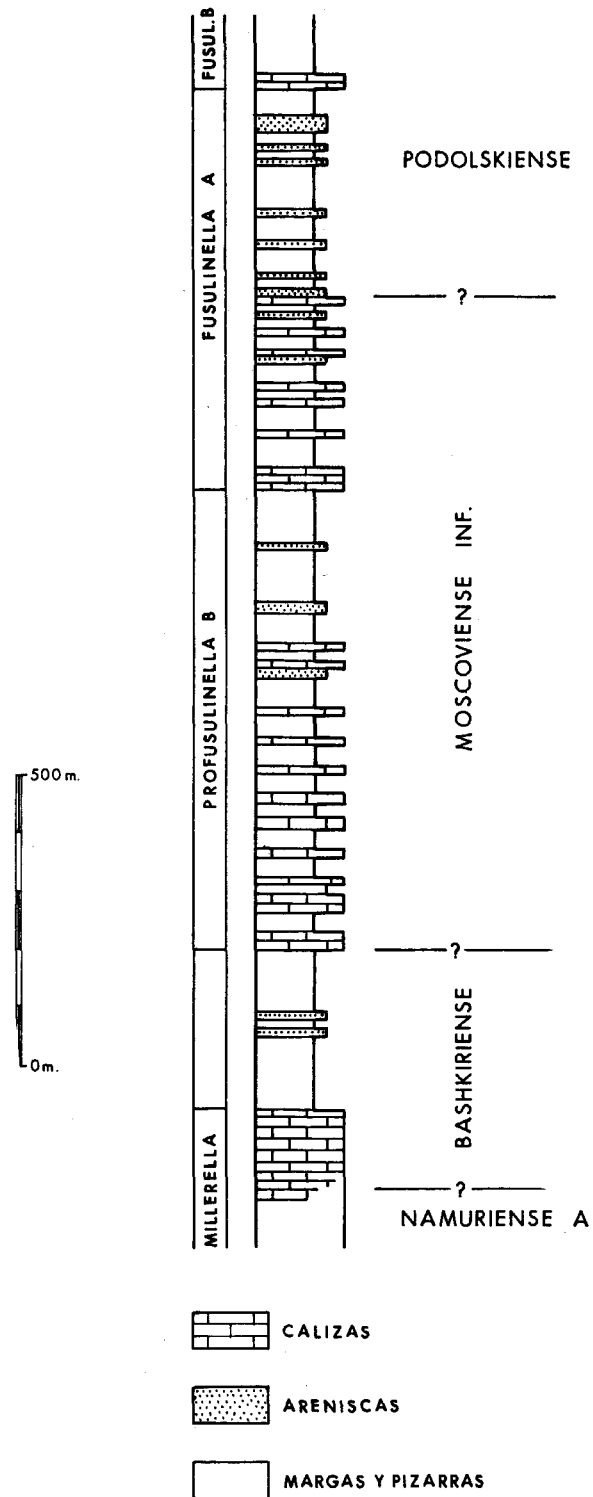


Fig. II.15.— Sección del Carbonífero medio de Vegarada, en el extremo Se de la Cuenca Carbonífera central, (RACZ 1967, adaptada).

tanto tramos de la misma edad de los que en la Cuenca contienen ya importantes capas de carbón explotable. No se dispone de datos paleontológicos de los tramos continentales de la zona, y la cita de WAGNER (1962b) correspondiente a una pequeña flora de edad Westfaliense C en las cercanías de Arbás (Puerto de Pajares), está ya demasiado alejada del área como para que pueda ser utilizada respecto a los niveles marinos con microfauna. En la cuenca de Piedrafita-Lillo las condiciones marinas alcanzarían niveles más altos que en el interior de la Cuenca central. En la base podría estar representado el Bashkiriense más alto o el tránsito Bashkiriense-Moscoviense, aunque VAN GINKEL (1965) piensa que el contacto de esta serie sobre la Caliza de Montaña sería paraconforme, y que existe un pe-

ríodo de no sedimentación o de sedimentación muy condensada en la parte más baja de la Formación Lena. Abonaría la idea de esta condensación la primera aparición en el extremo oriental de esta zona (al E de Puebla de Lillo) de la Formación Ricacabiello (SJERP, 1967), cuya presencia es bastante constante en la Región del Manto del Ponga, y que parece corresponder verdaderamente a una serie condensada. VAN GINKEL (1965) la hace equivaler en sus pocos metros de potencia a toda la Formación San Emiliano de la Región de Pliegues y Mantos. Sin embargo, no existen argumentos sólidos para apoyar la existencia de un lapso de no sedimentación o de sedimentación condensada en la Cuenca central o sus prolongaciones por encima de la Caliza de Montaña.

## II.6 EL CARBONIFERO INFERIOR Y MEDIO DE LA REGION DEL PONGA

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo.

### II.6.1 LA REGION DEL PONGA

Entre la Cuenca Carbonífera central de Asturias y la Región de Picos de Europa se sitúa una área de transición, constituida por una serie de unidades cabalgantes, la más importante de las cuales posee la envergadura de un verdadero manto, el Manto del Ponga, cuya continuación septentrional se conoce como Manto de Seberga (JULIVERT, 1965). El hecho de formar tránsito entre dos unidades tan bien diferenciadas desde el punto de vista litológico y estructural, como son la Cuenca Carbonífera central y la Región de Picos de Europa, confiere a esta región unas características propias que permiten individualizarla. JULIVERT (1965, 1967b) la denominó Región de Mantos o más propiamente Región del Manto del Ponga, por ser ésta la unidad más representativa.

Pero si en líneas generales esta área queda netamente justificada, en el momento de establecer sus límites concretos se plantean dudas sobre la pertenencia a la misma de algunas unidades menores que pueden ser consideradas como prolongación de las regiones vecinas. La escama de Rioseco, por ejemplo, puede interpretarse hasta cierto punto como integrando la parte frontal de la Cuenca Carbonífera central, y lo mismo sucede con la alineación que forma la sierra del Cuera, que lo mismo puede atribuirse a la Región de Picos de Europa que considerarse como un elemento más de la Región del Manto del Ponga. En esta exposición incluiremos la escama de Rioseco en esta región, pero no en cambio la unidad del Cuera.

Los cabalgamientos de la región poseen una componente horizontal importante, en especial la de la estructura fundamental, el Manto del Ponga, cuyo desplazamiento supone un acortamiento tectónico superior a los 20 Km

(JULIVERT, 1965), y su trazado cartográfico determina además la existencia de dos ventanas tectónicas (la del río Color y la del río Monasterio) y el klippe de Valdosín-Zalambra desplazado en dos por el movimiento de la falla de Ventaniella que afecta a todas las estructuras (JULIVERT, 1967b). Al N esta unidad, y su prolongación el Manto de Seberga, pierde las características de verdadero manto y, tras adquirir su frente la dirección W-E, acaba confundándose como una más de las escamas asociadas (Fito, Ribadesella-Campo de Caso, etc.).

El Carbonífero ocupa la mayor parte de la superficie de la región (Fig. II.16). Los afloramientos carboníferos suponen unos 1.100 Km<sup>2</sup>, es decir, el 78% de toda la superficie. El resto está representado exclusivamente por materiales cámbricos y ordovícicos, que aparecen constituyendo la parte frontal de los cabalgamientos. Entre el Ordovícico inferior y el Carbonífero existe una dilatada laguna estratigráfica. En esta área debió existir una zona emergida durante gran parte del Paleozoico inferior, constituyendo el Bloque Cantábrico de RADIG (1962) y otros autores. El contacto entre las dos series es disconforme, sin que se muestre ninguna discordancia angular, por lo menos a nivel de afloramiento. En realidad entre ambas existe todavía un reducido espesor de materiales detríticos pertenecientes al Devónico (Frasniense o Fameniense, según los puntos), que a veces ha pasado desapercibido por su escasa potencia, y asimilado por su naturaleza al Ordovícico subyacente constituido por cuarcitas (Formación Barrios, "cuarcita armoricana"). Independientemente de los materiales carboníferos que vienen a continuación del Paleozoico inferior, existen de modo manifiestamente discordante sobre el substrato en el Manto de Seberga, afloramientos de

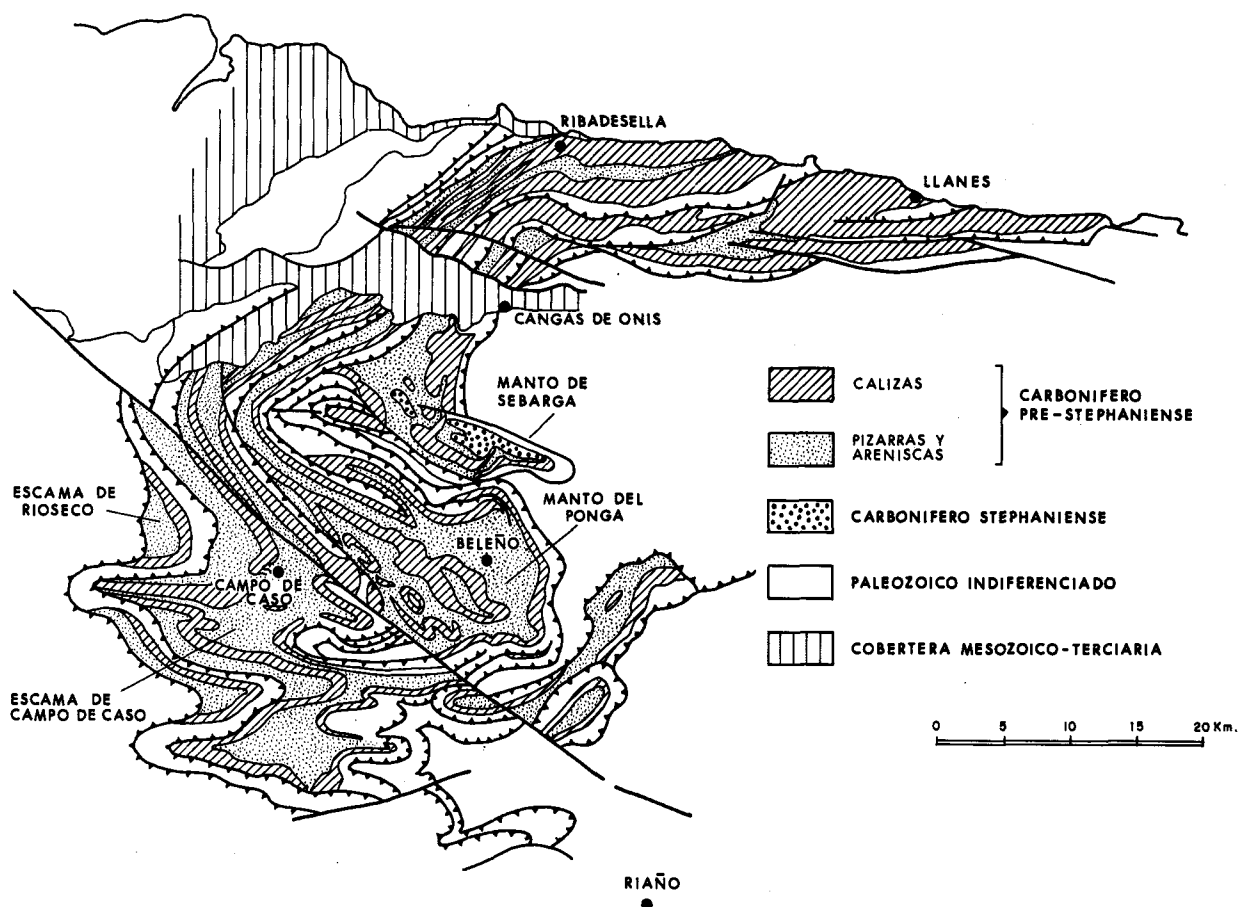


Fig. II.16.— Distribución de los afloramientos carboníferos en la Región del Ponga.

edad stephaniense de extensión muy reducida (no superan los 8 Km<sup>2</sup>). Junto a Cangas de Onís, materiales de cobertura (Cretáceo) constituyen una estrecha franja de 1 a 4 Km de anchura, que en la cartografía divide de manera transversal la región en dos sectores: uno septentrional, con las unidades dispuestas en sentido aproximadamente E-W, y otro meridional, en el que el frente de dichas unidades se ha incurvado hasta adoptar una dirección N-S.

El conocimiento estratigráfico del Carbonífero de esta área es de adquisición relativamente reciente. La mediocridad de las capas de carbón aprovechable determinó que tras los primeros reconocimientos generales de la región, apenas si se produjeron estudios locales en el siglo pasado. Si bien BARROIS (1882) estableció las bases del conocimiento del Carbonífero de la zona con la descripción

de sus itinerarios por el borde costero y el valle del Sella y el Ponga, los primeros datos realmente interesantes no surgieron sino hasta DELEPINE (1943) y especialmente con el estudio regional de JULIVERT (1960a). Sin embargo, el Carbonífero de esta región posee en conjunto un grado de conocimiento comparativamente inferior al que se posee de la Región de Pliegues y Mantos y de la Cuenca Carbonífera central.

#### II.6.2 EL CARBONIFERO DE LA REGION DEL PONGA

En la región del Manto del Ponga la serie carbonífera está representada por las siguientes formaciones, en orden cronológico ascendente: Formación Baleas, Formación Vegamián, Formación Genicera, "Caliza de Montaña", Formación Ricacabiello, Formación Beleño, Formación Escalada y Formación Fito.

Prescindimos por el momento de los materiales discordantes del Carbonífero superior, que constituyen pequeños afloramientos y que serán descritos más adelante.

Las tres primeras formaciones, Baleas, Vegamián y Genicera, fueron descritas anteriormente en la Región de Pliegues y Mantos, y aquí muestran características parecidas, representando prácticamente todo el Carbonífero inferior. Sin embargo, con la excepción de la Formación Genicera de presencia constante, las otras dos sólo se han citado en las áreas marginales de la Región del Manto del Ponga; en los restantes sectores o no existen o por el momento su presencia no ha sido observada. También fue descrita en la Región de Pliegues y Mantos y en la Cuenca Carbonífera central la Caliza de Montaña. En muchas secciones de la Región del Manto del Ponga esta caliza se presenta exclusivamente con las características de la Formación Barcaliente, por lo que debemos aceptar que la Formación Valdeteja se halla ausente. No obstante, no es posible generalizar su ausencia para toda el área, ya que en algunas zonas marginales parece que hay que atribuir a ella materiales de aspecto comparable procedentes de la parte superior de la Caliza de Montaña. De todos modos, ante la inseguridad de su atribución, utilizaremos para esta región el nombre de Caliza de Montaña que no supone ningún tipo de compromiso.

Para el conjunto de las formaciones Vegamián y Genicera de esta región, en 1964 fue establecido por BROUWER y VAN GINKEL el nombre de Formación Sella, que sin embargo no ha sido retenido posteriormente ni por sus propios autores. Asimismo BROUWER y VAN GINKEL (1964) introdujeron el nombre de Formación Escapa para el conjunto de la Caliza de Montaña en esta región, pero tampoco el nombre ha sido empleado por la mayoría de autores posteriores.

La Formación Ricacabiello fue establecida por SJERP (1967) para secciones de otras áreas, pero también está aquí presente. A esta formación pertenecen los materiales que JULIVERT (1960a) englobaba en su "serie roja y abigarrada" en la descripción del Carbonífero de la zona de Beleño. Las tres restantes formaciones indicadas, Beleño, Escalada y Fi-

to fueron introducidas por VAN GINKEL en 1965, precisamente para secciones de esta región y, junto con la Formación Ricacabiello, cubren prácticamente todo el intervalo del Carbonífero medio. JULIVERT (1960a) había reconocido ya los tres conjuntos litoestratigráficos que denominó de manera informal, "serie pizarrosa", "caliza masiva superior" y "serie superior con intercalaciones calizas". El segundo de estos nombres ha conocido un uso muy frecuente entre geólogos españoles en su forma abreviada "caliza masiva", y adoptada ocasionalmente por otros (SJERP, 1967; MOORE et al., 1971, etc.), pero formalmente resulta preferible el empleo de Formación Escalada.

En 1943, DELEPINE introdujo el nombre Calcoesquistos de Hontoria para indicar la parte inferior de la "Assise" de Lena de BARROIS (1882), en la convicción de que los materiales de Hontoria (que pertenecen a la escama de Ribadesella, dentro de la Región del Manto del Ponga) correspondían a una serie que podía asimilarse a aquel tramo de la sucesión de la Cuenca Carbonífera central. Los Calcoesquistos de Hontoria integrarían la Formación Escalada junto con otros materiales litológicamente diferentes. Por ello el uso del término, por lo menos tal como lo estableció DELEPINE, debe ser abandonado ya que introduce confusiones innecesarias. De hecho la equívoca homologación de las series carboníferas de la Región del Manto del Ponga con las de la Cuenca Carbonífera central, había sido ya tácitamente admitida en 1882 por BARROIS.

Otras denominaciones litoestratigráficas empleadas para materiales de la región, como Capas de Meré (MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS, 1977) o Serie flysch de Pendueles (MARTINEZ-GARCIA et al., 1971), y que no han sido nunca formalmente establecidas, serán comentadas más adelante en la descripción de las secciones correspondientes.

### II.6.3 EL CARBONIFERO INFERIOR

En comparación con la Región de Pliegues y Mantos, el Carbonífero inferior de esta región dispone de pocos estudios efectuados sobre sus materiales. Aparentemente las sec-

ciones más completas están situadas en las unidades de los bordes de la región, pero no está probado del todo que no puedan encontrarse también en las restantes unidades. Citaremos aquí tres secciones representativas: la de Felechosa, la de Oseja de Sajambre y la de San Antolín (Fig. II.17).

La sección de Felechosa está situada en la carretera que sube al puerto de San Isidro, a 7 Km de aquella localidad, y se encuentra en el extremo sur de la escama de Rioseco (ADRICHEM BOOGAERT et al., 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; SJERP, 1967). Sobre las areniscas del Devónico superior (Formación Ermita) se disponen en contacto erosivo 8 m de caliza de grano grueso dolomitizada en la base, que representa la Formación Baleas (ADRICHEM BOOGAERT y SJERP la consideran sin embargo como integrando la Formación Ermita, dentro de la cual constituiría su Miembro Mampodre). A

esta caliza sigue unos centímetros de pizarra gris, que probablemente es una representación muy reducida de los materiales de la Formación Vegamián, y a continuación 34 m de caliza nodulosa rojiza, con una intercalación de 13 m de radiolaritas cerca de la base, y que constituye la Formación Genicera. Una investigación efectuada por ADRICHEM BOOGAERT en estos materiales (ADRICHEM BOOGAERT et al., 1963; ADRICHEM BOOGAERT, 1967) mostró que en la parte media de la Formación Baleas existían Conodontos de la zona de *-costatus*, y en la parte alta de la de *-anchoralis*. Esto significa que, del mismo modo que en la Región de Pliegues y Mantos, la base del Carbonífero ha de situarse en la parte medio-superior de la Formación Baleas. Representantes de la misma zona de *-anchoralis*, así como de la de *-typicus*, se encuentran en el miembro inferior de la Formación Genicera, es decir, que en él queda situado el

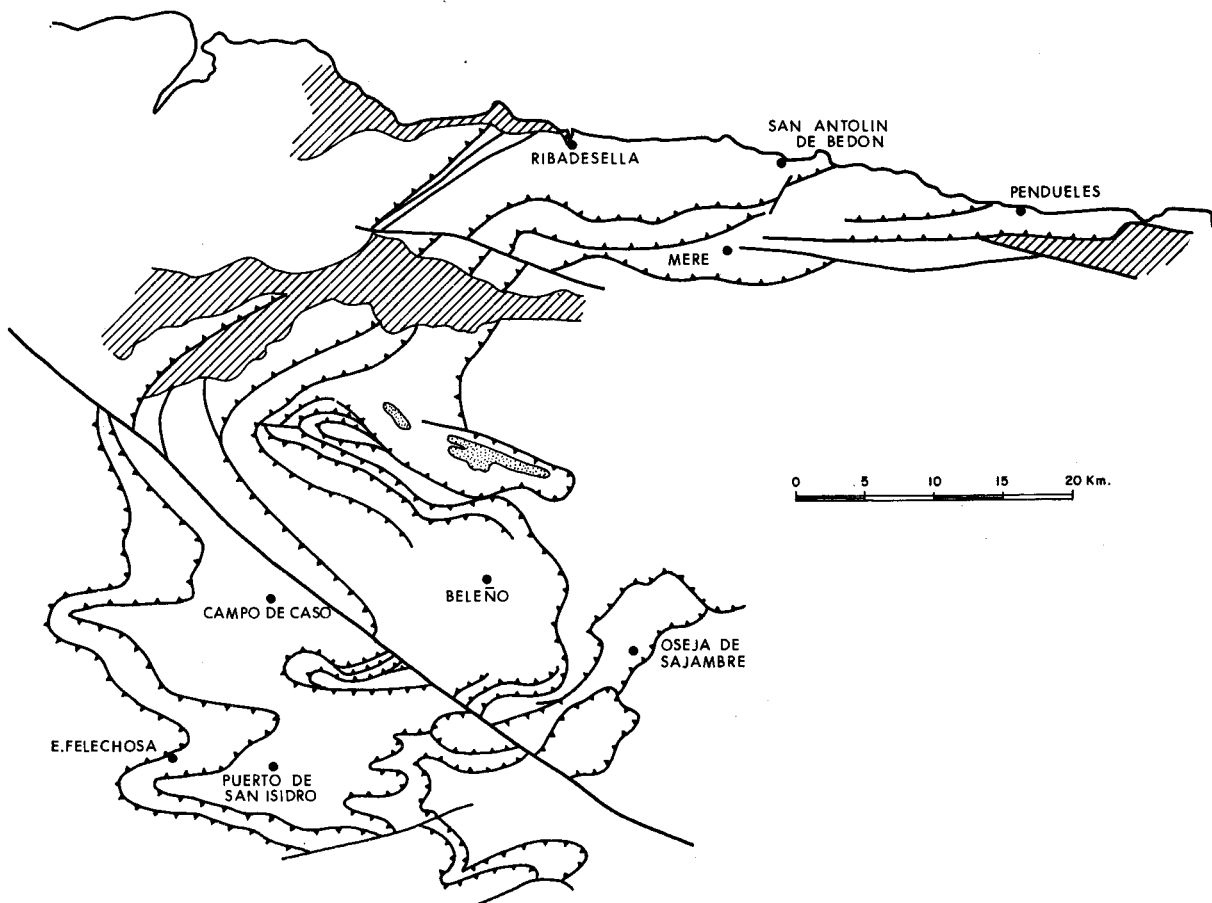


Fig. II.17.— Secciones y localidades citadas en el texto, del Carbonífero de la Región del Ponga.

límite Tournaisiense/Viseense (la Formación Vegamián queda pues también aquí incluida dentro de la zona de *-anchoralis*). En el miembro superior de la Formación Genicera se encontraron Conodontos de las zonas de *-bilineatus bilineatus* y de *-nodosus*. La caliza gris rosada que sigue a continuación, y que está inmediatamente por debajo de la Caliza de Montaña, tal vez represente también el Namuriense más bajo.

Una sección parecida se encuentra en el extremo SE de la región, en el valle de Sajambre, que estructuralmente es una prolongación del Manto del Ponga. Al S de Oseja, SCHINDEWOLF y KULLMANN (1958) y ADRICHEM BOOGAERT (1967) describieron una sucesión sobre la Formación Ermita, que empieza con 7 m de caliza de grano grueso, dolomitizada parcialmente como la de Felechosa, y que representa la Formación Baleas. Siguen 5 m de pizarras de color gris oscuro, cubiertas en parte en el afloramiento de la carretera, y que deben atribuirse a la Formación Vegamián, y 26 m de caliza, con una intercalación de 8 m de radiolaritas en la parte baja. Aunque las calizas de debajo las radiolaritas sean de color gris y las situadas por encima de color rosado, no hay duda que el conjunto representa la Formación Genicera. El contenido en Conodontos es comparable con el de la sección de Felechosa, con pequeñas variantes. En la Formación Baleas solamente se han encontrado Conodontos de la zona de *-costatus*. En la parte inferior de la Formación Genicera, Conodontos de la de *-anchoralis*, y en la parte superior, de las de *-bilineatus bilineatus* y *-nodosus*. Está claro que aquí el hiato que debe existir entre las Formaciones Baleas y Vegamián incluirá localmente los tramos donde debería encontrarse el límite Devónico/Carbonífero.

En la sección de San Antolín de Bedón, junto a la costa (extremo oriental de la escama de Ribadesella), la sucesión ofrece algunas diferencias, aunque no se ha realizado una investigación completa del contenido en Conodontos de sus materiales. Sin el intermedio de la Formación Baleas como en los puntos anteriores, la Formación Vegamián descansa aquí en contacto erosivo sobre la Formación Ermita, y está representada por 2 m de pizarras

negras. Encima de ella se dispone la Formación Genicera, de tan sólo 15 m de potencia, en cuya base fueron hallados Conodontos de la zona de *-anchoralis* (ADRICHEM BOOGAERT, 1967). El resto de la serie está sin estudiar, pero la sección resulta interesante ya con estos datos puesto que, igual que sucedía en algunas localidades de la Región de Pliegues y Mantos (Olleros de Alba, por ejemplo), falta en ella la Formación Baleas, lo cual determina una mayor amplitud de la laguna estratigráfica que existe por debajo de las pizarras de la Formación Vegamián.

En otras secciones esta laguna estratigráfica es todavía mayor, cuando la serie carbonífera comienza directamente con la Formación Genicera, lo cual supone la previa erosión (o no deposición) de los materiales de edad tournaisiense. Aparentemente ésta es la situación que se presenta en la mayor parte de secciones de toda la región. Pero ya hemos indicado que ello no es absolutamente seguro por falta de estudios locales del Carbonífero inferior del Manto del Ponga. Podemos afirmar, por ejemplo, que afloramientos de la Formación Vegamián están presentes por lo menos en varios puntos de la escama de Ribadesella. Sin embargo, conocida la distribución cartográfica irregular de las formaciones basales del Carbonífero, no nos debe extrañar el que en algunas áreas no hubiese existido sedimentación de estos materiales, especialmente si se tiene en cuenta que la región había formado parte anteriormente del Bloque Cantábrico en fase de denudación durante los últimos tiempos del período devónico.

## II.6.4 EL CARBONIFERO MEDIO

### II.6.4.1 LA SECCION DE BELEÑO

La sección más representativa del Carbonífero de la región, especialmente del Carbonífero medio, es la de San Juan de Beleño, en el mismo Manto del Ponga (Fig. II.18). Descrita por JULIVERT (1960a), contiene las distintas unidades litoestratigráficas establecidas para el Carbonífero medio de la zona, y por ello la tomaremos como punto de referencia. Puede seguirse a lo largo de la carretera del Ponga, desde un punto cercano al cruce de



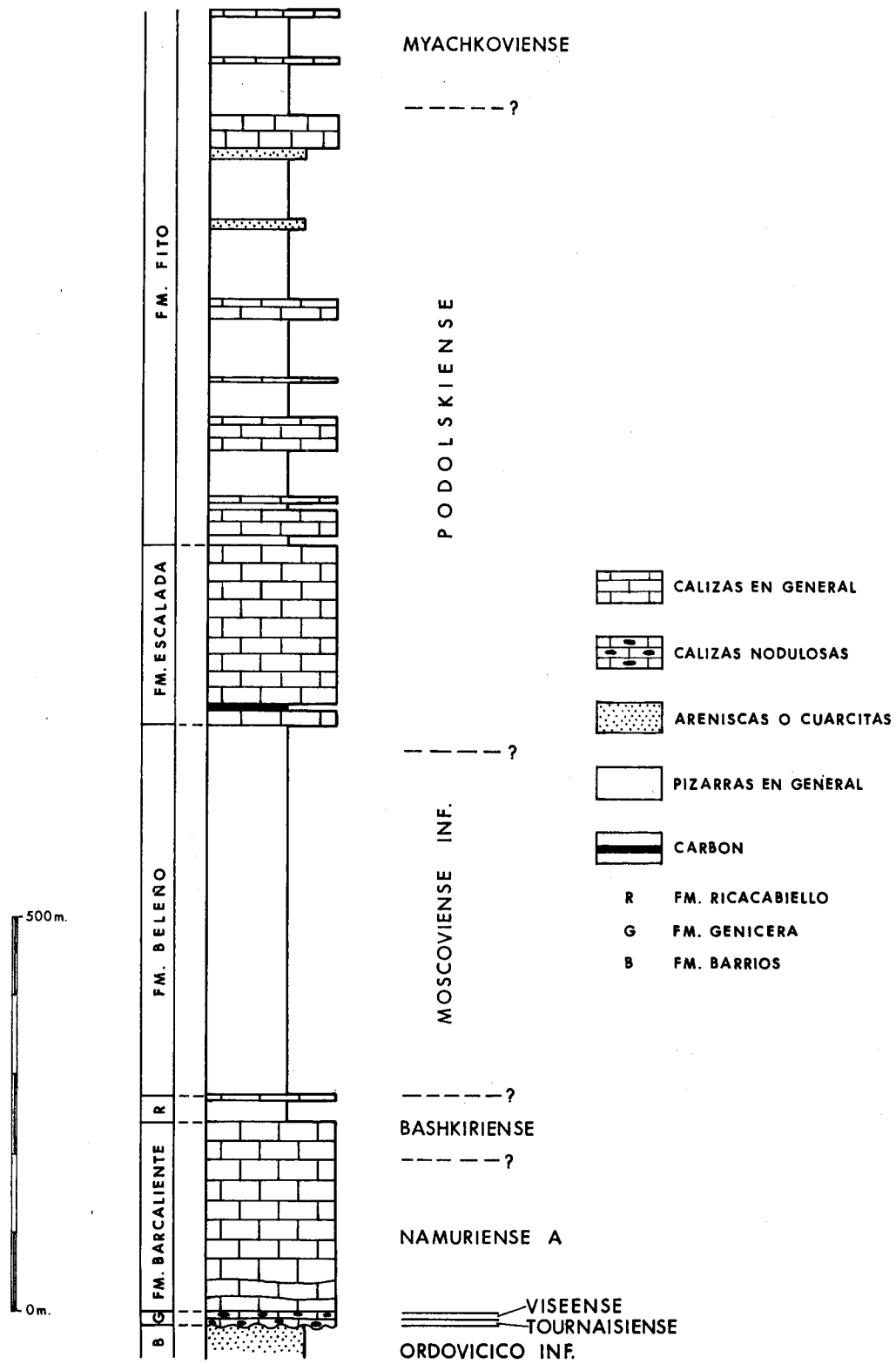


Fig. II.18.— Sección del Carbonífero de Beleño (JULIVERT 1960, modificada).

Taranes hasta Sobrefoz, a lo largo de unos 10 Km.

Sobre los materiales del Carbonífero inferior, representados aquí exclusivamente por la Formación Genicera que descansa de manera disconforme sobre las cuarcitas del Ordovícico inferior (Formación Barrios), se disponen hasta 240 m de Caliza de Montaña con las características propias de la Formación Barcaliente. En el cruce de Abiegos, a la caliza sigue una serie de 26 m de espesor constituida por pizarras grises y verdosas que terminan con un banco calcáreo de 1,5 m. La presencia de materiales con estas características constituye sin embargo una excepción en la zona, ya que en la mayor parte de secciones del Manto del Ponga y áreas vecinas se presenta una sucesión algo distinta. En efecto, en muchos puntos, aunque con espesor parecido, existe una serie de pizarras rojas y verdosas alternando con calcoesquistos y terminada por un nivel que con frecuencia contiene nódulos de manganeso, constituyendo la Formación Ricacabiello. A 6 Km al N del citado cruce de Abiegos, entre este punto y Sellaño, en una escama subordinada al Manto del Ponga, se puede observar una sucesión típica de esta formación, que alcanza 24 m de espesor. JULIVERT (1960a) la llamaba "serie roja y abigarrada" y ya hacía notar la equivalencia que debía existir con la formación indicada más arriba del cruce de Abiegos.

Encima de ella sigue una serie monótona de pizarras arenosas y areniscas, con algunos niveles calcáreos en la parte media y alta, que llega a alcanzar más de 500 m de espesor. Es la Formación Beleño de VAN GINKEL (1965), que termina con un nivel de carbón de 0,5 m de potencia. A esta sucesión sigue una importante formación calcárea de 120-200 m, con una intercalación de pizarras y calcoesquistos en su parte media. Se trata de una caliza gris compacta que destaca notablemente en el relieve y que fue denominada Caliza masiva por JULIVERT (1960a) y Formación Escalada por VAN GINKEL (1965). La sucesión de Beleño finaliza con una nueva formación, la Formación Fito de VAN GINKEL (1965), constituida por una sucesión de pizarras y areniscas, dentro de la cual se intercalan hasta 8 bandas calcáreas de espesores com-

prendidos entre los 4 y los 50 m. La potencia total de la Formación Fito es de unos 650 metros.

La sucesión de Beleño abarca prácticamente todo el Carbonífero medio. Aunque apenas disponemos de datos significativos sobre la parte inferior de la Caliza de Montaña, dada su continuidad respecto a la Formación Genicera y la edad relativamente constante del límite entre ambas formaciones, podemos suponer razonablemente que en ella está contenido totalmente el Namuriense A. Un hallazgo reciente de Conodontos en la parte alta de la formación, con *Idiognathoides attenuatus* (MENENDEZ-ALVAREZ, com. pers.), hace pensar que también en la misma debe estar presente el Namuriense B. Con ello el límite Namuriense A/Namuriense B podría situarse tal vez a unos 100 m por debajo del techo de la Caliza de Montaña.

Al Namuriense B deben corresponder asimismo las pizarras situadas por encima de la Caliza de Montaña, y que consideramos equivalentes a la Formación Ricacabiello de áreas próximas. En efecto, en la parte alta de estas capas ha podido encontrarse una pequeña fauna de Braquiópodos estrictamente comparable a la que existe, dentro de lo que constituye la prolongación septentrional del Manto del Ponga, en Meré, ocupando la misma posición estratigráfica (véase más adelante). La fauna de Meré ha sido atribuida con seguridad al Namuriense B (MARTINEZ-GARCIA, 1971; MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS, 1977), es decir, correspondería aproximadamente a un Bashkiriense inferior. Precisamente ésta es la edad establecida para la Formación Ricacabiello en diversos puntos fuera de la Región del Manto del Ponga. Así, SJERP (1967) señala la existencia de Goniátites en una localidad situada al S del klippe de Armada, que KULLMANN (1962) determinó como *Reticuloceras circumplicatile*, *Proshumardites* cf. *karpinskii*, etc., del Namuriense B (R<sub>1</sub>). En la localidad tipo (junto al Mampodre), por encima de la Formación Ricacabiello existe una banda calcárea, el Lentejón Lázaro, que suministró a SJERP (1967) Fusulinas y Algas calcáreas propias del Moscoviense inferior (Vereyense). Los niveles comprendidos entre la Formación Barcaliente y el Lentejón Lázaro en

este punto, abarcarían pues todo el Bashkiriense. De este modo, en comparación con lo que sucede en la región de San Emiliano, el Bashkiriense en las áreas donde existe la Formación Ricacabiello presentaría un espesor muy reducido. VAN GINKEL (1965) y SJERP (1967) ya habían puesto de manifiesto el carácter condensado de esta formación, atendiendo además a la presencia de costras hematíticas y nódulos de manganeso en la misma. Aunque en la sección de Beleño los materiales que equivalen a los de la Formación Ricacabiello son diferentes, y no disponemos todavía de datos para situar el límite Bashkiriense/Moscoviense, podemos admitir por el momento que también aquí el límite superior del Bashkiriense puede estar situado algo por encima del techo de aquella formación.

La Formación Beleño apenas si ha suministrado datos paleontológicos útiles en esta área, y los que se poseen de JULIVERT (1960a) referidos a Braquiópodos y a flora son insignificantes. En cambio la Formación Escalada ha mostrado en su parte media la existencia de Fusulinas de la subzona B<sub>1</sub> de *Fusulinella* (VAN GINKEL, 1965), lo que supondría una edad Podolskiense, sin descartar que la parte baja pertenezca aún al Kashiriense superior. Sin embargo, según VILLA (com. pers.) también las capas bajas de la Formación Escalada en esta sección deberían corresponder al Podolskiense. Este hecho permite asegurar pues que en esta sección la Formación Beleño ha de representar el Bashkiriense más alto y todo el Moscoviense inferior. En la parte baja de la Formación Fito se han encontrado todavía Fusulinas del Podolskiense superior (VAN GINKEL, 1967), y un estudio de la abundante macrofauna existente en estas capas revela la presencia de formas como *Kozlowskia pusilla*, *Karavankina rakuszi*, *Krotovia* cf. *pustulata*, etc., congruentes con aquella datación (MARTINEZ-CHACON, com. pers.). Resta por saber la edad de las capas superiores de la Formación Fito, en las que VAN GINKEL (1965) citó Fusulinas de la subzona B<sub>2</sub> de *Fusulinella*, y que podrían indicar acaso el límite Podolskiense/Myachkoviense.

Sucesiones comparables a la de San Juan de Beleño se presentan en otras secciones de

la misma unidad, pero es ésta la más representativa de todas. La prolongación del Manto del Ponga más al N del recubrimiento cretácico de Cangas de Onís, permite observar una sección de especial interés en Meré, a lo largo del río Bedón. Esta sección, mencionada ya por BARROIS (1882), ha sido descrita por MARTINEZ-GARCIA (1971). Sobre la Caliza de Montaña, constituida localmente por 350 m atribuidos a la Formación Barcaliente y además por 15 m a la Formación Valdeteja, aparece una serie de pizarras silíceas y otras más blandas, pardas o verdosas, que constituyen las llamadas informalmente Capas de Meré (MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS, 1977). Estos materiales pasan a una alternancia de pizarras arcillosas pardas con areniscas que contienen abundancia de restos de vegetales flotados y una fauna de Braquiópodos y Ostrácodos indeterminados hasta ahora. La sucesión posee un mínimo de 300 m de espesor, pero la presencia de fracturas transversales impide conocer la potencia real. A 85 m de la base fue hallada una importante fauna de Braquiópodos, Moluscos, Trilobites, Ostrácodos, etc. y restos vegetales (MARTINEZ-GARCIA, 1971; MARTINEZ-CHACON y WINKLER PRINS, 1977; MARTINEZ-CHACON, 1979). La presencia junto a estos elementos de *Retites semiretia*, permite fijar una edad Namuriense B (R<sub>1</sub>) para estos niveles. La fauna de Braquiópodos es igual a la de la formación que ocupa análoga posición en la sección de Beleño, y el aspecto de los materiales no es muy diferente al descrito para los de la Formación Ricacabiello en varias localidades, por lo que hasta cierto punto ambas formaciones pueden ser homologadas.

#### II.6.4.2 LA SECCION DE CAMPO DE CASO-COBALLES

La sección de Campo de Caso-Coballes posee interés especial, dado que dentro de la región corresponde a la unidad más próxima a la Cuenca Carbonífera central, con la que debe efectuar teóricamente el tránsito. Esta sección fue descrita en 1962 por MARTINEZ-ALVAREZ, y se puede seguir a lo largo del curso del Nalón en una longitud de unos 8 Km, aunque el río corta más de una vez algunos niveles en su recorrido. En su descripción,

MARTINEZ-ALVAREZ no estableció nombre alguno de formación aunque dividió la serie en varios tramos. Estos tramos fueron atribuidos por él a los mismos conjuntos que había introducido para la Cuenca Carbonífera central: Improductivo calcáreo, Improductivo pizarroso, Productivo entrecalizas y Productivo pizarroso.

La sucesión carbonífera se apoya como la anterior, de manera disconforme sobre las cuarcitas del Ordovícico inferior (Formación Barrios) y se inicia asimismo con los materiales de la Formación Genicera. Esta formación posee localmente 20-30 m de espesor y es seguida por la Caliza de Montaña, representada asimismo por la Formación Barcaliente, de 450 m de potencia. Encima sigue una serie terrígena constituida por pizarras pardas o negras y areniscas, que llega a alcanzar un espesor superior a los 800 m. Por su posición puede ser comparada con el Paquete Fresnedo de la Cuenca Carbonífera central, o con la Formación Beleño anteriormente descrita. En la base faltan en cambio materiales que puedan homologarse con los de la Formación Ricacabiello. La parte alta de esta serie contiene dos o tres bandas de caliza cuyo espesor no supera los 10 m, y a continuación sigue una masa calcárea importante, de unos 300 m de potencia, de aspecto masivo, aunque posee algunas breves intercalaciones margosas. Esta caliza es totalmente comparable con la de la Formación Escalada o Caliza masiva de la sección de Beleño, y en algunos puntos presenta asimismo en la base una capa de carbón de 0,7 m de espesor.

A esta caliza sigue una serie terrígena de gran espesor (más de 2.000 m), constituida por pizarras y areniscas, con frecuentes intercalaciones calcáreas más abundantes en la mitad inferior, algunas de las cuales llegan a poseer hasta 60 m de espesor. En esta serie se han reconocido varias capas de carbón, algunas de las cuales fueron objeto de explotación en distintos puntos de esta área (Tanés, Caleao, La Marea, etc.). SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1981) han puesto de manifiesto el carácter de complejo deltaico de esta sucesión, el mismo que poseen las series que ocupan igual posición en la Cuenca Carbonífera central, con sedimentos continentales aporta-

dos por las tierras emergidas del Oeste. Pero por otra parte, estos materiales equivalen también a los de la Formación Fito de la sección de Beleño, aunque en ésta la fracción de procedencia continental posee una importancia mucho menor.

El contenido paleontológico de las diversas formaciones permite una datación que muestra algunas diferencias respecto a la de la sección de Beleño. Prescindiendo de la parte baja de la serie de la que no tenemos información por el momento, los primeros tramos que han suministrado fósiles indicativos de edad están situados a un centenar de metros como máximo por debajo de la Formación Escalada. De las pizarras intercaladas entre las calizas proceden en efecto, los Braquiópodos citados por BREIMER (in MARTINEZ-ALVAREZ, 1962), WINKLER PRINS (1968) y MARTINEZ-CHACON (1979). Esta fauna, que contiene *Avonia echidniformis*, *Karavankina rakuszi*, *Kozlowskia cf. pusilla*, *Cancrinella cragmarkensis*, etc. (es decir, las formas agrupadas en la zona de *Kozlowskia-Karavankina* de WINKLER PRINS, 1968), está atribuida al Kashiriense. Dentro de la Formación Escalada, en una intercalación margosa situada según MARTINEZ-ALVAREZ (1962) a 33 m de la base, VAN GINKEL (1965) encontró una asociación de *Fusulinella ex gr. pulchra*, *Profusulinella prisca rauserae*, *Pr. ex gr. librovitchi*, etc., que corresponde a su subzona A de *Fusulinella*, es decir, al Kashiriense superior. Hasta ahora no se poseían datos de la parte superior de la Formación Escalada, pero últimamente se han encontrado asociaciones de Foraminíferos del Podolskiense (MARTINEZ-DIAZ, com. pers.). El límite Kashiriense/Podolskiense pasaría pues por un horizonte dado dentro de esta formación.

Por lo que se refiere a la serie situada por encima de la Formación Escalada, los datos disponibles hasta ahora indican una edad Podolskiense-Myachkoviense. BREIMER (in MARTINEZ-ALVAREZ, 1962) cita faunas situadas a 400 y 500 m por encima del techo de la Formación Escalada, que contienen entre otras formas, *Choristites aff. mosquensis*, *Neospirifer aff. fasciger*, *Isogramma concentrica*, etc., que deben corresponder seguramente al Podolskiense, y MARTINEZ-DIAZ (com.

pers.) indica la existencia de faunas de edad aún más moderna en la parte superior (Myachkoviense?). Estos datos están apoyados por la información suministrada por algunos hallazgos de flora procedente de los niveles carbonosos. WAGNER (in MARTINEZ-ALVAREZ, 1962) cita, por ejemplo, una asociación de *Neuropteris ovata* y *Dicksonites plückene-ti*, que indicarían un Westfaliense D, en la zona de Tanes a poca distancia del techo de la Formación Escalada.

De otros puntos de la misma escama de Campo de Caso se poseen datos paleontológicos que confirman la edad aquí asignada a la Formación Escalada. Más al S de la sección descrita, en la zona del puerto de San Isidro, la caliza de esta formación ha proporcionado datos comparables en diversas localidades. Así SJERP (1967) cita algunos puntos, como Collado Fornos, E y S de San Isidro, etc., en los que encontró Fusulinas y Algas calcáreas que indican la existencia del Moscoviense inferior, y en alguno de ellos la presencia de formas kashiriense-podolskienses. En la prolongación septentrional de la misma unidad, junto a Ribadesella, VAN GINKEL (1965) citó asimismo la presencia del Kashiriense superior (subzona A de *Fusulinella*) con *Fusulinella delepinei*. Esta localidad posee interés especial porque es la misma sobre la cual se basó equivocadamente DELEPINE (1943) para atribuir una edad moscoviense a la Caliza de Montaña de manera generalizada. En esta misma banda de caliza, más al E, en Hontoria, la parte baja contiene una fauna de Braquiópodos con *Enteletes lamarcki*, *Avonia echidniformis*, *Karavankina rakuszi*, *Kozlowskia involuta*, etc. (MARTINEZ-CHACON, 1979), que corresponde también al Kashiriense superior o al Podolskiense inferior. Posiblemente es el mismo nivel citado por DELEPINE (1943) cuando estableció sus Calcoesquistos de Hontoria en la división efectuada por él de la "Assise" de Lena de BARROIS (1882).

Así pues, aunque la sucesión de Campo de Caso pueda ser comparable desde el punto de vista litoestratigráfico (salvo detalles como, por ejemplo, la ausencia de la Formación Ricacabiello) con la de Beleño, el cuadro de edades presenta alguna variación significativa. En efecto, la Formación Escalada que en Beleño

parece ser de edad exclusivamente podolskiense, aquí es todavía kashiriense en su base. Existe pues un evidente diacronismo en esta formación, indicado ya por autores precedentes (BLESS y WINKLER PRINS, 1973; JULIVERT, 1978), que tiende a adquirir una edad más moderna hacia el E, y este diacronismo afecta también, como es natural, a las formaciones que delimitan por muro y techo a la Formación Escalada.

#### II.6.4.3 LA SECCION DE PENDUELES

En la costa asturiana a 9 Km al E de Llanes, existe una sección con características diferentes de las restantes del área. Es la sección de Pendueles, integrada en la prolongación oriental de la escama de Meré ya mencionada (Fig. II-19).

El elemento característico de esta sección es la serie turbidítica de la parte superior de la misma, que aparece a continuación de un conjunto calcáreo atribuido a la Caliza de Montaña, aunque no existe una completa seguridad de que estos materiales no integren además otras formaciones. La sucesión había sido brevemente descrita por MARTINEZ-ALVAREZ (1965), y estudiada más tarde en lo que se refiere a la serie turbidítica por MARTINEZ-GARCIA et al. (1971). Esta última es visible en el borde oriental de la playa de Novales, entre Pendueles y Vidiago; el techo no puede observarse por estar sumergido en el mar.

Al N de la Sierra del Cuera, la prolongación oriental de la Caliza de Montaña que aflora en la escama de Meré posee un espesor de unos 400 m (MARTINEZ-ALVAREZ, 1965a). La mayor parte de la misma presenta las características de la Formación Barcaliente, pero su parte superior (los últimos 100 m) corresponde a una caliza encrinítica clara que puede atribuirse a la Formación Valdeteja (MARTINEZ-GARCIA et al., 1971). Sin embargo, al W de Pendueles (serie del río Purón, por ejemplo), a las calizas de la Formación Valdeteja o asimilables a ella siguen sin apenas solución de continuidad, otros materiales calcáreos que parecen atribuibles a la Formación Escalada (MARTINEZ GARCIA, 1981c), no existiendo por lo tanto tramos pizarrosos que correspondan a la Formación Beleño. En

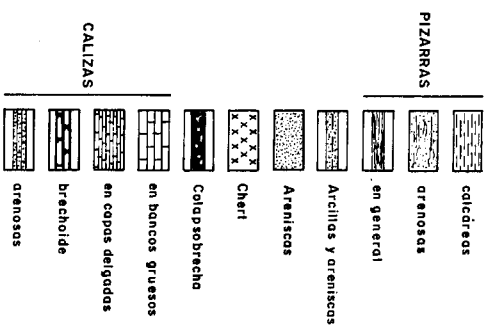
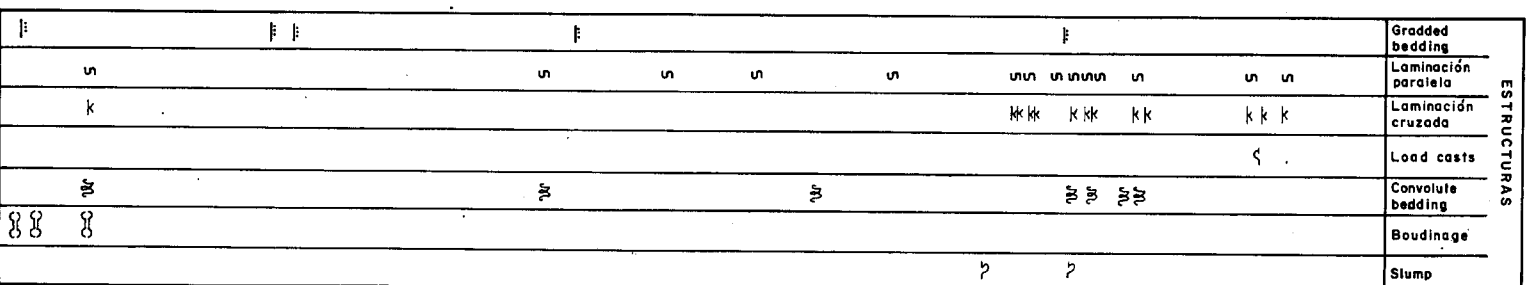
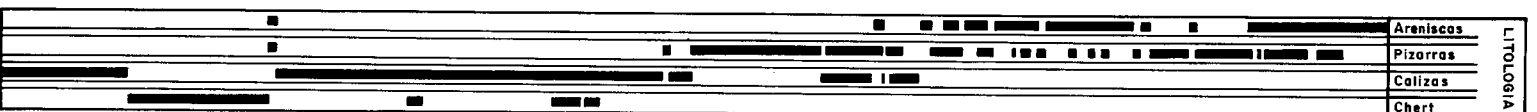
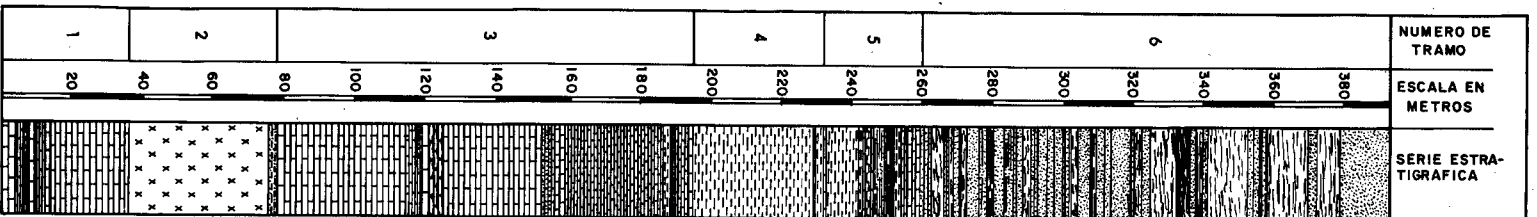


Fig. II.19.— Sección del Carbonífero medio de Pendueles (MARTINEZ-GARCIA et al., 1971).

estas condiciones no podemos descartar del todo que en la serie calcárea de Pendueles no exista también representación de la Formación Escalada soldada al resto de la Caliza de Montaña.

Sobre estos materiales la sucesión continúa con la serie turbidítica que constituye la llamada Serie flysch de Pendueles (MARTINEZ-GARCIA et al., 1971). La serie está representada, según estos autores, por seis tramos fácilmente identificables. La parte inferior (tramo 1) está constituida por calizas alodápicas con estructuras sedimentarias, en un espesor de 36 m. A estas calizas sigue un tramo de chert que quizá sea una espongiolita, que alcanza unos 40 m y que es fácilmente identificable (tramo 2). El tramo siguiente (tramo 3) está representado por un espesor mayor, de 116 m, de calizas masivas que contienen niveles brechoides y algunas capas de chert interstratificados. A continuación se presentan lutitas calcáreas alternando con calizas (tramo 4) con un espesor de 37 m. Sigue una brecha con cantos calcáreos y encima lutitas negras y calizas con laminaciones y los primeros niveles de arenisca (tramo 5), abarcando 25 m. En el tramo final (tramo 6) que alcanza hasta 132 m visibles, no existen ya calizas y existen en cambio areniscas con abundancia de estructuras sedimentarias. En estos dos tramos finales se pueden seguir secuencias muy claras. El conjunto supone un espesor de unos 380 m, dos tercios del cual corresponden a una turbidita calcárea y el resto es predominantemente terrígeno.

MARTINEZ-GARCIA et al. (1971) citaban de las calizas inferiores a la serie turbidítica una asociación de Foraminíferos del Namuriense superior (det. de J. RAMIREZ DEL POZO), lo que en principio podía hacer pensar en una correspondencia con la sección de Antromero de la Región de Pliegues y Mantos, que posee edad parecida. Sin embargo, algunos de los elementos presentes en esta fauna (*Pseudostaffella sphaeroidea*, por ejemplo) insinúan en realidad una edad más moderna que, en el caso de comprobarse, podría apoyar la hipótesis de la presencia de niveles pertenecientes a la Formación Escalada por debajo de la Serie flysch de Pendueles. Pero nuevos hallazgos en estos niveles parecen ser favora-

bles a una datación dentro del Bashkiriense superior, según MARTINEZ-GARCIA (1981c). Para estos autores, que además indican la presencia de Foraminíferos de edad kashiriense en el tramo 4 de la serie turbidítica, existiría seguramente una laguna estratigráfica por encima de las capas con chert. Esta posibilidad parece sin embargo poco probable atendiendo a las características sedimentarias generales. Un reciente estudio de la sucesión (VAN GINKEL y MARTINEZ-GARCIA, en prensa) ha confirmado las dataciones anteriores y ha situado los tramos más altos de la serie en el tránsito Podolskiense/Myachkoviense.

La significación de esta formación de naturaleza turbidítica no está totalmente aclarada, pero seguramente debe estar en relación con los empujes que determinaron el emplazamiento de las escamas y mantos en esta área. MARTINEZ-GARCIA (1981c) indican una equivalencia lateral de esta formación con parte de la Formación Escalada (en realidad emplean para ella el nombre de Formación Picos de Europa, procedente de la serie carbonífera de la región de este nombre), pero debe tenerse en cuenta que el lapso de depósito de la sucesión turbidítica es mayor, ya que seguramente abarca el intervalo entero del Moscoviense.

#### II.6.4.4 RELACION ENTRE LAS FORMACIONES

Como ya hemos visto, la sucesión carbonífera de la Región del Manto del Ponga ofrece características propias que la distinguen de las de sus vecinas. Los tramos más bajos del Carbonífero (Formación Baleas, Formación Vegamián) solamente están presentes en áreas marginales de la región, mientras en muchos puntos es la Formación Genicera la única representante del Carbonífero inferior. La Formación Barcaliente está constantemente presente, pero no así la Formación Valdeteja, cuya existencia con espesores reducidos está limitada a la parte septentrional de la región, aunque en algunos puntos de ésta también su presencia es dudosa.

En gran parte de la región, sobre la Formación Barcaliente existe la serie conocida como Formación Ricacabiello. Esta formación es una serie condensada que equivale en el

tiempo a la Formación San Emiliano, como ya supuso VAN GINKEL (1965), y quizá también a la Formación Valdeteja o parte de ella. Por lo menos no parece coexistir la Formación Valdeteja con la Formación Ricacabiello en ningún punto de la región. Y además debe excluirse la posibilidad de que sea la Formación Barcaliente la que ocupe con un mayor desarrollo el espacio que corresponde a la Formación Valdeteja. En efecto, en los escasos puntos donde ha sido posible datar el techo de la Formación Barcaliente, el resultado ha sido siempre el mismo que para la Región de Pliegues y Mantos, es decir, un Namuriense A superior o la base del Namuriense B.

La condensación de esta serie debe estar en relación con la evolución paleogeográfica y tectónica. Frente a la elevada subsidencia existente en áreas situadas más al W, provocada por el emplazamiento de los primeros mantos, la Formación Ricacabiello atestiguaría tal vez la existencia de un cierto equilibrio entre el levantamiento producido por la puesta en marcha del Manto del Ponga y el ritmo de sedimentación de esta área. Este mismo fenómeno explicaría el diacronismo existente en las formaciones que suceden a esta serie, las cuales tenderían a adquirir edades progresivamente más modernas hacia el E como resultado de su desplazamiento ante el avance de las áreas recién emergidas. Así, como ya hemos indicado, la Formación Escalada es netamente diacrónica, puesto que en la sección de Beleño es exclusivamente podolskiense mientras en la de Campo de Caso es todavía kashiriense en

su base y en la Cuenca Carbonífera central (considerando su homologación con la Caliza de Peña Redonda del Paquete Levinco) la parte inferior es todavía más antigua ya que corresponde al Bashkiriense superior. Y lo mismo sucede con la Formación Fito, homologable con el conjunto potente de materiales de la Cuenca Carbonífera central situados por encima de la Caliza de Peña Redonda, pero que temporalmente es correlacionable tan sólo con la serie de paquetes productivos situados por encima de los hallazgos más bajos de fauna del Podolskiense superior.

También parecen existir cambios paralelos a la dirección de las estructuras. Por lo menos parece evidenciarse en lo que se refiere al techo de la Caliza de Montaña para el Manto del Ponga y su prolongación septentrional. El conjunto pizarroso constituido por las formaciones Ricacabiello y Beleño, comprendido entre dos masas calcáreas, la Caliza de Montaña y la Formación Escalada, pierde progresivamente potencia hacia el NE, con desaparición primero de la Formación Ricacabiello sustituida al parecer por la Formación Valdeteja que de este modo aumentaría su espesor a expensas de los tramos de materiales terrígenos. Este hecho se hace patente especialmente a lo largo de las escamas de Ribadesella y Meré, donde la intercalación terrígena se acuña y acaban por soldarse más o menos efectivamente la Caliza de Montaña y la Formación Escalada, fenómeno generalizado prácticamente en el área inmediata, la Región de Picos de Europa.



## II.7 EL CARBONIFERO SUPERIOR AL OESTE DE LA REGION DE PICOS DE EUROPA

*J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo.

### II.7.1 LA DISTRIBUCION DE LOS AFLORAMIENTOS DEL CARBONIFERO SUPERIOR

Las series carboníferas que acabamos de describir están dispuestas en una relativa continuidad estratigráfica respecto a las del Paleozoico inferior y medio de la Zona Cantábrica. Esta continuidad no impide que exista casi siempre una laguna estratigráfica afectando partes más o menos considerables del Devónico. Incluso en aquellos puntos donde la sucesión es más completa existe una interrupción que afecta por lo menos todo el Fameniano inferior. Sin embargo esta laguna no supone la existencia de discordancias angulares entre las series que separa, por lo menos a nivel de afloramiento: el contacto de los materiales suele ser normalmente disconforme.

Pero aparte de las sucesiones descritas, que comprenden como máximo el Carbonífero medio, existen todavía otras series de edad carbonífera (Carbonífero superior) que manifiestan una neta discordancia con los materiales subyacentes. Es decir, existe una interrupción en la sedimentación, y cuando ésta se reanuda los nuevos materiales apenas si sufrirán deformaciones de importancia. La discordancia existente es la astúrica, que atestigua la etapa más importante de la orogénesis hercínica. Conocida de antigua como previa al Stephaniense, hoy día se sabe ya con seguridad que es Post-Stephaniense A (WAGNER, 1965). Los materiales discordantes, por ser posteriores a las fases principales de deformación y atendiendo a su carácter, debieran recibir la consideración de molasas. Pero conviene advertir no obstante, que no son totalmente postorogénicos, ya que todavía sufrieron deformación aunque poco importante durante las últimas fases del ciclo orogénico hercínico.

En las regiones de Picos de Europa y del

Pisuerga-Carrión, series del Carbonífero superior, aún siendo discordantes, aparecen con frecuencia implicadas en las estructuras precedentes, y por ello resulta más cómodo estudiarlas conjuntamente con el resto de la secuencia carbonífera. Pero en las demás regiones estos materiales aparecen depositados de manera totalmente independiente en relación con las estructuras creadas, de modo que su descripción puede hacerse separadamente de las series carboníferas más antiguas. Ello se justifica además por el carácter análogo de los materiales y las series estratigráficas presentes. En la cartografía regional estos materiales aparecen efectivamente constituyendo afloramientos dispersos sobre el zócalo plegado, si bien su depósito está relacionado frecuentemente con accidentes hercínicos tardíos. Esta independencia muestra que cuando tuvo lugar el depósito de sus materiales el proceso orogénico fundamental había ya concluido, cosa que no sucedía seguramente en los dominios orientales de la Zona Cantábrica, donde sucesiones del mismo tipo parecen estar implicadas todavía en las estructuras principales.

Por todo ello reuniremos en un mismo capítulo el estudio de todos estos materiales postorogénicos de las regiones de Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera central y del Ponga. Las características litológicas de estos depósitos son parecidas. Se trata de sedimentos continentales en régimen fluvio-torrencial o lacustre, con sucesiones análogas aunque la influencia local es siempre importante. Sólo en algunos puntos concretos se han localizado secuencias de carácter salobre, que insinuarían un régimen parálico en la sedimentación. En cambio en los dominios que aquí excluimos (Picos de Europa y Pisuerga-Carrión), los niveles salobres del Carbonífero superior ofrecen mayor representación y existen además series

bajo sedimentación marina. Estas sucesiones se describirán conjuntamente con el resto de la secuencia carbonífera en cada una de aquellas regiones.

El Carbonífero superior aparece pues en la cartografía formando afloramientos aislados de extensión muy variada, que ordinariamente debido a su consideración minera (capas de carbón) son conocidas como "cuencas" particulares. Si bien es cierto que varias de ellas deben poseer probablemente un origen independiente, la acción posterior de la erosión que ha desmantelado parte de estos materiales ha contribuido sin duda a aislar afloramientos que antes formarían entidades más amplias. El hecho de que los niveles basales de estas series estén generalmente constituidos por conglomerados brechoides de ordinario mal calibrados y de procedencia local atestiguando la existencia de un relieve vigoroso, facilitó sin embargo la posibilidad de que apareciesen algunas cuencas de carácter intramontano separadas unas de otras. El juego de algunas fracturas hercinianas tardías favoreció el depósito rápido de los materiales que en algunas áreas alcanzó más de 2.000 m de espesor. Otras en cambio muestran espesores muy reducidos, si bien ello puede ser debido a la acción erosiva posterior de los materiales.

Todavía existen otros materiales que quizá pertenecen al Carbonífero superior y que no serán descritos aquí puesto que lo han sido ya previamente. En la sucesión existente en la Cuenca Carbonífera central los paquetes más altos de la serie pueden pertenecer tal vez al Stephaniense (véase anteriormente). Como ya hemos indicado no hay ninguna seguridad de que ésta sea la edad de los últimos paquetes productivos de la serie, aunque se vieron evidencias en su favor. En esta área existe una continuidad en la sedimentación, ya que hasta ahora no se han descrito interrupciones (y menos discordancias) en la secuencia carbonífera. Si se llegase a confirmar la edad stephaniense de estos tramos de la Cuenca Carbonífera central, el hecho estaría en desacuerdo con la extensión generalizada de la "discordancia leónica" (WAGNER, 1959b) a lo largo de toda la cuenca carbonífera cantábrica.

Estas series fueron conocidas por varios de los primeros autores que se ocuparon del

estudio del Carbonífero cantábrico. Algunos de los trabajos más antiguos efectuados sobre este Carbonífero se refieren precisamente al Stephaniense (PAILLETTE et al., 1845; DESOIGNIE, 1850; PRADO y VERNEUIL, 1850, etc.), ya que algunas de sus cuencas figuran entre las primeras que se explotaron industrialmente (carbones de Arnao, Ferroñes, Sabero, etc.). El conocimiento de la edad de estos materiales empezó en la segunda mitad del siglo pasado con los primeros estudios de la flora fósil que fue atribuida al Hullero superior (GEINITZ, 1867; GRAND'EURY, 1877a; ZEILLER, 1882; MALLADA, 1892). BARROIS (1882) fue el primer geólogo en advertir la independencia de las series del Carbonífero superior respecto a las anteriores con el establecimiento de la "Assise" de Tineo, a la cual atribuyó la mayor parte de afloramientos stephanienses de la región conocidos en la época. La explotación moderna de las capas de carbón ha facilitado los estudios en la zona y el mejor conocimiento de sus materiales.

## II.7.2 LAS CUENCAS STEPHANIENSES

Como ya indicamos anteriormente, afloramientos del mismo tipo que los existentes en la Zona Cantábrica se encuentran también en algunos puntos de la Zona Asturoccidental-Leonesa, es decir, más al oeste de la anterior. Por ello podemos agrupar los diversos afloramientos existentes, incluyendo también los de esta área, en cinco apartados:

1. Afloramientos de la Zona Asturoccidental-Leonesa.
2. Afloramientos sobre el Antiforme del Narcea.
3. Afloramientos relacionados con la falla de León.
4. Afloramientos relacionados con la falla de Sabero-Gordón.
5. Afloramientos dispersos en la parte septentrional de la Zona Cantábrica.

### II.7.2.1 AFLORAMIENTOS DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Los afloramientos más occidentales del Carbonífero superior están situados en la parte oriental de la Zona Asturoccidental-Leonesa, en el llamado Dominio del Navia y alto Sil

(Fig. II.20). En esta zona no existen más que estos materiales como representación del Carbonífero, descansando sobre series del Paleozoico inferior (Cámbrico, Ordovícico, Silúrico) de manera discordante. En su génesis tuvieron papel destacado fracturas de importancia diversa que controlaron activamente la sedimentación marginal. La mayor parte de estos afloramientos presentan en su base brechas de elementos locales y la sedimentación se inicia con gruesos conglomerados que revelan la existencia en la zona de un paleorrelieve muy acusado.

El afloramiento más importante de la zona, y además el que posee mayor extensión superficial de todos los del Carbonífero superior del NW de España, es el que constituye la cuenca de El Bierzo o de Ponferrada, en el valle del Sil. El área ocupada por sus materiales, tal como aparece en la cartografía, es de unos 296 Km<sup>2</sup>, pero la superficie real debe ser

bastante mayor ya que depósitos terciarios cubren parte de la cuenca. Salvo datos dispersos del siglo pasado, no se ha abordado el estudio de estos materiales sino hasta muy recientemente (ALVARADO y SOBRINO, 1946; HERNANDEZ-SAMPELAYO, P y A., 1952; ALVARADO, 1952; ALMELA y DEL VALLE, 1963; VELANDO et al., 1973; PEREZ-ESTAUN et al., 1982; MATA et al., en prensa). La sucesión estratigráfica se inicia con conglomerados cuarcíticos en la base, con un espesor de 100 a 150 m. Más arriba la serie mantiene su carácter detrítico con areniscas y algunos episodios de conglomerados. Entre ellos hay tramos pizarrosos con capas de carbón, que son objeto de activa explotación. ALVARADO (1952) agrupó las distintas capas productivas en conjuntos o paquetes que, de abajo a arriba, son los siguientes: Cuervo, Congosta, Llamazares, La Posada, Modroño y Valdebraña. El espesor total de esta serie al-

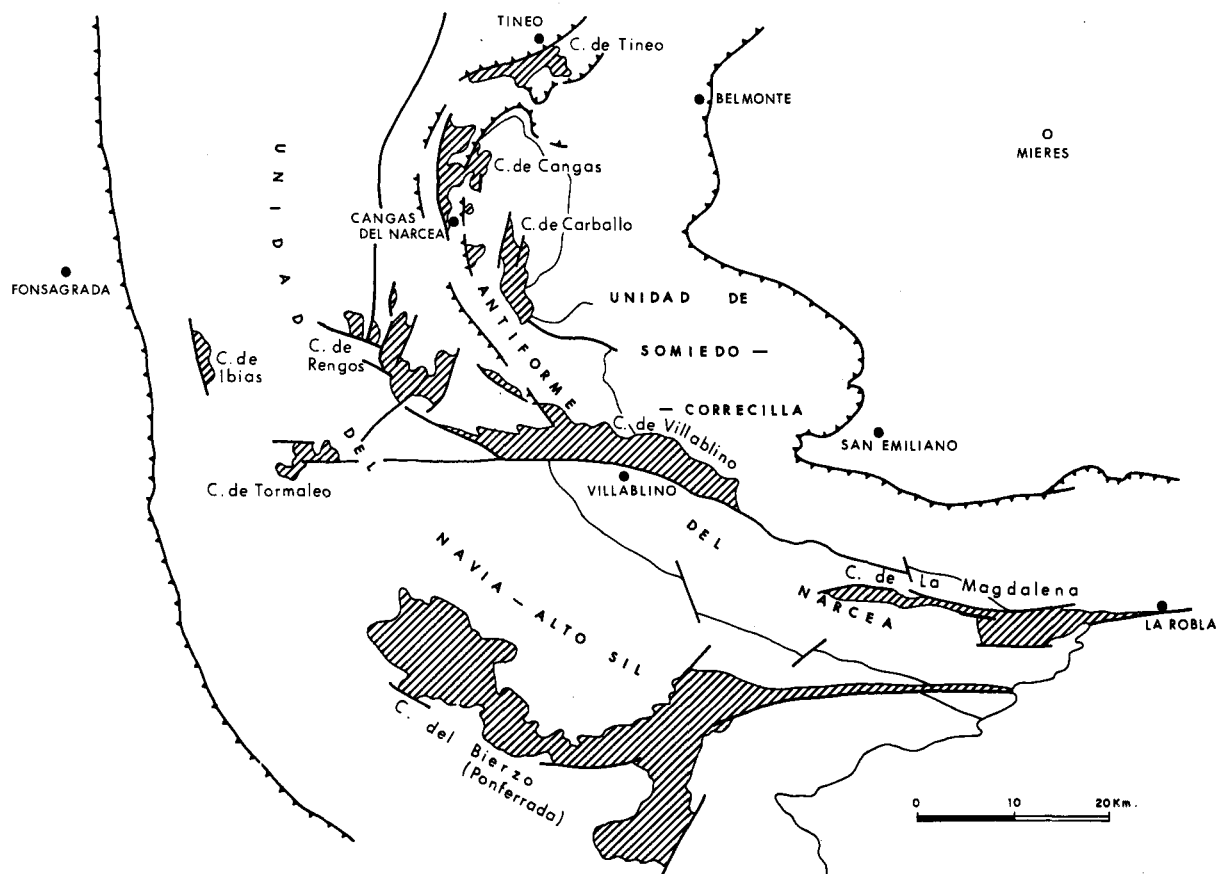


Fig. II.20.— Afloramientos del Stephaniense en la Zona Asturoccidental-leonesa y el Antiforme del Narcea.

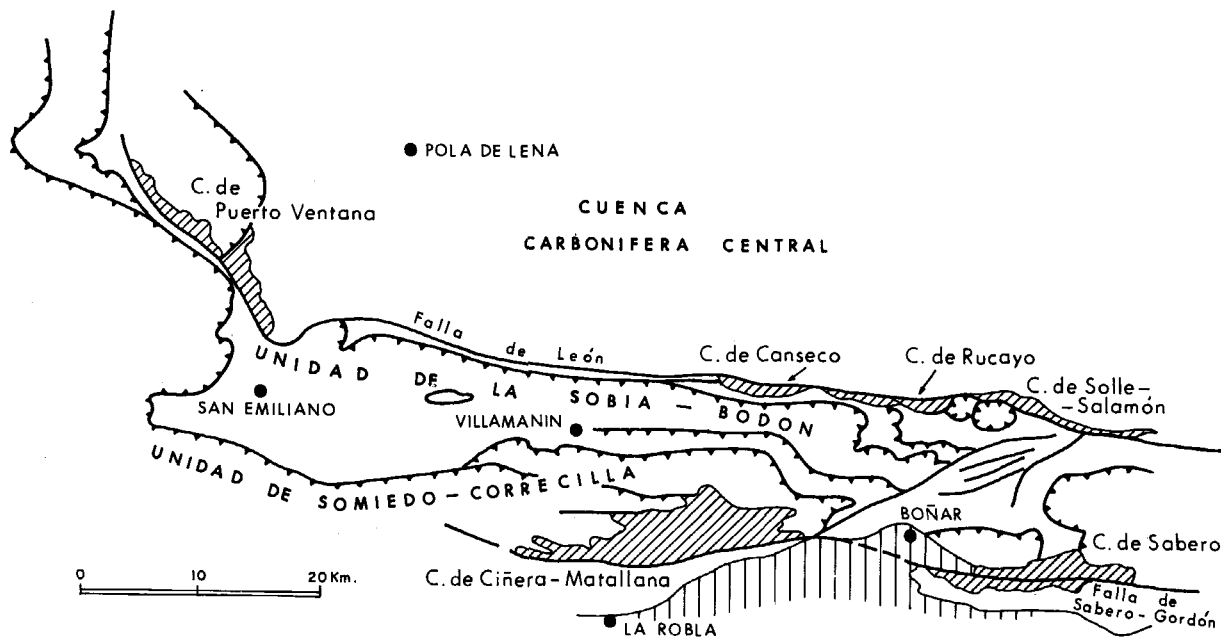


Fig. II.21.— Afloramientos del Stephaniense relacionados con las fallas de León y Sabero-Gordón.

canza los 1.800 m. La existencia de una abundante flora fósil, especialmente hacia la parte alta de la sucesión, permite su datación. Sin embargo, la información que se posee de esta cuenca comparativamente a su extensión e importancia, es relativamente escasa. Las aportaciones de ALVAREZ-RAMIS (1965) y de WAGNER (1965, 1970) permiten datar sus capas como pertenecientes al Stephaniense B o al B-C.

Al NW de la cuenca de El Bierzo existen afloramientos stephanienses reducidos que alcanzan incluso la zona costera. En la divisoria hidrográfica de la Cordillera se encuentra la pequeña cuenca de Tormaleo, de tan sólo unos 5 Km<sup>2</sup>. Este afloramiento contiene en su base conglomerados cuarcíticos a los que siguen niveles de pizarras. Más arriba se presentan areniscas y pizarras constituyendo ciclos que finalizan en niveles carbonosos, objeto de explotación (PULGAR et al., 1981). El espesor de la serie no sobrepasa los 350 m. La flora presente en diversos niveles indica una edad Stephaniense B-C como en El Bierzo, según WAGNER (1970). Para LORENZO (1978), la edad del conjunto sería Stephaniense B para las capas bajas y Stephaniense C probable para las superiores.

Otro afloramiento análogo situado más al NW es el de San Antolín de Ibias (4 Km<sup>2</sup>). La serie es asimismo comparable: brechas y conglomerados en la base, areniscas y pizarras en la parte superior (MARCOS et al., 1979).

En la línea costera, al NE de Figueras, existe un minúsculo afloramiento carbonífero en la Punta de la Rubia (= Punta del Cuerno), conocido ya por BARROIS (1882) que atribuyó sus materiales al Ordovícico, si bien mostró ya sus semejanzas con los que integran las series de Tineo y otras localidades del valle del Narcea (Fig. II.22). La serie se reduce a 20 m de conglomerados y brechas rojizas y 80 m de areniscas y pizarras (FARBER y JARITZ, 1964; HERNANDEZ-PACHECO y ASENSIO AMOR, 1965; MARCOS et al., 1979). Algunos restos vegetales permiten atribuir la serie, como las demás de la zona, al Stephaniense B (ALVAREZ-RAMIS, 1966).

#### II.7.2.2 AFLORAMIENTOS SOBRE EL ANTIFORME DEL NARCEA

En posición más interna respecto al Arco astúrico existen sobre el Precámbrico del Narcea (y Cámbrico) una serie de afloramientos stephanienses de interés (Fig. II.20). Los de la

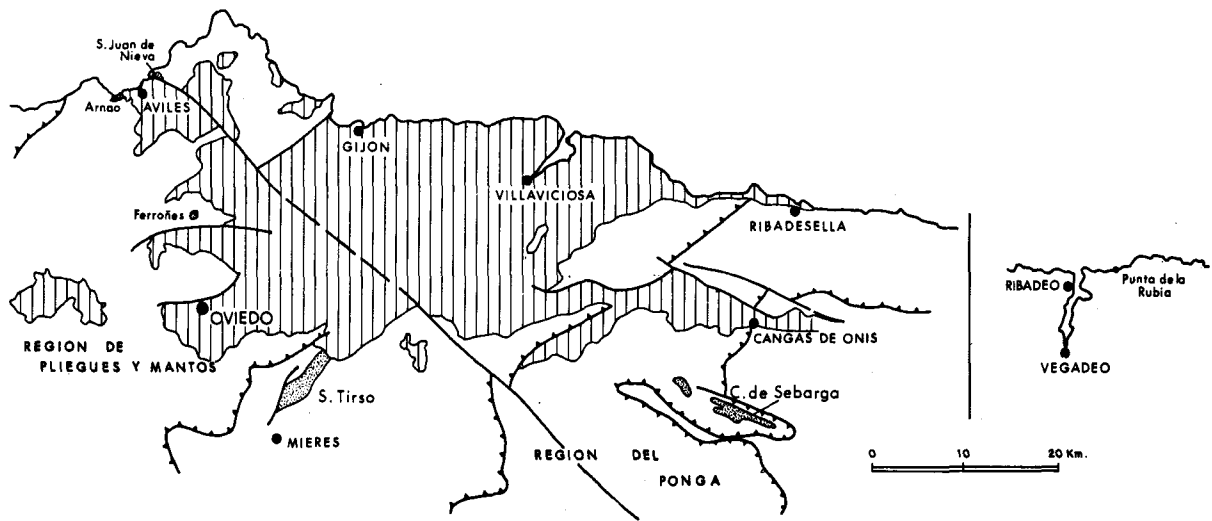


Fig. II.22.— Afloramientos del Stephaniense del sector septentrional de Asturias.

parte septentrional (vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica) fueron los que, estudiados por BARROIS (1882), suministraron la base de su "Assise" de Tineo del Carbonífero superior. También aquí como en la región anterior, las fracturas jugaron un papel importante en la génesis de las cuencas locales. Sin duda varios de estos afloramientos estuvieron conectados formando una misma cuenca. CORRRALES (1970) ha estudiado la relación que desde el punto de vista sedimentológico existe en los más importantes afloramientos de esta región. En la vertiente septentrional y dentro del valle del Narcea existen los afloramientos de Tineo-Puente del Infierno, Cangas del Narcea, Carballo y Rengos, junto a algunos más pequeños. En la meridional, los de Villablino y La Magdalena. De estos últimos, seguramente el primero está genéticamente relacionado con los del valle del Narcea, mientras el de La Magdalena parece estarlo con los afloramientos vinculados a la falla de Sabero-Gordón (Ciñera-Matallana y Sabero).

La cuenca de Tineo figura entre las más antiguas que se conocen de todo el occidente de Asturias; citada ya por SCHULZ (1858) aunque su edad fue mal interpretada, y por BARROIS (1882), que la utilizó como punto de referencia para el Hullero superior, gracias a las dataciones de flora de GRAND'EURY (1877a) y ZEILLER (1882). La extensión de la cuenca de Tineo, incluyendo el afloramiento

situado al W del Puente del Infierno y otros más reducidos, es de unos 20 Km<sup>2</sup>. La sucesión estratigráfica es comparable a la que existe en los afloramientos de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Empieza con brechas locales (15 m) de colores rojizos y conglomerados cuarcíticos bien rodados. Inmediatamente por encima aparecen pizarras y capas de carbón explotable que integran el Paquete Gera-La Rasa, el más importante de la cuenca. En la parte superior existen varios niveles destacados de conglomerados que inician sendos ciclos en los que figuran areniscas, pizarras y capas de carbón poco importante. El conjunto supera los 800 m de espesor (ALVAREZ-RAMIS, 1965; WAGNER, 1965; JULIVERT et al., 1977). La edad de las capas se ha basado en la abundante flora existente. Aparte los estudios del siglo pasado, han sido las numerosas listas publicadas en los últimos decenios las que han permitido la datación de la serie (RUIZ FALCO y MADARIAGA, 1933, 1941; MENENDEZ AMOR y JONGMANS, 1952; ALVAREZ-RAMIS y DOUBINGER, 1964; ALVAREZ RAMIS, 1965; WAGNER, 1964, 1965, 1970; DE LA VEGA, 1959, 1964). Los distintos tramos se consideran de edad Stephaniense B-C (ALVAREZ-RAMIS, 1964) o C (WAGNER, 1965).

Más al S está la cuenca de Cangas del Narcea, citada asimismo por BARROIS (1882). Está representada por varios aflora-

mientos, el más importante de los cuales, al W de Corias, posee 15 Km<sup>2</sup>. La sucesión fue estudiada por VIRGILI y CORRALES (1966) y por CORRALES (1970, 1971), que reconocieron el carácter de molasa de la sedimentación y su origen fluvial. La serie posee un espesor reducido (unos 200 m) y empieza con brechas y conglomerados, seguida por areniscas, pizarras y capas de carbón. La sedimentación es pues de carácter fluvial en sentido amplio. La serie ha podido ser datada por la flora existente, estudiada por DE LA VEGA (1959, 1964, 1968, in CORRALES, 1970) y WAGNER (1965, 1970), que la situaron en el Stephaniense B, aunque el segundo de dichos autores se ha inclinado últimamente por el Stephaniense C.

Al SE de la anterior, y siempre en el valle del Narcea y sus afluentes, está la cuenca de Carballo. La sucesión posee unos 800 m de espesor. La base de la serie está representada por las brechas locales. Sigue un tramo de 400 a 500 m constituido por conglomerados con intercalaciones de pizarras y algunas capas de carbón. Encima se repiten varios ciclos sin conglomerados, con areniscas, pizarras y carbón (CRESPO et al., en prensa). La flora, como en las cuencas anteriores, parece ser indicativa del Stephaniense B-C (DE LA VEGA, 1964; CRESPO et al., en prensa).

Más al S y junto a la divisoria hidrográfica está la cuenca de Rengos, mencionada también por BARROIS (1882) y por DURAN y ARANGO (1918). Recientemente ha sido estudiada por CORRALES (1970, 1971). Su superficie es de 28 Km<sup>2</sup> y el espesor de la serie alcanza los 1.500 m. La sucesión empieza como siempre con conglomerados poligénicos de origen local a los que siguen areniscas, pizarras y niveles de carbón en secuencias cíclicas análogas a las de la vecina cuenca de Cangas si bien con mayor amplitud. La edad de la serie es totalmente comparable a la de las demás cuencas. La flora fósil recolectada ha sido atribuida al Stephaniense B por DE LA VEGA (1959, 1964 in CORRALES, 1970), WAGNER (1965), ALVAREZ-RAMIS (1965), LORENZO (in BASTIDA et al., 1980) o al Stephaniense B-C por WAGNER (1970).

En la vertiente meridional, junto a la divisoria hidrográfica, se encuentra la mayor y

más importante cuenca de la zona: la de Villablino. Su extensión superficial alcanza los 95 Km<sup>2</sup> y la serie sedimentaria presente es muy potente ya que debe aproximarse a los 3.000 m de espesor. Existen datos antiguos sobre geología de esta zona (RUBIO, 1876; MONREAL, 1878; REVILLA, 1906; DURAN y ARANGO, 1918), pero como siempre los estudios de detalle de la estratigrafía y estructura de la cuenca son relativamente recientes (VIDAL BOX, 1943; ALVARADO, 1952; ALVAREZ-RAMIS, 1965; CORRALES y PELLAEZ, 1966; VAN DEN BOSCH, 1969; CORRALES, 1970, 1971). También aquí la sedimentación basal está representada por brechas y conglomerados poligénicos. A estos materiales siguen areniscas y pizarras formando ciclos como en las cuencas del Narcea, si bien aquí falta por lo general el término conglomerático. No obstante, estos ciclos siguen poseyendo carácter fluvial. Hacia la parte alta de la serie existe una banda importante de conglomerado cuarzoso bastante constante, que WAGNER (1965) ha supuesto homologable con los conglomerados basales de la cuenca de Tineo. Según datos de CORRALES (1970), el conjunto productivo situado por debajo de la citada banda de conglomerados comprende los paquetes Orallo y Calderón, y el situado por encima los paquetes Paulina y María Bol-sada. En el extremo oriental de la cuenca existen los paquetes Carrasconte y Lumajo desconectados de los demás, que quizá se corresponden (CORRALES, 1970) con los dos últimamente indicados. La edad del conjunto es como siempre, Stephaniense B-C (WAGNER, 1965, 1970); para los demás la edad es B o B-C (DE LA VEGA, 1964; ALVAREZ-RAMIS, 1965; WAGNER, 1965, 1970). Los datos faunísticos procedentes de HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. y A. (1947) que atribúan a las capas de Villablino una edad Namuriense-Westfaliense inferior hay que considerarlos como erróneos.

En estas cuatro cuencas aparecen en mayor o menor proporción rocas porfídicas, a veces interestratificadas, como sucede casi siempre en Villablino, o cortando la serie en otros puntos. En Tineo y en Villablino estos pórfidos llegan a coquizarse las capas de carbón (MELENDEZ, 1943; CORRALES 1970).

Finalmente, sobre el extremo meridional del Antiforme del Narcea afloran materiales stephanienses pertenecientes a la cuenca de La Magdalena (34 Km<sup>2</sup>). El espesor de la sucesión representada es de unos 1.500 m, y en ella abundan los conglomerados cuarcíticos, especialmente en la parte inferior y media, entre los cuales sin embargo existen también capas de carbón. HEWARD (1978) ha interpretado la serie inferior como constituida por abanicos aluviales en cuya parte distal se acumulan los depósitos carbonosos; en esta parte existirían varias megasecuencias superpuestas. La parte distal de la sucesión corresponde al Stephaniense B, como lo muestra claramente la flora presente en sus diversos tramos y que es comparable con la de la cuenca de Ciñera-Matallana, situada a poca distancia y con la que pudo tener relaciones genéticas. La flora era conocida de antiguo y atribuida al Hullero superior (AREITIO, 1874; MALLADA, 1898), pero su estudio no se ha producido sino hasta los últimos tiempos (WAGNER, 1959, 1962; 1965; ALVAREZ-RAMIS, 1965; STOCKMANS y WILLIERE, 1965; LORENZO, 1979).

#### II.7.2.3 AFLORAMIENTOS RELACIONADOS CON LA FALLA DE LEÓN

La falla de León (la "Leon-line" de DE SITTER, 1962) es una larga fractura de dirección E-W cuyo trazado se sitúa en gran parte de su recorrido muy cerca del mismo frente de las escamas más internas de la Unidad de La Sobía-Bodón en su segmento meridional. Su prolongación occidental se incurva hacia el NW para finalizar dentro de las escamas de dicha unidad. Contrariamente a lo que pensaba su autor, se trata de un accidente posterior a la etapa de emplazamiento de los mantos y de su deformación (MARCOS, 1968). A lo largo de este accidente se sitúan una serie de afloramientos de edad Stephaniense, cuya presencia revela el juego de este accidente durante el Carbonífero superior. Estos afloramientos son la cuenca de Puerto Ventana, la de Canseco-Lugueros, la de Rucayo-Camposolillo y la de Solle-Salamón. En realidad, salvo la primera, las demás constituyen prácticamente un afloramiento único, apenas interrumpido a lo largo de la falla de León (Fig. II.21).

La cuenca de Puerto Ventana es la más importante (16 Km<sup>2</sup>). Situada en la vertiente septentrional, alcanza en su extremo S la divisoria hidrográfica de la cordillera. La serie posee un espesor máximo de 900 m. En su sector septentrional la sucesión está constituida casi exclusivamente por conglomerados cuarcíticos generalmente bien redondeados. En cambio en la parte meridional los conglomerados se encuentran en los tramos más bajos y constituyendo algunas bandas aisladas en los tramos altos. Estos forman un conjunto de 350 m de areniscas y pizarras ordenadas formando ciclos que terminan en capas de carbón explotable. La serie recuerda la de La Magdalena y quizá corresponde al mismo modelo descrito por HEWARD (1978). Los primeros datos referidos a estos materiales proceden de la segunda mitad del siglo pasado (SCHULZ, 1858; ABELLA, 1877; BARROIS, 1882), pero la datación precisa de los tramos de la cuenca a partir de la flora contenida en ellos se obtuvo a partir de los estudios de MADARIAGA (1928), GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948), GARCIA FUENTE (1959), etc. WAGNER (1965) y LORENZO (in TRUYOLS et al., en prensa) han datado la sucesión como del Stephaniense B.

Las cuencas de Canseco-Lugueros, entre las cabeceras de los ríos Torío y Curueño, de Rucayo-Camposolillo, entre el Curueño y el Porma, y de Solle-Salamón, entre el Porma y el Esla, no son sino segmentos de un mismo afloramiento estirado a lo largo de 40 Km sobre la falla de León, con una anchura que apenas alcanza 1 Km. La sucesión estratigráfica es mal conocida. EVERS (1967) establece para ella el nombre de Formación Rucayo y describe una serie en la localidad típica de unos 500 m de espesor, que empieza con conglomerados cuarcíticos en la base y sigue con pizarras y capas de carbón, que fueron explotadas en algunos puntos. De la cuenca de Rucayo-Camposolillo, WAGNER (1963) citó una flora de edad Stephaniense B; de la de Canseco y de la de Salamón, VAN AMEROM (1965) citó también floras de la misma edad. Así pues, a lo largo de la falla de León, los depósitos del Carbonífero superior corresponden a una edad Stephaniense B.

#### II.7.2.4 AFLORAMIENTOS RELACIONADOS CON LA FALLA DE SABERO-GORDÓN

Las dos cuencas mejor conocidas del Stephaniense de la Cordillera Cantábrica son las de Ciñera-Matallana y Sabero, situadas al S de la falla de León, entre los cursos del Bernesga y el Curueño la primera y entre los del Porma y el Esla la segunda (Fig. II.21). Seguramente su origen es debido a la existencia de la falla de Sabero-Gordón, de características similares y traza paralela a la falla de León y cuyo juego debió ser parecido (RUPKE, 1964). Una comparación entre las sucesiones de dichas cuencas parece evidenciar que inicialmente debieron constituir una misma unidad sedimentaria, que la erosión posterior ha llegado a separar.

La cuenca de Ciñera-Matallana (58 Km<sup>2</sup>) es actualmente dentro del Carbonífero superior de la Cordillera Cantábrica la que posee un mejor grado de conocimiento, lo mismo desde el punto de vista estratigráfico que paleontológico. Los primeros estudios proceden de la época de MALLADA (1886, 1898), pero la mayor parte de la información útil se ha obtenido gracias a los estudios efectuados en los últimos treinta años (GOMEZ DE LLARENA, 1950; VAN AMEROM y VAN DILLEWIJN, 1963; HELMIG, 1965; EVERS, 1967; VAN STAALDUINEN, 1973; WAGNER y ARTIEDA, 1970; WAGNER, 1971c). La serie empieza con conglomerados calcáreos que en algunos puntos alcanzan los 250 m de espesor, fosilizando relieves preexistentes. Siguen facies pantanosas con niveles de carbón muy importantes (el 90% de los existentes en la cuenca) y más arriba facies fluviales con areniscas y pizarras asociadas a capas de carbón. EVERS (1967) interpreta la sucesión con carácter cíclico, pero en realidad la sedimentación es irregular con cambios muy rápidos. HEWARD (1978) relaciona la cuenca de Ciñera-Matallana con la de La Magdalena e interpreta la sucesión como formando parte de una serie de abanicos aluviales más distales que los que presenta esta última cuenca. El espesor total de los materiales es del orden de los 1.000-1.500 m. Para EVERS (1967) el conjunto constituía una única formación, la mis-

ma a la que pertenecían los materiales de la vecina cuenca de Sabero, por lo que utilizó para denominarla el nombre de Formación Sabero. Es el mismo criterio que han seguido otros autores como HELMIG (1965) con el nombre de Formación del Cea o VAN STAALDUINEN (1973) con el de Formación Prado. En cambio WAGNER (1971c) estableció para el conjunto hasta siete formaciones con un alcance comparable a lo que en otras cuencas (Cuenca Carbonífera central, Cuenca de Villablino, de Ponferrada, etc.) se conocen como paquetes: San Francisco, Pastora, Cascajo, Roguera, San José, Bienvenidas y Matallana. La flora existente, con un centenar de especies conocidas, ha merecido estudios descriptivos muy detallados por parte de WAGNER (1963b, 1964b, 1965b), que han convertido esta cuenca en punto de referencia para las demás del Carbonífero superior de la Zona Cantábrica. La edad de la flora es según WAGNER (1971c), Stephaniense B.

También la cuenca de Sabero figura entre las mejor conocidas de todo el Carbonífero superior de la región. Los primeros datos que poseemos de ella son anteriores a los de la cuenca de Ciñera-Matallana, y proceden de EZQUERRA DEL BAYO (1884a) y de PRADO y VERNEUIL (1850). Su conocimiento preciso es en cambio reciente y se inició como el de aquella hace unos treinta años. La sucesión abarca mayor espesor que la de Ciñera-Matallana, ya que parece alcanzar hasta 2.500 m. HELMIG (1965) y KNIGHT (1971) habían dividido el conjunto en tres paquetes, que se han denominado Paquete Norte, Central y Sur, pero últimamente KNIGHT (1974) ha establecido un número superior de unidades, el Paquete inferior (Formación Raposa), la Secuencia pizarrosa inferior (Formación Gonzalo), el Paquete Norte (Formación Sucesiva), la segunda Secuencia pizarrosa (Formación Quemadas), el Paquete Central (Formación Herrera), el Paquete Sur (Formación Única) y el Paquete (Formación) Perla. Estos paquetes pueden compararse con los de la cuenca Ciñera-Matallana, pero no existe necesariamente una correspondencia paquete a paquete. En efecto, el conjunto de la flora (WAGNER, 1957, 1965; HENKES, 1961; KNIGHT, 1964, 1965) muestra una edad comparable a



la de Ciñera-Matallana, pero el material de las capas bajas se revela como más antiguo (KNIGHT, 1974), pudiendo asignarse al Stephaniense A superior. Esta edad es la que poseen los tres paquetes inferiores (Raposa, Gonzalo y Sucesiva), con lo que en todo caso la correspondencia en edad de las capas más bajas de la cuenca de Ciñera-Matallana debería efectuarse a partir de la Formación Quemadas. La sucesión comporta unos 100 m de conglomerados calcáreos en la base, a los que siguen más arriba, areniscas, pizarras y capas de carbón, aunque éstas aparecen distribuidas a lo largo de toda la columna estratigráfica. En la base de la sucesión, y con una discordancia angular que se pierde lateralmente, se encuentran las Capas de Alejico (KNIGHT, 1971), que constituyen una secuencia aparte de conglomerados y capas de carbón asimismo del Stephaniense A superior. Probablemente estas capas constituyen los niveles más bajos de la sedimentación post-astúrica. Materiales de edad más antigua que aparecen en muchos puntos de la Zona Cantábrica (el Cantabriense, de WAGNER) son anteriores a la discordancia principal.

Dentro del Paquete Raposa en su parte inferior se ha localizado una fauna de carácter salobre (EAGAR y WEIR, 1971), indicadora de la proximidad de la costa. Como ya se ha indicado, en las regiones del Pisuerga-Carrión y Picos de Europa tramos de edad aproximada se presentan en algunos puntos con facies marina.

#### II.7.2.5 AFLORAMIENTOS DISPERSOS EN LA REGION DE PLIEGUES Y MANTOS, CUENCA CARBONIFERA CENTRAL Y REGION DEL PONGA

En el resto del área situada al Oeste de Picos de Europa y de la Región del Pisuerga-Carrión existen todavía pequeños afloramientos dispersos de edad stephaniense. En algunos casos estos materiales están situados en la base de series que contienen rocas piroclásticas y que se han datado como pérmicas. En otros casos se trata de pequeñas cuencas aisladas como las estudiadas anteriormente, si bien generalmente de extensión muy reducida (Fig. II.22).

La pequeña cuenca de Ferroñes, al S de Avilés, empotrada por fracturas dentro del Devónico, posee interés histórico por haber sido de las primeras conocidas de la Cordillera Cantábrica (PAILLETTE et al., 1845; SCHULZ, 1858). ZEILLER (1882) colocó ya sus niveles dentro del Hullero superior. No se conocen apenas datos estratigráficos del afloramiento. La flora es Stephaniense B (WAGNER, 1965) o C (WAGNER, 1970).

Un interés histórico parecido posee la pequeña cuenca de Arnao, junto a la costa al W de Avilés. El Carbonífero está cabalgado por el Devónico según observó ya SCHULZ (1858), y este hecho provocó algunas polémicas sobre la edad de las capas que inicialmente se consideraron devónicas como las de Ferroñes. Elementos florísticos fueron reconocidos por GEINITZ (1867) y por GRAND'EURY (1877a) y atribuidos ya al Hullero superior. Una revisión moderna de la flora ha mostrado que deben pertenecer al Stephaniense B-C o quizá simplemente al C (WAGNER, 1965; LORENZO, 1977).

El minúsculo afloramiento de San Juan de Nieva en la ría de Avilés podría corresponder a una prolongación submarina de la cuenca de Arnao, como había observado PATAC (1932), dada la estructura general. Por su flora sabemos que la edad es también Stephaniense B-C o C (WAGNER, 1965; LORENZO, 1977). Pero los materiales de San Juan de Nieva parecen estar relacionados con rocas volcánicas como las que en muchos puntos se han atribuido al Pérmico, cosa que no sucede con la pequeña sucesión de Arnao.

En la Cuenca Carbonífera central, entre Olloniego y Sama de Langreo, existe discordante sobre los materiales westfalienses una serie constituida por rocas piroclásticas que VELANDO et al. (1975) llaman Formación San Tirso y la colocan en el Stephaniense o Pérmico; una edad pérmica o triásica había sido ya establecida por KARRENBERG (1934). En la parte basal de esta serie (que será descrita más adelante en el apartado del Pérmico) se ha encontrado últimamente una flora que WAGNER y MARTINEZ-GARCIA (1982) colocan con algunas dudas en el Stephaniense C, lo que permitiría compararla con la de San Juan de Nieva.

Finalmente, sobre el Manto de Seberga en la Región del Ponga existe una serie detrítica discordante sobre el Carbonífero medio (si bien la discordancia es sólo detectable cartográficamente), constituida por conglomerados calcáreos, areniscas, pizarras y carbón, que ha suministrado asimismo una flora stephaniense (JULIVERT, 1960a; WAGNER, 1965, 1970). La discordancia pasó inadvertida para BARROIS (1882) que integraba los materiales en la sucesión del Carbonífero medio. La extensión de esta cuenca es reducida no superando los 8 Km<sup>2</sup>, pero su interés es notable ya que la serie aparece deformada junto con los materiales subyacentes, lo que no sucede con el resto de los afloramientos de los que nos venimos ocupando (JULIVERT, 1960a). Por este motivo la edad precisa de estos materiales posee gran interés. Desgraciadamente la flora recolectada no parece ser demasiado útil para establecerla. En 1965 WAGNER indicaba que esta flora podía ser Stephaniense A medio o superior, pero posteriormente se ha inclinado por una edad más moderna, tal vez Stephaniense B o C (WAGNER, 1970).

#### II.7.2.6 RELACIONES ENTRE LOS AFLORAMIENTOS STEPHANIENSES

Las cuencas que acabamos de mencionar poseen series con materiales de origen continental que presentan parecidos tipos de sucesión: brechas en la base, conglomerados más o menos rodados, areniscas y pizarras con niveles carbonosos, ausencia de calizas. Por otra parte todas estas series parecen poseer la misma edad o por lo menos ésta oscila siempre entre el Stephaniense B y el C, con una sola excepción donde existen tramos basales del Stephaniense A superior y otra en la que existen dudas. La impresión que producen estos hechos es la de que las actuales cuencas no son sino retazos aislados de una única cuenca stephaniense que se habría instalado sobre la Zona Cantábrica y aún sobre áreas situadas más al Oeste. Esta idea de una gran cuenca stephaniense no puede ser admitida en el estado actual de nuestros conocimientos. PATAC (1920) había imaginado la posible existencia de una gran cuenca del Carbonífero superior rodeando a la Cuenca Carbonífera central, y

en tiempos más recientes HELMIG (1965) y EVERS (1967) suponían que por lo menos una cuenca única se habría instalado al S de la línea de León, por lo que utilizaban un nombre común de formación para todos los afloramientos stephanienses del área (Formación del Cea, Formación Sabero, respectivamente).

Pero el que no existiese una cuenca generalizada, ello no significa que varios de los actuales afloramientos aislados no hubiesen estado originariamente conectados formando cuencas que la erosión posterior ha separado hasta dejarlos en su forma actual. El hecho de que sus materiales aparezcan descansando sobre las desigualdades de un paleorrelieve prestephaniense importante, favoreció dicha separación en los puntos en que el zócalo se encontraba a escasa profundidad.

En el origen de estas cuencas estuvo la aparición de una red de fracturas posterior al episodio de emplazamiento de los mantos. JULIVERT et al. (1971) han sistematizado las etapas de aparición de estos accidentes y su datación. Entre ellas está la fase de aparición del sistema de fracturas de traza E-W, cuyo juego tuvo importancia para el depósito de una parte de los materiales stephanienses. En este caso se encuentran la falla de León y la de Sabero-Gordón y sus satélites, responsables de la sedimentación stephaniense a lo largo de su recorrido. La falla de Villablino, que limita la cuenca por el sur, podría ser la continuación occidental de la falla de Sabero-Gordón y aún ésta podría alcanzar las fracturas que originaron la pequeña cuenca de Tormaleo dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Los accidentes que deben haber controlado la sedimentación de las cuencas de La Magdalena y el Bierzo, parecen ser réplicas de las fallas anteriores ya que se presentan escalonadas hacia el S siguiendo la misma dirección. En cambio las fracturas relacionadas con los afloramientos de la zona del Narcea parecen de carácter más local, a no ser que representen el resultado de una reactivación de accidentes anteriores relacionados con el movimiento de emplazamiento de los mantos.

CORRALES (1971), que implícitamente supone que existió algún tipo de relación entre las cuencas del Narcea y la de Villablino, discute las diferencias entre ellas a la luz de

hechos como la dirección de los aportes materiales que proceden del N y el carácter cíclico de gran parte de la sucesión. También WAGNER (1970) ha discutido posibles correlaciones entre la cuenca de Tineo y la de Villablino con base a criterios paleontológicos y litológicos. Estos últimos, sin embargo, han de ser empleados con reservas, ya que el hecho de que en la base de cada serie existan materiales análogos (brechas, conglomerados cuarcíticos) no autoriza a utilizarlos como elementos de correlación entre series situadas a cierta distancia unas de otras. HEWARD (1978) ha mostrado una posible correlación entre las sucesiones existentes en La Magdalena, Ciñera-Matallana y Sabero con criterios sedimentológicos sustentados por los datos paleontológicos disponibles, y así puede verse que la correlación no supone la equivalencia completa de la secuencia total de cada cuenca, como es de esperar para una sedimentación

continental en una cuenca instalada sobre un relieve acusado. La correlación propuesta por HEWARD mostraría el progresivo avance hacia el W de la sedimentación en el área meridional de la Zona Cantábrica a partir del Stephaniense A superior del borde oriental de la cuenca de Sabero. En este punto existen facies salobres y no hay que olvidar que más al E (véase más adelante) existen en la Región del Pisuerga-Carrión tramos de la misma edad con facies marina. Por encima la sedimentación tuvo ya carácter exclusivamente continental (inicialmente torrencial acorde con los desniveles del relieve, después fluvial y finalmente lacustre). Este avance progresivo de los materiales sedimentarios hacia el W donde verosíblemente existirían las zonas más elevadas, ya había sido insinuado por EVERS (1967) y desarrollado con más amplitud por WAGNER (1970).

## II.8 EL CARBONIFERO DE LA REGION DE PICOS DE EUROPA

*L. Sánchez de Posada y J. Truyols Santonja*

Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Oviedo.

### II.8.1 LA REGION DE PICOS DE EUROPA

De todas las regiones en que se ha dividido la Zona Cantábrica, la Región de Picos de Europa es la que ofrece una mayor uniformidad litológica, ya que está constituida casi exclusivamente por calizas carboníferas. Este hecho confiere un carácter singular a esta región que la distingue perfectamente de las demás. Aún así, algunos autores como MARTINEZ-GARCIA (1981b) invocando determinadas razones estratigráficas y estructurales, la reúnen con su vecina occidental, la Región del Ponga.

Esta uniformidad litológica condiciona un comportamiento bastante homogéneo frente a los agentes erosivos, por lo cual desde el punto de vista morfológico, Picos de Europa constituye también una unidad perfectamente definida que destaca bien en el relieve circundante del resto de las Montañas Cantábricas. En efecto, aquí se alcanzan las máximas alturas de la zona, que sobrepasan en varios puntos los 2.600 m. Geográficamente el macizo de Picos de Europa queda enmarcado entre los cursos de los ríos Dobra y Deva que forman, como las demás corrientes fluviales que desaguan al Mar Cantábrico, estrechos desfiladeros de dirección N-S. Por la parte septentrional el macizo está limitado por el valle transversal ocupado por los cursos de los ríos Güeña y Cares, y por el S, donde el límite es más claro, por las depresiones de la Liébana y Valdeón. Pero desde el punto de vista estructural, al conjunto de escamas apiladas que constituyen el macizo podrían añadirse además otras, las que integran la depresión de Cabrales y el frente de la Sierra del Cuera, es decir, todas las que se extienden por delante del Manto del Ponga y su prolongación hacia el NE. Con esta acepción, que no todos los autores admiten, la Región de Picos de Euro-

pa supone una superficie cartográfica de algo más de 1.000 Km<sup>2</sup>, de los cuales 950, o sea más de las nueve décimas partes del total, están ocupadas por terrenos de edad carbonífera. Entre ellos, 60 ó 70 Km<sup>2</sup> corresponden a los materiales discordantes del Carbonífero superior (Fig. II.23).

Además de las calizas carboníferas que constituyen el elemento litológico predominante, la sucesión estratigráfica comporta también la existencia de materiales paleozoicos más antiguos. Estos materiales están representados por cuarcitas del Ordovícico inferior precedidas o no por areniscas y pizarras de edad cámbrica. Una amplia laguna separa pues el Carbonífero del conjunto del Paleozoico inferior, como ya sucedía en la Región del Ponga, solamente interrumpida por la frecuente presencia de un delgado espesor interpuesto de areniscas del Devónico superior (Formación Ermita, en general). Como para toda la Zona Cantábrica, estos materiales aparecen dispuestos en escamas imbricadas, que aquí poseen un trazado frontal E-W, con vergencia hacia el S. De hecho, muchas veces resulta difícil individualizar cartográficamente estas escamas a causa de su citada uniformidad litológica. Sólo las situadas en la parte septentrional de la región han podido ser bien definidas, ya que en su composición aparecen frontalmente las cuarcitas ordovícicas que constituyen siempre un destacado elemento litológico de contraste. Pero en la parte meridional, la superficie de despegue afecta realmente a niveles más externos de la serie, por lo que las escamas existentes aparecen constituidas tan sólo por masas de caliza carbonífera de más difícil individualización. Sólo después de haber establecido las correspondientes sucesiones estratigráficas con estos materiales es posible llegar a deslindar netamente la existencia

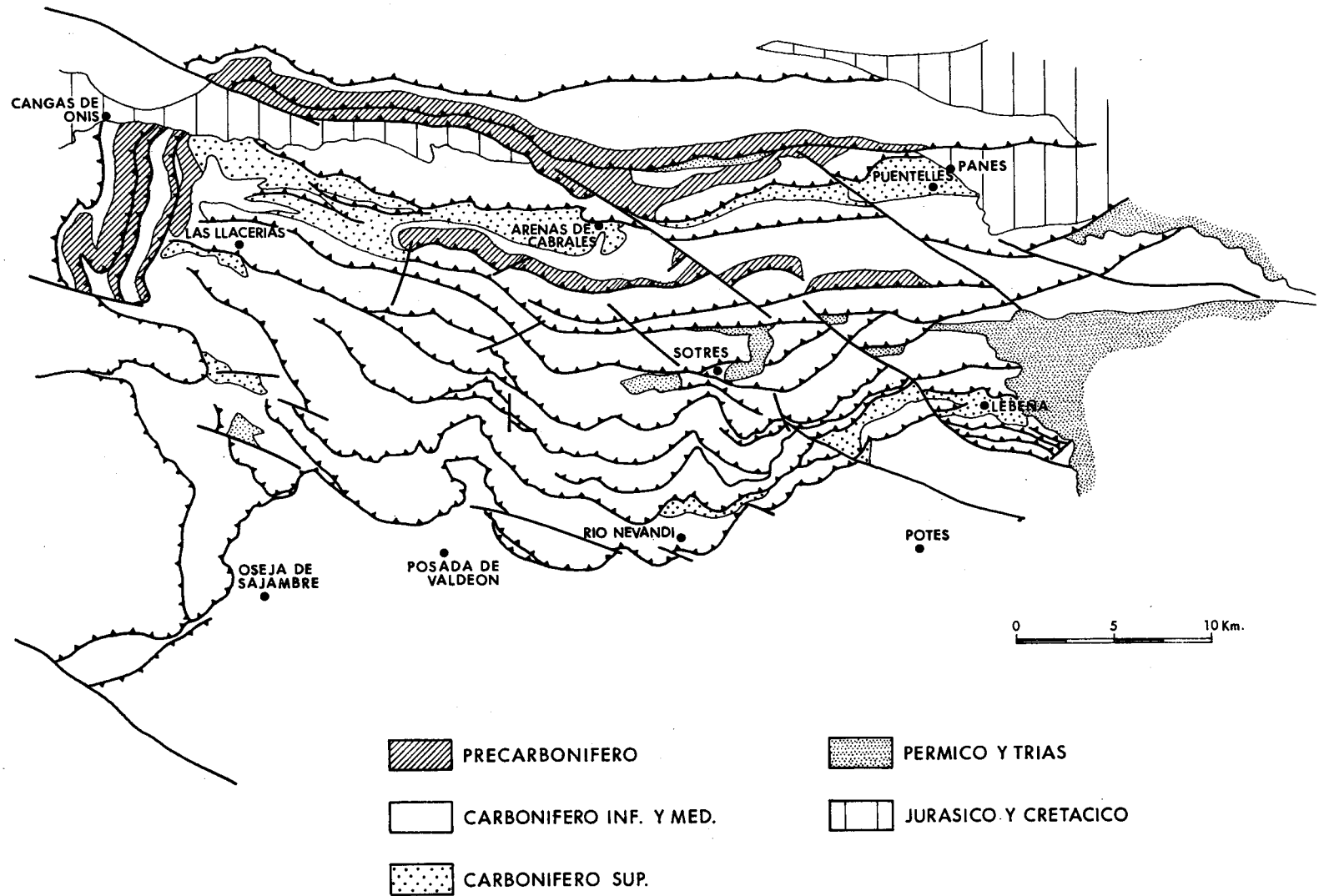


Fig. II.23.— La Región de Picos de Europa y las secciones y localidades carboníferas citadas en el texto.

de las distintas escamas.

La Región de Picos de Europa es tal vez la menos estudiada de las que constituyen la Zona Cantábrica. El abrupto relieve y el carácter de la sucesión estratigráfica tan uniforme, han supuesto considerables dificultades para el conocimiento de la geología de la región, y sólo en los últimos años ha comenzado a abordarse de modo sistemático su estudio. Sin embargo, datos puntuales de la región se conocen desde la primera mitad del siglo XIX (PAILLETTE et al., 1845; SCHULZ, 1858; MAESTRE, 1864; BARROIS, 1882), si bien la mayor parte se refieren a las escamas marginales de acceso menos difícil. La explotación de la blanda de Picos de Europa comenzó en la segunda mitad del siglo pasado, pero apenas si estimuló la aparición de estudios locales. Los primeros datos paleontológicos del interior del macizo proceden de GROSCH (1912). Aún sin ser bien conocida su estratigrafía, el macizo de Picos de Europa en su conjunto tuvo ya un papel destacado en algunas hipótesis orogénicas formuladas a principios de siglo tendentes a mostrar el carácter alóctono de la Cordillera Cantábrica y su discutible relación con los Pirineos (TERMIER, 1905, 1908; BERTRAND y MENGAUD, 1912; MENGAUD, 1920). Para estos autores, este macizo se habría deslizado sobre los materiales del Mesozoico y constituiría de este modo un manto de corrimiento alpídico. Frente a estas ideas, diversos autores mostraban una posición más o menos formalmente autoctonista (HERNANDEZ-PACHECO, 1912, 1913; ADARO y JUNQUERA, 1914; CUETO, 1926; SANCHO et al., 1926; HERNANDEZ-PACHECO, E. y F., 1935), pero ni unos ni otros aportaron datos para el conocimiento de la sucesión estratigráfica de la región. Hacia 1960 pues, la información que se poseía en este campo era poco menos que nula pese a algunas nuevas aportaciones locales como las de PATAC (1920), LOPEZ AGOS (1921), DELEPINE (1943), etc., que de todos modos seguían afectando tan sólo a zonas marginales. El área primeramente estudiada fue la de la zona de Cabrales-Gamonedo, en la parte septentrional del macizo (MARCOS, 1967, 1968b; WAGNER et al., 1970; MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1971, 1982). El área

meridional y su relación con la Región del Pisuerga-Carrión fue estudiada por MAAS (1974), MARQUINEZ (1978), TRUYOLS et al. (en prensa c), etc. Otros trabajos en el interior del macizo se deben a MARQUINEZ et al. (1982), FARIAS (1982), etc. Una síntesis de las investigaciones realizadas fue publicada por MARTINEZ-GARCIA en 1981b. La confección de las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 que afectan a la zona (núm. 55, "Beleño"; 56, "Carreña de Cabrales"; 80, "Burón"; 81, "Potes") y que están en curso de publicación, permitirá contar desde ahora con una cartografía básica que no existía y un mejor conocimiento de la geología de la región.

## II.8.2 EL CARBONIFERO DE PICOS DE EUROPA

La circunstancia de que la región esté constituida casi de manera exclusiva por calizas grises o claras de aspecto más o menos masivo, hizo pensar a los primeros autores que se ocuparon de la misma que en esta área existiría solamente como elemento litoestratigráfico la Caliza de Montaña, a la que en todo caso acompañaba como formación basal de la serie la Caliza griotte, presente en toda la cuenca sedimentaria. La existencia de una masa de calizas tan enorme como se presenta en el macizo se interpretaba bien como resultado de una repetición tectónica de la sucesión, bien como considerando que la Caliza de Montaña habría adquirido localmente una potencia mayor durante el mismo intervalo de tiempo. Sin embargo, algunos autores habían establecido ya la posibilidad de que las calizas presentes en la región podían ser equivalentes a los materiales que la sedimentación parálica había depositado más al W (LLOPIS, 1954; WAGNER, 1959; JULIVERT, 1960a, 1978; VAN GINKEL, 1965). Dicho de otro modo, que por encima de la verdadera Caliza de Montaña existirían además otras formaciones carbonatadas distintas. Esta suposición se reveló como cierta en el estudio que efectuó MAAS en 1974 y así se ha comprobado en investigaciones posteriores.

Los tramos presentes en la base de la sucesión carbonífera son la Formación Las Portillas (MARTINEZ-GARCIA, 1981b), la Formación Vegamián y la Formación Genicera.

La primera de ellas equivale prácticamente a la Formación Baleas, de la que la separan no obstante algunas diferencias. La Formación Vegamián se ha mencionado con seguridad únicamente del sector NW de la región; en otros puntos su presencia es dudosa. En cuanto a la Formación Genicera, que aparece constantemente, también se manifiestan algunas diferencias locales.

Sobre esta última se dispone en continuidad la Caliza de Montaña, representada generalmente por las dos formaciones, Barcaliente y Valdeteja, si bien aquí no siempre es posible diferenciarlas de manera tan neta como sucede ordinariamente en la Región de Pliegues y Mantos. A continuación se sitúa una nueva formación calcárea, la Formación Picos de Europa (MAAS, 1974), no siempre fácil de distinguir de la Formación Valdeteja, de la que tal vez está separada por una laguna estratigráfica cuya amplitud de todos modos estaría mal definida.

A estos materiales calcáreos que se presentan de manera uniforme en todo el dominio de la Región de Picos de Europa, siguen otros discordantes, de naturaleza variada, a algunos de los cuales como los de la zona de Cabrales-Gamonedo, no se les ha dado nombre particular de formación. En otros puntos son materiales todavía calcáreos, como en la Formación Puentellés (MARTINEZ-GARCIA, 1981b) en el dominio septentrional, o terrígenos, frecuentemente de carácter turbidítico, como las formaciones Aliva y Lebeña (MAAS, 1974) o Cavandi (MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1982). De estas últimas, las dos primeras quizá correspondan en realidad a una misma formación (MARQUINEZ, 1978; MARTINEZ-GARCIA, 1981b) dada la continuidad que presentan en la cartografía sus afloramientos.

Debido a causas tectónicas, en la mayoría de puntos de la región solamente están expuestas series parciales de la sucesión carbonífera, siendo difícil disponer de alguna sección en que aparezca completa toda la secuencia estratigráfica. Por otra parte se manifiestan notables diferencias entre el área septentrional y la meridional, cuya interpretación no ha sido todavía bien establecida. Las dos secciones que mencionaremos son las más completas de

las que hasta ahora han proporcionado datos utilizables: la del río Nevandi junto a los Puertos de Aliva, y la de Las Llacierias cerca de Covadonga (Fig. II.24). La primera, descrita por TRUYOLS et al. (en prensa c), puede considerarse como representativa de la unidad más meridional (Unidad frontal de Picos, MARQUINEZ, 1978). La sección de Las Llacierias ha sido estudiada por MARQUINEZ et al. (1982) y es representativa de las unidades septentrionales. Sin embargo, en ellas faltan total o parcialmente los términos superiores. En áreas próximas de cada una figuran no obstante aquellos tramos que pueden completarlas.

#### II.8.2.1 EL CARBONIFERO INFERIOR

La sucesión carbonífera descansa de manera disconforme sobre las areniscas del Devónico superior o sobre las cuarcitas del Ordovícico inferior. En las unidades septentrionales los materiales de la base suelen ser las cuarcitas ordovícicas, aún cuando no puede excluirse que en algunos puntos exista encima un pequeño espesor de areniscas devónicas. En las unidades situadas más al S, principalmente en la Unidad frontal, el Carbonífero se apoya sobre estos materiales devónicos que aparecen de manera discontinua en la cartografía formando el frente de cabalgamiento, por ejemplo, en los valles del Nevandi y del Cares (MAAS, 1974; MARQUINEZ, 1978; FARIAS, 1982). Sobre estos materiales se encuentra una caliza bioclástica, con espesores que van de los 5 a los 15 m, y que constituye la Formación Las Portillas o Caliza de las Portillas (MARTINEZ-GARCIA, 1981b), que no es más que una variante local de la Formación Baleas ya mencionada (MAAS considera estos materiales como integrando la parte superior de la Formación Ermita, siguiendo en esto el criterio empleado por SJERP y otros autores en la Región de Pliegues y Mantos). En la sección del río Nevandi, la parte inferior de la formación aparece dolomitizada, pero no así los tramos altos, que han librado Conodontos de la zona de *-anchoralis* como sucede ordinariamente en la Formación Baleas (TRUYOLS et al., en prensa c). En la sección de Las Llacierias sólo son visibles 5 m de la parte superior, que suministraron Conodontos de la zona de *-communis carina*, es decir, ligera-





parte basal, como sucede en algunas secciones de la zona norte de la región.

En la sección del río Nevandi la formación posee una potencia visible de unos 16 m (el techo está cubierto). En la base se han localizado, como suele ser frecuente, Conodontos de la zona de *-anchoralis*, y en la parte superior representantes de las zonas de *-bilineatus bilineatus* y *-nodosus* (TRUYOLS et al., en prensa c). La sección de Las Llacierias, con un espesor visible análogo, presenta en la parte baja Conodontos de la zona de *-typicus*. La parte superior que también está cubierta, no ha podido ser muestreada (MARQUINEZ et al., 1982). En conjunto puede admitirse que la Formación Genicera, a pesar de manifestarse con algunas diferencias litológicas respecto de otras regiones, posee la misma edad: Tournaisiense superior-Visense. No se dispone de datos que hagan pensar que la formación no alcance además el Namuriense como en otros puntos de la Cordillera.

En otras áreas el Carbonífero inferior se presenta de manera distinta, sin la presencia de la Formación Las Portillas y en cambio con materiales pertenecientes a la Formación Vegamián. En el sector NW de la región se ha descrito una sección representativa en Covadonga (MARCOS, 1967). Sobre un delgado espesor de areniscas atribuidas al Devónico superior y que siguen de manera paraconforme a las cuarcitas del Ordovícico inferior, se presenta una serie de 7 m de pizarras negras y lilitas que corresponden a la Formación Vegamián. Localmente contienen interestratificados algunos delgados bancos de caliza que han proporcionado Conodontos que indicarían el Tournaisiense medio-superior. A esta formación siguen los materiales de la Formación Genicera aunque el contacto aparece mecanizado.

Como puede verse, por lo tanto, el Carbonífero inferior de la Región de Picos de Europa posee las mismas características que existían, por ejemplo, en la Región de Pliegues y Mantos, en la que se presentaban los mismos tipos de sucesión.

#### II.8.2.2 EL CARBONIFERO MEDIO

La sucesión que sigue a la Formación Genicera es una serie esencialmente calcárea que

puede sobrepasar los 1.000 m de potencia abarcando un intervalo que corresponde al resto del Carbonífero. En varios puntos no obstante, los materiales calcáreos están sustituidos por algunas series terrígenas. Tal como se ha indicado, fue MAAS (1974) el primero que diferenció varias formaciones dentro de la espesa sucesión calcárea.

La parte inferior de estos materiales puede asimilarse perfectamente a la Caliza de Montaña e incluso es posible diferenciar dentro de ella en muchos puntos dos tramos que se corresponden a las formaciones Barcaliente y Valdeteja, como en la Región de Pliegues y Mantos y otras zonas. No obstante, esta diferenciación no siempre es clara. Así, por ejemplo, en la sección de Las Llacierias los 300 m inferiores tienen en su mayor parte las características de la Formación Barcaliente, pero dentro de la serie existen tramos de caliza clara, incluso bioclástica, semejante a la que ordinariamente existe en la Formación Valdeteja (MARQUINEZ et al., 1982). Encima de la Caliza de Montaña siguen aún calizas que presentan un aspecto parecido al de la Formación Valdeteja, de la que se distinguen por contener ordinariamente en su parte inferior niveles finamente estratificados y algunas capas con chert. Se trata de la Formación Picos de Europa (MAAS 1974).

En la sección del río Nevandi la base de la Caliza de Montaña no es visible, pero pueden distinguirse 110 m atribuibles a la Formación Barcaliente y unos 360 a la Formación Valdeteja. En los niveles inferiores de la Formación Barcaliente se han encontrado Conodontos de la zona de *-nodosus*, lo que puede interpretarse como perteneciendo al Namuriense A. Ningún otro nivel de la formación ha suministrado restos fósiles ni tampoco los han proporcionado la parte inferior y media de la Formación Valdeteja. La parte alta ha librado Fusulinas de la subzona A de *Profusulinella* y más arriba se ha encontrado *Pseudostaffella* aff. *minor*, que debe indicar la base del Moscoviense (TRUYOLS et al., en prensa c). Encima de estos materiales se dispone la Formación Picos de Europa, con un espesor de unos 300 m. La parte inferior corresponde al miembro tableado, con calizas bien estratificadas, pizarras y capas de chert, de 50 m de espesor.

El resto está ocupado por una caliza masiva, bioclástica, que en la parte alta contiene niveles rojizos de caliza nodulosa que recuerda la de la Formación Genicera. A unos 180 m de la base, es decir, hacia la mitad de la formación, la presencia de *Hemifusulina* ex gr. *dutkevitchi* podría indicar el límite Kashiriense/Podolskiense, y más arriba, la existencia de Fusulinas de la subzona B<sub>3</sub> de *Fusulinella* indicaría con seguridad el Myachkoviense. Así pues, aunque MAAS (1974) supone que existe una laguna estratigráfica entre la Caliza de Montaña y la Formación Picos de Europa, esta última formación debe cubrir la mayor parte del Moscoviense. La fauna de Conodontos que ha proporcionado la formación, está totalmente de acuerdo con esta datación (TRUYOLS et al., en prensa c).

La sección de Las Llacerías, situada en el área septentrional, presenta diferencias evidentes respecto a la anterior. Sobre la Formación Genicera se disponen 300 m de calizas que corresponden a la Formación Barcaliente, si bien ya hemos indicado que algunos tramos resultan atípicos para esta formación, y sólo los 150 m superiores poseen las características propias de la Formación Valdeteja. El contenido paleontológico en estos tramos es muy escaso y poco significativo. Una asociación de Conodontos en la parte media de la Formación Barcaliente parece indicar un Namuriense B. Esto puede hacernos pensar razonablemente que esta formación está localmente representada por el Namuriense A y B, pero no tenemos ninguna evidencia de edades para la Formación Valdeteja. Sin embargo, existen motivos para creer que su techo corresponde a un nivel más antiguo que el que posee en la sección de río Nevandi. En efecto, encima de la Caliza de Montaña se presenta la Formación Picos de Europa con su miembro inferior tableado que posee un espesor de 150 m y su miembro masivo de 370 m. En la parte baja del miembro tableado se han encontrado Fusulinas que pertenecen todavía al Bashkiriense superior (subzona A de *Profusulinella*), por lo que la Formación Valdeteja ha de poseer necesariamente en esta sección una edad más baja dentro del Bashkiriense en contraste con lo que sucede en la sección del río Nevandi. Sin embargo, a los 60 m de la base, es decir, toda-

vía dentro del miembro tableado, aparecen ya Fusulinas de la subzona B de *Profusulinella* y en el techo formas claras del Kashiriense. Así pues, si en la sección de río Nevandi el límite Bashkiriense/Moscoviense se encontraba en la parte alta de la Formación Valdeteja, en este punto debe situarse dentro del miembro tableado (parte media o antes) de la Formación Picos de Europa (MARQUINEZ et al., 1982). El miembro masivo ha proporcionado aquí también Fusulinas del Moscoviense superior. Estas atribuciones están totalmente de acuerdo con los datos procedentes del muestreo de Conodontos.

Los datos de otras secciones son muy escasos y aislados y sólo permiten indicaciones complementarias respecto a lo que pueda concluirse de las dos secciones estudiadas. Como puede verse, el diacronismo de estas formaciones del Carbonífero medio es muy acusado. La Caliza de Montaña alcanza en la primera sección al Vereyense con seguridad; en cambio en la segunda es claramente de edad bashkiriense. MAAS (1974) citó de la Unidad frontal en el valle del Deva y en otras localidades, Fusulinas pertenecientes a la zona de *Millerella* y a la subzona A de *profusulinella*, es decir, al Bashkiriense. Entonces el hecho a destacar es lo que acontece en la sucesión río Nevandi que incluye términos asignables ya al Moscoviense inferior.

Entre la Caliza de Montaña y la Formación Picos de Europa existiría para MAAS (1974) una clara laguna estratigráfica, ya que según él las capas más bajas de la segunda formación pertenecerían en unos puntos a la subzona B de *Profusulinella* y en otros a la B<sub>1</sub> de *Fusulinella*, con lo que la base oscilaría en distintos horizontes dentro del Moscoviense inferior o hasta del Podolskiense. En cambio si TRUYOLS et al. (en prensa c) encuentran realmente una edad Kashiriense en la sección de río Nevandi, MARQUINEZ et al. (1982) en Las Llacerías mencionan elementos del Bashkiriense superior, que harían la laguna mucho más reducida. Ello quizá podría explicarse por un contacto discordante entre las dos formaciones tal como insinúa MARTINEZ-GARCIA (1981b), pero a nivel de afloramiento una tal discordancia no se observa.

La Formación Picos de Europa es clara-

mente diacrónica. En la sección de río Nevandi el límite Kashiriense/Podolskiense pasa dentro del miembro inferior mientras en la de Las Llacerias se encuentra seguramente cerca de la base del miembro superior. El techo puede alcanzar niveles por encima del Moscoviense. MAAS (1974) señala puntos que contienen *Fusulina cf. bella*, y MARTINEZ-GARCIA (1981b) indica la presencia de formas de la zona de *Protriticites*. En definitiva, la parte más alta de la formación podría llegar a penetrar en el Kasimoviense.

Esta formación supone un engrosamiento de la Formación Escalada, anteriormente descrita. MARTINEZ-GARCIA (1981c) utiliza ya el nombre de Formación Picos de Europa para la escama de Meré (Región del Manto del Ponga), en aquellos puntos en que las pizarras que existen por debajo de la Formación Escalada (Formación Beleño) desaparecen por acuñamiento y la "Caliza masiva" se pone en contacto con la Formación Valdeteja que probablemente sustituye lateralmente a la Formación Ricacabiello. Esta equivalencia aunque no formalmente expresada, había sido intuida por otros autores (LLOPIS, 1954; WAGNER, 1959; JULIVERT, 1960a; VAN GINKEL, 1965). Pero vista la edad de los tramos superiores de la formación, ha de aceptarse que en el tiempo la Formación Picos de Europa debe abarcar el intervalo durante el cual se sedimentó la serie que en el Manto del Ponga va desde la Formación Ricacabiello a la Formación Fito.

### II.8.2.3 EL CARBONIFERO SUPERIOR

El Carbonífero superior es discordante sobre el resto de la sucesión, como es habitual para toda la cuenca sedimentaria. Pero así como en las regiones situadas más al oeste de la sedimentación era de origen continental (torrencial, fluvial, lacustre), salvo algunos niveles inferiores de la cuenca de Sabero que poseen fauna salobre, aquí en la Región de Picos de Europa la sedimentación presenta un carácter distinto: parálico en algunos puntos, francamente marino en otros.

En la escama Gamonedo-Cabrales (zona septentrional de la región) los materiales del Carbonífero superior fueron conocidos de antiguo aunque su verdadera edad no fue esta-

blecida sino hasta hace muy poco. PAILLETE et al. (1845), SCHULZ (1858) y BARROIS (1882) reconocieron la existencia de fauna marina en diversas localidades de estos niveles (Covalierda, Onís, Gamonedo, Demues, etc.). BARROIS (1882) había colocado esta serie en su "Assise" de Lena, pese al carácter relativamente moderno de la fauna obtenida, hecho que ya fue advertido en 1920 por PATAK, que por su parte citó además restos de flora en diversos puntos, sugiriendo para ella una edad Carbonífero inferior ("Uraliense"). Sin embargo esta datación no quedó reflejada en la cartografía posterior. Así HERNANDEZ-PACHECO, E. y F. (1935) colocaban los materiales de la zona de Cabrales en el Viseense, y bastante más recientemente, MARTINEZ-ALVAREZ (1965b) los situaba todavía en el Namuriense-Westfaliense, probablemente por consideraciones litoestratigráficas o de facies. Fue MARCOS (1967, 1968b) quien primero describió la serie a grandes trazos y advirtió su carácter discordante sobre los materiales del Carbonífero medio. La serie comienza con capas de conglomerados silíceos o calcáreos, areniscas amarillentas y pizarras con algún nivel de carbón. Interestratificados se presentan además algunos bancos de caliza con fauna. Así pues, la sucesión aunque es predominantemente marina, posee carácter parálico y en algunos puntos se ha descrito una sedimentación rítmica (WAGNER et al., 1970). El conjunto llega a alcanzar en algunos puntos los 1.000 m de espesor.

La datación como del Carbonífero superior se ha efectuado esencialmente con base a la flora descubierta por MARCOS (1967, 1968b) en diversas localidades (Gamonedo, Bobia de Abajo, Inguanzo, etc.), que fue estudiada por WAGNER (WAGNER, 1967; WAGNER et al., 1970). Las floras más antiguas pertenecen al Stephaniense inferior y se han referido al Cantabriense en general, Cantabriense inferior la mayoría, pero alguna como la de Inguanzo puede corresponder al Cantabriense superior o al Stephaniense A (WAGNER et al., 1970). La fauna existente es especialmente significativa en la zona de Arenas de Cabrales. En esta localidad, muy cerca de la base existe un banco calcáreo que ha proporcionado una fauna conocida de antiguo (PAI-

LLETTE et al., 1845; LOPEZ AGOS, 1921) y que fue erróneamente referida por DELEPINE (1943) al Moscoviense inferior. Se trata de una macrofauna constituida por Moluscos, Braquiópodos y Trilobites, que fue considerada por WINKLER PRINS (in MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1971) como del Kasimoviense o incluso del Gzeliense. Esta datación ha sido confirmada por VAN GINKEL (1971) quien encontró en niveles próximos, *Triticites fischeri*, que indicaría un Kasimoviense medio o superior. Por debajo del nivel fosilífero se encuentra una capa de carbón que ha suministrado una flora de edad stephaniense A o B (MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1971).

Al E de Arenas de Cabrales, en las proximidades de Panes, el Carbonífero superior está representado por materiales distintos, indicadores de una mayor lejanía del continente. La serie está constituida por una formación carbonatada, la Formación Puentellés (MARTINEZ-GARCIA, 1981b) y por una secuencia turbidítica, la Formación Cavandi (MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1982). La base de la Formación Puentellés es visible en Argallón (MARTINEZ-GARCIA, 1981b) y está representada por 10 m de areniscas con intercalaciones de margas. Encima se disponen hasta 400 m de calizas grises o negruzcas, bien visibles en Puentellés, en la entrada del desfiladero de La Hermida. Estas calizas han proporcionado fusulinas (*Triticites ohioensis benschi*), según VAN GINKEL (1971), de la misma edad que los tramos parálidos de Arenas de Cabrales, y en distintos niveles, Conodontos del Misouriense superior (TRUYOLS et al., en prensa c). Encima sigue una serie turbidítica, de 500 a 600 m (la Formación Cavandi), que comienza con lutitas con avenidas de derrubios calcáreos, siguen areniscas y margas y la sucesión termina con otros niveles que vuelven a contener derrubios de calizas (MARTINEZ-GARCIA y WAGNER, 1982).

Más al S se presentan otras series terrígenas de importancia. MAAS (1974) mencionó la existencia de las formaciones Lebeña y Aliva. Esta última fue descrita como un paso lateral de la propia Formación Picos de Europa en las unidades del área meridional. Está constituida por lutitas, limolitas amarillentas y

pardas, con algún nivel calcáreo. Presentan un neto carácter turbidítico en muchos puntos y MAAS ha citado en ellos la presencia de olistolitos. De los Foraminíferos hallados en los bloques alóctonos de caliza, el autor infiere edades mínimas de depósito que oscilan entre la correspondiente a la subzona A de *Fusulinella* y la B<sub>2</sub> de la misma zona; de ahí su conclusión de que es equivalente lateral de la Formación Picos de Europa. La Formación Lebeña se ha descrito de otra área, en el valle del Deva al E de la Canal de San Carlos. En su localidad tipo presenta en la base un importante nivel de conglomerados que no aparecen en la Formación Aliva, pero por lo demás las características de los materiales son muy parecidas entre una y otra formación. Los Foraminíferos encontrados por MAAS (1974) en los cantos de los conglomerados inferiores contienen formas propias del intervalo comprendido entre la zona de *Millerella* y las subzonas B<sub>2</sub> o B<sub>3</sub> de *Fusulinella*, lo cual significa que los conglomerados basales de la Formación Lebeña se depositaron a expensas de la destrucción de materiales que se habían sedimentado a lo largo del Carbonífero medio (Formaciones Barcaliente, Valdeteja y Picos de Europa). MARTINEZ-GARCIA (1981b) ha señalado incluso el hallazgo de formas pertenecientes a la zona de *Protriticites*. Luego la formación supone un depósito extendido hasta el Kasimoviense superior. En otros puntos, aislados en el interior del macizo, aparecen materiales distintos que, no obstante, pueden ser asimilados a alguna de estas mismas formaciones. Así en los lagos de Andara existe una serie pizarrosa de color oscuro con nódulos calcáreos, que en la parte superior contiene calizas encriníticas, y cerca de este punto, en las Minas de La Providencia se encuentra una sucesión de areniscas, lutitas y calizas que han proporcionado Braquiópodos de edad Kasimoviense (MARTINEZ-CHACON in MARTINEZ-GARCIA, 1982). De hecho, todos los materiales terrígenos de la parte meridional y media de la Región de Picos de Europa pueden reunirse en una formación única. Este es el criterio seguido por autores como MARQUINEZ (1978) y MARTINEZ-GARCIA (1981b), basándose además en la continuidad cartográfica que existe entre estos sedimentos del Carbonífero supe-

rior expuestos a uno y otro lado de la Canal de San Carlos. Como hemos indicado, estos autores asimilan todos estos materiales a la Formación Lebeña. Probablemente la Formación Cavandi, de las unidades septentrionales de la región, se correspondería en el tiempo con los materiales de la parte superior de esta formación.

Como puede verse, el Carbonífero superior se presenta en esta región con facies muy variadas: litoral y parálida en la zona de Arenas de Cabrales y netamente marina, de plataforma y con carácter turbidítico, hacia el E y el S. No obstante, las correlaciones precisas entre las formaciones implicadas no pueden hacerse todavía por falta de documentación paleontológica suficiente. Tampoco tenemos la total seguridad de que los tramos más altos del Carbonífero superior en Picos de Europa

no alcancen el Gzeliense. Estando representado en la región el Pérmico (véase más adelante), la suposición de la existencia de pisos más altos que el Kasimoviense en el registro estratigráfico entraría perfectamente dentro de lo posible.

Contrariamente a lo que sucedía en las áreas situadas más hacia el oeste (Región de Pliegues y Mantos), el Carbonífero superior aparece aquí implicado todavía en el proceso de emplazamiento de los mantos de la zona y es anterior por lo tanto a su deformación. Así, por ejemplo, los materiales kasimovienses de la escama de Gamonedo-Cabrales están claramente cabalgados por las calizas de la Formación Escalada (Formación Picos de Europa) pertenecientes a la unidad situada inmediatamente más al N (MARCOS, 1967).

## II.9 EL CARBONIFERO DE LA REGION ORIENTAL (PISUERGA-CARRION)

*E. Martínez García*<sup>1</sup>; *R.H. Wagner*<sup>2</sup>; *L. Lobato*<sup>3</sup>;  
*L. Fernández*<sup>4</sup> y *J.L. Alonso*<sup>5</sup>.

(1) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

(2) Departamento de Geología. Universidad de Sheffield (Gran Bretaña).

(3) Departamento de Geología. Universidad de León.

(4) ENADIMSA.

(5) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

### II.9.1 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Bajo la denominación de Región Oriental nos referiremos a aquella situada en el extremo suroriental de la Zona Cantábrica de LOTZE (1945) (Fig. II.25), limitada al Norte por el dominio de Picos de Europa de la Región Central, al Oeste por la Región Occidental y al Sur y Este por la cobertera permo-mesozoica. Dicha Región se caracteriza por una sedimentación bastante diferente de las restantes, como ya fue notado por BROUWER (1964) al denominar "facies palentina" a la presentada por los sedimentos devónicos. Los terrenos más antiguos que afloran son cuarcitas y lutitas de edad silúrica (CRAMER y RODRIGUEZ, 1977). El Devónico, representado en su totalidad, es una sucesión marina más alejada de la costa que la clásica de facies astur-leonesa. Se termina con las calizas nodulosas pardas o rojizas de la Formación Vidrieros, de facies condensada, parecidas a las calizas de tipo "griotte" de los Pirineos. La Formación Vidrieros es generalmente de edad fameniense, pero en algunos puntos llega al Tournaisiense inferior (ADRICHEM BOOGAERT, 1967). Encima de la misma se encuentran a veces lutitas y limolitas negras, denominadas Formación Vegamián en la literatura, pero que no parecen idénticas a las rocas silíceas y liditas de dicha formación en los dominios de facies astur-leonesa. A continuación, siguen unas calizas de facies condensadas cuya base suele datarse como Tournaisiense superior y que representan una transgresión generalizada en toda la Zona Cantábrica (Formación Genicera).

La estratigrafía y tectónica del Carbonífero de esta Región han sido establecidas principalmente por los estudios realizados en los dominios del Sur de la misma, conocidos con

más detalle debido a la existencia de importantes yacimientos de carbón. Entre los trabajos que hacen referencia a estos aspectos hay que citar los de EZQUERRA DEL BAYO (1884), ARCE (1850), CANTALAPIEDRA (1855), PRADO (1856, 1860, 1861), MARTIN DONAYRE (1875), ORIOL (1876a, 1876b, 1894), NAVARRO (1876), MALLADA (1892, 1898), SANCHEZ LOZANO (1906, 1912), PATAC (1924, 1934), DUPUY DE LOME y NOVO (1924), CUETO RUIDIAZ (1927), MADARIAGA (1928), CIRY (1939), QUIRING (1939), ALVARADO y SAMPELAYO (1945), etc. Estos trabajos fueron realizados en una primera etapa que podríamos denominar de visión general para distinguirla de la segunda en que se acomete un estudio más de detalle bajo la óptica de la sedimentología y de las relaciones entre tectónica y sedimentación. Entre estos podemos destacar los trabajos de WAGNER y colaboradores: WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952, 1963), WAGNER (1955, 1959, 1960, 1962a, 1962b, 1964, 1965, 1966, 1970, 1971c, in litt., in litt.), WAGNER y BREIMER (1958), WAGNER-GENTIS (1962, 1963, 1971a, 1971b, 1982), HIGGINS (1962, 1971, 1974), WAGNER, PARK, WINKLER PRINS y LYS (1977), HIGGINS y WAGNER-GENTIS (1982), los de SITTER y la Universidad de Leiden (Holanda): SITTER (1955, 1957, 1959, 1960, 1961, 1962a, 1962b), KANIS (1956), NEDERLOF y SITTER (1957), NEDERLOF (1959), GINKEL (1959, 1965, 1971), KOOPMANS (1962), BROUWER (1962, 1964a, 1964b, 1967a, 1967b), GROOT (1963), BROUWER y GINKEL (1964), ADRICHEM BOOGAERT (1965, 1967), BINNEKAMP (1965), FRETTS (1965), HELMIG (1965), RUPKE (1965), VEEN (1965), SITTER y BOSCHMA (1966), SAVAGE

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA CANTABRICA

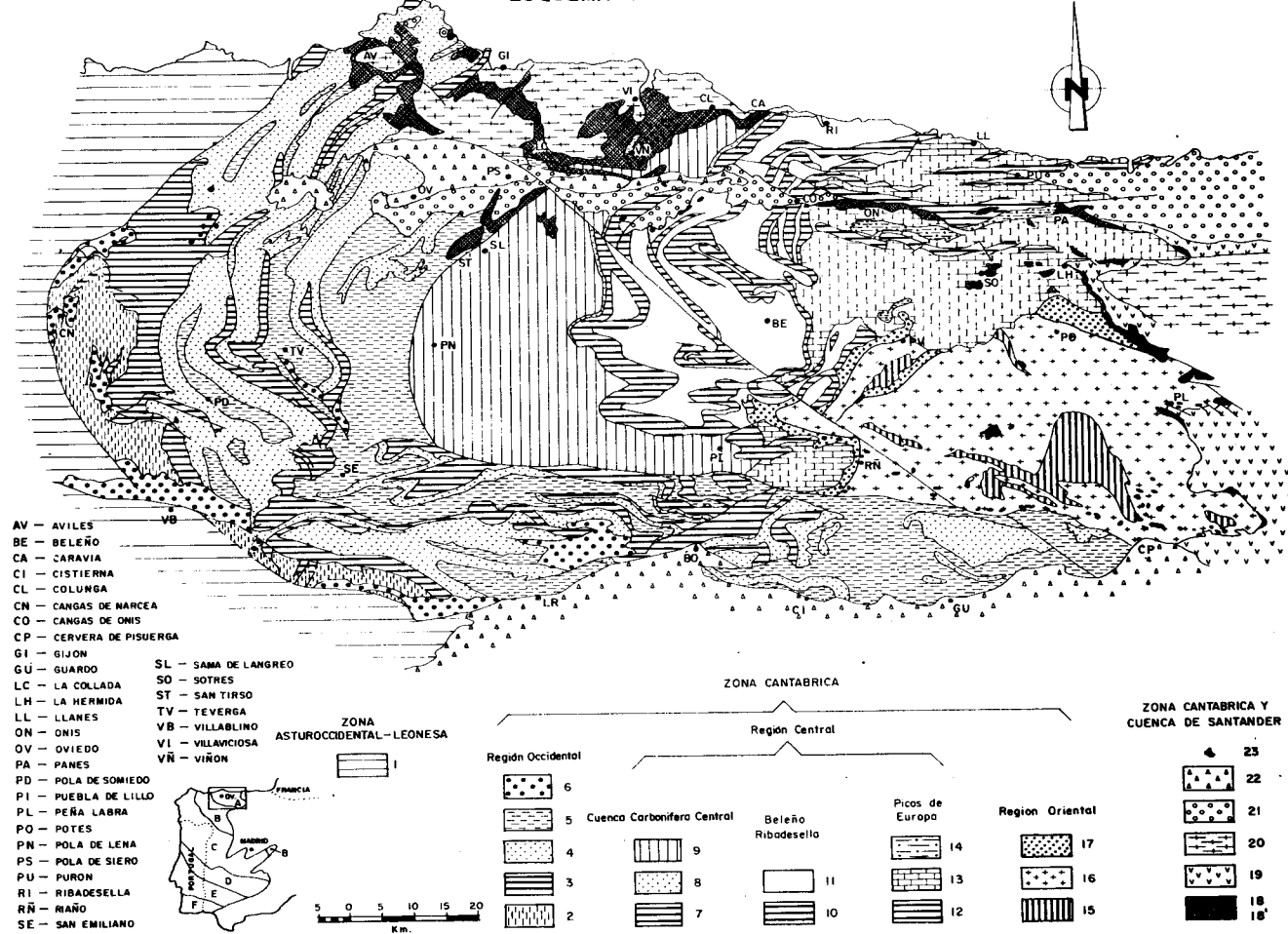


Fig. II.25.— Divisiones geológicas de la Zona Cantábrica (según MARTINEZ GARCIA in lit.). Mapa de situación: A.— Zona Cantábrica, B.— Zona Asturoccidental-Leonesa, C.— Zona Galaico-Castellana, D.— Zona Luso-oriental alcuidinana, E.— Zona de Ossa-Morena, F.— Zona Sur portuguesa. Esquema geológico: 1.— Zona Asturoccidental-Leonesa, Región Occidental: 2.— Precámbrico, 3.— Cambro-Silúrico, 4.— Devónico, 5.— Carbonífero ante stephaniense, 6.— Stephaniense, Región Central: Dominio de la Cuenca Carbonífera Central: 7.— Cámbrico-Ordovícico inferior, 8.— Ordovícico medio, 9.— Carbonífero, Dominio de Beleño-Ribadesella: 10.— Cámbrico-Ordovícico inferior, 11.— Carbonífero, Dominio de Picos de Europa: 12.— Cámbrico-Ordovícico inferior, 13.— Carbonífero pre-Stephaniense B, 14.— Stephaniense B marino, Región Oriental: 15.— Silúrico y Devónico, 16.— Carbonífero indiferenciado, 17.— Turbiditas stephanienses, Zona Cantábrica y Cuenca de Santander: 18.— Pérmico, 18'.— Rocas volcánicas, 19.— Triásico, 20.— Jurásico, 21.— Cretácico, 22.— Terciario, 23.— Rocas ígneas.

(1967, 1979), SJERP (1967), BOSCHMA (1968), BOSCHMA y STAALDUINEN (1968), LOON (1970, 1971, 1972), GRAAFF (1971a, 1971b, 1971c), MAAS (1974), los de la Universidad de Tübingen: SCHINDEWOLF y KULLMANN (1958), KULLMANN (1960, 1961, 1962, 1963a, 1963b, 1965, 1966, 1967, 1968, 1979, 1982), BUDINGER y KULLMANN (1964), KULLMANN y SCHOENENBERG (1975, 1978a, 1978b, 1979a, 1979b, 1982), BOLL, KULLMANN y SCHOENENBERG (1976), KULLMANN, REUTHER y SCHOENENBERG (1977), REUTHER (1977, 1979, 1982), MEIBURG, SCHUMANN y BUGGISCH (1974), HEMLEBEN y REUTHER (1980), FRANKENFELD (1981), ENGESER, KULLMANN y SCHOENENBERG (1981), SCHOLER (1982), LOESCHKE (1982), los investigadores de la Universidad de Oxford (Gran Bretaña): READING (1970, 1975), RUPKE (1977), HEWARD (1978), HEWARD y READING (1980), así como por las Universidades de Oviedo y León: LOBATO (1977), MARTINEZ GARCIA (1981), MARTINEZ GARCIA, LOBATO, WAGNER, PUJALTE y GARCIA MONDEJAR (in litt.), MARTINEZ GARCIA, LOBATO, GINKEL y SAVAGE (in litt.), LOBATO et al. (in litt., in litt.), ALONSO HERRERO (1981), ALONSO (1982, in litt.).

Las ideas modernas sobre el Carbonífero de la Región Oriental comienzan a mediados de los años 50 como ya se ha mencionado. Los investigadores de la Universidad de Leiden (KOOPMANS, 1962) establecen la existencia de tres grupos estratigráficos, separados por discordancias: el Grupo Ruesga, desde la base del Carbonífero hasta la discordancia denominada de Curavacas por KANIS (1956) y considerada de edad Westfaliense A. El Grupo Yuso desde esta discordancia a la Astúrica, de edad Estefaniense B, y el Grupo Cea entre esta última y la Saálica, de edad Pérmico inferior. El Grupo Ruesga es dividido en las formaciones Vegamián, Alba y Caliza de Montaña por correlación con las establecidas en la Región Occidental (COMTE, 1959) y además, las formaciones Cervera y Piedrasluengas, descritas por BROUWER y GINKEL (1964). El Grupo Yuso comienza por la Formación Curavacas (KANIS, 1956), seguida por la Forma-

ción Lechada (VEEN, 1965) en el dominio de Yuso y las formaciones Molino (FRETS, 1965), y Vañes (BROUWER y GINKEL, 1964) en el Norte de Palencia. En el Norte del dominio de Yuso, KAMERLING (in SAVAGE, 1967) describe la Formación Pandetrave por encima de la Formación Lechada, y en el Norte de Palencia, NEDERLOF y SITTE (1957) se refieren a la Formación Coriza, que había sido descrita en un sentido más estricto por WAGNER y WAGNER-GENTIS (1952). GRAAFF (1971) la sustituye por la Formación Vergaño, modificando su límite con la Formación Vañes según criterios sedimentológicos. Por último, el Grupo Cea es subdividido en las formaciones Barruelo (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1952) y Peña Cildá (WAGNER, 1955) en el dominio de Cervera y Barruelo, describiéndose la Formación Valdeón por KUTTERINK (in MAAS, 1974) en el dominio de Liébana.

Diferentes puntos de vista son sostenidos por WAGNER y colaboradores, que establecen la existencia de cuatro secuencias, separadas por tres discordancias principales, la discordancia Palentina, de edad Westfaliense B, la Leónica, del Westfaliense D superior, y la Astúrica, del Stephaniense A, siendo la segunda sólo apreciable en la Región Occidental (dominio de Guardo), pero no en la Región Oriental. El primer conjunto (pre-Palentino) es subdividido primeramente en las formaciones Villabellaco (WAGNER, 1955), Caliza de Santa María (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1963), Formación Perapertú (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1952) y Formación Carmen (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1963) en el dominio de Cervera. Con posterioridad, la Formación Villabellaco es sustituida por la Formación Genicera (WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971) y la Caliza de Santa María por la Formación Valdeteja de los mismos autores, todas ellas en el dominio de Cervera. Ulteriores investigaciones permiten el establecimiento de secuencias detalladas en la Región Oriental, sobre todo en los dominios de La Pernía y Barruelo, donde estos autores determinan la subdivisión en las formaciones post-Palentinias de Curavacas, Vañes y Vergaño, así como las post-Leónicas de Rozo, Ojosa, Brañosera y Barruelo y las post-Astúri-



cas San Mamés, Peña Cildá y Cordel.

Las investigaciones realizadas por las Universidades de Oviedo y León en los dominios de Liébana y Yuso, permiten efectuar una correlación con las formaciones reconocidas en el Sur de la Región Oriental (MARTINEZ GARCIA, 1981). Por su parte, los estudios realizados por la Universidad de Tübingen se refieren a los dominios de Gildar, Yuso y Cervera y a las implicaciones geodinámicas de los cambios de facies en el Grupo Ruesga. Asimismo se ocupan de este tipo de problemas, aunque con respecto al Carbonífero superior, los trabajos de la Universidad de Oxford, intentando relacionar su sedimentación con la actividad de grandes fallas de desgarre hercynianas (HEWARD y READING, 1980).

A pesar de no encontrarse geográficamente localizadas en la Región Oriental, nos referiremos en este trabajo a las secuencias carboníferas de Prioro y Guardo, dada la similitud que presentan. Su estudio ha sido realizado por HELMIG (1965), que distinguía una Formación Yuso y un Grupo o Formación Cea, dividida en miembros Carrión y Prado. Por su parte, BROUWER y GINKEL (1964) separaron la Formación Prioro, de edad moscovense, por debajo del Grupo Cea. LOON (1971) atribuye una edad Westfaliense B/C a la Formación Prioro y divide la Formación Pando en tres miembros, dos detríticos y uno calizo (Caliza de Mesao) intermedio, datando a este último como Westfaliense C/D. La cuenca post-Leónica de Guardo, fue estudiada en su segmento Norte por WAGNER (1966) quien introdujo el Cantabriense como el piso más bajo de la Serie Stephaniense en base de la sucesión de Tejerina (WAGNER, VILLEGAS y FONOLLA, 1969), modificándose después la propuesta (BOUROZ et al., 1972, GEORGE y WAGNER, 1972), al adoptarse el estratotipo límite del Cantabriense en la Caliza de Lores (dominio de La Pernía) (WAGNER y VARKER, 1971). También el estratotipo-límite del Estefaniense A fue definido en este dominio, en la base del Miembro Carboneros de la Formación Barruelo (GEORGE y WAGNER, 1972, WAGNER y WINKLER PRINS, 1970). La cuenca post-Leónica de Guardo fue asimismo descrita posteriormente por WAGNER y FERNANDEZ GARCIA (in litt.) y por

WAGNER (in litt.), quienes distinguieron más de veinte formaciones, basándose en sucesivas transgresiones marinas sobre una cuenca costera con intervalos portadores de carbón.

## II.9.2 ESTRATIGRAFIA

Al describirse las características fundamentales de los sedimentos carboníferos que constituyen la Región Oriental, nos referiremos a diversos dominios geográficos, esquematizados en la Fig. II.26, ya que en ellos se presentan variaciones respecto a las facies y al espesor de las formaciones reconocidas. En el Norte distinguimos el de Liébana al Este y el de Yuso al Oeste, ocupando el primero la cuenca del río Deva y el segundo las de los ríos Yuso y Esla en su parte alta. Dentro del dominio de Yuso se separan los de Gildar y Espigüete, por presentar estos últimos un desarrollo notable de los materiales de edad devónica, al igual que ocurre en el de Polentinos que limita al de Yuso por el Este. La parte suroriental está dividida en dominios de La Pernía, que incluye los sinclinales de Casavegas, Castillería y Redondo-Barruelo y de Cervera, en que se encuentran las áreas de Ruesga y Mudá. Por otra parte, en la Región Occidental, separamos los dominios de Esla al Oeste, con facies del Devónico astur-leonés y Carbonífero de transición, Prioro, situado al Sur de la Falla de León y con sedimentos pre-Leónicos, Guardo, en que se desarrollan los depósitos post-Leónicos, y por último, Brezo, con facies devónicas poco diferentes de las astur-leonesas y un Carbonífero caracterizado por grandes hiatos estratigráficos como consecuencia de levantamientos de edades Namuriense y Westfaliense A.

### II.9.2.1 SECUENCIA PRE-PALENTINA

#### II.9.2.1.1 Dominio de Liébana

En la base de la sucesión carbonífera (Fig. II.27) aparecen lutitas y limolitas de color gris oscuro que han sido atribuidas a la Formación Vegamián (ADRICHEM BOOGAERT, 1967). Por encima se encuentran calizas nodulosas de la Formación Genicera, con unos 25 m de espesor, de color claro, gris y rojizo y de edad Viseense inferior a Namuriense.

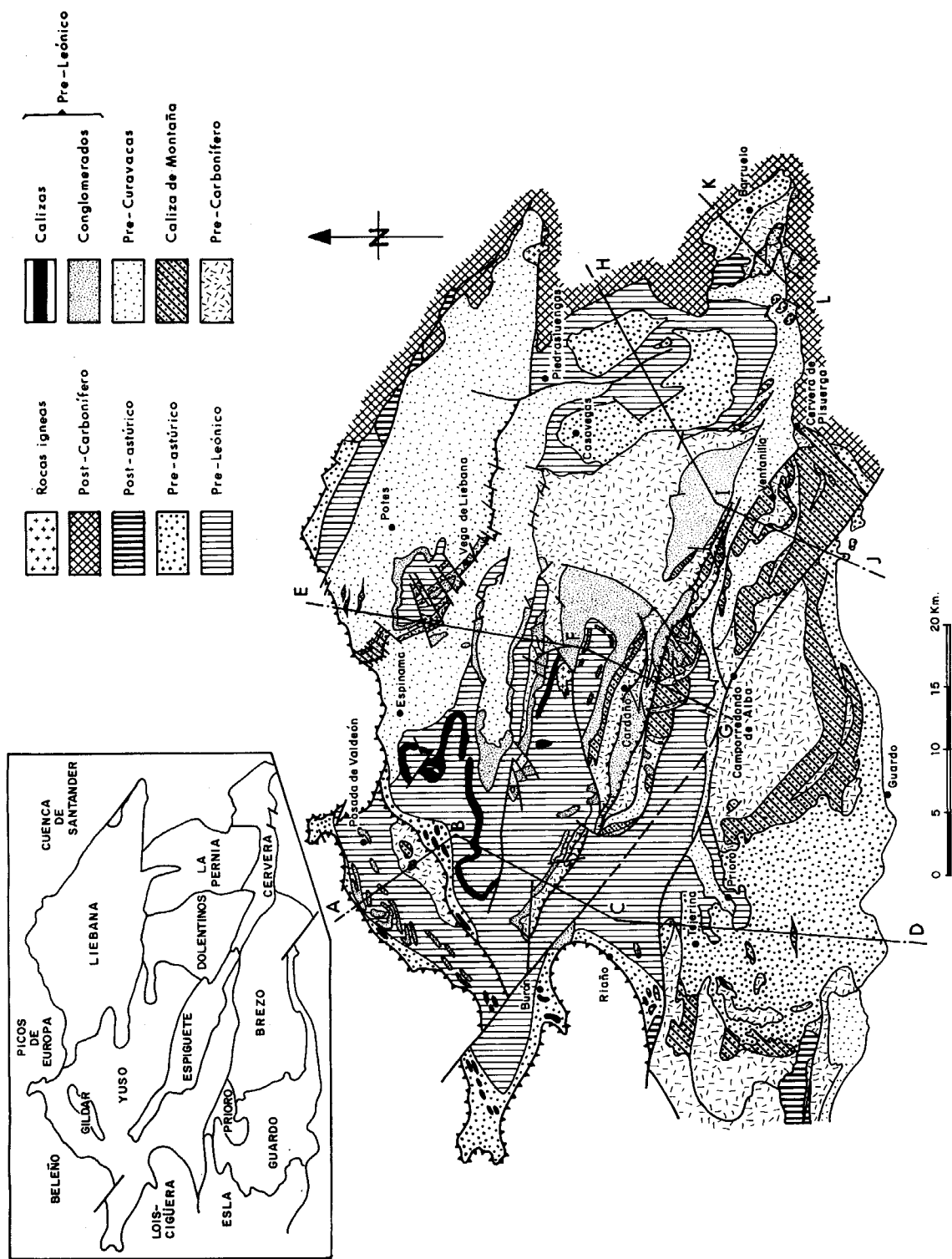


Fig. II.26.— Esquema geológico de la Región Oriental; a: pre-carbonífero; b: Caliza de Montaña; c: pre-Palentino; d: pre-Leónico, (d'— calizas, d''— conglomerados); e: pre-astúrico; f: post-astúrico; g: post-Carbonífero; r: rocas ígneas.

COLUMNA ESTRATIGRAFICA ESQUEMATICA DEL CARBONIFERO EN EL NORTE DE LA REGION PALENTINA

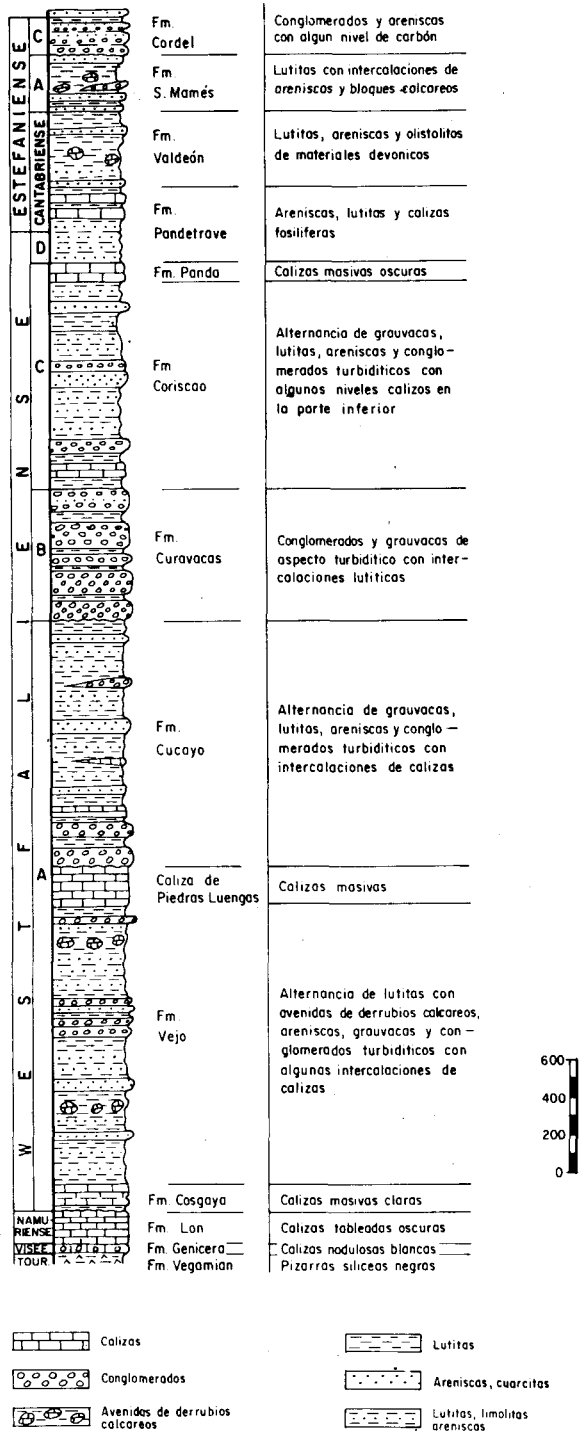


Fig. II.27.— Columna estratigráfica del Dominio de Liébana (según MARTINEZ GARCIA 1981).

se medio según MAAS (1974). A la Formación Genicera le siguen en ocasiones unas calizas fétidas laminadas, de aspecto semejante a la Formación Barcaliente de la Región Occidental (WAGNER, WINKLER PRINS y RIDING, 1971) y cuyo espesor no sobrepasa los 50 m, denominada Formación Lon (MARTINEZ GARCIA, 1981).

A estas calizas sigue una secuencia de lutitas, areniscas y calizas en bancos potentes, llamada Formación Cosgaya. Las calizas son oscuras y de grano fino, con abundantes corales y fusulínidos de la Zona de *Profusulinella*, subzona A (GINKEL, 1965), equivalente al Bashkiriense superior, por lo que deben de ser equivalentes a la Formación Valdeteja del dominio de Cervera.

Por encima se encuentra una sucesión potente de lutitas, conglomerados polimícticos, areniscas, grauvacas y capas de caliza que descansa con ligera disconformidad sobre términos más bajos. Ha sido denominada Formación Vejo y posee un marcado carácter turbidítico. Hacia el Este, existe en la parte superior de la misma, un potente tramo calcáreo denominado Caliza de Piedrasluengas, que contiene fusulínidos de la Zona de *Profusulinella*, subzona B de GINKEL (1965) (Moscoviense inferior, Vereisky). Asimismo, WAGNER-GENTIS (in WAGNER y BOWMAN, in litt.), cita goniatítidos del Atokiense inferior (Pennsylvaniense inferior) en la base de dicha formación. Su edad es por tanto equivalente a la de la Formación Perapertú (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1963) del dominio de Cervera, pero la Formación Vejo es mucho más potente y litológicamente más variada, aunque ambas son turbidíticas.

Otra unidad turbidítica, también de gran espesor, se sobrepone con disconformidad a la Formación Vejo y Caliza de Piedrasluengas, constituida asimismo por lutitas, areniscas, conglomerados polimícticos y calizas, que ha sido denominada Formación Cucayo, en la que HOEFLAKEN (in WAGNER, 1959) encontró una flora de edad Namuriense superior o Westfaliense A. Parece atribuible a la Formación Carmen de WAGNER y WAGNER-GENTIS (1963) en el dominio de Cervera. Las calizas de la Formación Cucayo han proporcionado fusulínidos del Kashirsky inferior o

Vereisky. Algunos conglomerados de esta secuencia se han descrito como de abanicos submarinos por RUPKE (1977).

#### II.9.2.1.2 Dominio de Cervera

El conjunto pre-Palentino en el dominio de Cervera (WAGNER, in litt.) (Fig. II.28) abarca una sucesión autóctona más completa que la que se halla en el Manto de Revilla, enclavado en el mismo pero que se ha deslizado desde el dominio del Brezo (Fig. II.28). En el Manto de Revilla (WAGNER, 1971c), las calizas nodulosas grises de la Formación Genicera (denominadas originalmente Calizas de Villabellaco por WAGNER y WAGNER GENTIS, 1952), descansan en discordancia angular sobre calizas del Givetiense medio y superior (discordancia Bretónica). Su edad abarca desde el Tournaisiense superior hasta el Namuriense inferior, alcanzando unos 25 m de espesor total. En ellas se han detectado dos hiatos estratigráficos grandes que están generalizados en toda la Región Occidental (HIGGINS y WAGNER-GENTIS, 1982). En este manto fueron eliminadas por levantamiento las calizas negras fétidas y finamente laminadas de la Formación Barcaliente, que sin embargo se encuentra con transición gradual desde las Calizas de Genicera en el autóctono. Después, tanto en el Manto de Revilla como en el de Mudá, se encuentran las calizas más masivas de la Formación Valdeteja, cuya edad se ha establecido como Bashkiriense (GINKEL, 1965). Sigue, con una discordancia poco angular, la Formación Carmen, de edad Westfaliense A(?), pero en el autóctono se intercala antes la Formación Perapertú ya mencionada anteriormente y de edad Moscoviense inferior (WAGNER y BOWMAN, in litt.).

La Formación Valdeteja está constituida por calizas claras bioclásticas, que alcanzan 100 m en el Manto de Mudá y sólo 50 en el de Revilla, debido a la erosión anterior a la Formación Carmen, la cual se sitúa discordante sobre las formaciones Genicera y Valdeteja en el Manto de Revilla. Su edad ha sido establecida como Bashkiriense. La Formación Perapertú del autóctono se encuentra constituida por lutitas con avenidas de derrubios calizos, algunos de gran tamaño. Su espesor es de unos 250 m en la localidad tipo, aunque lateral-

mente seguramente aumenta, ya que allí se desconoce la base, mientras que en el techo se sitúa, con discordancia, la Formación Carmen, encontrándose fenómenos de paleokarst cuando hay calizas en la misma. La edad de los bloques calizos ha sido determinada con fusulínidos como Vereisky (Moscoviense más inferior) (WAGNER y BOWMAN, in litt.).

Por último se encuentra la Formación Carmen (WAGNER y WAGNER GENTIS, 1963), descrita primeramente en el Manto de Revilla, donde presenta unos 250 m de espesor, y con posterioridad más al Oeste, en el autóctono, con 1.100 m de sedimentos de carácter turbidítico que descansan con discordancia poco angular sobre la Formación Perapertú y en los que predominan los tramos de areniscas, lutitas y conglomerados de aspecto "mass-flow". Su edad es Westfaliense A probable (WAGNER, in litt.). Las formaciones Molino de FRETTS (1965) y Cervera de BROUWER y GINKEL (1964) son equivalentes parciales de la Formación Vañes y la Formación Cervera incluye estratos de la Formación Perapertú.

#### II.9.2.1.3 Dominio de Brezo

La sucesión comienza (Fig. II.29) por la Formación Genicera, constituida fundamentalmente por calizas nodulosas, niveles de chert discontinuos y pizarras rojas, alcanzando unos 20 m de espesor.

A continuación se deposita la "Caliza de Montaña", constituida aquí fundamentalmente por la Formación Valdeteja, ya que la mayor parte de la Formación Barcaliente fue eliminada por un levantamiento en el Namuriense alto. Es frecuente la dolomitización secundaria y su potencia máxima es del orden de 300 m. La Formación Valdeteja contiene brechas sedimentarias en su parte inferior, entre las que se encuentra la denominada Brecha del Brezo por REUTHER (1982). El techo del conjunto carbonatado muestra señales de paleokarst. Siguen lutitas y capas de areniscas con características turbidíticas, que aumentan hacia el techo y alternan con lutitas y conglomerados polimícticos. Esta secuencia equivale a la Formación Carmen del dominio de Cervera, siendo notable que los mismos hiatos estratigráfi-

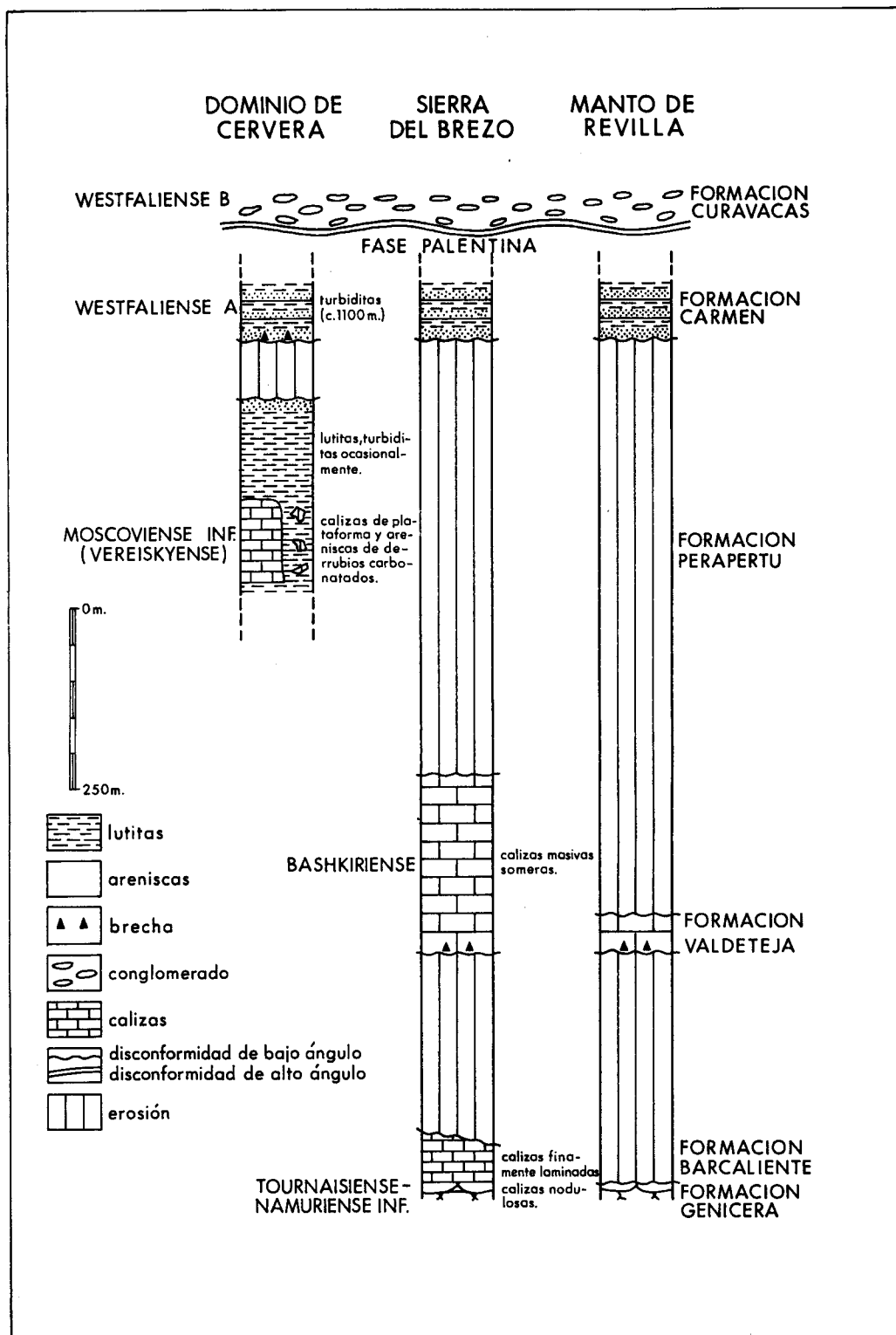


Fig. II.28.— Columnas estratigráficas esquemáticas de los Dominios de Cervera, Brezo y Manto de Revilla (según WAGNER y BOW-MANN in lit.).

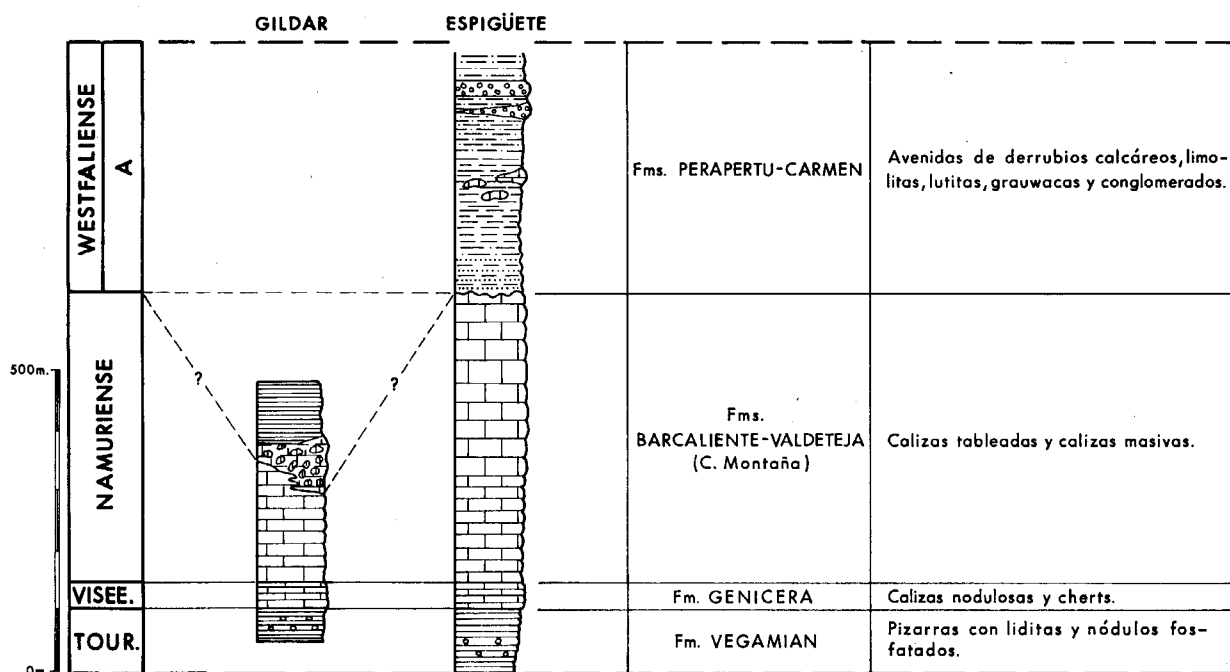


Fig. II.29.— Columnas estratigráficas esquemáticas de los dominios de Gildar y Espigüete.

cos se desarrollan con más intensidad todavía en el Manto de Revilla.

#### II.9.2.1.4 Dominio de Espigüete

En la base aparecen sedimentos atribuidos a la Formación Vegamián (Fig. II.29), formados por pizarras negras con delgados niveles de liditas, nódulos fosfatados y cristales de pirita. Su espesor total es del orden de 35-40 m. En el Valle de Cardaño de Arriba, se observa una discordancia local con los estratos del Devónico superior.

Por encima se deposita la Formación Genicera con calizas nodulosas, de colores rojizos o gris claros y cuya potencia varía entre 13 y 25 m. VEEN (1965) le atribuye una edad Tournaisiense superior a Viseense muy alto, según estudios de conodontos por ADRI-CHAM BOOGAERT (1967).

La Caliza de Montaña aflora en este dominio formando en la topografía una serie alineada de montañas calcáreas cuyo pico más alto es el Espigüete (2.530 m). Su coloración va de gris claro a gris oscuro dependiendo del grado de recristalización. El espesor varía entre 150 y 350 metros.

Sobre el conjunto carbonatado se sitúa

una sucesión de lutitas con niveles arenosos y avenidas de derrubios calcáreos. También en este dominio se encuentran potentes conglomerados calcáreos (Miembro Triollo de VEEN, 1965), disconformes sobre la Caliza de Montaña. Los términos superiores son de grano más grueso, predominando las grauwacas y lutitas arenosas con facies turbidíticas e intercalándose grandes lentejones conglomeráticos de tipo polimíctico. Probablemente, esta sucesión resulta atribuible a la Formación Carmen del dominio de Cervera.

#### II.9.2.1.5 Dominio de Gildar

En la base se encuentran asimismo estratos atribuidos a la Formación Vegamián, con pizarras negras y niveles delgados de chert (Fig. II.29). Su espesor es de unos 12 m. Según BUDINGER y KULLMANN (1964), esta formación puede datarse en Gildar como Tournaisiense medio y superior.

A continuación se superpone la Formación Genicera, constituida por calizas nodulosas grises en la base y de color rojizo más arriba, con delgados niveles de pizarras rojizas interestratificadas. Han sido datadas por KULLMANN (1963) como Viseense superior.

La Caliza de Montaña suprayacente se presenta en Gildar como una sucesión calcárea de color gris oscuro a negro. En la parte inferior se reconocen unos 30 m de las calizas negras finamente laminadas de la Formación Barcaliente y por encima hay 150 m de calizas masivas gris oscuras de edad namuriense (KULLMANN, 1963), pasando lateralmente a niveles de brechas sedimentarias que parecen aumentar de espesor hacia el Este, en que se transforma en una masa caótica de bloques calcáreos de distinto tamaño, generalmente con un cierto redondeamiento. Este conjunto ha sido interpretado por KULLMANN, REUTHER y SCHOENENBERG (1977) como un material tipo "escombros" ligado a dislocaciones y basculamientos submarinos originados por la iniciación de los impulsos tectónicos hercínicos.

En la parte superior aparecen pizarras oscuras con delgados niveles margosos y arenosos de grano fino, con abundantes marcas de corriente, que formarían parte según los autores citados, de la cuenca turbidítica ocasionada por el levantamiento del umbral.

#### II.9.2.1.6 Dominios de Prioro y Guardo

Al Sur de la Falla de León, y en el sustrato de los materiales post-Palentinicos y post-Leónicos de la Cuenca de Guardo y del dominio de Prioro, aparecen lutitas y areniscas con bloques calcáreos de una sucesión que se sitúa directamente por encima de la "Caliza de Montaña" del autóctono del Manto del Esla y que aflora por debajo de la Formación Prioro en el dominio del mismo nombre (Fig. II.30), donde han sido datados como bashkirienses (ALONSO in litt.) y junto al frente del Manto del Esla, asimismo de edad bashkiriense (ARBOLEYA, 1981). Por último, al Norte de Morgovejo, en el dominio de Guardo, por debajo de los sedimentos post-Leónicos existe un afloramiento de Caliza de Montaña con lutitas y avenidas de derrubios calcáreos por encima, que pueden tener una edad semejante.

#### II.9.2.2 SECUENCIA POST-PALENTINA (PRE-LEONICA)

##### II.9.2.2.1 Dominio de Liébana

En discordancia angular sobre la Forma-

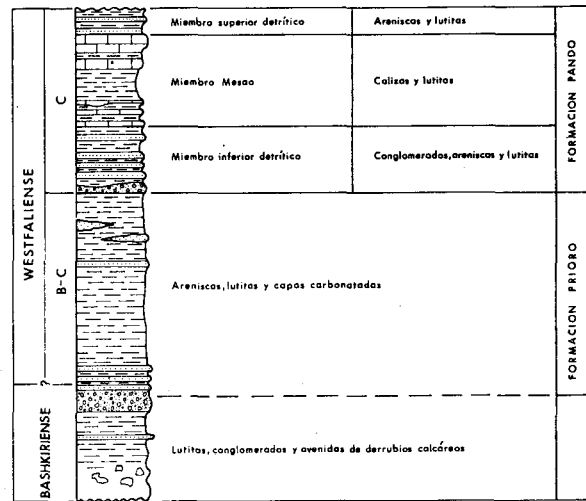


Fig. II.30.— Columna estratigráfica esquemática del Dominio de Prioro.

ción Carmen, aparece en el dominio de Liébana (Fig. II.27), la Formación Curavacas (KANIS, 1956), constituida por conglomerados predominantemente silíceos que, en el Sinclinal de Campollo no pasan de 300 m mientras que en Llánaves de la Reina superan los 1.000 m. En las proximidades del puerto de San Glorio, SAVAGE (1967) les atribuye carácter turbidítico, formando parte de un abanico submarino. En cuanto a su edad, en el Sinclinal de Campollo, MAAS (1974) cita la existencia de cantos de caliza con foraminíferos pertenecientes a la subzona A de la Zona de *Fusulinella* de GINKEL (1965), lo que concuerda con su asignación al Westfaliense B del dominio de Yuso. Presenta intercalaciones de lutitas de color negro de hasta 350 m de espesor.

Por encima se encuentra la Formación Coriscao, de carácter turbidítico que supera los 1.500 m de espesor, constituida por lutitas, areniscas, conglomerados, grauvacas y calizas. Se puede relacionar cronológicamente con la Formación Vañes del dominio de La Pernía y parcialmente con la Formación Lechada de Yuso (tramo situado por debajo de la Caliza de Panda), así como con la parte inferior de la Formación Vergaño de GRAFF (1971). Las alternancias de areniscas y lutitas muestran huellas de corriente y otras marcas de muro que indican una proveniencia

del SE según LOBATO (1977). Dicho autor observa asimismo la variación vertical en la secuencia desde turbiditas proximales a distales. En el Sinclinal de Coriscao, se presentan gran cantidad de olistolitos calcáreos con foraminíferos de la Zona de *Fusulinella*, subzona B<sub>1</sub> de GINKEL (Podolsky). Por debajo, y a poca distancia del Conglomerado de Curavacas, existen intercalaciones calcáreas (calizas de El Ves y Orpiñas) de edad moscoviense (Kashirsky alto) según LYS (in LOBATO, 1977). Las correlaciones bioestratigráficas sugieren que la edad de la Formación Coriscao abarca probablemente la mayor parte del Westfaliense C.

Sobre esta sucesión se encuentra un nivel calizo de más de 100 m que fue denominado Caliza de Panda por GINKEL (1965). Los fusulínidos presentes en la misma indican una edad Podolsky alto.

#### II.9.2.2.2 Dominio de La Pernía

La secuencia post-Palentina y pre-Leónica en la Cuenca de La Pernía (Fig. II.31), comienza por la Formación Vañes, introducida por NEDERLOF y SITTE (1957) y redefinida por GRAAFF (1971). La base de esta formación no aflora debido al despegue de San Cebrián. Es fundamentalmente turbidítica y está constituida por 700 m de lutitas y grauvacas con algunas avenidas de derrubios calcáreos. Por la posición estratigráfica se le atribuye una edad Westfaliense C.

Por encima se encuentra la Formación Vergaño (GRAAFF, 1971), equivalente en parte a la Formación Corisa de BROUWER y GINKEL (1964). Se trata de unos 1.500 m de sedimentos de carácter deltaico con grandes variaciones laterales, en que hay areniscas, lutitas, limolitas, calizas y un sólo intervalo parcialmente continental con capas de carbón (tramo de San Cebrián). Los niveles calcáreos más destacables han sido denominados Calizas de Socavón, Coterraso y Coriza, con algún nombre local para niveles equivalentes (por ejemplo, Peña Tremaya y Agujas). La Caliza de Agujas se deshace hacia el Norte en una avenida de derrubios calcáreos. Aunque todas estas calizas se acuñan lateralmente, la de Sierra Coriza presenta una continuidad conside-

rable, en un paquete de 300 m de calizas, margas y lutitas. El ambiente sedimentario de las mismas fue estudiado por GRAAFF (1971, 1975), quien determinó su carácter deltaico de tipo destructivo. Las floras y faunas obtenidas indican una edad Westfaliense D (inferior a medio), equivalente al Podolsky más alto y Myachkovsky bajo del Moscoviense superior.

La secuencia se termina con este nivel calcáreo de Sierra Coriza, al que se superponen las formaciones Castillería y Verdeña, de edades Myachkovo-Westfaliense D superior-Cantabriense inferior y Cantabriense en el Sinclinal de Castillería. En el Sinclinal de Casavegas, el nivel calcáreo terminal es denominado Caliza de Maldrigo, encontrándose encima las formaciones Rozo y Ojosa (WAGNER y VARKER, 1971), de edades Westfaliense D superior-Cantabriense inferior; en el Sinclinal de Redondo es la Caliza de Abismo, superponiéndosele la Formación Brañosera, del Cantabriense superior, mientras que en el Sinclinal de Barruelo, prolongación hacia el Sur del de Redondo, se intercala la Caliza de Castillería por debajo de la Formación Brañosera (la llamada "caliza intermedia" de WAGNER et al., 1977).

#### II.9.2.2.3 Dominio de Yuso

La base está constituida por el Conglomerado de Curavacas (Fig. II.32), formado por cantos de cuarcita, generalmente bien redondeados, mal calibrados y dispersos en una matriz grauváquica. El conjunto presenta características cambios laterales, tanto de espesor como de composición, siendo el primero del orden máximo de 1.000 m en Peña Curavacas, con una considerable disminución en sentido Este-Oeste y pareciendo deducirse un cambio desde facies fluviales en el Este hasta sedimentación en abanico submarino al Oeste. Sus tramos basales suelen presentar características fluviales y parálicas, precisando WAGNER (1960, 1965) y WAGNER y BOWMAN (in lit.), una edad Westfaliense B superior en Los Cintos, al Este del dominio de Yuso.

Estratigráficamente por encima se sitúa la Formación Lechada, en la que entran a formar parte alternancias de grauvacas y lutitas con pistas fósiles que indican una facies turbi-





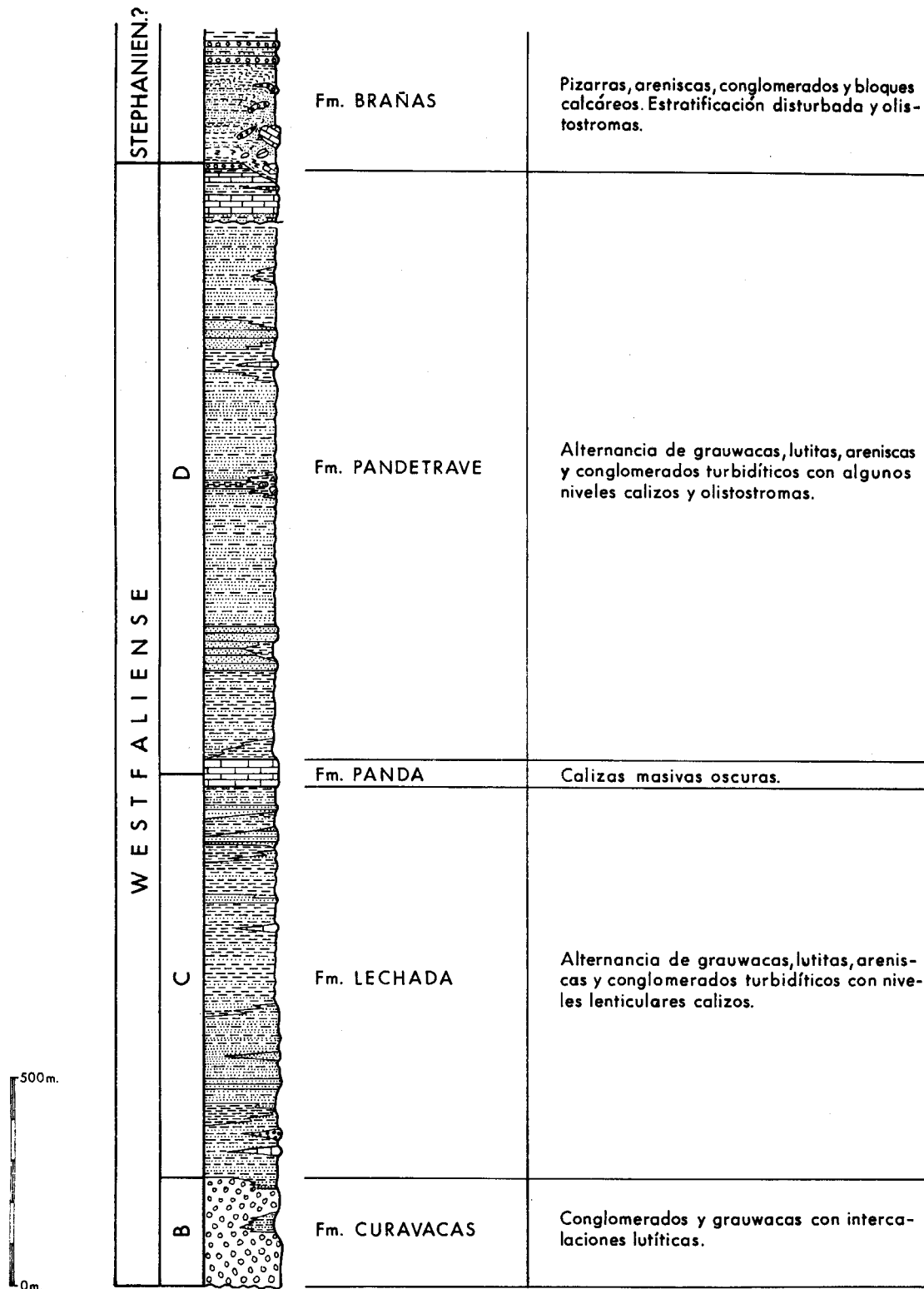


Fig. II.32.— Columna estratigráfica del Carbonífero en el Dominio de Yuso.

dítica de aguas más o menos profundas, pizarras oscuras o negras arenosas junto con grandes bloques de calizas bioclásticas que se interpretan como avenidas de derrubios de talud. Asimismo se encuentran grandes lentejones de calizas bioclásticas (El Vés, Vallines), embebidos en una masa lutítico-arenosa, probablemente en parte por desplazamiento por una pendiente. LYS (in LOBATO, 1977), precisa la edad de estas calizas mediante fusulínidos, como Kashirsky alto. También se encuentran grauvacas y conglomerados polimícticos.

Sobre la Formación Lechada se encuentra la Formación Panda, constituida por calizas grises y negras en bancos gruesos, con niveles de abundantes fusulínidos de edad Podolsky alto.

La Formación Panda es seguida por la Formación Pandetrave, formada por alternancias de lutitas y grauvacas de carácter turbidítico distal, areniscas arcósicas y ocasionalmente ortocuarcíticas que dan lugar a fuertes resaltes morfológicos, pizarras oscuras con niveles de calizas lutíticas negras y grandes lentejones lutíticos con nódulos calcáreo-arcillosos negros fosfatados, calizas en bloques de distintos tamaños, grises y negras incluidas en lutitas negras, con caracteres olistostrómicos y por último, calizas bioclásticas lenticulares en que predominan los foraminíferos y algas. Su determinación permite asignar a las mismas una edad Myachkovsky alto (LYS in LOBATO, 1977). El espesor total de esta formación supera los 100 metros.

#### II.9.2.2.4 Dominio de Prioro

Los sedimentos post-Palentinos y pre-Leónicos del dominio de Prioro, están representados (Fig. II.30) por las formaciones Prioro y Pando (BROUWER y GINKEL, 1964; LOON, 1972). La primera está formada por una sucesión predominantemente lutítica, con intercalaciones de areniscas y algunos niveles carbonatados. En un principio fue descrita por BROUWER y GINKEL (1964) y por HELMIG (1965) como dentro del Grupo Ruesga, pero LOON (1971) encontró flora en ella, determinada por WAGNER, de edad Westfaliense B/C. En cuanto a la Formación Pando, está constituida por un tramo inferior de lutitas y

conglomerados de matriz lutítica, un tramo carbonatado intermedio (Caliza de Mesao) y otro de turbiditas lutíticas y areniscosas en la parte superior. Su edad es Westfaliense C según LOON (1971). Es probable que la Formación Prioro siga directamente al Conglomerado de Curavacas cuyo techo parece aflorar en el mismo pueblo de Prioro.

Hacia el Oeste, cerca ya del frente del Manto del Esla, se encuentra una sucesión turbidítica con lutitas, avenidas de derrubios calcáreos y conglomerados, de edad Kashirsky-Podolsky, equivalente lateral de las formaciones Prioro y Pando y sobre la que se encuentra en discordancia un tramo conglomerático de matriz lutítica que fosiliza el Manto del Esla y que se sitúa a su vez discordante por debajo de la secuencia post-Leónica de Guardo (ALONSO in litt.).

#### II.9.2.3 SECUENCIA POST-LEONICA (PRE-AS-TURICA)

##### II.9.2.3.1 Dominio de La Pernía

La secuencia post-Leónica en el dominio de La Pernía varía notablemente según las localidades, debido a la tectónica de fractura que se asocia con el borde oriental de la cuenca de sedimentación (Fig. II.31). La sucesión más completa en su parte inferior se encuentra en el Sinclinal de Casavegas, donde en disconformidad sobre la Caliza de Maldrigo se coloca la Formación Roza, de sedimentos finos rítmicos, seguida de la Formación Ojosa (WAGNER y VARKER, 1971), constituida por cerca de 2.500 m de sedimentos deltaicos, con secuencias granocrecientes de colmatación, y con tramos marinos que incluyen calizas algales y bioclásticas. La Caliza de Lores está reconocida como el límite inferior del estratotipo del piso Cantabriense (GEORGE y WAGNER, 1972), aunque existe una propuesta para colocar dicho límite más arriba, en la Caliza de Urbaneja, por lo que toda la Formación Ojosa quedaría prácticamente en el Westfaliense D superior (WAGNER, in litt.). Las abundantes faunas marinas encontradas en la Formación Ojosa indican su equivalencia con el Myachkovsky alto (techo del Moscoviense) (LYS in WAGNER, PARK, WINKLER PRINS y LYS, 1977).

La Formación Ojosa del Sinclinal de Casavegas está representada por sólo 90 m de caliza en los sinclinales de Castillería y Barruelo (Caliza de Castillería de GINKEL, 1972), debido a la existencia de la falla sinsedimentaria de Los Llazos, que separaba la cuenca deltaica de una plataforma carbonatada al Este (WAGNER y VARKER, 1971). Hacia el final del Cantabriense inferior cesó la actividad de dicha falla y se depositaron en el Sinclinal de Castillería las formaciones Verdeña y San Salvador (WAGNER, PARK, WINKLER PRINS y LYS, 1977). La Formación Verdeña está formada por 280 m de lutitas, margas y calizas. Su espesor disminuye rápidamente hacia el Este, aparentemente por un basculamiento de bloques en el margen oriental de la cuenca. La Formación San Salvador tiene algo más de 200 m de areniscas, lutitas y calizas que indican una sedimentación mixta marina y continental, con capas de carbón y suelos de vegetación. Los foraminíferos indican que su edad está en el límite superior del Moscoviense (techo del Myachkovsky).

En el Cantabriense superior se amplía la cuenca post-Leónica, depositándose la Formación Brañosera, que representa una transgresión generalizada en toda la cuenca, llegando incluso a la parte occidental de la cuenca minera de Guardo, donde se correlaciona con la base de la Formación Taranilla (WAGNER y FERNANDEZ GARCIA, in litt.). La Formación Brañosera está representada en los sinclinales de Castillería y Redondo-Barruelo. Por lo general muestra facies turbidíticas en la parte inferior, existiendo lutitas con avenidas de derrubios calcáreos, con un desarrollo espectacular en el Valle de Redondo. En la parte superior es más somera, con existencia de paleocanales en un ambiente costero lutítico. Su espesor se acerca a los 1.000 m. Los fósiles encontrados indican una edad Kasimoviense inferior.

Por encima se encuentra la Formación Barruelo (WAGNER y WAGNER-GENTIS, 1952) que consiste en cinco miembros incluyendo los tramos hulleros de Peñacorba, Carboneros y Calero (WAGNER y WINKLER PRINS, 1970). Predominan las facies marinas con paleocanales en lutitas de un mar somero y secuencias granocrecientes de colmatación

con suelos de vegetación y capas de carbón en su parte final. Aumentan las facies continentales hacia arriba y en dirección sureste siendo el miembro Calero el más productivo en carbón del área de Barruelo y estando sin embargo casi desprovisto de él en el valle de Redondo. En la base del Miembro Carboneros está el estratotipo-límite del Stephaniense A (GEORGE y WAGNER, 1972), con lo que la Formación Barruelo pertenece al Cantabriense superior en su parte baja y al Estefaniense A inferior en la alta. Las faunas indican una edad Kasimoviense.

#### II.9.2.3.2 Dominio de Guardo

Los sedimentos post-Leónicos están ampliamente representados en la cuenca minera de Guardo, el Sinclinal de Tejerina y el área de Ocejo de la Peña, encontrándose retazos al Norte de la Falla de León, en las cercanías de Riaño (ALONSO HERRERO, 1981). El borde de la cuenca se situaba hacia el Noroeste, existiendo evidencia de un paleorrelieve fuerte de dimensiones alpinas con paleovalles orientados NW-SE en los que se depositaron sedimentos indicativos de un fuerte control tectónico sobre la sedimentación (IWANIW, in litt.). Asimismo se ha detectado un solapamiento muy importante hacia este borde, donde se encuentran estratos del Cantabriense inferior discordantes sobre el sustrato mientras que también se depositaba el Westfaliense D superior en una zona al Sureste, en las cercanías de Guardo. El Cantabriense inferior del borde se depositó sobre una secuencia marina con conglomerados de matriz lutítica que fosiliza a su vez al manto del Esla y que se encuentra discordante sobre materiales de edad Westfaliense D alto (ALONSO, in litt.). Hacia el SE aumenta la influencia marina a la vez que se encuentran estratos inferiores, del Westfaliense D superior, habiendo descrito WAGNER y FERNANDEZ GARCIA (in litt.) más de veinte formaciones alternantes marinas y continentales. Cada transgresión marina fue interpretada como provocada por movimientos tectónicos, lo que da una idea de la actividad de la misma, depositándose los sedimentos a razón de 1.000 m cada 1.000.000 años. La sucesión general fue descrita por los autores citados (Fig. II.33).

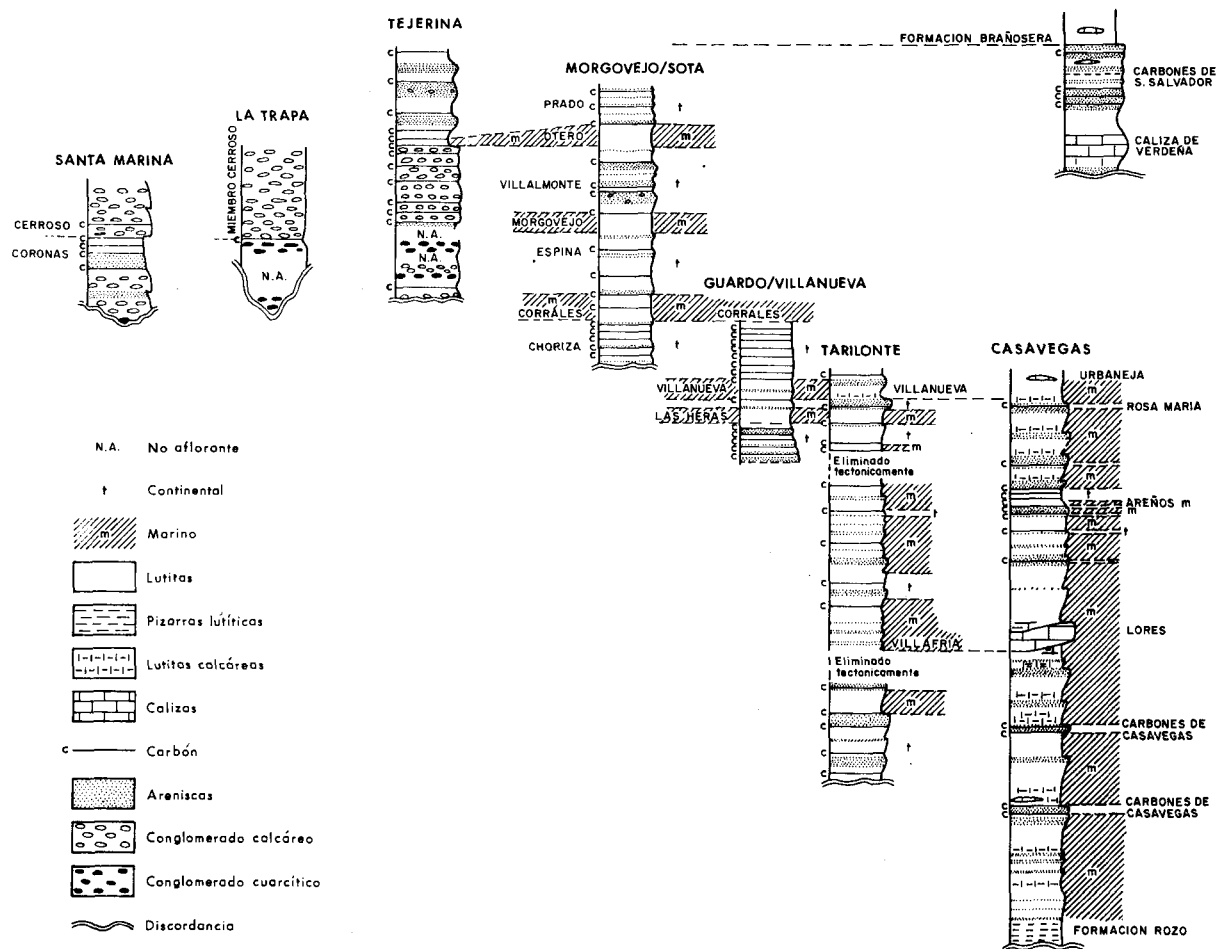


Fig. II.33.— Columnas estratigráficas esquemáticas de los sedimentos post-leónicos en la Región Oriental (según WAGNER in litt.).

En el Sinclinal de Tejerina en el borde noroccidental de la cuenca, WAGNER, VILLEGAS y FONOLLA (1969) distinguieron tres formaciones, una inferior continental conglomerática o Formación Ocejo, una marina intermedia, llamada Formación Barranquito y por último, la Formación Tejerina, constituida por sedimentos continentales con capas de carbón. Posteriormente WAGNER (1970) incluye la Formación Barranquito como miembro inferior de la Formación Tejerina.

El desarrollo lateral de las formaciones, así como el solapamiento asociado con el borde NW de la cuenca fue representado por WAGNER y FERNANDEZ GARCIA (in litt.) y por WAGNER (in litt.), documentándose también las floras del dominio de Guardo (op. cit.).

### II.9.2.3.3 Dominio de Liébana

Tanto en la parte occidental del dominio de Yuso como en el Norte del de Liébana (Fig. II.26), se encuentran discordantes sobre secuencias post-Palentinias, unos conjuntos turbidíticos que se caracterizan por la presencia de grandes olistolitos calcáreos, interpretados en un principio como mezclas tectónicas debido a estar siempre situados por debajo de los cabalgamientos existentes en sus rebordes (LOBATO, 1977). Al Oeste de Riaño, este conjunto caótico está cabalgado por la unidad de Lois-Ciguera, de afinidad litológica con el dominio de Picos de Europa (ALONSO HERRERO, 1981). Entre el Puerto de Tarna y el Valle de Valdeón, aflora debajo del frente del Manto del Ponga y en Valdeón, penetra bajo el dominio de Picos de Europa, encontrándose

en la semiventana de Valdeón, donde ya había sido descrito por KUTTERINK (in MAAS, 1974), bajo la denominación de Formación Valdeón. Se puede seguir asimismo bordeando el frente Sur del dominio de Picos de Europa, por el Collado de Remoña y Espinama. Vuelve a aparecer en el límite oriental del dominio de Picos de Europa hasta ocultarse bajo la covertera permo-mesozoica. Asimismo se le encuentra en el dominio de Yuso, por debajo del cabalgamiento de Gildar.

La edad de este conjunto ha sido establecida como posterior al Westfaliense D superior (LOBATO et al., in litt.), ya que los bloques calcáreos incluidos en el mismo han proporcionado fusulínidos del Myachkovsky. Por su parte AMEROM (in MAAS, 1974) cita en el Valle de Valdeón, la presencia de una flora de edad estefaniense. MAAS (1974) lo considera equivalente a la Formación Lebeña del dominio de Picos de Europa, por lo que este conjunto podría ser también considerado como post-Astórico, según las conclusiones sobre la edad de la citada formación (MARTINEZ GARCIA y WAGNER in litt.). En todo caso, es evidente que se trata de un depósito contemporáneo al emplazamiento de los mantos de corrimiento situados más al Oeste, ya que incluye olistolitos de materiales pre-carboníferos.

#### II.9.2.4 SECUENCIA POST-ASTURICA

##### II.9.2.4.1 Dominio de Cervera

En este dominio se depositó, después de la fase Astórica (Fig. II.28), la Formación Peña Cildá (WAGNER y WAGNER-GENTIS,

1952), constituida por 500 m de conglomerados, areniscas y lutitas de facies continentales, que sufrieron plegamiento antes del Autunienense. Las floras halladas en dichos sedimentos indican una edad Estefaniense B superior o C inferior (WAGNER, 1965), datando los movimientos astóricos, ya que existe una discordancia total entre los estratos de Peña Cildá y el Stephaniense A inferior del Miembro Calero de la Formación Barruelo.

##### II.9.2.4.2 Dominio de Liébana

Al Este de Peña Labra aparece una discordancia por debajo del Pérmico (Fig. II.27), una sucesión de conglomerados y areniscas continentales que afloran en Pico Cordel (WAGNER, 1970) y que contienen una flora de edad Stephaniense C. La mancha de Pico Cordel ha sido cartografiada por MAAS (1974).

Más al Noroeste, cerca de San Mamés, se encuentra una secuencia llamada Unidad de San Mamés por MAAS (1974), constituida por lutitas y grauvacas de aspecto turbidítico, en que se encontraron bloques calizos con faunas del Myachkovsky y una flora alóctona de probable edad cantabriense. Sin embargo, en otro afloramiento cercano, situado al Norte de Puente Pumar (Santander) y que parece continuación del de San Mamés, se encontró una flora de edad probable Stephaniense B (MARTINEZ GARCIA, et al., in litt.), por lo que preferimos asignar a esta sucesión una edad post-Astórica. Las características sedimentológicas son diferentes a las de Pico Cordel y su edad puede ser algo más antigua.

## II.10 EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFICA DEL CARBONIFERO EN LA CORDILLERA CANTABRICA

*L. Sánchez de la Torre\**; *J.A. Agueda Villar\**; *J.R. Colmenero Navarro\**;  
*J.C. García-Ramos\** y *J. González Lastra\*\**.

\* Departamento de Estratigrafía. Universidad de Oviedo.

\*\* INYPSA, Madrid.

### II.10.1 INTRODUCCION

Este ensayo de síntesis paleogeográfica, pretende dar una visión general de la evolución espacio-temporal de los diferentes ambientes sedimentarios e historia deposicional del Carbonífero en la Cordillera Cantábrica; se destaca asimismo la extensión paleogeográfica de las condiciones de formación de carbón.

Para la confección de esta síntesis, además de los antecedentes existentes, se han utilizado los datos procedentes de las investigaciones que, desde hace seis años, se vienen realizando en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Oviedo, sobre caracterización de facies y ambientes sedimentarios en relación con la formación de carbón.

A pesar de las dimensiones de la Cuenca Carbonífera, la reconstrucción paleogeográfica presenta ciertos problemas derivados de la discontinuidad de afloramientos y de la complejidad estructural. En todos los casos, hemos intentado ajustar los esquemas correspondientes a unidades convencionales, dada la proliferación de nomenclatura litoestratigráfica que existe, aún siendo conscientes de la dificultad de simultanear los procesos a toda la extensión de la Cuenca.

### II.10.2 TRANSITO DEVONICO-CARBONIFERO Y CARBONIFERO INFERIOR

La reconstrucción paleogeográfica del final de la sedimentación devónica y el tránsito al Carbonífero en la Zona Cantábrica, presenta ciertos problemas derivados de la discontinuidad de afloramientos, complejidad estructural y una excesiva proliferación en la nomenclatura de unidades litoestratigráficas, cuyos límites, edad y equivalencia no siempre pueden establecerse.

Los primeros trabajos de BARROIS

(1881), ADARO (1914), JULIVERT (1957), COMTE (1959), MARTINEZ (1962), WAGNER (1963), HIGGINS et al. (1964), RADIG (1966), ADRICHEM BOOGAERT (1967), MARCOS (1967), PELLO (1968) y WINKLER PRINS (1968), tienden a resolver problemas cronológicos aunque en sus conclusiones, a veces, aumentan la dificultad de la nomenclatura litoestratigráfica. WAGNER et al. (1971) realizan una síntesis, en la que simplifican la nomenclatura de las diferentes unidades del Devónico superior y Carbonífero inferior, que aunque fue dada para el borde S de la Cordillera Cantábrica (N de León), puede extenderse fácilmente a todo el ámbito de la Zona Cantábrica. Las aportaciones más recientes de COLMENERO (1976), RIO FERNANDEZ (1977), MENENDEZ ALVAREZ (1977), RIO FERNANDEZ y MENENDEZ ALVAREZ (1978), JULIVERT (1978), SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1979), TRUYOLS et al. (1979), HEWARD y READING (1980), GARCIA-RAMOS y COLMENERO (1981), SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1981), y otros datos de trabajos en realización, nos han permitido obtener un conocimiento más detallado de las unidades de tránsito, así como del significado de la sucesión sedimentaria del Carbonífero inferior.

La sedimentación devónica, corresponde a un modelo sedimentario muy sencillo en la Zona Cantábrica. A partir de una zona emergida y en erosión, aunque de baja intensidad, situada al E de Asturias y Región de Picos de Europa, se establece una dispersión centrífuga de sedimentos sobre una amplia plataforma, con extensas zonas supramareales, sobre la que alternan depósitos detríticos, que hacia el exterior pasan a depósitos de plataforma externa y talud, y carbonatados generalmente separados de las facies basinales por barreras

arrecifales o bancos bioclásticos. Aunque en detalle, cada una de las unidades del Devónico presentan una distribución característica, a grandes rasgos, la zona de plataforma y la zona basinal externa permanecen durante todo el Devónico, manteniéndose el modelo de dispersión centrífuga que contribuye a formar la cuña clástico-carbonatada. Esta amplia plataforma epicontinental, de bajo gradiente, tan sólo manifiesta cierta inestabilidad durante el Devónico superior.

En el tránsito Devónico-Carbonífero y durante el Carbonífero inferior, la característica es la baja intensidad de sedimentación, alternando sedimentos terrígenos y carbonatados de removilización, siendo el proceso más importante la removilización y redistribución de sedimentos sobre la plataforma. A continuación, se inicia una homogeneización en la sedimentación (plataforma carbonatada), aunque todavía persisten algunas diferencias topográficas que condicionan la distribución de sedimentos. La plataforma carbonatada empieza a limitarse por un surco que rodea la zona asturiana por el W, que se establece sobre la zona de cambio de facies —sedimentos más finos y compactables— persistente durante todo el Devónico.

#### II.10.2.1 ARENISCAS DEL DEVONICO SUPERIOR

Bajo el nombre genérico de *Areniscas del Devónico superior* (JULIVERT et al., 1968; PELLO, 1972; GARCIA ALCALDE, 1973; COLMENERO, 1976; GARCIA-RAMOS y COLMENERO, 1981) se denomina al conjunto de depósitos, fundamentalmente detríticos, que constituye el último episodio deposicional devónico en la Cordillera Cantábrica. Integran este conjunto: conglomerados, areniscas, cuarcitas, lutitas y carbonatos; el mayor volumen corresponde a areniscas cuarcíticas o ferruginosas de grano medio y fino, bien clasificadas. Las diferentes facies se pueden asignar a ambientes sedimentarios desde continentales a marinos profundos.

La correlación espacial a través de perfiles palinspásticos, permite ofrecer una reconstrucción de las principales facies; en la Fig. II.34, se muestran dos de los perfiles más representativos, correspondientes al Cabo Peñas y al Valle del Bernesga. En ambos se observa

que, entre series supuestamente separadas menos de 10 Km, hay cambios de espesor muy importantes, más de 300 m en Cabo Peñas y de 500 m en el Bernesga, que se justifican por la evolución de una amplia plataforma epicontinental de bajo gradiente, bajo ciertas condiciones de inestabilidad y cuya sedimentación corresponde a la superposición de dos fases regresivas separadas por una transgresiva intermedia que ha estado acompañada de importantes deformaciones en la cuenca.

En la zona N de la Cordillera Cantábrica, (excepto Cabo Peñas), se pueden identificar tres episodios sedimentarios. Un primer episodio netamente regresivo depositado sobre la *Caliza de Candás* (caliza de Portilla, en el N de León), formado por facies de llanura mareal, que hacia el exterior pasan a facies más marinas y hacia el interior a facies de lagoon, aluviales y eólicas. El segundo episodio es transgresivo, con migración de la línea de costa hacia el interior; los depósitos son barras litorales y "sand-flat", representados por cuarcitas de grano fino y bien clasificadas, con abundante porosidad móldica (braquiópodos y crinoideos). El intervalo superior es, de nuevo, regresivo y se caracteriza por una progradación de facies de llanura aluvial, sobre las anteriores; la mayor extensión geográfica de estos depósitos sobre los subyacentes, ocasionó que este último episodio fuera considerado como transgresivo, pero es evidente su carácter regresivo y su edad Frasnense (COLMENERO, 1976).

En la vertiente S de la Cordillera Cantábrica, Valle del Bernesga, se pueden identificar los mismos intervalos que en la zona septentrional, aunque existen más diferencias de espesores y facies entre la zona externa (sinclinal de Alba) y la interna. El episodio basal regresivo, culmina en una sedimentación de llanura arenosa (sand-flat) progradante, con barras y canales mareales, asociada a llanuras de fango (mud-flats); a este período regresivo corresponde buena parte de las *Areniscas de Nocedo* (COMTE, 1959). El episodio transgresivo intermedio, fue consecuencia de un hundimiento generalizado que afectó desigualmente a toda la zona; desde el S y W los ambientes marinos invadieron parte de la zona interna, que se transformó en una plataforma



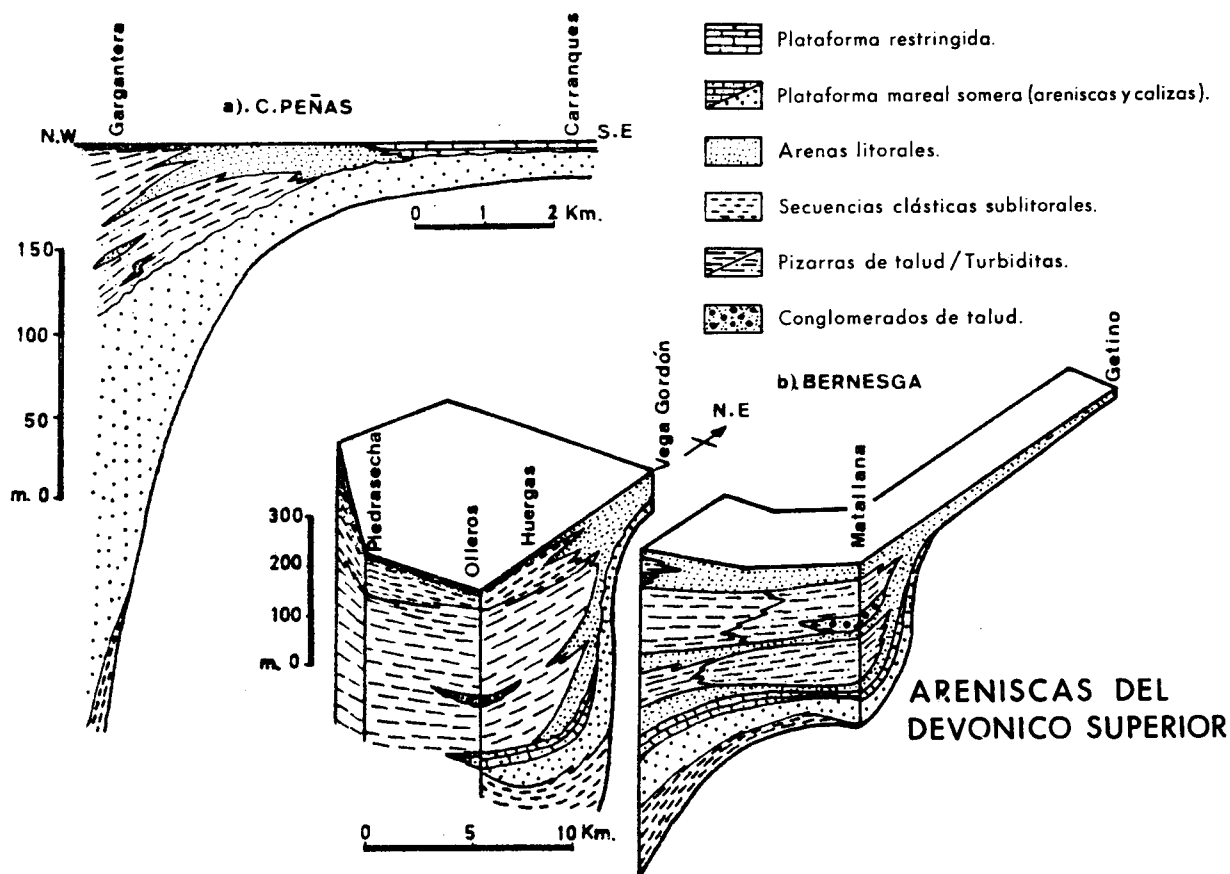


Fig. II.34.— Areniscas del Devónico Superior: Reconstrucción palinspástica de ambientes sedimentarios en Cabo Peñas y zona del Bernesga.

somera, estable y con sedimentación fundamentalmente arenosa; en la zona externa existieron cambios batimétricos importantes, así, en las series presentes en el Sinclinal de Alba, el relleno de la depresión se realizó en parte con turbiditas proximales (Matallana) y en parte con lutitas de plataforma externa-talud sedimentario (*Pizarras de Fueyo*, COMTE, 1959; *Formación Piedrasecha*, VAN STAALDUINEN, 1973); entre ambas facies se intercalan conglomerados resedimentados. El episodio superior, tiene carácter regresivo, y está representado por areniscas, cuarcitas y fangos de ambientes submareales, en las zonas más externas; a estos depósitos COMTE (1959), los denominó *Arenisca de La Ermita* y su correlación errónea con facies similares de zonas internas le llevó a darle un carácter transgresivo.

En muchos lugares de la vertiente S, y en el techo de la *Formación Ermita* (WAGNER, 1963) aparecen algunos niveles de calizas bio-

clásticas que, datadas por conodontos (HIGGINS et al., 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967; SJERP, 1967) dan edades de Famenienense superior a Tournaisiense inferior; por sus características texturales y de facies (lentejones calcáreos de removilización bioclástica) los incluimos en la *Formación Baleas*. En Cabo Peñas hay ausencia de niveles calcáreos en el tránsito de las *Areniscas del Devónico Superior* a la unidad superior; en la Zona Central de Asturias aparecen algunas intercalaciones calcáreas que se extienden hacia el techo de las series.

La sedimentación de las *Areniscas del Devónico superior* tuvo lugar sobre una cuenca lineal, estrecha, fuertemente subsidente y toda ella sometida a sedimentación activa. Los sedimentos proceden de las zonas Central y Oriental de Asturias, con dispersión centrífuga. En momentos de escasa aportación de terrígenos, por reducción y disminución de re-

lieve en el área madre, hay redistribución de material bioclástico; en presencia de terrígenos, se origina una importante redistribución del material detrítico que se mezcla con componentes bioclásticos. Esta sería la explicación de los niveles calcáreos bioclásticos intercalados, o a techo, de las *Areniscas del Devónico superior*.

En la Fig. II.35, se presentan, mediante un esquema paleogeográfico, las isopacas y la configuración de la cuenca durante el Devónico superior, así como las principales facies del techo de la sucesión *Areniscas del Devónico superior*.

#### II.10.2.2 FORMACION BALEAS

En algunas zonas del N de León, sobre la *Arenisca de La Ermita* y disconforme mediante un microconglomerado basal aparecen calizas bioclásticas (HIGGINS et al., 1964; HIGGINS, 1971), que WAGNER et al. (1971) definieron como *Formación "Baleas"*, distinguiéndola de "La Ermita" por la disconformi-

dad basal y datos cronoestratigráficos. En Asturias, estas calizas ("Caliza Blanca" o *Formación "Candamo"*, PELLO, 1968) tienen más extensión geográfica que en León. Las dataciones efectuadas (BUDINGER y KULLMANN, 1964; ADRICHEM BOOGAERT, 1967); HIGGINS —in PELLO— 1972; DEL RIO y MENENDEZ, 1978) permiten situar el límite Devónico-Carbonífero, para la zona asturiana, en estas calizas (Fameniese Superior-Tournaisiense Medio y Superior). En parte, deben ser sincrónicas con los niveles calcáreos asociados a la *Arenisca de La Ermita*, en la zona leonesa.

El final del Devónico, viene marcado por una suave oscilación hacia el E, que sumerge la plataforma a profundidad diversa, aunque siempre dentro de la acción del oleaje, quedando una pequeña zona emergida al E, cerca de la ubicación actual de los Picos de Europa, con muy poca capacidad de aporte de terrígenos. En estas condiciones, sobre la plataforma se realizan frecuentes removilizaciones de los

### "ARENISCAS DEL DEVONICO SUPERIOR"

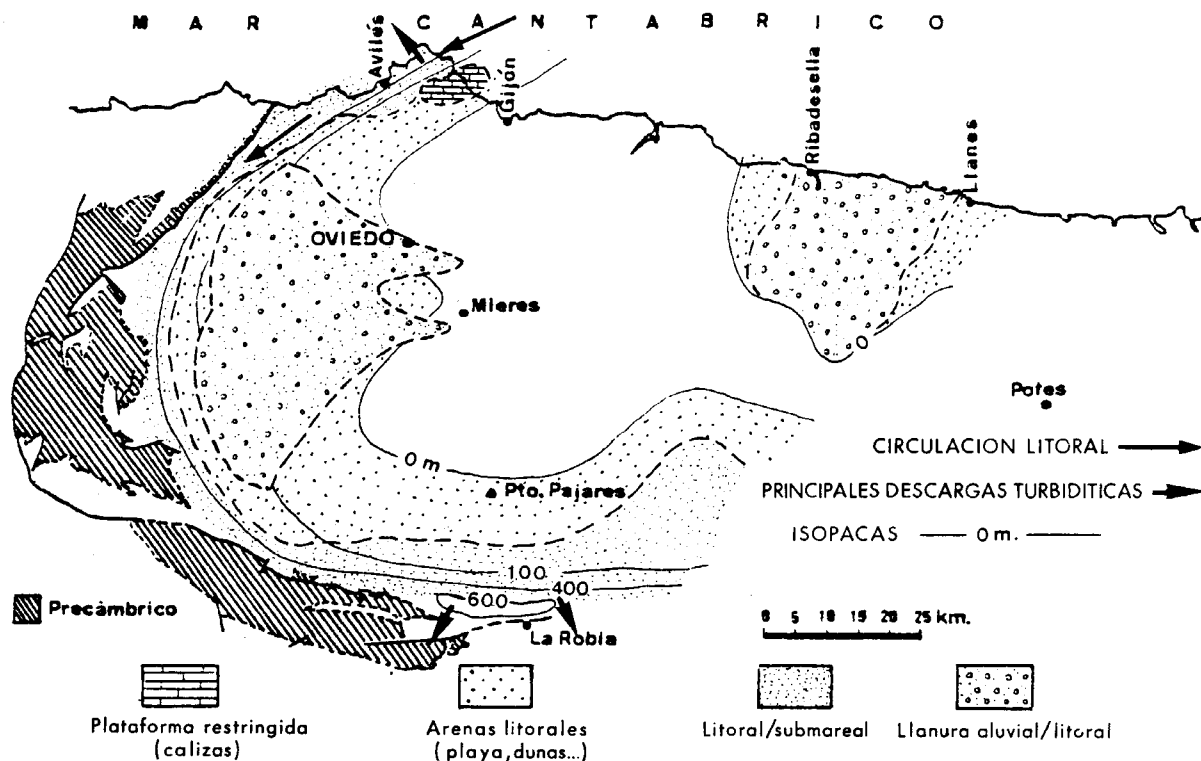


Fig. II.35.— Mapa de isopacas y de distribución de facies, a techo de las Areniscas del Devónico Superior.

depósitos detríticos anteriores, que se mezclan con restos bioclásticos del bentos que coloniza la zona exterior de la nueva plataforma, conservando rasgos paleogeográficos y de distribución de facies, similares a los de las *Areniscas del Devónico superior*.

En la Fig. II.36, se representan la distribución de facies y espesores correspondientes a la *Formación Baleas*. La zona central de Asturias, es relativamente profunda y aislada del borde de la plataforma, en la que, sobre la mezcla de sedimentos terrígenos, se instala un ambiente carbonatado de muy baja productividad que corresponde a la *Formación Baleas*.

Los mayores espesores (5-10 m) se han formado a expensas de barras bioclásticas o montículos, que con altura muy pequeña han permanecido siempre sumergidas. La existencia de una zona ligeramente más profunda hacia el E, unida a la reducida extensión del área madre, evita la llegada de terrígenos.

#### II.10.2.3 FORMACION VEGAMIAN.

Definida en el N de León por COMTE

(1959) como *Capas de Vegamián* y redefinida por WAGNER et al. (1971), su edad oscila entre el Tournaisiense inferior hasta el Viséen inferior, aceptándose en general edad Tournaisiense superior. Está formada por detríticos finos: areniscas, pizarras negras con nódulos de chert, fosfatos, manganeso y lutitas que pasan gradualmente a la unidad superior (*Formación "Genicera"*).

Su extensión geográfica es muy significativa (Fig. II.37); aparece en la zona oriental de Asturias y septentrional de León en aquellas zonas donde no existe la *Formación "Baleas"*, lo que parece indicar un nuevo criterio geométrico que unir al faunístico sobre la posible sincronía entre las Formaciones "*Baleas*" y "*Vegamián*". Las isopacas muestran una distribución en forma de cuña, apareciendo los máximos espesores cerca de Picos de Europa, coincidiendo con facies de areniscas e incluso conglomerados.

Sobre la parte oriental de la plataforma y flanqueando algunas zonas emergidas, que aportan pequeñas cantidades de terrígenos,

#### FORMACION "BALEAS"

#### FAMENIENSE Superior – TOURNAISENSE Superior

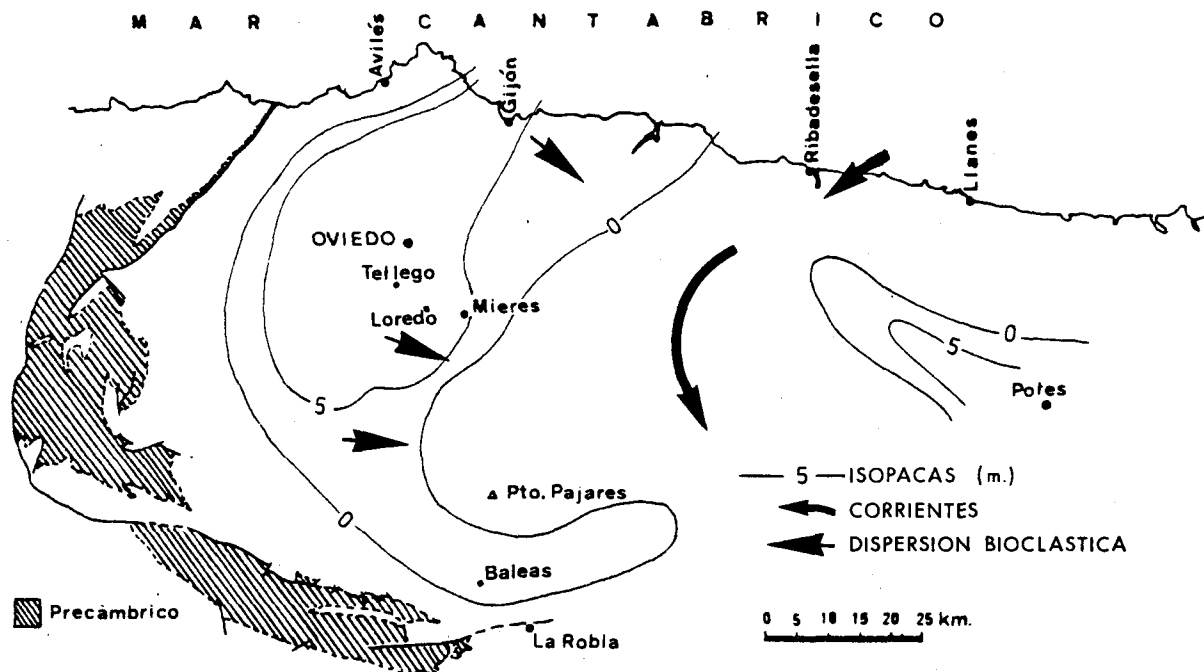


Fig. II.36.— Distribución y mapa de isopacas de la Formación "Baleas".

## FORMACION "VEGAMIÁN" TOURNAISIENSE ?

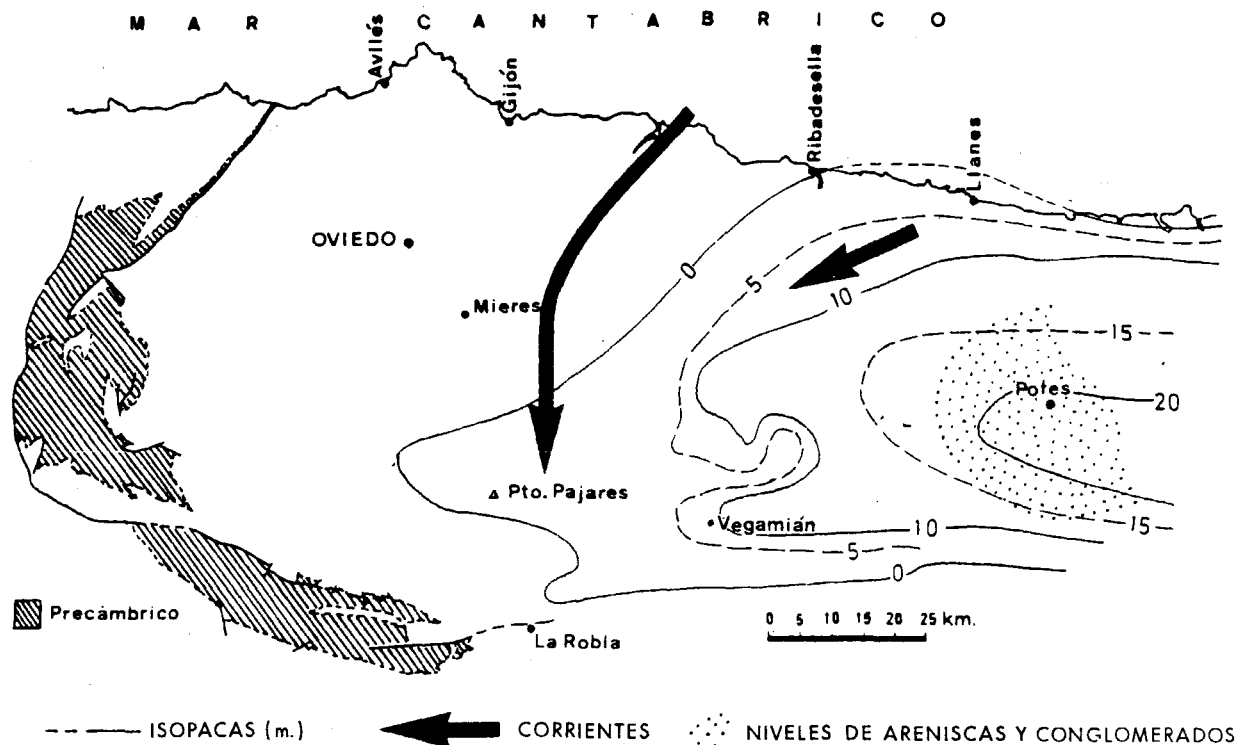


Fig. II.37.— Distribución y mapa de isopacas de la Formación "Vegamián".

aparecen depósitos de pizarras negras con niveles y nódulos fosfatados, de chert y de manganeso. Estos depósitos (*Formación "Vegamián"*), presentan una distribución de facies de plataforma gradada, con señales de una corriente que atraviesa la plataforma, cerca de la zona deprimida y con dirección S-SW, registrada en la laminación de ripples de corriente sobre delgadas intercalaciones de areniscas y calizas. Esta corriente, que se puede relacionar con la circulación litoral que existe rodeando la plataforma en el Devónico superior, se instaló sobre la plataforma después del basculamiento y dio lugar a un "upwelling" en la zona N de Asturias, con introducción de agua profunda. Esta interpretación explicaría la frecuente presencia de nódulos de fosfato, chert y manganeso.

Las diferencias en profundidad y en el mecanismo de sedimentación, pueden explicar el parcial sincronismo de las Formaciones

"*Baleas*" y "*Vegamián*". Las zonas no cubiertas por estas dos unidades, representarían aquellas áreas donde no podían llegar materiales bioclásticos desde el W, ni terrígenos desde el E, y que a su vez podían mantenerse libres de la entrada de aguas turbias por la circulación en superficie de la corriente que provocaba el "upwelling".

Las escasas áreas donde aparecen en contacto "*Baleas*" y "*Vegamián*" encajan perfectamente en el esquema de distribución de sedimentos, que comienza en el Fameniense superior y se mantiene hasta el Tournaisiense superior. El límite inferior de ambas facies, ya sea de carácter erosivo o transicional, debe interpretarse, más como un efecto paleogeográfico regional —de agitación y removilización de sedimentos— dentro de un modelo de plataforma relict, que como un criterio de separación de unidades o asignación de edad.

El tránsito Devónico-Carbonífero, repre-

sentado por las unidades descritas, se caracteriza por una sedimentación de carácter intermitente, siendo uno de los procesos más característicos la removilización y redistribución de los sedimentos, por lo que la fauna no sirve para precisar edad y límites, aunque pone, lógicamente, en evidencia la existencia de hiatos de importancia variable, asociados a bajas intensidades de sedimentación.

#### II.10.2.4 FORMACION GENICERA

La Formación "Genicera", definida por WAGNER et al. (1971) en el N de León, es conocida como "Caliza griotte" (PRADO y VERNUEUIL, 1850) y por su constancia en espesor y facies ha sido mencionada por todos los autores que han trabajado en la Zona Cantábrica, aunque con diferentes nombres locales: Formación "Griotte", Formación "Griotte de Puente de Alba", Formación "Sella".

Sus depósitos, de amplia extensión geográfica y cierta constancia de espesores, representan una tendencia hacia la homogeneización en la sedimentación, aunque todavía persisten algunas diferencias en la geometría de la plataforma y redistribución de sedimentos, que permiten distinguir tres miembros dentro de la Formación.

El miembro inferior "Gorgera" se desarrolla con intensidades de sedimentación muy bajas, predominando las interrupciones, sobre alguna de las cuales se ha establecido arbitrariamente la base de la unidad. Son calizas wackestones-packstones que destacan por su coloración rojiza de las calizas blancas de la Formación Baleas, presentando además disminución de bioclastos y sustitución de los principales grupos biológicos que los aportan.

El miembro "Lavandera", está constituido por lutitas rojas con niveles de radiolaritas y nódulos de chert e indica una aportación aparentemente de origen pelágico, aunque no hay pruebas de hundimiento de la plataforma. Algunas estructuras presentes, evidencian un ambiente relativamente somero de sedimentación de material en suspensión, con influencia de la corriente de "upwelling", recordando la distribución de facies y espesores de la Formación Vegamián.

El miembro superior, "Canalón", está formado por calizas nodulares rosáceas a gri-

ses, que pasan gradualmente a la unidad superior, "Caliza de Montaña" o Formación "Barcaliente" (WAGNER et al., 1971). Representa la transición entre condiciones de muy baja intensidad de sedimentación a las normales de una plataforma carbonatada.

Sólo algunas estructuras de desecación al NW de los Picos de Europa indican una ligera emersión durante la sedimentación de la Formación "Genicera". En la Fig. II.38, se representa la desigual distribución paleogeográfica de los tres miembros de esta Formación así como la situación de una posible zona emergida.

Las dataciones de la Formación "Genicera", DELEPINE (1928, 1943), SCHINDEWOLF y KULLMANN (1958), WAGNER-GENTIS (1960), KULLMANN (1961, 1962, 1963), HIGGINS (1962, 1971, 1974), MENENDEZ ALVAREZ (1977), dan edades entre Viseense inferior y Namuriense inferior, y en algunos casos podría comenzar en el Tournaisiense superior (MENENDEZ ALVAREZ, 1977).

#### II.10.3 CARBONIFERO SUPERIOR

Después de una etapa de aparente estabilización de la plataforma carbonatada, representada por los depósitos carbonatados de baja intensidad de sedimentación de caliza "Griotte" o Formación "Genicera" (Viseense s.l.), se pasa gradualmente, con un aumento en la intensidad de sedimentación, a una formación carbonatada potente y aparentemente uniforme, "Caliza de Montaña", cuya base (caliza "Griotte") se sitúa en el Viseense superior-Namuriense A y el techo, claramente diacrónico, en el Namuriense B-Westfaliense A.

El Namuriense, comienza con una plataforma carbonatada, de productividad elevada, limitada en su zona occidental y suroccidental por un surco externo. Aunque la plataforma aparece estable y el modelo de dispersión de sedimentos recuerda al del Devónico, ha desaparecido el área madre productora de terrígenos, que en cambio aparece en la zona occidental aportando turbiditas terrígenas que comienzan a rellenar el surco con componentes centrípetos y dispersión longitudinal. Los dos dominios sedimentarios están bien definidos, una plataforma carbonatada, somera, rodeada

## FORMACION "GENICERA" VISEENSE (s.l.)

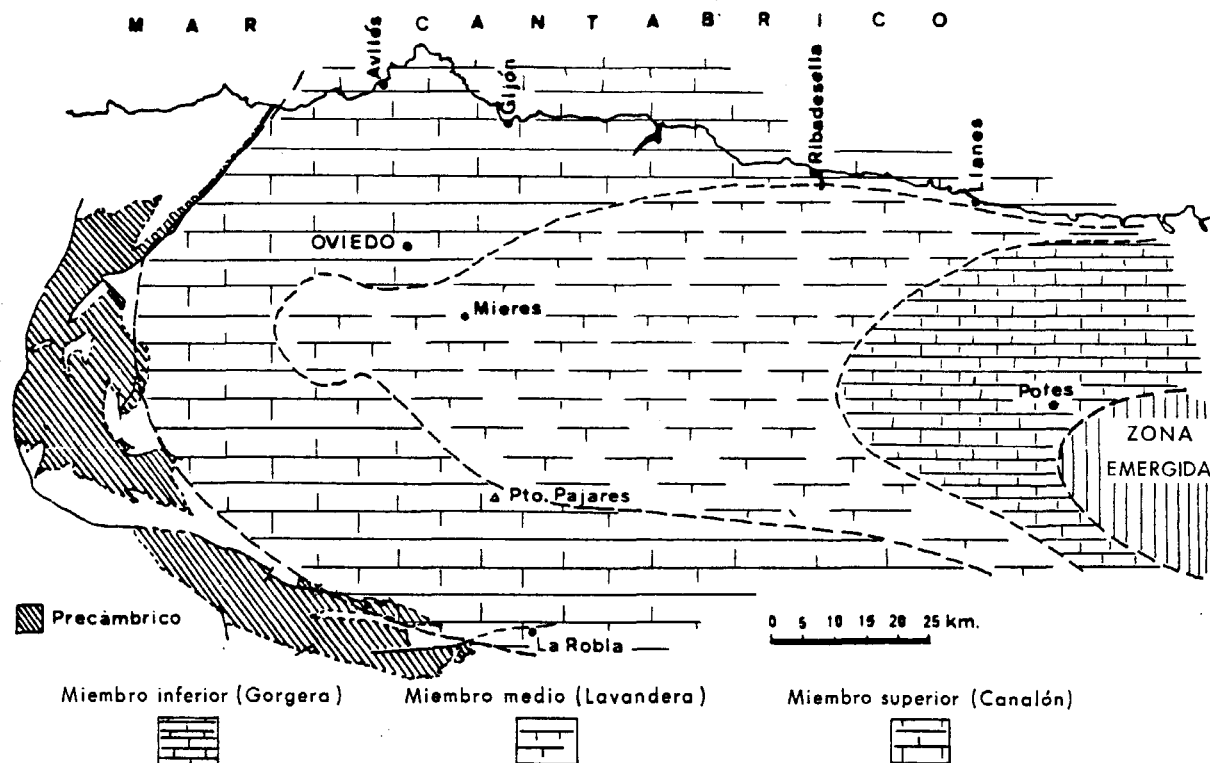


Fig. II.38.— Zonas de mayor desarrollo de los miembros de la Formación "Genicera".

por la depresión externa en la que se acumulan turbiditas, pero el área madre terrígena ya no está situada al E y con dispersión centrífuga, sino que se encuentra al W, por el exterior y con disposición centrípeta; ha comenzado la inversión del modelo sedimentario.

Desde finales del Namuriense A y comienzos del Namuriense B, aparecen sobre el borde externo de la plataforma barras bioclásticas, mientras que en zonas algo más internas se desarrollan facies salinas; en la zona central de Asturias aparece una depresión con subsidencia que predomina sobre la sedimentación, en la que se depositan sedimentos de lagoon siempre bajo condiciones submareales. En el surco externo occidental, tanto al N como en el S aparecen sedimentos turbidíticos.

En el Namuriense C, los terrígenos comienzan a invadir, por el NW y el W la plataforma carbonatada, reduciendo dicha plataforma, sobre la que se desarrollan canales ma-

reales migrando entre barras bioclásticas, manteniéndose un lagoon submareal central. El surco periférico, relleno parcialmente por turbiditas, permite la entrada en la plataforma de turbiditas distales y sedimentos en suspensión que la invaden lentamente, apareciendo facies de prodelta y de llanura mareal que localmente son colonizados por la vegetación que va a dar lugar a las primeras capas de carbón.

A partir del Westfaliense A, con el surco periférico prácticamente relleno, los aportes terrígenos procedentes de la zona continental, en erosión, llegan directamente a la plataforma, originando en la zona occidental depósitos de llanura mareal y pequeños deltas, lo que indica que la red fluvial de la nueva zona continental no está bien desarrollada; sobre estas zonas y en épocas de baja intensidad de sedimentación se desarrolla vegetación que da lugar a capas de carbón, que aparecen frecuentemente cubiertas por carbonatos de llanura

mareal. En las zonas centro y centro-oriental de Asturias, continúa la sedimentación carbonatada (lagoon), apareciendo áreas con intensidad de sedimentación muy reducida hacia el SE. En los bordes E y NE de la plataforma se desarrollan construcciones orgánicas (arrecifes de algas) que terminan de cerrar el gran lagoon interno, que por el W comienza a ser ocupado con depósitos clásticos. Algunas salidas de la barrera arrecifal, vierten sedimentos en forma de corrientes de turbidez hacia el surco externo, que en la zona oriental todavía no se ha rellenado.

A partir de este momento, se intensifica la aportación terrígena, que cubre prácticamente toda la plataforma, comenzando por deltas amplios y de acción mareal, deltas estuarinos, que prosiguen con el desarrollo de deltas progradantes, y que van reduciendo el ambiente carbonatado a la zona de Picos de Europa. Sobre las extensas llanuras deltaicas y mareales se desarrollan la mayor parte de las capas de carbón de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. Sólo en momentos de escasa aportación terrígena, la sedimentación carbonatada se extiende hacia el centro de Asturias.

Al E de la Cuenca Central y con edades Westfaliense C-D, se ha encontrado un modelo de evolución similar, que indica una continua estrangulación hacia el E del ambiente carbonatado, que sin embargo en la zona de los Picos de Europa sigue persistiendo hasta el Stephaniense.

#### II.10.3.1 "CALIZA DE MONTAÑA" (NAMURIENSE s.l)

En las primeras publicaciones geológicas sobre la Cordillera Cantábrica aparece el nombre de "Caliza de Montaña", como traducción del término inglés "Mountain Limestone" (EZQUERRA DEL BAYO, 1884); con posterioridad fue denominada también "Caliza carbonífera" (SCHULZ, 1858) y "Calcaire des canons" (BARROIS, 1881).

BROUWER y VAN GINKEL (1964) la denominan "Formación Escapa" (Sierra de Escapa) pero no definen el estratotipo. En 1968, WINKLER PRINS, distingue en la zona septentrional de León dos miembros: "Vegacervera" y "Valdeteja". En 1971, WAGNER,

WINKLER PRINS y RIDING elevaron a la categoría de formaciones a estos dos miembros, cambiando el estratotipo inferior; las dos formaciones descritas, son la Formación "Barcaliente" y la Formación "Valdeteja".

En el borde Sur de la Cordillera, la "Caliza de Montaña" es reemplazada por sedimentos terrígenos, descritos como "facies Culm" por DE SITTER (1962), a los que se superponen niveles carbonatados. El conjunto de facies terrígenas y carbonatadas, fue denominado "Formación Cuevas" por BOSCHMA y VAN STAALDUINEN (1968). WAGNER et al. (1971) consideran que las facies carbonatadas superiores son indentaciones de la "Formación Barcaliente" y denominan a las facies terrígenas "Formación Olleros", considerándola como cambio lateral de facies, respecto a la "Formación Barcaliente".

La base de la "Caliza de Montaña", está definida por la "Caliza Griotte" cuyo techo presenta edades entre el Viseense superior y Namuriense inferior. El techo es diacrónico, presentando problemas de datación por la escasez de fauna, los datos existentes dan edades de Namuriense B hasta Westfaliense A.

Bajo el nombre genérico de "Caliza de Montaña" estudiaremos el conjunto de facies, evolución y significado paleogeográfico que caracterizan el ámbito de la Cordillera Cantábrica durante el Namuriense.

##### II.10.3.1.1 Namuriense A

El Namuriense comienza con un amplio desarrollo de una plataforma carbonatada que indica una productividad elevada, existiendo un paso gradual desde la "Caliza Griotte" a la "Caliza de Montaña" (Viseense superior-Namuriense A), acompañado de un aumento de intensidad de sedimentación hasta llegar a los niveles normales de plataformas carbonatadas. Este paso gradual, viene caracterizado por: disminución de bioclastos, estratificación más regular, desaparición de estructuras de diagénesis precoz (que predominaban con bajas intensidades de sedimentación), aparición de estructuras de corriente, disminución de contenido en hierro y aumento en materia orgánica que da a los niveles basales de la "Caliza de Montaña" el color negro y olor fétido característico.

En la transición se pueden identificar distintos ambientes sedimentarios, que generalizados para el Namuriense A se representan en la Fig. II.39. Sobre el borde externo de la plataforma, se empiezan a formar acumulaciones bioclásticas y barras, debidas tanto a protección orgánica como a acumulación mecánica, que protegen hacia el interior facies restringidas, con ambientes tanto más restringidos cuanto más cerca se encuentran de la barrera; en la zona central aparece una depresión —lagoon submareal— con salida hacia el SE. Las facies submareales corresponden a una plataforma restringida con circulación y agitación muy reducidas; son calizas negras y fétidas, fundamentalmente micritas con contenido muy bajo en restos bioclásticos (ostrácos, calcisferas, crinoideos, etc.); localmente aparecen intercalaciones con organismos planctónicos (calcisferas, radiolarios, etc.) así como concentración de peloides, que suponen restos de destrucción de llanuras de algas por oleaje.

Las facies intermareales, depositadas bajo condiciones de ligera agitación, están principalmente representadas por calizas con laminación criptoalgal —alternancia de microesparitas y películas con alto contenido en materia orgánica— en las que hay frecuentemente láminas rotas pero no llegan a desarrollarse grietas de desecación. Las facies supramareales vienen caracterizadas por calizas con laminación orgánica y mecánica, con grietas de desecación y algunas cortezas salinas dispersas.

En las zonas meridionales de la Cordillera, sinclinal de Olleros, y dentro del surco que rodea la plataforma, aparecen secuencias turbidíticas (Formación "Olleros") que en la base muestran episodios de sedimentación terrígena condensada ("Capas de Olaja") que representan una restricción a la llegada de terrígenos por tracción —ascenso de terrígenos finos en suspensión—; este mismo proceso, dentro de niveles equivalentes de "Caliza de Montaña", aparece en la zona de Cabo Peñas en el N de Asturias. La sucesión turbidítica de Olle-

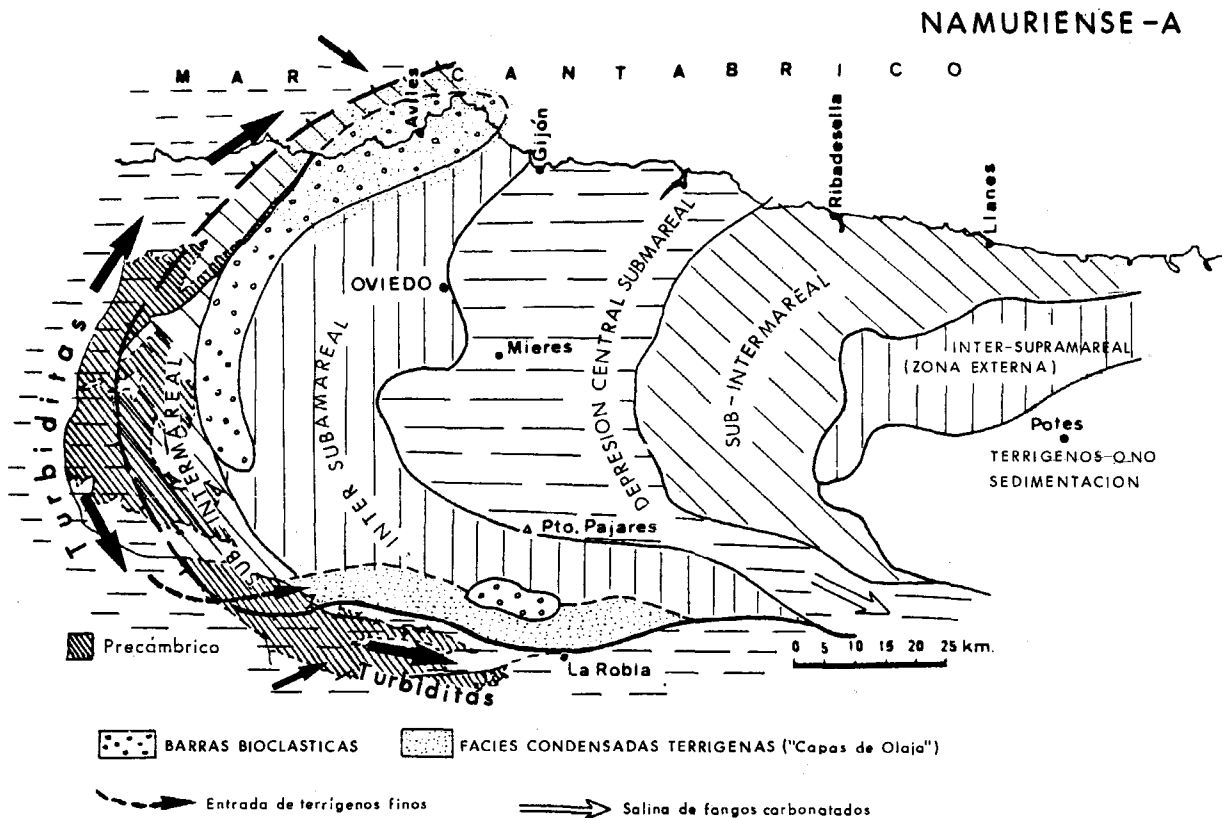


Fig. II.39.— Distribución de facies durante el Namuriense A.



ros, indica un origen de sedimentos inverso al que tenían las facies turbidíticas del Devónico superior; ha comenzado la inversión del modelo sedimentario.

#### II.10.3.1.2 Namuriense B

A finales del Namuriense A y comienzos del Namuriense B, las zonas occidental y meridional, plegadas, son la nueva fuente de sedimentos y toda la plataforma se sumerge lentamente. Sobre zonas, en las que existían facies inter-supramareales, aparecen barras bioclásticas, mientras que en zonas algo más internas aparecen facies salinas (sulfatos), que en la zona oriental de la plataforma alcanzan más de 80 m de espesor actual que, considerando una reducción de volumen por: compactación, brechificación diagenética, disolución, etc., podrían significar espesores sedimentarios de 200 m, bajo condiciones de inter a submareales; este proceso indica un cierto equilibrio entre subsidencia y sedimentación. En la zona

central, la subsidencia predomina sobre la sedimentación, manteniéndose las condiciones submareales, facies de lagoon, que en las zonas inter a submareales, pasan gradualmente a fangos con manganeso, bajo condiciones de sedimentación muy lenta (*Formación "Ricacabiello"*) o prácticamente sin sedimentación.

En las zonas periféricas del surco externo, la aportación de terrígenos procedentes de la zona emergida, empieza a rellenar el mismo, apareciendo turbiditas, tanto en la zona N (San Pedro de Antromero), como en el S (Olleros). En la Fig. II.40, se representa la distribución de los principales ambientes sedimentarios durante el Namuriense B, destacando la extensión y espesor de las facies salinas.

En conjunto, las facies carbonatadas homogéneas (*"Caliza de Montaña"*, Namuriense A-B), excepto para los episodios salinos, se han agrupado bajo el nombre de *Formación "Barcaliente"*, mientras que la sucesión que comienza, de carácter más bioclástico, correspondería a la *Formación "Valdeteja"*.

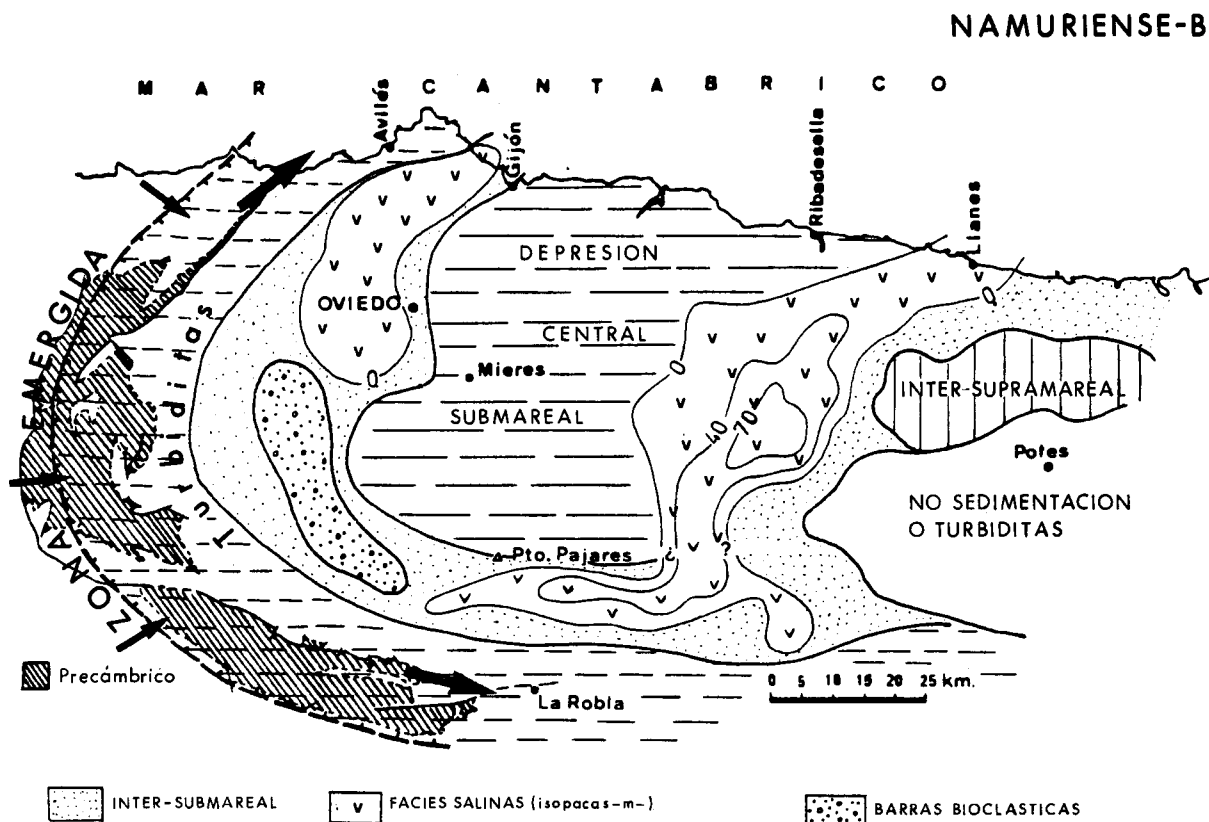


Fig. II.40.— Distribución de facies durante el Namuriense B. (Isopacas de las facies salinas).

### II.10.3.1.3 Namuriense C

Los sedimentos terrígenos procedentes de la zona emergida en erosión, comienzan a invadir gradualmente la plataforma, reduciéndose ésta. En la zona centro-occidental se desarrollan canales mareales, migrando entre barras bioclásticas que se removilizan; las facies resultantes presentan el aspecto característico de la *Formación "Valdeteja"*.

La depresión central mantiene las condiciones submareales, apareciendo prácticamente cerrada (lagoon) por barreras orgánicas y bioclásticas, con dos posibles zonas principales de salida (NE y SE); la salida más neta, hacia el SE, comunica con una amplia zona abierta en la que la intensidad de sedimentación es muy baja (series condensadas) o prácticamente nula (Fig. II.41).

El surco externo, localmente relleno con turbiditas, permite la llegada sobre la zona externa de la plataforma, sometida a condiciones mareales, de turbiditas distales y de sedimentos en suspensión (fangos, pelagitas, etc.),

apareciendo facies del prodelta y de llanura mareal, que localmente son colonizadas por la vegetación (zona N) originándose las primeras capas de carbón.

### II.10.3.2 WESTFALIENSE

A partir del Westfaliense A, surgen dificultades en la datación paleontológica derivadas, en parte, por el desajuste entre las escalas marinas y continentales y también por la imprecisión en la datación de sucesiones con velocidades de sedimentación elevadas que pasan, con cierta rapidez, a zonas de sedimentación condensada, reflejo de la dinámica evolutiva de los diferentes ambientes sedimentarios. Por todo ello, hemos preferido utilizar la escala convencional, para describir la evolución sedimentaria y paleogeográfica de la Cordillera Cantábrica durante el Westfaliense.

#### II.10.3.2.1 Westfaliense A

La distribución de facies, en relación con la etapa anterior (Namuriense C), presenta po-

### NAMURIENSE - C

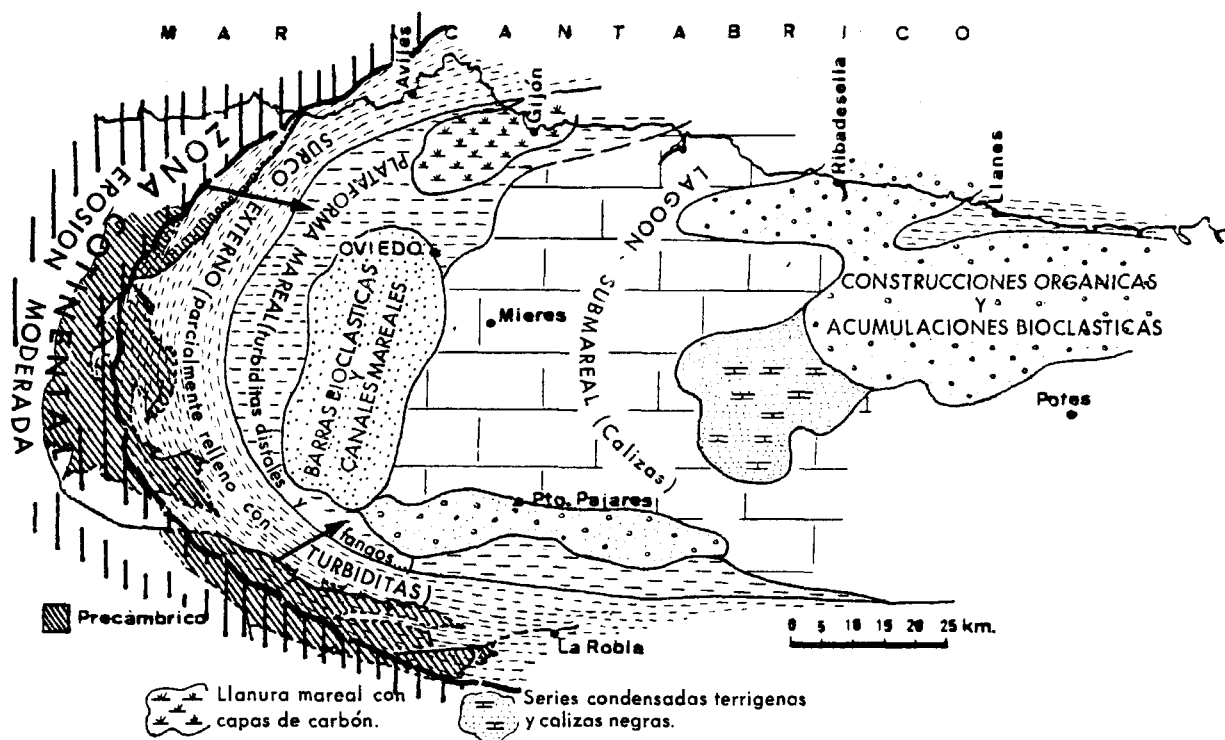


Fig. II.41.— Distribución de facies durante el Namuriense C.

cos cambios; la plataforma aparece soldada al continente por el Oeste, facilitando su invasión por sedimentos terrígenos finos, que no se pueden extender libremente por toda la cuenca hasta mediada esta etapa, por impedirlo la existencia de construcciones orgánicas y barras bioclásticas; esto ocasiona, que en zonas como la de Teverga y en la cuenca del Curueño, continúe hasta el Westfaliense A, el techo de la "Caliza de Montaña" (*Formación "Valdeteja"*). En el borde sur, las facies terrígenas aparecen asociadas al banco carbonatado, por el frente y lateralmente, constituyendo la *Formación "San Emiliano"*, que al W del obstáculo (barra carbonatada), pasa a facies terrígenas finas de lagoon submareal, sobre el que aparecen canales fluviales y zonas irregulares emergidas, donde no se desarrollan sistemas deltaicos completos, por encontrarse la red fluvial que aporta sedimentos en una fase todavía no organizada, con zonas de drenaje posiblemente muy pequeñas, en las nuevas condiciones de relieve continental, por otra parte no muy enérgico, dada la ausencia de facies marginales gruesas.

Lateralmente al complejo de bancos or-

gánicos y barras bioclásticas, los sedimentos terrígenos finos se prolongan en llanuras mareales (Fig. II.42) con desarrollo de niveles carbonatados basados en "mounds" y construcciones de algas, en momentos de baja intensidad de sedimentación terrígena. En momentos de alta intensidad de sedimentación, aparecen sucesiones de "lagoon" que a techo presentan carbón, generalmente asociado a progradación de canales fluviales sobre la llanura de marea.

Hacia la zona central, la llegada de terrígenos es más reducida, en un ambiente generalizado de lagoon submareal, en el que se intercalan episodios detríticos y carbonatados (Grupo "Lena"), empezando a esbozarse pequeñas secuencias deltaicas progradantes, a partir de pequeños canales fluviales que rompen la monotonía de la serie "lagoon", caracterizada por la no aparición de capas de carbón. En el interior de la cuenca, esta sucesión ("paquete Fresnedo"), marca unas direcciones de salida de terrígenos del lagoon por el SE (zona de Tarna) y por el NE (surco de Meré-Pendueles) dejando en el centro una zona donde continúan las facies condensadas de la

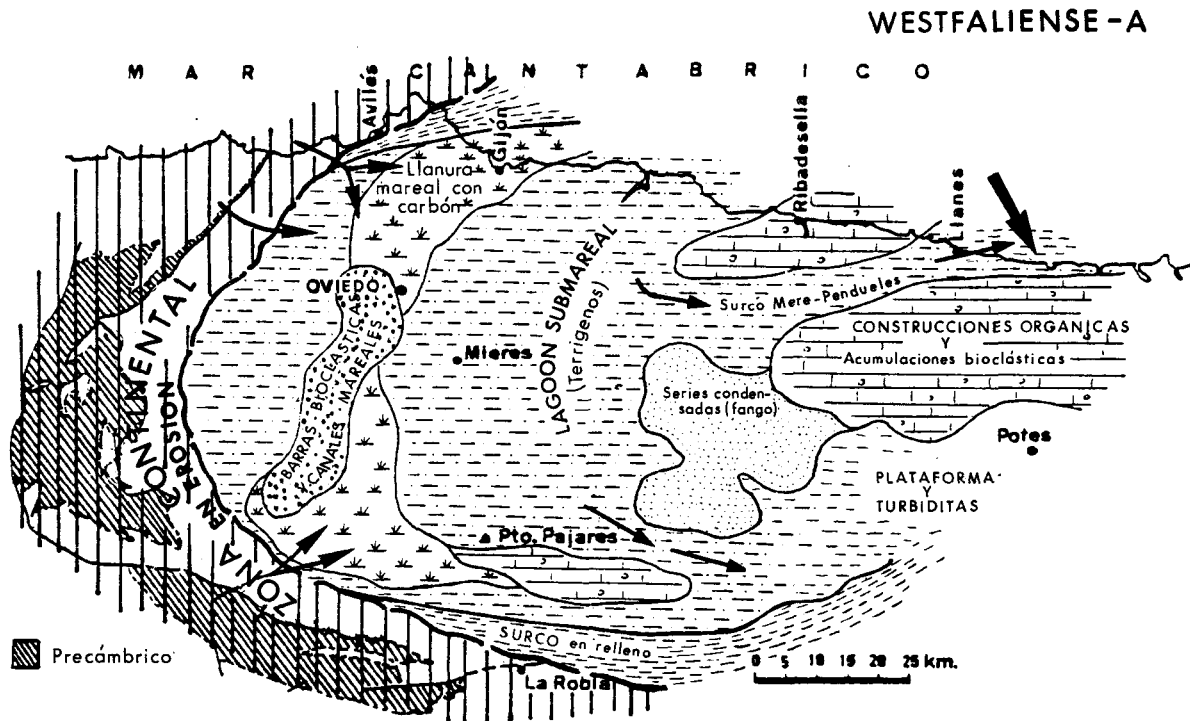


Fig. II.42.— Distribución de facies durante el Westfaliense A.

*Formación "Ricacabiello"*, con mayor intensidad de sedimentación y algunos niveles de calizas oscuras, que recuerdan a las facies de la *Formación "Barcaliente"*, intercaladas entre fangos y arenas de lagoon.

A ambos lados del surco Meré-Pendueles, con salida de material removilizado del lagoon, continúa creciendo la plataforma carbonatada con barras bioclásticas y construcciones orgánicas (predominio de algas) en facies de "Valdeteja". La salida de terrígenos del lagoon se mezcla con los aportes que llegan al surco N, dando las facies turbidíticas de Pendueles, que en ocasiones se relacionan claramente con pequeños cañones por donde se introducen en el surco, y desde el S, materiales clásticos y bioclásticos de la "Caliza de Montaña" (zonas de Vidiago y Buelna).

La Zona de Pisuerga-Carrión, de la que no disponemos de suficiente cantidad de datos en este momento, continúa con un complejo de plataforma en rampa, surcada por depresiones lineales (¿cañones?) que da la típica disposición de parches calcáreos en las hombreras de la plataforma, con areniscas o algún nivel de conglomerados que rellenan el

surco, señales de baja estabilidad mecánica, e incluso suaves desplazamientos a lo largo de la rampa de los bordes de las facies carbonatadas (serie de Cosgaya). Lateralmente, aunque las relaciones geométricas son poco netas, quizá por la fuerte deformación tectónica, se pasa a turbiditas, que por las intercalaciones de "tempestitas" que incluyen, no representarían una profundidad superior a 500 m (?), aunque se trata de una zona con fuerte y desigual subsidencia.

#### II.10.3.2 Westfaliense B

Corresponde a una etapa de la que no hay suficientes dataciones paleontológicas, ni en la escala marina ni en la continental. Para la Cuenca Carbonífera Central, la facies más representativa es la "Caliza de Escalada" o el "paquete Levinco".

En la Fig. II.43, donde se representan los principales ambientes generalizados por el Westfaliense B, destaca la *Formación Escalada* que se extiende sobre todo el gran lagoon submareal interno existente en el Westfaliense A y flanqueado por bancos o construcciones carbonatadas, recubriendo parcialmente el área

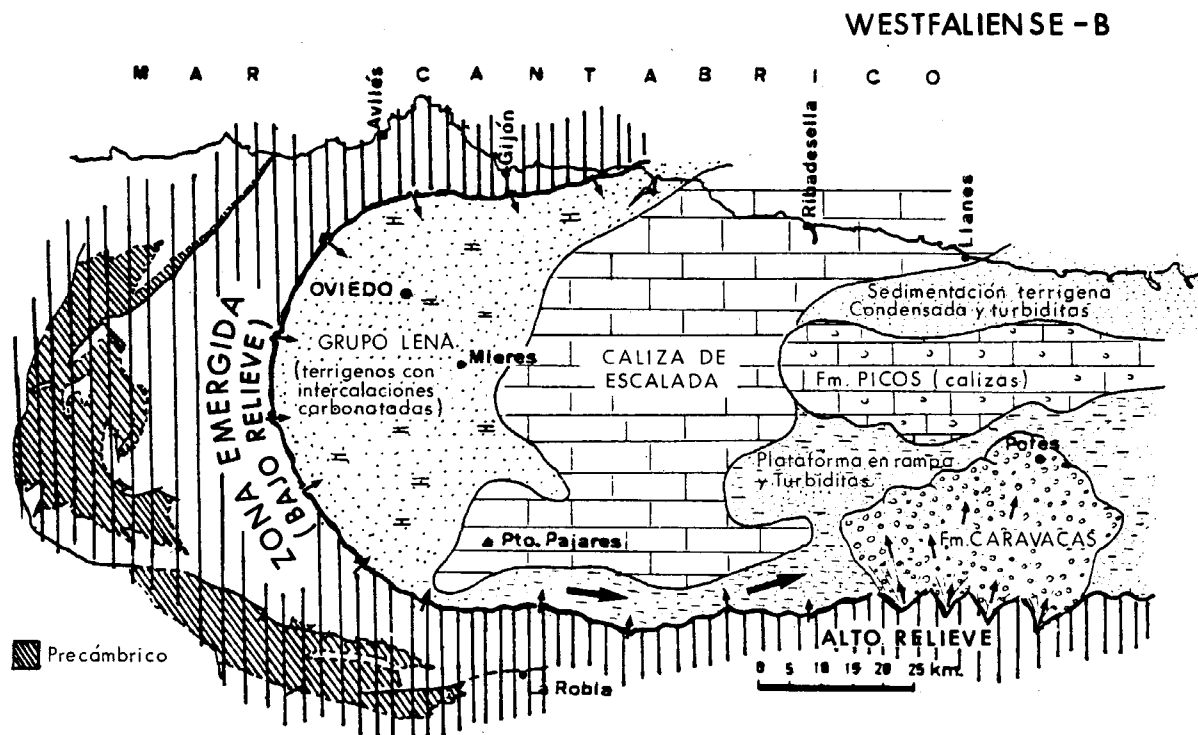


Fig. II.43.— Distribución de facies durante el Westfaliense B.

ocupada por las series condensadas de terrígenos con calizas a techo. La Caliza de la Escalada, desaparece hacia el Oeste sustituyéndose por los depósitos terrígenos de un extenso lagoon con delgados episodios carbonatados, generalmente asociados a construcciones de algas y acumulaciones bioclásticas (Grupo Lena).

La zona continental ha avanzado suavemente por el Oeste pero no hay suficiente intensidad de aportaciones terrígenas que permitan pensar en un relieve fuerte, sino que las facies nos muestran aspectos contrarios; así, hay muy pocas estructuras internas que indiquen acción mecánica, con excepción de los canales distribuidores de pequeñas dimensiones, sólo señales de oleaje o delgadas y discontinuas laminaciones de ripples de corriente. Las facies arenosas canalizadas son escasas y predominan las de gran extensión areal, siempre con espesores relativamente reducidos. En algunas ocasiones intercalaciones cuarcíticas, ya en la Cuenca Central, señalan etapas de máximo retoque de oleaje en los frentes de algunos canales de areniscas poco maduras.

Por el Sur, la Cuenca Central termina en una corta plataforma conectada con los restos del surco, todavía no completamente relleno por sedimentos ni cerrado por compresión tectónica, que termina colmatándose con turbiditas que pasan en el techo a secuencias deltaicas y de llanura de marea, con aportación de sedimentos desde el Sur. Al igual que ocurre con el borde W, no hay aquí una red fluvial bien desarrollada con distribuidores caudalosos, sino que las secuencias deltaicas apuntan hacia cuencas de drenaje pequeñas, lo que puede haber influido en la baja intensidad de sedimentación durante el tránsito Bashkiriense-Moscoviense.

La Zona de Picos de Europa continúa como plataforma carbonatada aunque presenta momentos de condensación o emersión con carstificación y no sedimentación. Esta emersión, que pudo haber comenzado en etapas anteriores, originó una circulación de agua dulce a partir del acuífero que se formó en la zona emergida, terminando de disolver las sales de la Formación Barcaliente y originándose brechas de colapso, al mismo tiempo que el magnesio se redistribuye dando una aureola

dolomítica sobre los carbonatos que rodeaban las facies salinas. Tanto las zonas dolomitizadas como las vadosas establecidas por emersión, presentan algunos yacimientos de minerales metálicos cuya génesis pudo haber estado relacionada con estos procesos.

La zona al Sur de Picos de Europa (Pisuerga-Carrión) sigue ocupada por una desigual plataforma en rampa, con inclinaciones muy variables, quizás producto de la inestabilidad tectónica, y una gran depresión en la que se apilan sucesiones de turbiditas. Al final de esta etapa, el borde sur de la zona Pisuerga-Carrión se eleva, volcando sobre la cuenca una gran masa de conglomerados (Curavacas), que se colocan discordantes sobre el Devónico y Carbonífero más inferior, apareciendo de Sur a Norte desde facies de barras de abanicos aluviales a barras de bancos de canales "braided" que se extienden y penetran en la plataforma como "fan deltas" llegando a introducirse finalmente como coladas de transporte en masa entre las turbiditas.

#### II.10.3.2.3 Westfaliense C

Entre el Westfaliense B y el C (Kashiriense-Podolskiense) hay grandes cambios en la distribución de ambientes (Fig. II.44). El extenso lagoon que ocupaba la zona occidental, donde se depositaron los "paquetes" "Fresnedo" y "Levinco", se reduce en extensión, transformándose en un ambiente estuarino, semicerrado y alimentado por redes fluviales de cierta importancia (Zona de Riosa). La sucesión está formada por depósitos de importantes canales activos que cruzan la llanura de marea estuarina de aguas salobres y sólo presentan niveles con fauna marina en la base de algunos tramos arenosos de entrada mareal. Las arenas del frente de los canales, sufren retoques por el oleaje y se extienden sobre amplias áreas.

Hacia la parte alta del Westfaliense C, llega a la cuenca una importante masa de conglomerados, fundamentalmente cuarcíticos, con cantos muy evolucionados ("Conglomerados de Mieres") cuyos primeros niveles, están precedidos de condiciones de transporte de sedimentos con alta velocidad de flujo, sin aumento apreciable en el canal fluvial. Esto significa, que el conglomerado se forma a expensas del

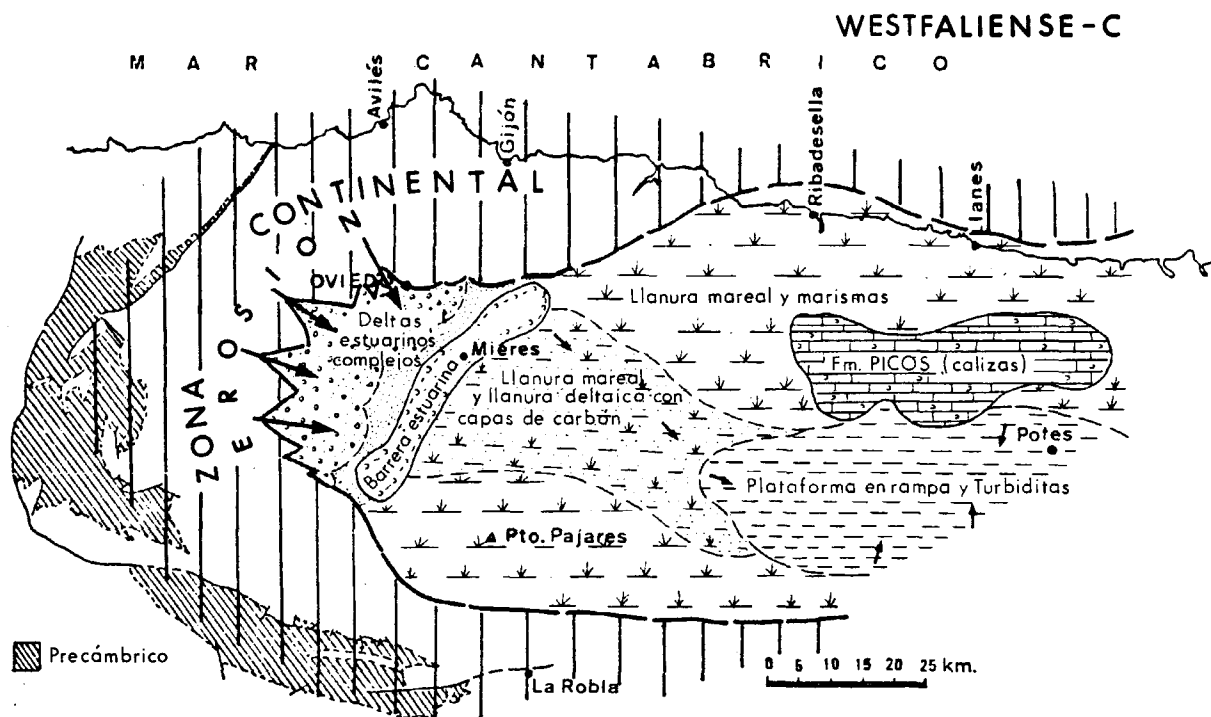


Fig. II.44.— Distribución de facies durante el Westfaliense C.

vaciado de las barras y depósitos de la red fluvial, activa en la zona continental como consecuencia de una basculación hacia el E-SE.

El área, ocupada por la "Caliza de Escalada" en la etapa anterior, se individualiza ahora en una zona central, algo más deprimida y alargada hacia el SE, en la que se depositan secuencias terrígenas deltaicas con espesores cada vez más potentes. Lateralmente, tránsito a la *Formación "Fito"* por el Norte y a las "Series de Villamanín" por el Sur, la llanura marea con extensas zonas ocupadas por llanuras deltaicas sobre las que se forman importantes capas de carbón, en los momentos de mayor emersión y progradación deltaica pasa a una llanura marea con menores episodios canalizados, cuerpos arenosos más afectados por retoque marea, calizas bioclásticas y de algas y marismas, sobre las que también llegan a formarse capas de carbón. La alta intensidad de sedimentación en esta etapa, dificulta definir una tendencia en los cambios laterales.

Al frente de la llanura deltaica, se abre una plataforma en rampa, marcando un surco alargado hacia la Zona del Pisuerga-Carrión,

que se rellena con turbiditas y sedimentos deltaicos procedentes principalmente de la zona meridional.

En el área de los Picos de Europa, continúa la sedimentación carbonatada y de construcciones orgánicas ("*Formación Picos*"); esta zona debería acusar una reducción por el Norte y Oeste de las facies carbonatadas, a expensas de una mayor extensión de terrígenos, pero la gran complejidad tectónica impide precisar este proceso.

#### II.10.3.2.4 Westfaliense D

Aunque las condiciones de cierre estuarino de la Cuenca de Riosa se han representado en la Fig. II.44 (Westfaliense C), su posición, de acuerdo con las dataciones paleontológicas existentes, correspondería al Westfaliense D inferior. A partir de la situación mencionada, la tendencia de cambio de la Cuenca Central es de una neta reducción en la extensión de las facies.

En la Fig. II.45, se ha representado la distribución de los principales ambientes deposicionales para la etapa correspondiente al Westfaliense D. Por el Oeste, se establece un

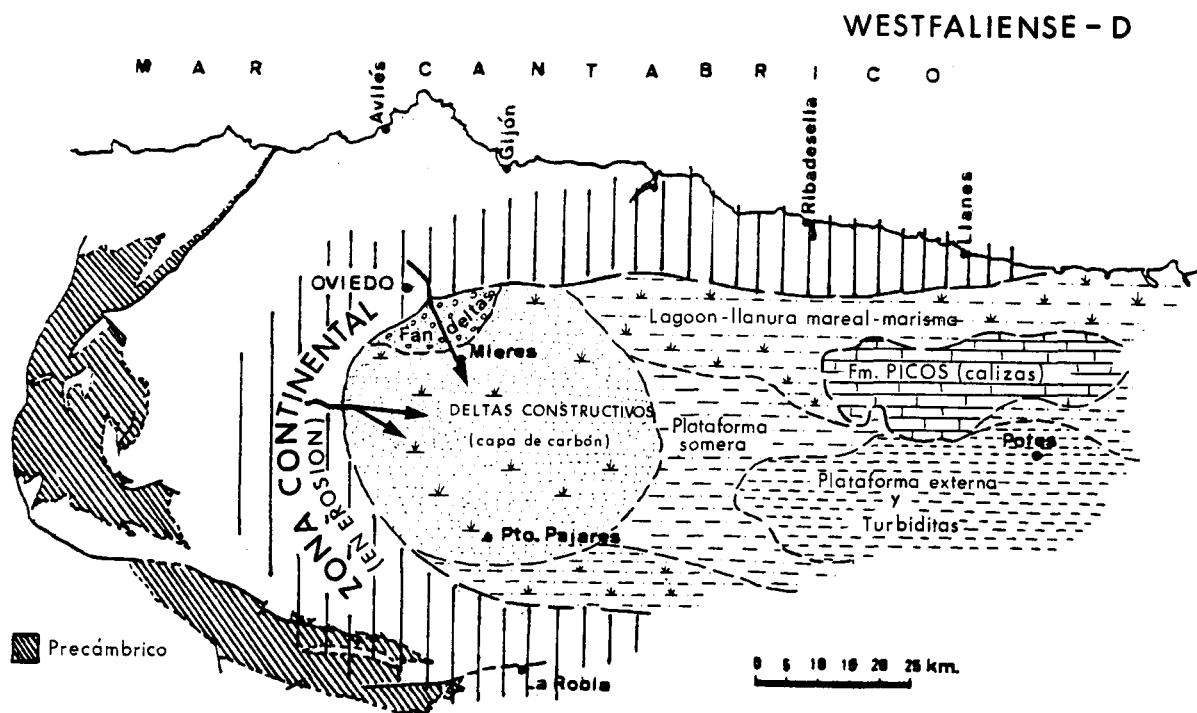


Fig. II.45.— Distribución de facies durante el Westfaliense D.

complejo deltaico, de gran intensidad de sedimentación y de tipo digitado o lobulado, con distribuidores bien definidos. Este sistema no llega a recubrir el episodio asociado a una zona de altos relieves situada al NW, que introduce un potente conglomerado calcáreo (fan-delta de Olloniego), bien diferenciado del "Conglomerático de Mieres" de naturaleza cuarcítica; los cantos, de procedencia diversa, fragmentos de calizas del Westfaliense A y B, que en algunas zonas canalizadas indican entradas del NE, se mezclan con otros de calizas y areniscas devónicas, con dirección de aporte de Norte a Sur; la evolución de los mismos, su procedencia y grado de madurez, indican en todos los casos un área madre muy próxima, con una cierta intensidad de erosión; el depósito resultante es un fan-delta, que se introduce rápidamente en un ambiente submareal.

En esta etapa, frente a la extensa zona central ocupada por el complejo deltaico, hay una reducción de las llanuras de marea marginales, con marismas y facies de lagoon restringidos. El frente deltaico se prolonga en una plataforma marina somera, con sedimentos terrígenos que sobrepasan el delta o marginales

a las llanuras de marea. El surco y enlace en rampa con la plataforma, continúa rellenándose fundamentalmente con turbiditas que proceden de los sistemas deltaicos situados en zonas más meridionales, que no se han representado en nuestro esquema.

#### II.10.3.3 WESTFALIENSE-STEPHANIENSE

La tendencia en reducción y compartimentación de la cuenca, se acentúa durante el Cantabriense y Stephaniense. A. Una de las reducidas cuencas de sedimentación corresponde al sinclinal de Sama, en donde aparecen secuencias de llanura marea, atravesadas por canales fluviales con gravas calcáreas, procedentes del Carbonífero más inferior ("gonfolitas"), que se extienden en pequeños "fan-deltas", indicando un cierto relieve hacia el N-NW.

Otros dos afloramientos, a distancia, rodean por el Norte (Cabrales) y por el Oeste (Beleño), la zona de los Picos de Europa, en la que todavía continúa la sedimentación carbonatada de construcciones orgánicas y bioclasticas, que presenta un talud muy fuerte hacia el S y SE. En estas condiciones se deposita la

Formación "Lebeña", extendiéndose hacia el SW y bordeando los Picos de Europa.

Finalmente indicaremos, que una vez estrangulada la cuenca Westfaliense-Stephanien- se A, aparecen facies continentales discordantes, que se sitúan en las zonas marginales de la

primitiva plataforma Carbonífera, por lo que de instalarse un sistema de sedimentación con transporte centrífugo desde la zona ocupada por la Cuenca Central, volveríamos a condiciones similares a las del modelo centrífugo de sedimentación devónica.



## II.11 EVOLUCION ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTABRICA DURANTE EL CARBONIFERO

*L.R. Rodríguez Fernández*

División de Geología, Instituto Geológico y Minero de España.

### II.11.1 INTRODUCCION

El estudio de la evolución estructural de la Zona Cantábrica está íntimamente ligado al conocimiento de la distribución y estructura de los materiales carboníferos, ya que éstos constituyen los testigos cohetáneos de los acontecimientos tectónicos que, preferentemente durante el Carbonífero superior, originan la cadena herciniana.

Como ya se ha dicho anteriormente, la cadena herciniana, en el NW de la Península Ibérica describe un arco, cuya concavidad, abierta hacia el E, está ocupada por la Zona Cantábrica (Fig. II.46). Este arco, denominado "Arco Asturiano" o "Rodilla Astúrica" determina que las vergencias de las estructuras más importantes (cabalgamientos y pliegues) sean centrípetas, alcanzándose la máxima concavidad en la Zona Cantábrica donde se llegan a encontrar vergencias opuestas (hacia el N en su rama S y hacia el S en su rama N) (Fig. II.48).

Estructuralmente, la Zona Cantábrica, constituye la zona más externa de las que LOTZE (1945) considera en este sector del Hercínico. Se caracteriza por una deformación epidérmica, sin metamorfismo y en la que el desarrollo de estructuras penetrativas, como la esquistosidad, se produce de forma ocasional y sólo localmente.

### II.11.2 LA ESTRUCTURA DE CONJUNTO DE LA ZONA CANTABRICA

En la Zona Cantábrica se pueden considerar una serie de unidades, teniendo en cuenta criterios estructurales y estratigráficos, que se disponen más o menos concéntricos dibujando el "Arco Asturiano". Se han utilizado una gran cantidad de denominaciones locales, agrupadas por DE SITTER (1962) en dos

grandes unidades, "Astúrides" y "Leónides" separadas por las "Leon line". El esquema más completo y que ha prevalecido posteriormente, es el de JULIVERT (1971) (Fig. II.47). Este esquema es el adoptado en la descripción de unidades de esta obra, y considera como ya se ha visto, cinco grandes unidades (Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Mantos, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión) separadas de la Zona Asturoccidental-Leonesa por el antiforme del Narcea. Este antiforme, cuyo flanco E cabalga parcialmente a la Zona Cantábrica, constituye un extenso afloramiento de materiales precámbricos.

En algunas de estas unidades se pueden diferenciar una serie de subunidades (Figs. II.47 y II.48) que corresponden generalmente a unidades estructurales importantes dentro de dominios paleogeográficos similares.

Esta disposición estructural es fruto del emplazamiento de mantos de despegue de tipo "apalachense" (JULIVERT, 1971), con pliegues asociados vergentes hacia el núcleo del "Arco Astúrico", modificados por un repliegamiento posterior, en el que se han distinguido dos sistemas de pliegues, uno "longitudinal" a las trazas cartográficas de los mantos y que en algunos puntos los deforma y otro aproximadamente ortogonal, denominado "radial" por JULIVERT y MARCOS (1973) (Fig. II.48).

### II.11.3 LOS MANTOS DE LA CORDILLERA CANTABRICA

La existencia de mantos en la Cordillera Cantábrica fue dada a conocer por primera vez por GOMEZ DE LLARENA y RODRIGUEZ ARANGO (1948) que describen el manto de Somiedo (Fig. II.48).

Posteriormente DE SITTER (1959) des-

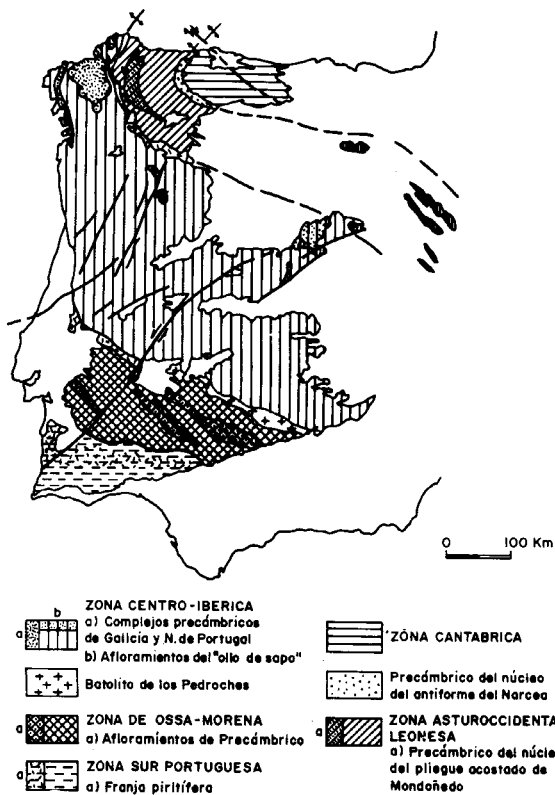


Fig. II.46.— División de zonas del Macizo Hespérico según JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE basado en LOTZE (1945).

cribe el manto del Esla que en un principio interpreta con un movimiento N-S, aunque más tarde considera un desplazamiento S-N. Los diferentes mantos han sido descritos posteriormente por diversos autores: GARCIA FUENTE (1959), JULIVERT (1965, 1967), RUPKE (1965), SJERP (1967), MARCOS (1968), BOSCH (1969). Las características geométricas han sido descritas por JULIVERT (1971), considerando como esenciales la existencia de un nivel generalizado de despegue, normalmente situado en la base de la formación carbonatada de Lán cara (Cámbrico), permaneciendo la superficie de cabalgamiento normalmente paralela a la estratificación del alóctono. En el autóctono la superficie de cabalgamiento corta, en ocasiones, a la estratificación pero el paralelismo se mantiene en grandes distancias. Las superficies de cabalgamiento muestran asimismo "digitaciones" y "saltos" a niveles de despegue situados en la base de otras formaciones más jóvenes ("gri-

tte" carbonífera). PULGAR et al. (1981) completan las características geométricas de estas estructuras con la descripción de una serie de elementos nuevos tales como "fallas lítricas", "duplex tectónicos", "cuñas tectónicas" y pliegues asociados inequívocamente al emplazamiento de los mantos, que evidencian un comportamiento no totalmente homogéneo de la lámina cabalgante.

Los mantos de la Cordillera Cantábrica se consideran similares en su geometría y génesis a los de otras cordilleras de plegamiento tales como Apalaches, Rocosas, etc., invocando estos autores, un origen controlado por "fallas lítricas" del substrato precámbrico que provocan un despegue generalizado de la cobertera al nivel de las calizas de Lán cara.

Algunos autores, sin embargo, basados en criterios tales como la disposición centrípeta de mantos y pliegues, sin una dirección de movimiento constante y con momentos de emplazamiento no isócronos, o la presencia de multitud de "fases de deformación" de valor local, con estructuras asociadas interpretadas como gravitacionales (AMBROSE, 1972; SAVAGE, 1967; MAAS, 1974), consideran un origen gravitacional para los mantos cantábricos, producidos por la deformación epidérmica de una supraestructura despegada de un basamento cratonizado y sin una relación directa con los acontecimientos regionales hercínicos que afectan al NW Peninsular (SAVAGE, 1979).

#### II.11.4 LA EVOLUCION TECTONOESTRATIGRAFICA PRECARBONIFERA

La Zona Cantábrica constituye una amplia plataforma estable desde los tiempos cámbricos. El substrato de la secuencia paleozoica, aflorante en el antiforme del Narcea, lo constituyen las turbiditas y lutitas del Precámbrico superior, sin que se puedan observar la preexistencia de un zócalo antiguo cratonizado. El Paleozoico se apoya discordantemente sobre el Precámbrico y los materiales precarboníferos constituyen una poco potente sucesión (2.700 m) de sedimentos siliciclásticos y carbonatados depositados en un ambiente marino somero y dispuestos en unidades litoestratigráficas de gran extensión regional. Esta sucesión, notablemente menos potente que la

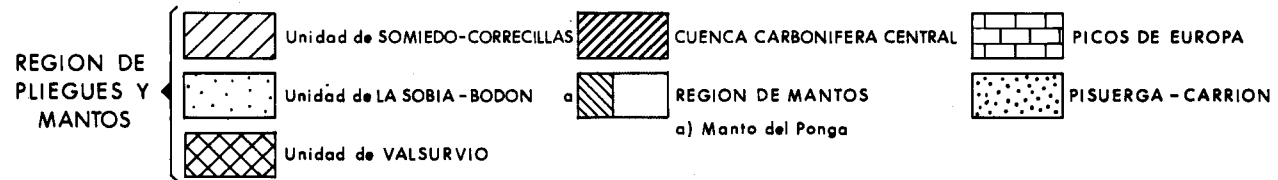
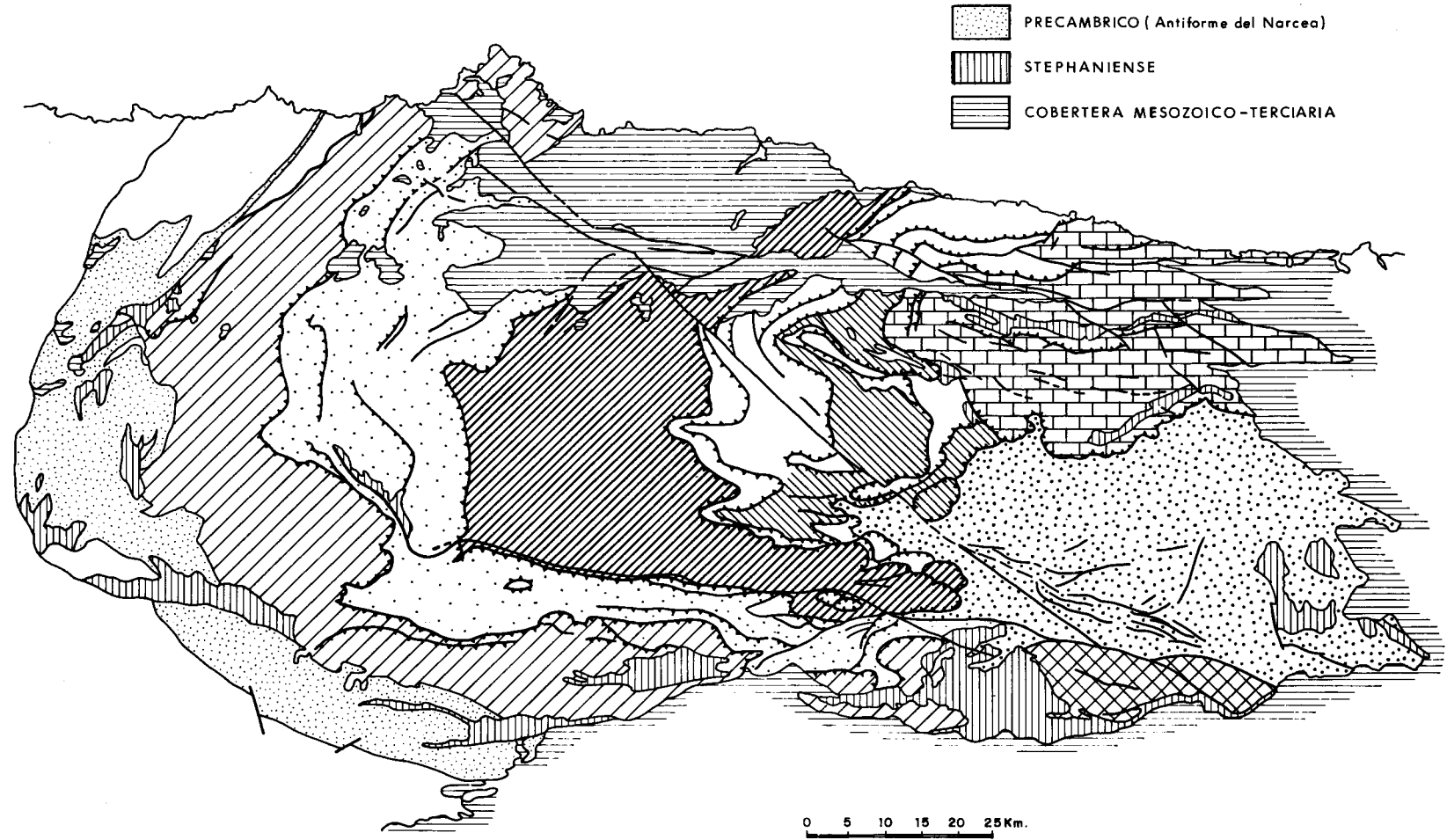


Fig. II.47.— Unidades estructurales de la Zona Cantábrica, basado en JULIVERT (1971), modificado.

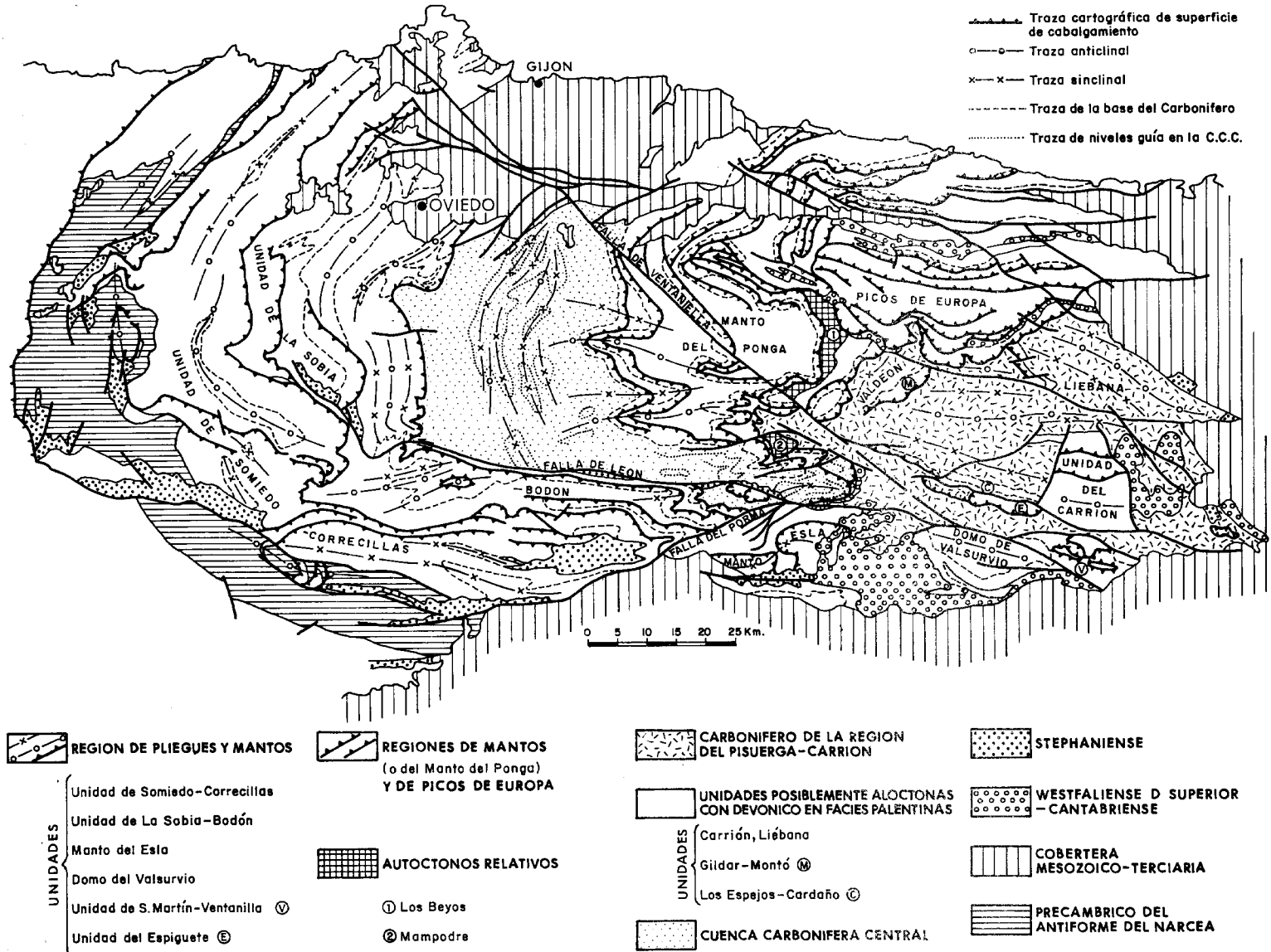


Fig. II.48.— Esquema estructural de la Zona Cantábrica.

del Paleozoico inferior de la Zona Asturoccidental-Leonesa, presenta algunas interrupciones bastante generalizadas (Ordovícico medio-superior) o locales (todo o parte del Devónico en algunas unidades).

Estos hechos, han conducido a algunos autores (DE SITTER, 1962; RUPKE, 1965; BOSCHMA y STAALDUINEN, 1968; SAVAGE, 1979 y READING, 1980), a suponer la existencia de líneas estructurales mayores, activas sinsedimentariamente durante todo el Paleozoico, que delimitan áreas paleogeográficas distintas ("Astúrides", con sedimentos silúrico-devónico ausentes y "Leónides" con una secuencia más completa). Estas líneas, especialmente la "León Line" provocan, según estos autores, movimientos verticales de bloques, originando varias disconformidades y delimitando facies distintas a ambos lados, papel este que preludia el comportamiento tectónico de la corteza, durante el Carbonífero, en este sector de la Cordillera Herciniana.

La existencia de una tectónica tangencial importante en la Zona Cantábrica, delimitando unidades con facies distintas actualmente muy próximas, la existencia de facies idénticas a ambos lados de estas "líneas estructurales" y la coincidencia, más o menos marcada, entre las unidades tectónicas y paleogeográficas a lo largo del "Arco Asturiano" (JULIVERT, 1971a y b), permiten deducir que los sedimentos precarboníferos forman una cuña cuya máxima potencia se sitúa en la zona próxima al antiformal del Narcea y que se adelgaza progresivamente hacia el núcleo del "Arco Asturiano". Esta disposición, se debe a la existencia de un área emergida, a partir del Ordovícico, en el sector de menor potencia estratigráfica, con un desplazamiento progresivo de la línea de costa hacia el mar abierto situado hacia el S y el W.

La continuidad de estas condiciones, con direcciones de aporte procedentes exclusivamente del área emergida (GIETELINK, 1973; MENDEZ-BEDIA, 1976; GARCIA-RAMOS, 1978) se ve truncada en el Devónico superior con la aparición de elementos procedentes del W y SW (FRANKENFELD, 1982) y condiciones de sedimentación semicontinentales en el área próxima del antiformal del Narcea (LEYVA et al., in lit.). Los sedimentos siliciclásticos

someros del Devónico superior cubren toda la Zona Cantábrica reposando sobre unidades cada vez más antiguas hacia el núcleo del "Arco Asturiano".

Estos hechos, interpretados clásicamente como una transgresión, significan el inicio de un nuevo ciclo sedimentario con la inmersión de la Zona Cantábrica, recubierta en todos sus puntos, por los sedimentos someros del Fameniense y las series carbonatadas condensadas del Carbonífero más bajo.

Una excepción a este modelo la constituyen los afloramientos devónicos de las unidades del Carrión, Montó y Liébana (Fig. II.48), en la región del Pisuerga-Carrión. Estos sedimentos han sido interpretados, con criterios peleocológicos, como propios de un ambiente pelágico (BINNEKAMP, 1965; BROUWER, 1964, 1967) aunque las características sedimentarias de algunas de sus formaciones (Murcia) no parecen muy distintas de las de una plataforma somera de forma similar a todo el ámbito cantábrico. No obstante, la existencia de una tectónica tangencial importante en la Zona Cantábrica y la existencia de fracturas tardihercínicas próximas a estos afloramientos (León, Ventaniella) (Fig. II.48), con movimientos de desgarre importantes, descritos en áreas próximas (MARCOS, 1968; JULIVERT et al., 1971; BASTIDA et al., 1976), permite suponer razonablemente, que dichos afloramientos no ocupan actualmente una posición relativa autóctona, aunque por el momento es imposible precisar más sobre la geometría, génesis y emplazamiento de estas unidades.

#### II.11.5 EVOLUCION TECTONOSEDIMENTARIA DURANTE EL CARBONIFERO INFERIOR Y NAMURIENSE

Durante el Carbonífero inferior se produce una homogeneización sedimentaria en un ambiente de tranquilidad tectónica que permite el depósito de series condensadas de notable extensión en todo el área.

A partir del Namuriense ( $E_1$ - $E_2$ ) se detectan los primeros síntomas de inestabilidad tectónica, olistostromas, brechas de borde de talud, "slums" y turbiditas (REUTHER, 1977; FRANKENFELD, 1981; JULIVERT, 1978), localizadas en las unidades más próxi-

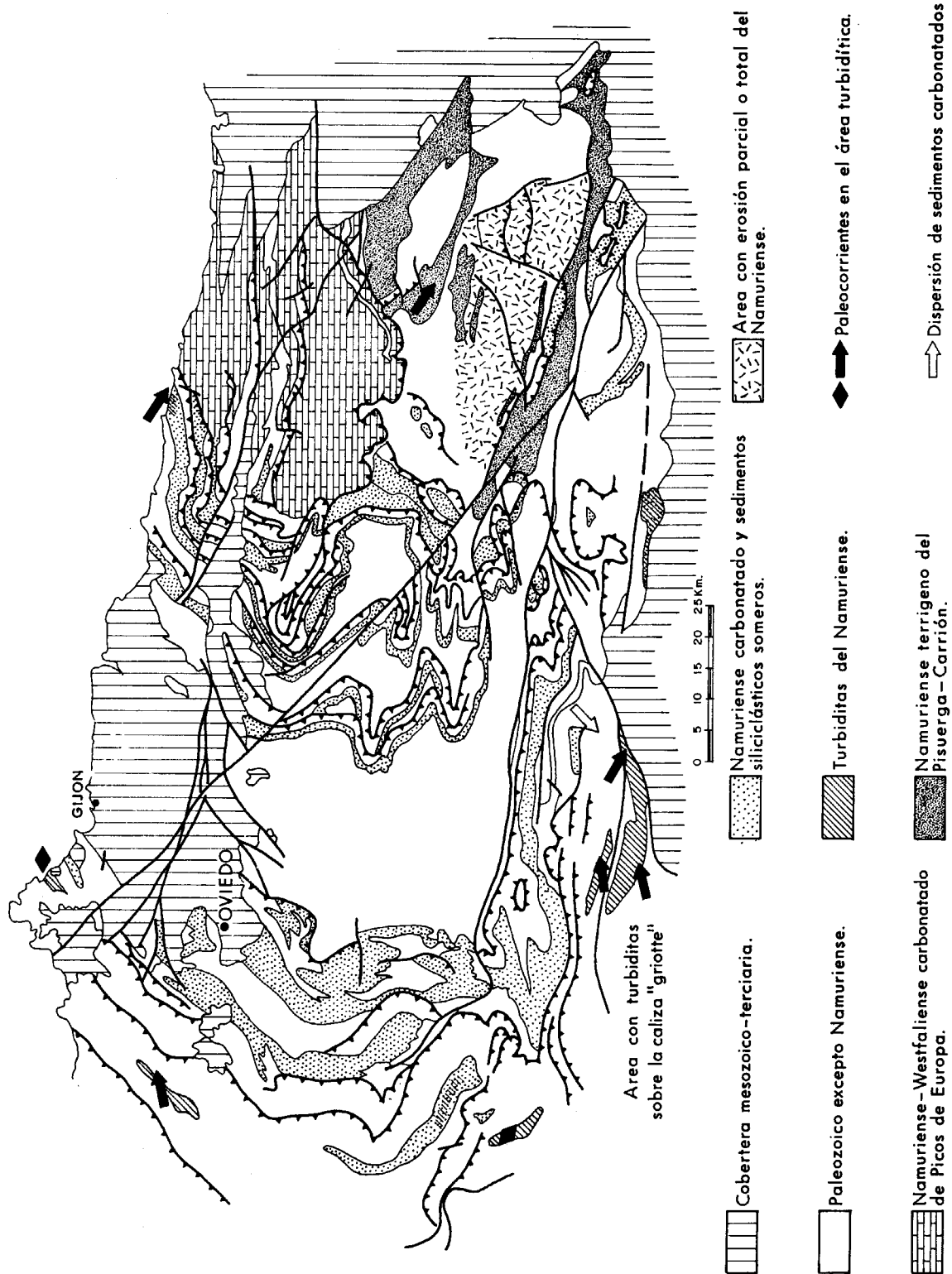


Fig. II.49.— Distribución de los afloramientos namurienses de la Zona Cantábrica, direcciones de paleocorriente y facies; basado en JULIVERT (1978), SANCHEZ DE LA TORRE et al., (1981), FRANKENFELD (1981) y datos propios.

mas al antifirme del Narcea o en la región del Pisuerga-Carrión, coexisten con la generalización de una plataforma carbonatada, somera, en prácticamente toda la Zona Cantábrica (SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1978, 1981).

La distribución de facies y paleocorrientes (Fig. II.49) muestra un gran paralelismo con la traza de las estructuras tectónicas (JULIVERT, 1978), con la delimitación de un surco, en el que se acumulan turbiditas, que rodea a la plataforma por el S y W y con la iniciación de dos importantes áreas subsidentes (Cuenca Carbonífera Central y Cuenca de la Liébana). La procedencia de los elementos terrígenos se encuentra fuera de la Zona Cantábrica (al S y W) con lo que se consolida la inversión del modelo sedimentario. Estos hechos nos permiten deducir que en el Namuriense ya se han producido la iniciación del movimiento de los mantos cantábricos, aún de forma subcutánea, y que las áreas más internas de la Cordillera Herciniana ya estaban emergidas.

#### II.11.6 EL WESTFALIENSE COMO PERIODO DE MAXIMA ACTIVIDAD TECTONICA

A partir del "Bashkiriense" o del "Moskoviense", según las zonas, se alcanzan las condiciones claramente "orogénicas", con rápidos cambios de facies y potencias, presencia de sedimentos turbidíticos y olistostromas, existencia de conglomerados y de varias discordancias y disconformidades de extensión e importancia variables. La sedimentación se produce, generalmente, en cuencas diferenciadas, con subsidencias rápidas y tasas de sedimentación elevadas, alcanzándose potencias muy notables en algunas zonas (6.000 m en la Cuenca Carbonífera Central).

La distribución de facies es más compleja, coexistiendo depósitos carbonatados de varios tipos: calizas bioclásticas y bioconstruidas e incluso facies condensadas (Ricacabiello), con depósitos siliciclásticos muy diversos. En general se observa una "continentalización" del área situada en la parte convexa del "Arco Asturiano" (región de Pliegues y Mantos) con desarrollo de facies propias de llanura costera

somera e instalación de deltas que progradan hacia el núcleo del arco, con lo que se completa el relleno del surco carbonífero de este sector. En la Región del Pisuerga-Carrión aparecen los primeros conglomerados discordantes (Triollo) caracterizados por un origen local de sus clastos.

La intensificación de los procesos tectónicos desde el Westfaliense A superior hasta el Westfaliense D provoca la extensión de la sedimentación siliciclástica y la reducción gradual del ambiente carbonatado a la región de Picos de Europa (Fig. II.50) con algunas excepciones notables; calizas de Peña Redonda y Escalada en la zona central de "arco astúrico" y otros niveles en la Región del Pisuerga-Carrión (Pando, Panda, el Ves, etc.). Aparecen importantes acúmulos de conglomerados (sector central de la Liébana, Los Cintos, Curavacas, Mieres y Olloniego, en la cuenca carbonífera central), con facies fluviales, deltaicas o de pendiente submarina. La progradación de ambientes y dirección de aportes desde el W y NW en la Cuenca Carbonífera Central (JULIVERT, 1978; SANCHEZ DE LA TORRE et al., 1981) y del S y SW en la cuenca de la Liébana (GRAAF, 1971; JULIVERT, 1978; HEWARD y READING, 1980) (Fig. II.50), y la naturaleza de los clastos, indica la existencia de áreas emergidas en la Región de Pliegues y Mantos y en el sector Sur del Pisuerga-Carrión (unidad del Carrión), y la eliminación erosiva de sedimentos del Carbonífero inferior y del Devónico (Fig. II.49).

La existencia de discordancias importantes en algunos puntos de la Región del Pisuerga-Carrión (Curavacas) y en algunas zonas de la Región de Pliegues y Mantos (Manto del Esla, ALONSO in lit.) indican que la actividad tectónica mayor, especialmente el avance de los mantos, estaba prácticamente finalizada en estos momentos (Westfaliense B en el Pisuerga-Carrión, Westfaliense C en el Manto del Esla); por el contrario, la ausencia de discordancias en la Cuenca Carbonífera Central indica la existencia de una actividad tectónica continuada hasta el Stephaniense en este sector (MARCOS y PULGAR, 1982) y la ausencia de cabalgamientos internos dentro de esta unidad (JULIVERT, 1978).

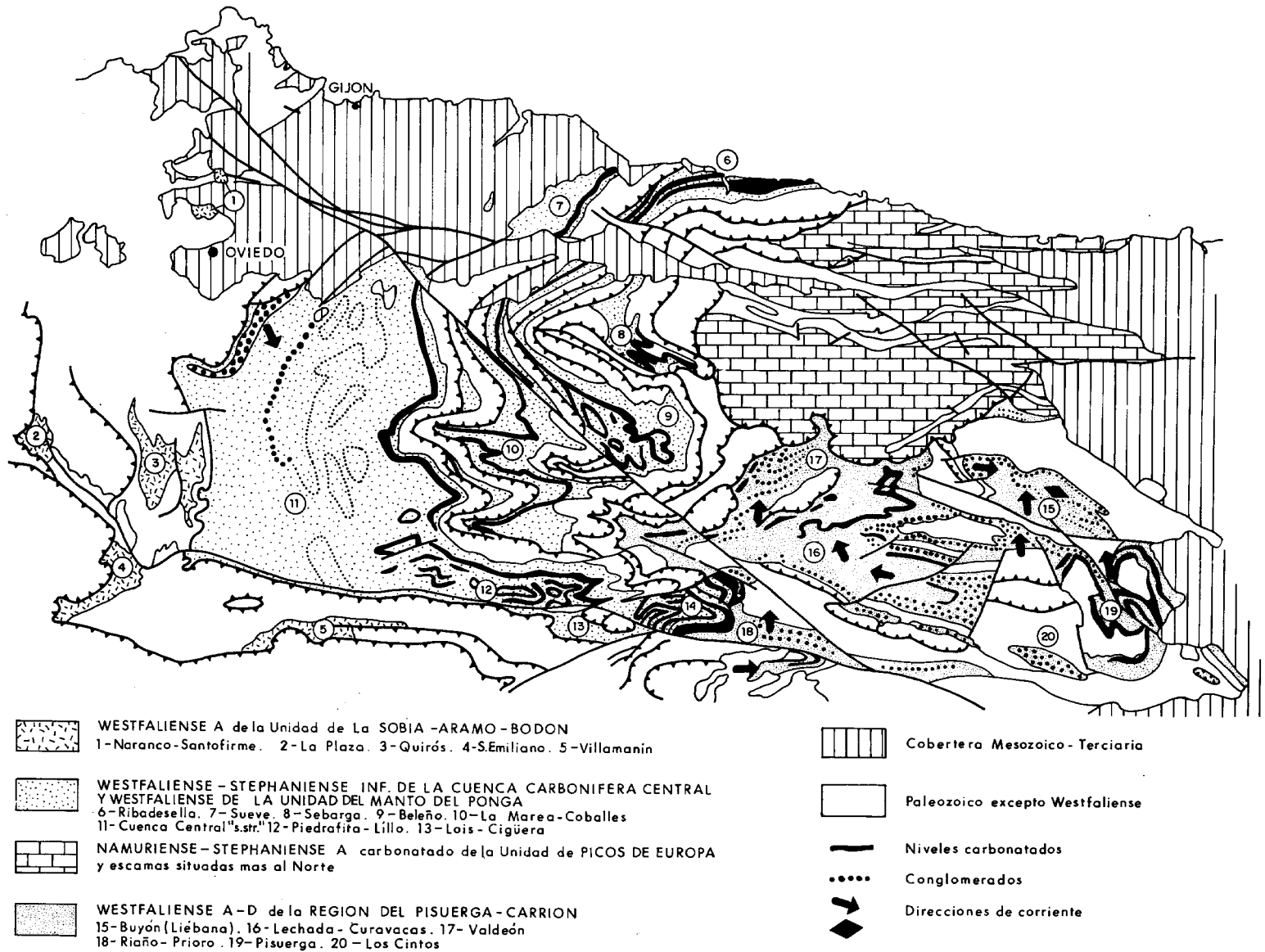


Fig. II.50.— Afloramientos de Westfaliense en la Cordillera Cantábrica y direcciones de corriente; basado en LOBATO (1975); JULIVERT (1978); HEWARDS y READING (1980), SANCHEZ DE LA TORRE et al., (1981) y datos propios.



### II.11.7 LOS ACONTECIMIENTOS TECTONOSEDIMENTARIOS TARDIOS

Durante el Westfaliense D superior y el Stephaniense A se produce el mayor grado de compartimentación e independencia en las características de los distintos sedimentos de esta edad (Fig. II.48).

En la Cuenca Carbonífera Central se alcanza la máxima influencia continental; las cuencas del Pisuerga y del Cea presentan características de cobertura discordante con abundancia de niveles conglomeráticos de origen fluvial, coexistiendo con niveles marinos someros e incluso turbidíticos (NEDERLOF, 1959 y YOUNG, 1976). En los Picos de Europa se localizan depósitos turbidíticos y olistotramas discordantes, posiblemente ligados al emplazamiento de unidades cabalgantes (MARQUINEZ, 1978), coexistiendo con la permanencia de la sedimentación carbonatada.

Las características apuntadas y la presencia de estos sedimentos sólo en áreas localizadas, permiten suponer que el emplazamiento de las unidades tectónicas alóctonas y posiblemente su plegamiento posterior habían finalizado en el Westfaliense D superior en extensas áreas de la Zona Cantábrica (JULIVERT, 1978), aunque se han descrito ejemplos de reactivación de pliegues del zócalo, con desarrollo de discordancias progresivas sinsedimentarias (ALONSO, 1982) en el área próxima al Manto del Esla.

En la Región de los Picos de Europa, por el contrario, es en este momento cuando se registra la máxima actividad tectónica con el desarrollo de varias escamas y el cabalgamiento de toda la unidad sobre el Manto del Ponga y la Región del Pisuerga-Carrión.

Los depósitos del Stephaniense B-C, con carácter exclusivamente continental (WAGNER, 1966, 1970; VIRGILI y CORRALES, 1966; KNIGHT, 1971; HEWARD, 1978) se depositan en cuencas intramontañosas aisladas (Fig. II.48), distribuidas por las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa, claramente ligadas a las grandes líneas de fractura tardihercínicas y deformadas exclusivamente por los movimientos verticales de estas fracturas.

### II.11.8 INTERPRETACIONES SOBRE LA HISTORIA ESTRUCTURAL DE LA ZONA CANTÁBRICA; REVISION HISTORICA

En la Zona Cantábrica se ha discutido largamente la relación entre los acontecimientos sedimentarios, especialmente las discordancias como elementos importantes, y los eventos tectónicos.

Desde los primeros trabajos, especialmente en época moderna, se intentan sistematizar las diferentes fases de deformación que afectan a los terrenos carboníferos y precarboníferos y las discordancias mayores existentes; COMTE (1959), DE SITTER (1957, 1959, 1960, 1961 y 1962) WAGNER (1959, 1965) proponen una serie de modelos donde las discordancias más importantes (Curavacas y Astúrica) juegan siempre el papel preponderante. En estos trabajos es de destacar el relevante papel que todos los autores conceden a las deformaciones de edad alpina en el desarrollo estructural de la Zona Cantábrica.

Los esquemas más acabados corresponden a DE SITTER (1961), que considera, además de los movimientos "bretones", una serie de fases: fase "Sudética", o "Curavacas" con dos subfases (post-Namuriense y post-Westfaliense A); fase "Astúrica" (Westfaliense superior Stephaniense en el N de León y Stephaniense A-B en el N de Palencia), y fase "Saálica", (post-Stephaniense y pretriásica).

WAGNER (1959, 1965), reconoce tres discordancias mayores fuertemente angulares, con tres sucesiones estratigráficas suprayacentes, que fosilizan tres fases de plegamientos sucesivas que denomina: Palentina o Curavacas (pre-Westfaliense B), Leónica (pre-Westfaliense D sup.) y Astúrica (pre-Stephaniense B inf.).

Estas fases y discordancias han pervivido hasta nuestros días a pesar de que se ha reconocido la existencia de otras menores no satisfactorias explicadas.

Los conglomerados asociados a cada una de estas discordancias han sido considerados como depósitos postorogénicos y correlacionados con otros niveles conglomeráticos, no necesariamente discordantes y cuya edad no se conoce bien. Por otra parte, aunque se reconoce el ámbito no generalizado de cada discordancia, e incluso su no existencia en algu-

nas zonas (Cuenca Carbonífera Central, Picos de Europa...), numerosos autores han tratado de correlacionar cada uno de estos acontecimientos con el desarrollo de estructuras sucesivas en el tiempo, con caracteres geométricos distintos (pliegues, cabalgamientos) o direcciones estructurales distintas.

Así, DE SITTER (1962) considera que los cabalgamientos y pliegues isoclinales de las "Leónides" se deben mayoritariamente a la fase "Curavacas" y atribuye a las fases "Leónica" y "Astúrica" estructuras con orientaciones diversas que afectan a los carboníferos de edad postwestfaliense R. WAGNER (1965) hace extensiva la influencia de la fase "Palentina" al resto de la "Rodilla Astúrica" y de la fase "Leónica" a puntos tan alejados como el N de Portugal o la Sierra de La Demanda, considerando, como propios de la fase "Astúrica" las estructuras, que afectan a los carboníferos más altos, anteriores a las molasas post-astúricas.

WAGNER y MARTINEZ GARCIA (1974) relacionan las discordancias de la Cordillera Cantábrica con diversas estructuras en todo el NW peninsular, llegando a la conclusión de que las fases mayores que afectan a las zonas más internas de la Cadena herciniana, sólo producen movimientos verticales en la Zona Cantábrica, deformándose esta durante el Westfaliense y Stephaniense cuando las zonas internas ya estaban cratonizadas.

Un progreso fundamental en el conocimiento de la estructura de la Zona Cantábrica se produce con la elaboración por JULIVERT (1971a) de un modelo de superposición de estructuras, en el tiempo y en el espacio, consistente esencialmente en el desarrollo de cabalgamientos, replegados por dos sistemas de pliegues entrecruzados y una serie de líneas de fractura importantes, coetáneas con el emplazamiento de los mantos (falla de León) o con el cierre del "Arco Asturiano". Este autor considera que el edificio hercínico está básicamente construido en el Westfaliense D superior y que dado el ámbito localizado de la discordancia de Curavacas no se puede precisar más que la mayor parte de estos acontecimientos son intrawestfalienses. A partir del Westfaliense D superior, sólo se produce, según este autor (JULIVERT, 1978) movimien-

tos tectónicos localizados (cabalgamiento de la unidad de Picos de Europa sobre la región del Pisuerga-Carrión) y el acentuamiento del cierre del "Arco Asturiano", con el rejuego de los pliegues radiales y de fracturas de desgarre ("strike-slip") preexistentes (falla de León) o nuevas (Sabero-Bordón, Cofiñal), que rejuegan posteriormente, con movimientos verticales, controlando la deformación de las molasas Stephanienses (JULIVERT et al., 1971).

Esta secuencia estructural sería perfectamente correlacionable con las tres fases de deformación descritas por MARCOS (1973) y PEREZ-ESTAUN (1978) en la Zona Asturoccidental-Leonesa.

Recientemente se han propuesto modelos globales de evolución tectonosedimentaria del ámbito cantábrico o del sector herciniano del NW peninsular discrepantes con el anteriormente expuesto, y en los que se concede un papel fundamental, en la estructuración e historia sedimentaria de la Cordillera Cantábrica, a la acción de grandes fracturas ("Leon line", "Cardaño line", etc.), no solamente activas en los tiempos tardihercínicos, sino como accidentes activos desde los tiempos precámbricos. Estos accidentes habrían condicionado la distribución de facies de la secuencia precarbonífera y la distribución de cuencas, cambios laterales y verticales de ambientes y espesores de los sedimentos carboníferos y sus procesos de deformación sinsedimentarios.

SAVAGE (1979, 1980) considera que estas fracturas, con vulcanismo y rocas hipoabisales asociadas de origen crustal, afectarían a un zócalo cratonizado, estable durante todo el Paleozoico, excepto en las inmediaciones de estos accidentes. La estructura de la Zona Cantábrica tendría, según este autor, un carácter epidérmico y heterogéneo, con una deformación producida generalmente por gravedad, evidenciada por el emplazamiento de gran cantidad de unidades alóctonas (Leónides, Ponga, Esla, Picos...) y el desarrollo de pliegues y esquistosidades ocasionales con gran dispersión temporal y espacial. Estos caracteres le conducen a deducir que la Zona Cantábrica no es un modelo perfectamente orogénico y que constituye una supraestructura despegada de su substrato con una deformación secundaria e independiente del Orógeno Her-

cínico, en contraste con otras áreas de la Península (Zona Asturoccidental-Leonesa, Pirineos o Cadenas Celtibéricas) con la que sería imposible establecer ninguna correlación entre los procesos tectónicos.

HEWARD y READING (1980) consideran que estas fracturas tienen una localización incierta, excepto la "Leon Line", debido al enmascaramiento posterior y enmarcan sus efectos en la intensa fracturación que sufre la corteza del suroeste europeo en los tiempos tardihercínicos (ARTHAUD y MATTE, 1975). Consideran, sin embargo que su actividad es patente desde el Devónico medio, controlando la distribución de facies y potencias, las variaciones en la vertical de los procesos sedimentarios y la distribución de las cuencas en el Carbonífero, que se corresponderían prácticamente con los afloramientos actuales. La historia estructural de la Zona Cantábrica es considerada, por estos autores, como una sucesión de fases "transtensivas", con movimientos verticales distensivos e iniciación de cuencas con subsidencia rápida y "transpresivas", con predominio de los movimientos de desgarre ("strike-slip"), coincidentes con los momentos de máxima actividad tectónica (Westfaliense B, Cantabriense superior).

Estos modelos, además de otros propuestos (KULLMANN y SCHONENBERG, 1977), consideran la evolución tectonoestratigráfica de la Zona Cantábrica basada en la actual dis-

posición de los afloramientos de las rocas paleozoicas, y de los accidentes que las delimitan sin tener en cuenta el importante acortamiento tectónico debido a la deformación tangencial que, junto con el plegamiento posterior, se puede cifrar en un orden del 50% (MARCOS y PULGAR, 1982). Por otra parte, la acción de las grandes fracturas de la Zona Cantábrica sólo es evidente en tiempos tardihercínicos o intrawestfalienses y las rocas ígneas a ellas asociadas siempre tienen una edad carbonífero-pérmica (SUAREZ et al., 1978; LOESCHKE, 1982). En este sentido MARCOS y PULGAR (op. cit.), consideran que el único camino para una correcta interpretación tectonoestratigráfica de la Zona Cantábrica, que permita situar correctamente los materiales rocosos y ambientes sedimentarios en su posición original, consiste en realizar secciones estructurales balanceadas que puedan ser palinspásticamente restauradas de forma similar a como se ha hecho en otras cordilleras de plegamiento.

Estos autores, en una sección estructural realizada a través de diversas unidades (Fig. II.51), consideran que los sedimentos carboníferos de la Cordillera Cantábrica, a partir del Namuriense, constituyen cuñas clásticas dia-crónicas ligadas al emplazamiento de las grandes unidades alóctonas. Estas cuñas, representan el relleno de las depresiones formadas por ajuste isostático, en respuesta al engrosamien-

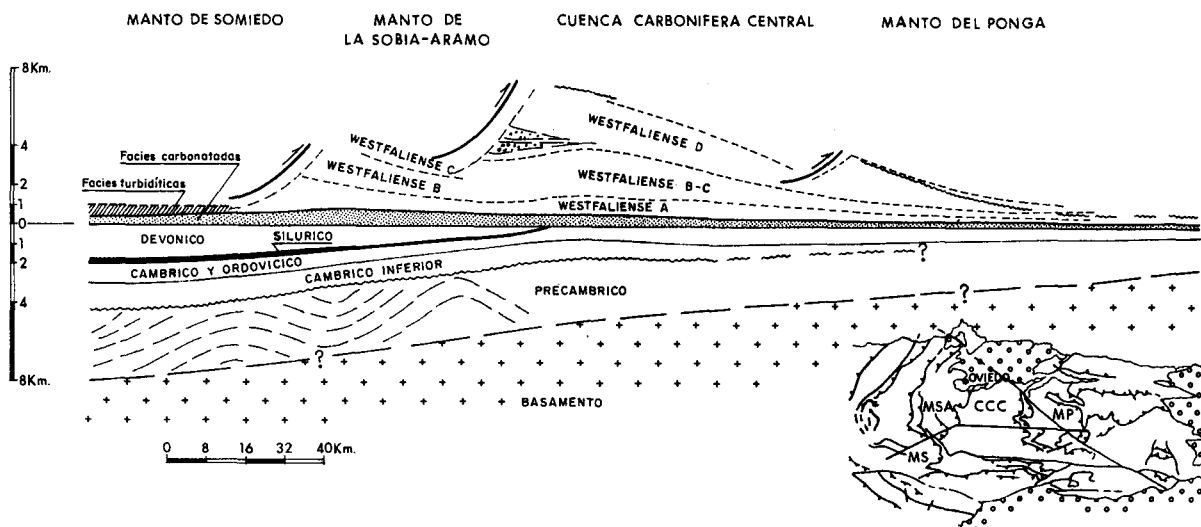


Fig. II.51.— Reconstrucción palinspástica de una sección de la Zona Cantábrica según MARCOS y PULGAR (1982).

to tectónico de la litosfera producido por los mantos. Cada una de estas cuñas clásticas (Cuenca Carbonífera Central, Cuenca de Beleño), emigra hacia el E a medida que la deformación progresa en este sentido y se rellenan con los materiales clásticos erosionados de las áreas emergidas situadas al W.

#### II.11.9 CONCLUSIONES: EL CICLO TECTONOS- DIMENTARIO CARBONIFERO

La transición preorogénica a sinorogénica en la Zona Cantábrica se inicia con la inmersión de todo el área al fin del Devónico y el depósito de los materiales siliciclásticos someros del Devónico superior y las series condensadas del Carbonífero inferior en todo el ámbito cantábrico.

Durante el Namuriense se mantienen las condiciones de relativa estabilidad, con el desarrollo de una plataforma carbonatada somera en la mayor parte de la Zona Cantábrica rodeada, por el S y el W, por un surco turbidítico que representa la iniciación del movimiento de los mantos cantábrico en este sector.

Los sedimentos westfalienses, depositados en condiciones orogénicas, constituyen cuñas clásticas ligadas al emplazamiento de mantos con una geometría a veces compleja. La evolución y distribución de ambientes sedi-

mentarios, fuertemente compartimentizada, es compleja, con cambios de potencia y facies acusados y presencia de áreas fuertemente subsidentes donde se alcanzan potencias elevadas (6.000 m en la Cuenca Carbonífera Central).

En general se observa una influencia marina más acusada en la parte baja de la secuencia que persiste en el E (Picos de Europa) durante un mayor "lapso" de tiempo (JULIVERT, 1978). Esta distribución está fuertemente condicionada por la migración de los procesos tectónicos en el tiempo desde el S y el W hacia el núcleo del "Arco Asturiano". En este período aparecen las primeras discordancias en aquellos puntos en que finaliza la actividad de los mantos.

A partir del Westfaliense D superior aparecen las primeras secuencias postectónicas, deformadas como coberteras discordantes por la acción de grandes fracturas y reactivación de pliegues anteriores. En el núcleo del "Arco Asturiano" se produce la deformación más importante persistiendo las condiciones de sedimentación marinas.

La Zona Cantábrica se ve afectada durante el Stephaniense por una importante red de fracturas que condicionan la distribución y deformación de los sedimentos continentales molásicos de esta edad.

## II.12 DEPOSITOS MINERALES EN EL CARBONIFERO EN LA CORDILLERA CANTABRICA

*Luque, C.\* y Martínez García, E.\*\**

\* Servicio Geológico de HUNOSA, Ujo (Asturias, España).

\*\* Departamento de Geotectónica, Facultad de Geología, Oviedo. (España).

### II.12.1 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Cerca del 50% de los indicios minerales conocidos en la Cordillera Cantábrica se encuentran directamente relacionados con materiales de edad carbonífera. La casi totalidad de ellos está localizada al Este del Anticlinorio del Narcea si excluimos los ligados a rocas graníticas de edad Carbonífero superior (SUAREZ, RUIZ, GALAN y VARGAS, 1978), o Pérmico, como son las de El Pato, Boal, Salave, etc. Por lo tanto, las mineralizaciones que se estudian son las restringidas a la zona Cantábrica de LOTZE (1945).

Los minerales metálicos representados son los de cobre, mercurio, plomo, cinc, hierro, manganeso, arsénico, antimonio, cobalto y níquel. De los no metálicos, los más significativos son fluorita, barita y talco. En general, la mayor parte de estas mineralizaciones tiene una distribución geométrica irregular, habiendo sido objeto de explotación o reconocimiento de manera esporádica, condicionada como norma general por las fluctuaciones del mercado. En la actualidad tan sólo se benefician la fluorita, el talco y el plomo-cinc.

El desarrollo histórico de estas explotaciones se remonta ya al Neolítico, como lo prueban los hallazgos de útiles mineros y humanos de esta época, localizados en minas de cobre asturianas, como son las del Aramo, Mestas de Con, Avin, Ponga, Tolivia, etc. No obstante, es en la época romana cuando tiene lugar la primera expansión de su extracción en los sedimentos carboníferos, aunque la mayor actividad registrada entonces corresponde a las impresionantes explotaciones destinadas al beneficio del oro en rocas precarboníferas en la Zona Asturoccidental-Leonesa. Además, adquirió entonces un notable desarrollo, la extracción de minerales de mercurio, empleado en la metalurgia del oro (La Peña, Soterraña,

Tarna, Pedrosa del Rey, etc.), de cobre, del que además de las localidades ya citadas se encuentran las de Villamanín, Infiesto, Pico Jano, San Salvador de Cantamuda, etc. Si bien existen menos evidencias, también parece probable que se explotaran minerales de plomo (Cabrales, Fontún, etc.) y hierro (Somiedo, Cuera, Sobrescobio, etc.).

Con posterioridad a la época romana, se abre un largo paréntesis en el que, salvo algunas reseñas sobre explotaciones aisladas de mineral de hierro para suministro de herramientas artesanales, y de plomo para vidriados cerámicos, la actividad minera es en general inexistente. Hasta el siglo XVI no renace el interés por los minerales metálicos, si bien de forma poco intensa. Así, durante los siglos XVI y XVII, figuran en el archivo de Simancas concesiones y explotaciones de cobre, plomo, hierro, mercurio y plata en las provincias de Asturias y León.

Una nueva época de pujanza en la búsqueda y beneficio de minerales se abre a finales del siglo XVIII, siendo Jovellanos uno de sus grandes impulsores. A partir de entonces, y sobre todo a lo largo del siglo XIX, tiene lugar un gran desarrollo, reconociéndose la mayor parte de las principales mineralizaciones de cobre, cobalto, níquel, plomo, cinc, arsénico, mercurio, antimonio, fluor, bario, hierro y manganeso, que son reseñados en los trabajos o informes de CANGA ARGUELLES (1808), PEREDA (1811), SCHULZ (1838), 1841, 1845, 1858), EZQUERRA DEL BAYO (1841), FORSTER et al. (1842), PAILLETTE (1844, 1855), PAILLETTE y BEZARD (1849), FERNANDEZ (1851), PRADO (1855), PEREZ MORENO (1859), SAMPAYO (1859), BOUZA (1860), PELLICO (1861), SULLIVAN y O'REILLY (1863), MAESTRE (1864, 1865), CENTENO (1866),

FERNANDEZ DE CASTRO (1873), STRAALLEN (1879), ARCE (1879, 1900), FUERTES ACEVEDO (1879, 1880), DE LA PUENTE (1882), SOLER (1883), DORY (1893), ORIOL (1893), DORY y VILLERS (1895), SUAREZ MURIAS (1897), MALLADA (1898), etc. A partir de algunas de estas reseñas se empiezan a tener referencias sobre las producciones anuales obtenidas, en especial para cobre, plomo-cinc, mercurio y hierro.

En el siglo actual prosigue la expansión de la minería de elementos metálicos y se inicia la de sustancias no metálicas tales como fluorita, barita y talco, aunque pasando por diversas alternativas. Así, el cobre adquiere un notable auge en el primer cuarto de siglo, situándose la producción de los yacimientos emplazados en el Carbonífero en el segundo lugar nacional después de Huelva. En la década de los años 40, debido al aislamiento internacional en el que se encuentra España, el beneficio de las minas de cobre vuelve a ser importante, interrumpiéndose la explotación en los años 50. De forma accesoria se extrajeron Co y Ni asociados al Cu en algunos yacimientos. Otro tanto se puede decir de los minerales de plomo y cinc, algunas de cuyas explotaciones han proseguido con intermitencia hasta la actualidad, en especial en el área de Picos de Europa. Respecto al mercurio, la mayor actividad minera se desarrolló entre los años 1964 y 1972 aunque las principales minas operaban ya desde principios de siglo. A partir de 1973 se paralizó la minería en dos de las principales provincias productoras de España que eran Asturias y León, con totales anuales que llegaron a superar los 15.000 frascos.

Referente al antimonio, dado el reducido potencial de los indicios, el beneficio ha tenido un carácter ocasional, por lo que tan sólo en los años posteriores a la Guerra Civil y durante la década de los años 60 se realizaron pequeños trabajos de investigación o explotación en las cercanías de Burón, Riaño y Pola de Lena.

El arsénico se ha recuperado principalmente en relación con la extracción de minerales de mercurio, sobre todo en la Mina "La Soterraña", cerca de Pola de Lena y en las proximidades de Riaño.

Los minerales de flúor presentes en los niveles calcáreos del Carbonífero fueron explotados a partir de la década de los años 40, siendo investigados intensamente asimismo a principios de la década de los años 70. Sin embargo, la mayor parte de la importante producción de esta sustancia no procede de las explotaciones encajadas en dichos niveles carbonatados sino de los situados en la cobertera permo-mesozoica.

La barita no alcanza nunca un desarrollo minero importante. Únicamente han existido explotaciones esporádicas a partir de 1950 en la zona de Peñamellera (Asturias) y Vegacervera (León).

El hierro y manganeso han sido objeto de extracción intermitente hasta finales de los años 60 y solamente la mina de hierro de Saliencia ha proseguido su actividad hasta finales de la década de los años 70.

La minería de talco se ha potenciado en los últimos 25 años, siendo el área de Lillo (León) la que aporta las mayores producciones y calidades de España.

Las reseñas bibliográficas referentes a las mineralizaciones en los terrenos carboníferos dentro del siglo actual se pueden considerar divididas en dos etapas. En la primera son de destacar los trabajos de CALDERON (1900, 1908), SUAREZ MURIAS (1906, 1915, 1916a, b, c, d, e), REVILLA (1906), ADARO y JUNQUERA (1916), DURAN y CORUGEDO (1926), ROMERO ORTIZ (1928), CUETO y RUIDIAZ (1928), FRAGA y TORREJON (1929), ALVARADO (1929), MAZARRASA (1930), CUETO y RUIDIAZ et al. (1934), HERNANDEZ SAMPELAYO (1941, 1942), LLOPIS LLADO (1956, 1957, 1958), KANIS (1956), HEVIA (1959), MARTINEZ ALVAREZ (1960, 1962, 1965), SJERP (1967), YPMA et al. (1968).

A partir de 1970 se inician ya trabajos más detallados sobre las diversas sustancias y la gología del encajante, coincidiendo con una etapa de intensa investigación de los recursos minerales así como con la elaboración y publicación del Mapa Metalogenético de España a escala 1:200.000 por el Instituto Geológico y Minero de España (1975). En esta época se desarrollan estudios monográficos sobre diversos tipos de yacimientos minerales por dife-

rentes centros de investigación tanto españoles como extranjeros. Entre los segundos se puede citar los trabajos de la Universidad de Clausthal (Alemania): ANGER et al. (1968), LEHMANN (1970), SCHAFER (1974), KUCHELKA (1974), HUBER (1976), los de la Universidad Técnica de Munich (Alemania): FORSTER (1974), ENDLICHER (1976), BURKHARDT (1976), así como los de la Universidad de París VI: JULLIEN (1974), THIBIE-ROZ (1976).

Los centros españoles que se han ocupado del estudio de las mineralizaciones son: E.T.S. Ingenieros de Minas de Oviedo: GARCIA IGLESIAS (1972, 1976), GARCIA IGLESIAS et al. (1976, 1977), GARCIA IGLESIAS et al. (1979), ALONSO (1974, 1975), LUQUE (1974), MARTINEZ ALVAREZ et al. (1975), DIAZ GONZALEZ (1978), LOREDO (1980), LOREDO et al. (1981), etc., y la Facultad de Geología de Oviedo: MARTINEZ GARCIA y TEJERINA (1979), TEJERINA et al. (1980), TEJERINA et al. (1980), MARTINEZ GARCIA (1981a, 1981b), GOMEZ LANDETA et al. (1981), FERNANDEZ FERNANDEZ (1982).

Diversas empresas, tanto nacionales como extranjeras, iniciaron en esta última época, intensos trabajos de investigación minera, incluyendo a los indicios y yacimientos localizados en terrenos carboníferos entre sus objetivos. Debe destacarse la aportación de Hulle- ras del Norte (HUNOSA), cuyo Servicio Geológico ha elaborado un Mapa Metalogenético de Asturias a escala 1:50.000, estableciendo los metalotectos más importantes para las diferentes sustancias inventariadas (GERVILLA et al., 1981).

## II.12.2 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

### II.12.2.1 INTRODUCCION

La Cordillera Cantábrica es una denominación que se suele utilizar para el conjunto de elevaciones situado entre las Sierras de Ancares y el Caurel, al Sur de la Región Galaica y los Montes Vascos que constituyen la prolongación occidental de los Pirineos. En su segmento asturiano-leonés, está en su mayor parte constituida por sedimentos paleozoicos y se diferencia netamente del resto, habiendo sido

a veces llamada "Macizo Asturiano". Esta Macizo Asturiano coincide en gran parte con la subdivisión geológica realizada por LOTZE en 1945, que distingue una Zona Cantábrica y otra Zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. II.52). La Zona Asturoccidental-Leonesa se caracteriza por la abundancia de materiales del Precámbrico y Paleozoico inferior (hasta el Devónico inferior), con una laguna que abarca hasta el Stephaniense B-C. La Zona Cantábrica está constituida por rocas del Precámbrico, Paleozoico más o menos completo, Mesozoico y Terciario que han sufrido deformación en las orogénesis herciniana y alpina, pudiendo distinguirse un basamento herciniano y una cobertera alpina. Dado que es en esta última donde se ubican la mayor parte de los sedimentos carboníferos, sobre ella se centrará la descripción geológica, basada en MARTINEZ GARCIA (este volumen).

### II.12.2.2 ESTRATIGRAFIA DEL CARBONIFERO EN LA ZONA CANTABRICA

Se encuentra situada entre el llamado "Anticlinorio" del Narcea al Oeste, el Mar Cantábrico y la cobertera permo-terciaria que la recubre por el Este y Sur (Fig. II.52), diferenciándose tres regiones dentro de la misma, Occidental, Central y Oriental.

#### II.12.2.2.1 Región Cantábrica Occidental

Se extiende desde el "Anticlinorio" del Narcea hasta la Cuenca Carbonífera Central a la que rodea por el Oeste y Sur, encontrándose recubierta por materiales mesozoicos y terciarios por el Sur. Con respecto al Carbonífero, comienza con unas lilitas tournaisienses (Formación Vegamián) que faltan en numerosas ocasiones, a los que siguen calizas nodulosas de color rojo y radiolaritas (Formación Genicera) de edad Viseense-Namuriense. Por encima se sitúan las formaciones Barcaliente y Valdeteja que constituyen la llamada Caliza de Montaña. En ocasiones, estas calizas pasan lateralmente a secuencias turbidíticas que representan las facies más occidentales del Carbonífero. Al desplazarnos hacia el Este, la Caliza de Montaña adquiere una mayor importancia (300-500 m) depositándose por encima secuencias terrígenas de carácter más somero

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA CANTABRICA

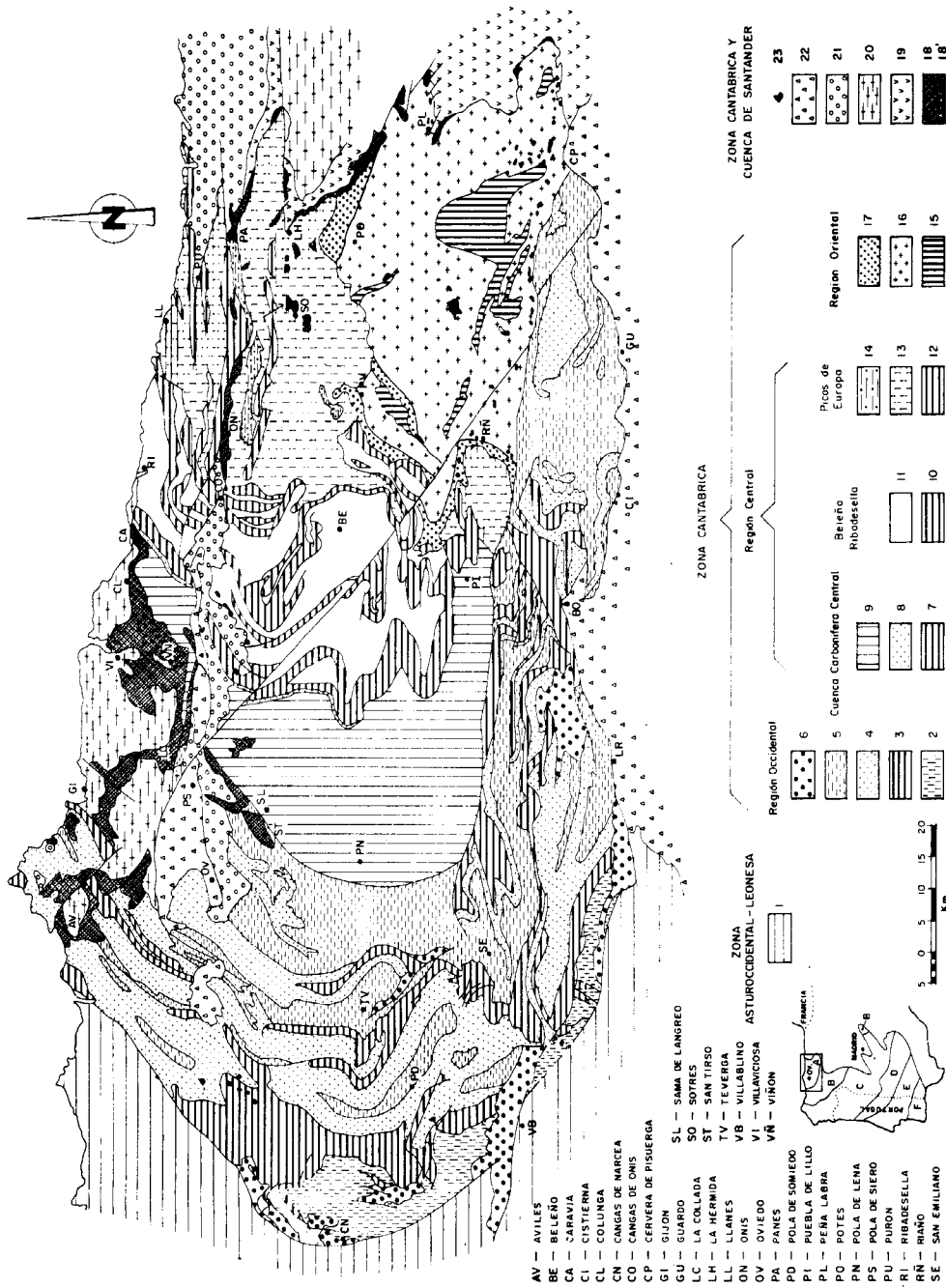


Fig. II.52.— Divisiones geológicas de la Cordillera Cantábrica: ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA: 1.— Precámbrico y Paleozoico inferior, ZONA CANTABRICA, Región Occidental: 2.— Precámbrico, 3.— Cambro-Silúrico, 4.— Devónico, 5.— Carbonífero pre-Stephaniense, 6.— Stephaniense B-C, Región Central: Cuenca Carbonífera Central: 7.— Cámbrico-Ordovícico inferior, 8.— Ordovícico superior, 9.— Carbonífero, Beleño-Ribadesella, 10.— Cambro-Ordovícico, 11.— Carbonífero, Picos de Europa, 12.— Cambro-Ordovícico, 13.— Carbonífero pre-Cantabriense, 14.— Cantabriense y Stephaniense, de Picos de Europa y del área intermedia con la Región Oriental, Región Oriental: 15.— Silúrico-Devónico, 16.— Carbonífero, ZONA CANTABRICA Y CUENCA DE SANTANDER: 17.— Pérmico, 17'.— Rocas volcánicas, 18.— Triásico, 19.— Jurásico, 20.— Cretácico, 21.— Terciario, 22.— Rocas ígneas.



con capas de carbón. La edad de la Caliza de Montaña abarca desde el Serpujoviense al Bashkiriense (Namuriense a Westfaliense A) y la de las secuencias superiores llega hasta el Westfaliense B. En la parte más oriental, colindante con la Región Cantábrica Oriental, se encuentra sedimentos discordantes de edad Cantabriense-Stephaniense A (Cuenca de Tejerina-Guardo) constituidos por conglomerados, areniscas, calizas, lutitas y capas de carbón, depositados después de la Fase Leónica.

#### II.12.2.2.2 Región Cantábrica Central

Por el Oeste y Sur se encuentra limitada por la Región Cantábrica Occidental, por el Norte por el Mar Cantábrico, por el Este por los materiales de la cobertera permo-mesozoica de la Cuenca de Santander y por el límite oriental y septentrional de la Región Cantábrica Oriental. Se subdivide en tres áreas de Oeste a Este:

##### II.12.2.2.2.1 Cuenca Carbonífera Central

La sucesión comienza en ella por la "griotte" de la Formación Genicera, seguida de la Caliza de Montaña y de una secuencia de más de 6.000 m de sedimentos terrígenos con un tramo inferior con intercalaciones calcáreas entre las que destaca la Caliza Masiva, y uno superior constituido principalmente por pizarras, areniscas, capas de carbón y algunos niveles conglomeráticos, cuya edad abarca hasta el Westfaliense D-Stephaniense A? En discordancia aparecen el Stephaniense D-Pérmico hacia el borde Norte.

##### II.12.2.2.2.2 Beleño-Ribadesella

Por encima de las liditas y pizarras negras de la Formación Vegamián y de la "griotte" de Genicera, tenemos asimismo la Caliza de Montaña a la que sigue una secuencia terrígena de edad Westfaliense A-B (Formación Beleño), la Caliza Masiva y otra secuencia terrígena (Formación Fito) que llegan hasta el Westfaliense C-D. Discordantes aparecen materiales del Stephaniense (Formación Seberga).

##### II.12.2.2.2.3 Picos de Europa

El Carbonífero es esencialmente calcáreo, comenzando con las calizas nodulosas ro-

jas de la Formación Genicera a las que siguen la Caliza de Montaña (Serpujoviense-Bashkiriense), la Caliza de Picos de Europa (Moscoviense-Kasimoviense), la Caliza de Puentellés (Kasimoviense superior) y la Formación Lebeña (Kasimoviense superior), esta última constituida por turbiditas con avenidas de derrubios calcáreos y conglomerados. El espesor total supera los 2.000 metros.

#### II.12.2.2.3 Región Cantábrica Oriental

También llamada Palentina, limita al Norte con el área de Picos de Europa, al Oeste con las de Beleño-Ribadesella y Cuenca Carbonífera Central. Por el Sur con la Región Cantábrica Occidental y con el recubrimiento mesozoico de la Meseta, y por el Este con el recubrimiento permo-mesozoico de la Cuenca de Santander. El Carbonífero en esta Región es netamente diferente del de las otras dos, caracterizándose por la existencia de algunos depósitos marinos de plataforma, si bien la mayoría son turbidíticos, con gran abundancia de conglomerados, lutitas y grauvacas que indican unas condiciones de mayor profundidad. Comienza por unas calizas nodulosas de color blanco llamadas por MAAS (1974) Formación Villabellaco de edad Viseense, a la que siguen lutitas con avenidas de derrubios, conglomerados, areniscas y calizas constituyendo un conjunto inferior que coincide con el Grupo Ruesga de KOOPMANS (1962) de edad Viseense-Westfaliense B separado por una discordancia (Fase Palentina) del grupo superior o Grupo Yuso. En éste se encuentran conglomerados (Conglomerados de Curavacas, situados sobre la superficie de discordancia y otros superiores), lutitas, grauvacas y calizas de edad Westfaliense B-D superior. Sobre ellos, y sin discordancia aparente en esta región, se sitúan sedimentos que en la Región Cantábrica Occidental son discordantes (Fase Leónica), constituidos por conglomerados, lutitas, areniscas y calizas de facies generalmente someras, de edad Westfaliense D superior-Stephaniense A. Por último, en discordancia angular (Fase Astúrica) descansan rocas detríticas (conglomerados, areniscas y lutitas) continentales del Stephaniense B-C.

### II.12.2.3 TECTONICA

Los sedimentos de la Zona Cantábrica han sufrido una complicada historia tectónica. A partir del Silúrico, tuvo lugar un abombamiento que dio lugar a la desaparición por erosión de los sedimentos del Ordovícico medio y superior. En el Devónico superior, nuevos movimientos ocasionaron la eliminación de sedimentos devónicos y ordovícicos de diferentes territorios y el depósito de los materiales carboníferos sobre secuencias diferentes de Oeste a Este. Las fases de la orogénesis hercínica comenzaron en el Westfaliense, con el plegamiento y emplazamiento de cabalgamientos de mayor o menor importancia, los primeros de los cuales ocurrieron en la Región Cantábrica Oriental y más tarde en la Occidental y Central. Con posterioridad tuvieron lugar dos nuevas etapas de plegamiento, longitudinal y transversal con respecto a los primeros. Estos acontecimientos, finalizaron antes del Stephaniense B-C en la Región Oriental y antes del Pérmico en la Central y Occidental, por lo que los sedimentos posteriores sólo son afectados por una tectónica de fracturas.

Los niveles más modernos (permo-mesozoicos y terciarios) comienzan generalmente con una secuencia de lutitas, areniscas, conglomerados, rocas volcánicas y calizas (Formación Viñón) de edad Autuniense. Con posterioridad a su depósito tiene lugar una etapa de fracturación según direcciones NE-SO y otra de erosión que determina su conservación solamente en cuencas aisladas. Sobre ella se deposita en disconformidad otra secuencia de "red beds", conglomerados, dolomías y lutitas con evaporitas (Formación Villaviciosa) que descansan bien sobre la Formación Viñón, o, como es más frecuente, directamente sobre el basamento herciniano.

### II.12.3 DESCRIPCION DE LAS MINERALIZACIONES

Los diferentes grupos de mineralizaciones presentes en los sedimentos carboníferos, atendiendo a los elementos o sustancias predominantes son:

- a) Mineralizaciones de Cu
- b) Mineralizaciones de Hg
- c) Mineralizaciones de Pb-Zn

- d) Mineralizaciones de Sb
- e) Mineralizaciones de Fe-Mn
- f) Mineralizaciones de fluorita
- g) Mineralizaciones de barita
- h) Mineralizaciones de talco

#### II.12.3.1 MINERALIZACIONES DE Cu

La mayor parte de las mineralizaciones de Cu encajan en los niveles carbonatados (Caliza de Montaña, Caliza Masiva, Caliza de Picos de Europa) con claro predominio de los primeros si bien algunas lo hacen en materiales detríticos de naturaleza silíceo próximos a stocks de composición granodiorítica.

En la Región Cantábrica Occidental (Fig. II.53), están constituidas por la asociación de Cu, Co, Ni, con predominio de minerales de enriquecimiento supergénico (GOMEZ LANDETA et al., 1981), con las secuencias paragenéticas para el cobre: calcopirita-bornita-digenita-djurleita y calcosina así como carbonatos, principalmente azurita y malaquita. Los minerales de cobalto y níquel se encuentran como sulfoarseniuros (cobaltina-esmaltina), arseniatos (eritrina-anabergita) y óxidos (heterogenita). En las minas próximas a Cármenes (León), se encuentra villamaninita, bravoita cuprífera, linneita, bornita y marcasita, junto con malaquita y azurita (YPMA et al., 1968).

La geometría de las mineralizaciones es muy irregular, presentándose como bolsadas de dimensiones muy variables, generalmente de relleno kárstico ("soplados" de los mineros), junto con filoncillos irregulares de relleno de fisuras en zonas de intensa dolomitización y diaclasación.

A pesar de que no parece existir un control estructural directo es evidente la existencia de fracturas transversales que, o bien han condicionado un mayor desarrollo de fenómenos kársticos, o causado una concentración por migración hacia las mismas.

En la Región Cantábrica Central (área de Beleño-Ribadesella) los indicios se distribuyen en varios grupos (Laviana, Sobrescobio, Llerandi, Amieva, etc.) (Fig. II.53), estando constituidos fundamentalmente por cobres grises (tetraedrita, enargita), calcopirita y bornita, presentando características morfológicas semejantes a las ya descritas para la Región Cantábrica Occidental si bien existen minerali-

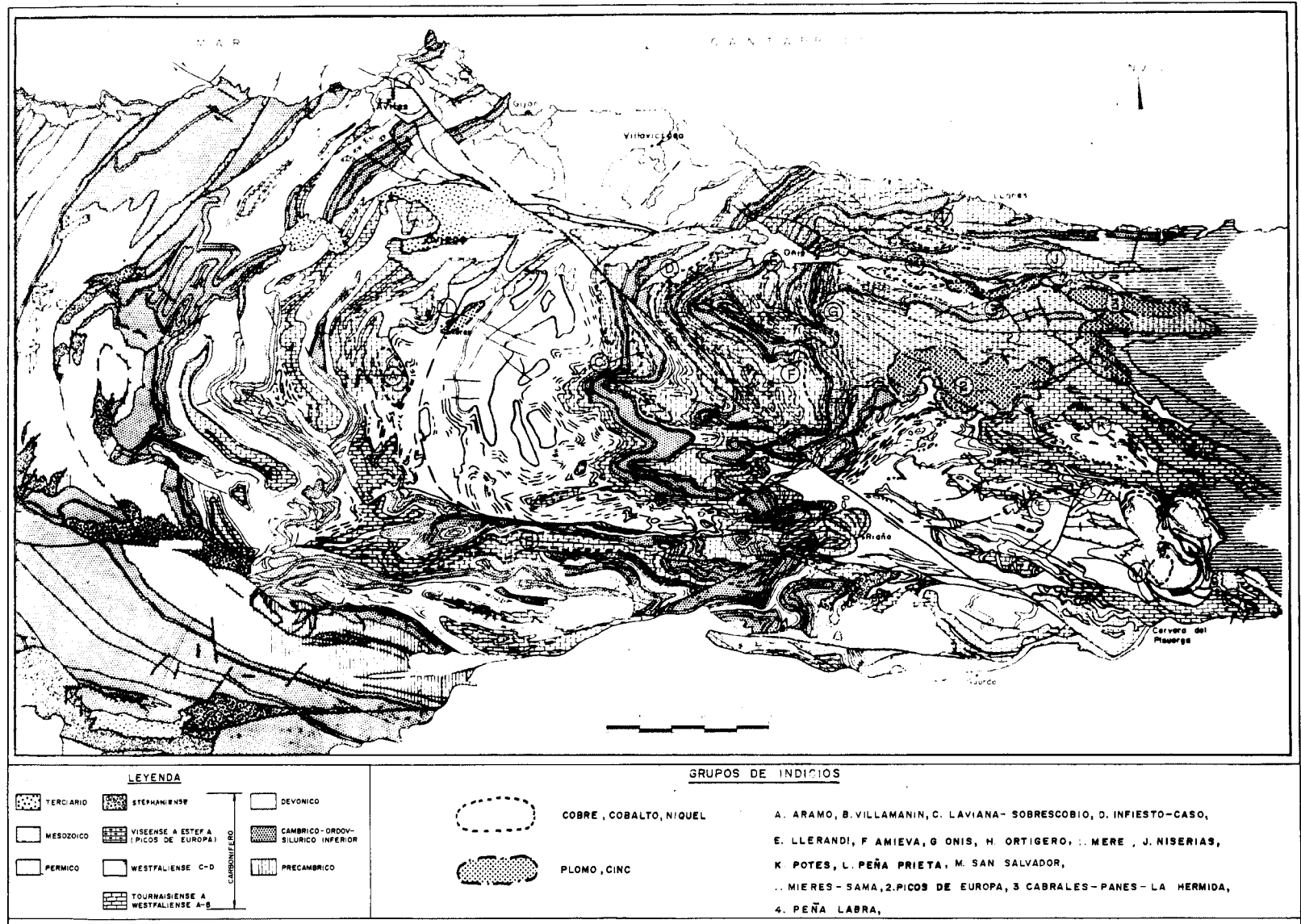


Fig. II.53

zaciones filonianas próximas a intrusiones graníticas (Infiesto) con paragénesis muy complejas (GARCIA IGLESIAS et al., 1979) ligadas a un skarn. A veces se localizan impregnando brechas de colapso.

En Picos de Europa, de nuevo se encuentran paragénesis que incluyen minerales de cobre (cobres grises), cobalto y níquel (Ortiguero, Carreña, Niserias, etc.), también fundamentalmente de carácter supergénico, distribuidos en rellenos kársticos o zonas de fractura, siendo muy frecuente la relación con procesos de silicificación y dolomitización. Destacan la presencia de eritrina, anabergita y cobaltina entre los supergénicos (Carreña, Niserias). En Ortiguero es característica la existencia de tirolita, presente también en Niserias.

En la Zona Oriental, las mineralizaciones de Cu ofrecen unas características sensiblemente diferentes, dado que están constituidas por filones de cuarzo rellenando fracturas con calcopirita y arsenopirita, algunas con indicios de Au, ligadas en general a afloramientos granodioríticos con presencia incluso de magnetita cuando estas rocas intrusivas afectan a niveles calcáreos y dan lugar a la formación de skarns (Vañes). En estos casos poseen un carácter primario, aunque también coexisten minerales de enriquecimiento supergénico.

#### II.12.3.2 MINERALIZACIONES DE Hg

Cerca del 80% de los indicios mineros de Hg reconocidos en la Cordillera Cantábrica están encajados en materiales de edad carbonífera, predominantemente en los niveles carbonatados (Caliza de Montaña, Calizas de Picos de Europa, niveles calcáreos del Grupo Yuso, tramos calizos del Grupo Lena y de la Formación San Emiliano). Sin embargo algunas importantes mineralizaciones se emplazan en niveles conglomeráticos o de brechas silíceo-lutíticas (Terronal-La Peña, Los Rueldos, Campa del Trave), ocasionalmente sobre areniscas (Brañalamosa, Piedracea) o incluso impregnando secuencias lutíticas carbonosas (Lada). Se pueden distinguir cuatro tipos fundamentales de asociaciones mineralógicas (LUQUE, 1974):

a) Cinabrio-pirita-marcasita, a veces con estibina o galena, que corresponde a los yacimientos del área de Mieres, encajados básica-

mente en conglomerados silíceos.

b) Cinabrio-rejalgar-oropimente, presentando accesoriamente trazas de fluorita, cobres grises (swartzita), talco e incluso Hg nativo, incluyendo en este grupo principalmente a las mineralizaciones emplazadas en calizas o areniscas del grupo Lena o de la Formación San Emiliano (Muñón Cimero, Maramuñiz, Valverdin, Piedracea, etc.).

c) Cinabrio-estibina-fluorita, con presencia ocasional de talco (Tarna) o livingstonita (Pedrosa del Rey), en cuyo grupo se incluyen los yacimientos próximos a Riaño (Riosol, Lois, etc.).

d) Esfalerita-galena-barita-cinabrio, que comprende la mayor parte de los indicios localizados en el área de Picos de Europa (Argallón, Suarias, Hozarco, Collasón, Alles, etc.).

Pequeñas cantidades de mineral de Hg se han localizado en relación con depósitos manganesíferos (Bufarrera, Las Llacierias, etc.) o con mineralizaciones de cobres grises (Amieva, Poo de Cabrales, etc.).

En los tres primeros tipos de asociaciones los minerales se presentan en forma de filoncillos irregulares, agregados granulares o impregnaciones diseminadas en la masa rocosa, generalmente en relación con zonas de máxima fisuración o más alta porosidad de la roca y coincidiendo frecuentemente con elevados contenidos en materia orgánica, carbonosa o bituminosa. Su emplazamiento está en relación con zonas de intensa tectonización, tanto por efecto de fracturas, como en las charnelas de anticlinales asociados a fallas o en el núcleo de ventanas tectónicas. En el cuarto tipo, el mineral de Hg se presenta en pequeñas cantidades y bajo forma pulverulenta, rellenando oquedades de la esfalerita, sobre fisuras y planos de exfoliación de la barita o diseminado en el material constituyente de la ganga (calcita, ankerita, arcillas de decalcificación, cuarzo, etc.). La geometría de estas mineralizaciones es irregular, en forma de bolsadas correspondientes a rellenos de cavidades kársticas, a veces alineadas según fallas.

Su distribución se recoge en la Fig. II.54, localizándose los principales yacimientos dentro del perímetro de la Cuenca Carbonífera Central (área de Mieres-Lena), así como en su borde oriental (áreas de Riaño, Caso, Peluga-

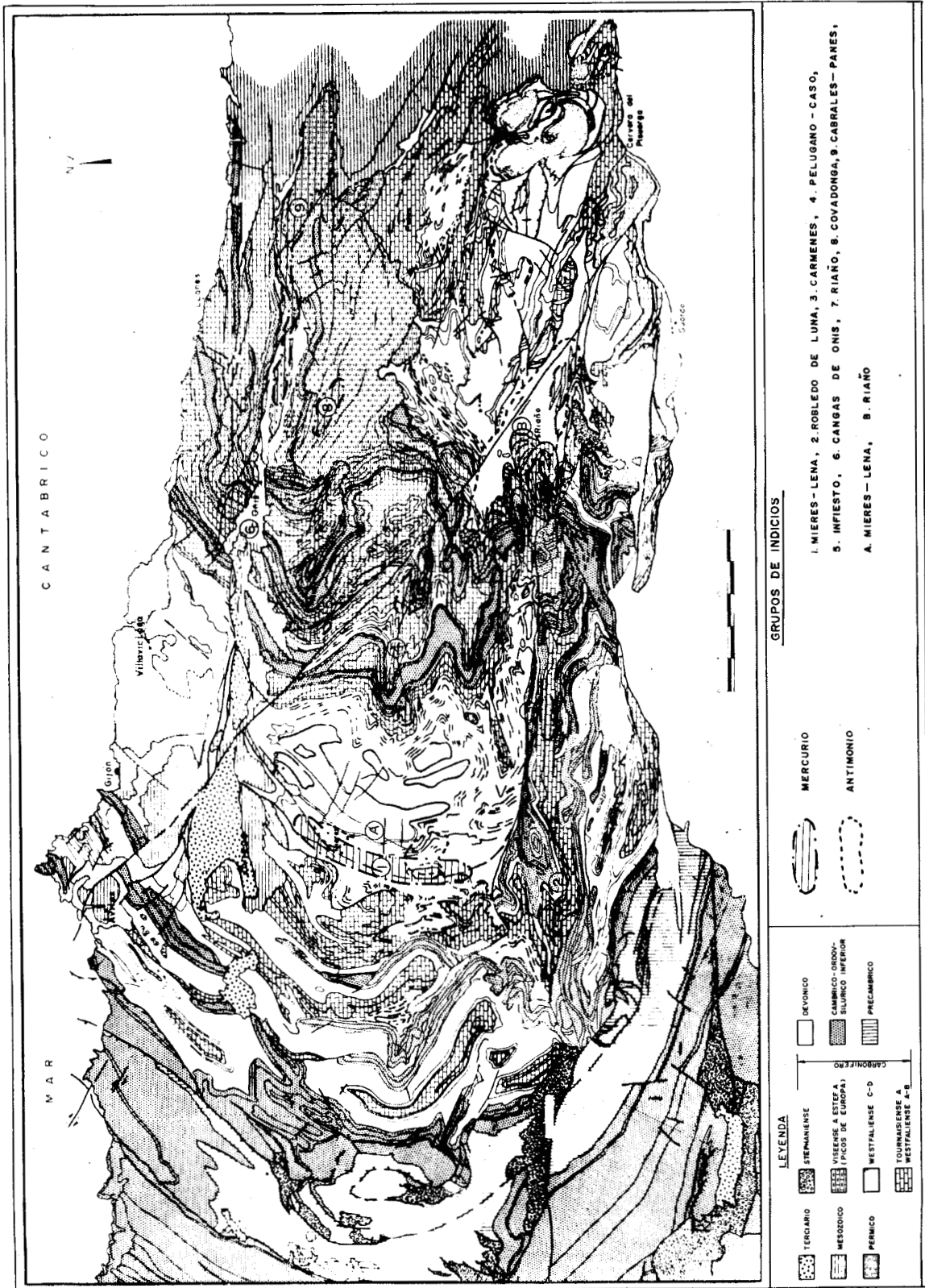


Fig. II.54

no, Infiesto, Cangas de Onís). De menor importancia pueden considerarse los indicios de Picos de Europa (áreas de Covadonga, Cabrales y Panes). En el borde suroccidental de la Cuenca Carbonífera Central se limitan a la zona leonesa en especial a las áreas de Cármenes y Robledo de Luna.

Aquellos yacimientos en los que, tanto el rejalgar como el oropimente son abundantes, han permitido que, ocasionalmente, se llegara a beneficiar el As como subproducto (Muñón Cimero) o incluso como mena principal (Riaño).

#### II.12.3.3 MINERALIZACIONES DE Pb-Zn

Con excepción de algunos pequeños indicios coincidiendo con mineralizaciones de mercurio del área de Mieres-Sama, en los que se localizan esfalerita y galena con carácter accesorio, el resto de los indicios y yacimientos de Pb-Zn se hallan situados en el área de Picos de Europa y en la Región Oriental (Fig. II.53).

En Picos de Europa, los indicios encajan principalmente en la Caliza de Picos de Europa, aunque también en contadas ocasiones lo hacen en la Caliza de Montaña (Vega de Sotres), Caliza de Puentellés (Argallón) y niveles de conglomerados calcáreos de la Formación Lebeña (Aurora).

Las paragénesis más comunes incluyen: esfalerita (frecuentemente acaramelada), galena, barita y cinabrio, acompañados por greenockita, fluorita y calcopirita como accesorios. Entre los minerales secundarios son frecuentes la smithsonita, hidrocincita y hemimorfita (genéricamente conocidas como calaminas), cerusita, anglesita, azurita, malaquita y goethita, acompañados como minerales de ganga por calcita, ankerita, dolomita, aragonito fibroso, agalmatolita, cuarzo y calcedonia. De este mismo tipo son los indicios, localizados en las calizas carboníferas de Puente Viesgo (Santander).

En la Región Oriental existen dos áreas principales de mineralización, situadas en el Sinclinal de Redondo y en el área de Triollo. Las de Redondo (San Mamés, etc.), encajan en las Calizas de Redondo (Westfaliense C-D) y las de Triollo en Caliza de Montaña, estando constituidas fundamentalmente por esfale-

rita predominante junto con galena, pirita y trazas de calcopirita.

Con respecto a la morfología de los yacimientos, éstos se presentan tanto en forma de bolsadas, a veces subestratiformes, de dimensiones variables, rellenos kársticos o zonas de relleno de fracturas, generalmente en las proximidades de la superficie de erosión prepérmica e incluso fosilizados por ella en las áreas de Picos de Europa (MARTINEZ GARCIA, 1981a, 1981b) y Redondo.

#### II.12.3.4 MINERALIZACIONES DE Sb

Existe una relación de proximidad entre estas mineralizaciones y las de mercurio, e incluso la estibina y el cinabrio se presentan, como ya se indicó, en estrecha asociación paragenética. De aquí que las áreas más importantes reseñadas para la segunda de las sustancias (Mieres-Lena, Caso y Riaño) sean asimismo las principales para el antimonio (véase Fig. II.54).

La mayoría de los indicios de Sb se localizan en niveles calcáreos (Caliza de Montaña, calizas westfalienses), si bien existen algunos que se encuentran en conglomerados silíceos (San Tirso, Los Rueldos, Maraña) así como en niveles lutíticos o areniscosos en el exocontacto de stocks granodioríticos (Burón, Boca de Huérgano) (SJERP, 1967).

Dos tipos fundamentales de asociaciones son de destacar: aquella en la que la estibina aparece asociada con cinabrio y pirita-marcasita, con predominio de los minerales de Hg (Los Rueldos, Riosol, Pedrosa del Rey, etc.) o cuando sólo está acompañada por pirita o minerales de As (Lena, Riaño, Pedrosa del Rey, Burón, etc.). Los minerales de ganga presentes son: calcita, ankerita, cuarzo, talco y, en ocasiones, fluorita.

Se distribuyen estas mineralizaciones en forma de filones irregulares y discontinuos, de relleno de fisuras o dispersas en la roca encajante, principalmente calizas o calizas dolomíticas, a veces constituyendo agregados aciculares (Riosol). Generalmente esta impregnación coincide con las zonas más intensamente tectonizadas.

Igual que para el mercurio, no es ajena su proximidad a importantes fracturas, siendo

también evidente su relación con intrusiones granodioríticas.

#### II.12.3.5 MINERALIZACIONES DE Fe-Mn

Todas las mineralizaciones existentes en materiales carboníferos están emplazadas en la Caliza de Montaña o en la Caliza de Picos de Europa, predominando los indicios constituidos casi exclusivamente por minerales de Fe (hematites, goetita, limonita) en la Región Occidental de la Zona Cantábrica, al SW y E de la Cuenca Carbonífera Central (Somiedo, Puerto de la Cubilla, Aramo, Bayo, etc.), sobre aquellos en los que los minerales manganesíferos (pirolusita, psilomelana, braunita, was) superan con creces a los de hierro, como ocurre en las áreas de Beleño-Ribadesella y Picos de Europa (Amieva, Onís, Covadonga, Sierras de Cuera y Dobros, Llanes) (Fig. II.55).

Tanto los yacimientos ferríferos como la mayor parte de los manganesíferos presentan una geometría irregular, en forma de bolsadas de dimensiones medias a pequeñas, con morfología predominantemente columnar, y notables variaciones de potencia. Su composición suele ser bastante homogénea, siendo los límites con la roca encajante por lo general netos, con tendencia a cerrar la mineralización en profundidad. Todo ello parece indicar que los minerales de Fe o Mn, e incluso ambos conjuntamente, se depositaron rellenando un paleokarst, que, al menos en la zona de Somiedo, parece simultáneo con los fenómenos de diagénesis (MARTINEZ ALVAREZ y GONZALEZ DIAZ, 1975), aunque se observen procesos de removilización kárstica posteriores. En otras áreas (Amieva, Cuera, Covadonga) los circuitos kársticos con los que se relacionan las mineralizaciones son claramente posteriores a la diagénesis e incluso a la orogénesis hercínica (MARTINEZ GARCIA, 1981a).

En algunos casos parece evidente la existencia de niveles lenticulares de óxidos de manganeso interestratificados en las calizas carboníferas (LLOPIS LLADO, 1958) tal como se observa en las Sierras del Cuera y Dobros. La removilización posterior de estos óxidos manganesíferos han dado lugar a rellenos kársticos que se pueden separar cronológicamente en dos etapas principales: una permo-

mesozoica y otra reciente, posiblemente pleistocena. Esta última ha dado lugar a rellenos de dolinas con arcillas manganesíferas ("chirteras" de los mineros).

Finalmente, en algunos casos (Bufarrea), los depósitos de rellenos kársticos pueden coincidir con zonas de rellenos de fractura por circulación de soluciones hacia la misma.

#### II.12.3.6 MINERALIZACIONES DE FLUORITA

Están distribuidas fundamentalmente en los niveles carbonatados del Carbonífero (Caliza de Montaña y Caliza Masiva), situados en las Regiones Occidental y Central de la Zona Cantábrica (Fig. II.56).

En la Región Occidental se encuentran indicios dispersos, en general de poca importancia económica, en dos áreas: Tameza y Proaza y más notable en la de La Collada. La fluorita tiene tonalidades violetas y verdosas, presentándose en bolsadas, rellenos kársticos e incluso cementando brechas de colapso en cavidades subterráneas (MARTINEZ GARCIA y TEJERINA, 1979). A veces existe una intensa silificación restringida a la zona mineralizada, que en La Collada se ve acompañada por una notable abundancia de piritita.

En el Area de Beleño-Ribadesella, las mineralizaciones de fluorita localizadas en la Caliza de Montaña son de mayor importancia y frecuencia, distinguiéndose cinco grupos de indicios: Caravia, Cazo, Caleao, Oseja de Sajambre y Burón. En ellas la fluorita presenta tonalidades diversas, desde blanco a violeta oscuro, incluso dentro de una misma localidad.

La morfología de las mineralizaciones es principalmente de rellenos, tanto de fracturas como de cavidades kársticas, casi siempre cerca de la superficie de erosión pre-pérmica. En el grupo de indicios de Burón, la fluorita se presenta rellenando múltiples filoncillos irregulares con distribución de tipo stockwork, acompañada por calcopiritita y minerales secundarios como calcosina en el Area de Picos ta. En el grupo de Caravia se presenta con cristales de barita en "cresta de gallo" y a veces es casi transparente, con inclusiones de hidrocarburos líquidos (GARCIA IGLESIAS y TOURAY, 1977).

En gran número de ocasiones, en estos grupos de indicios las mineralizaciones se em-



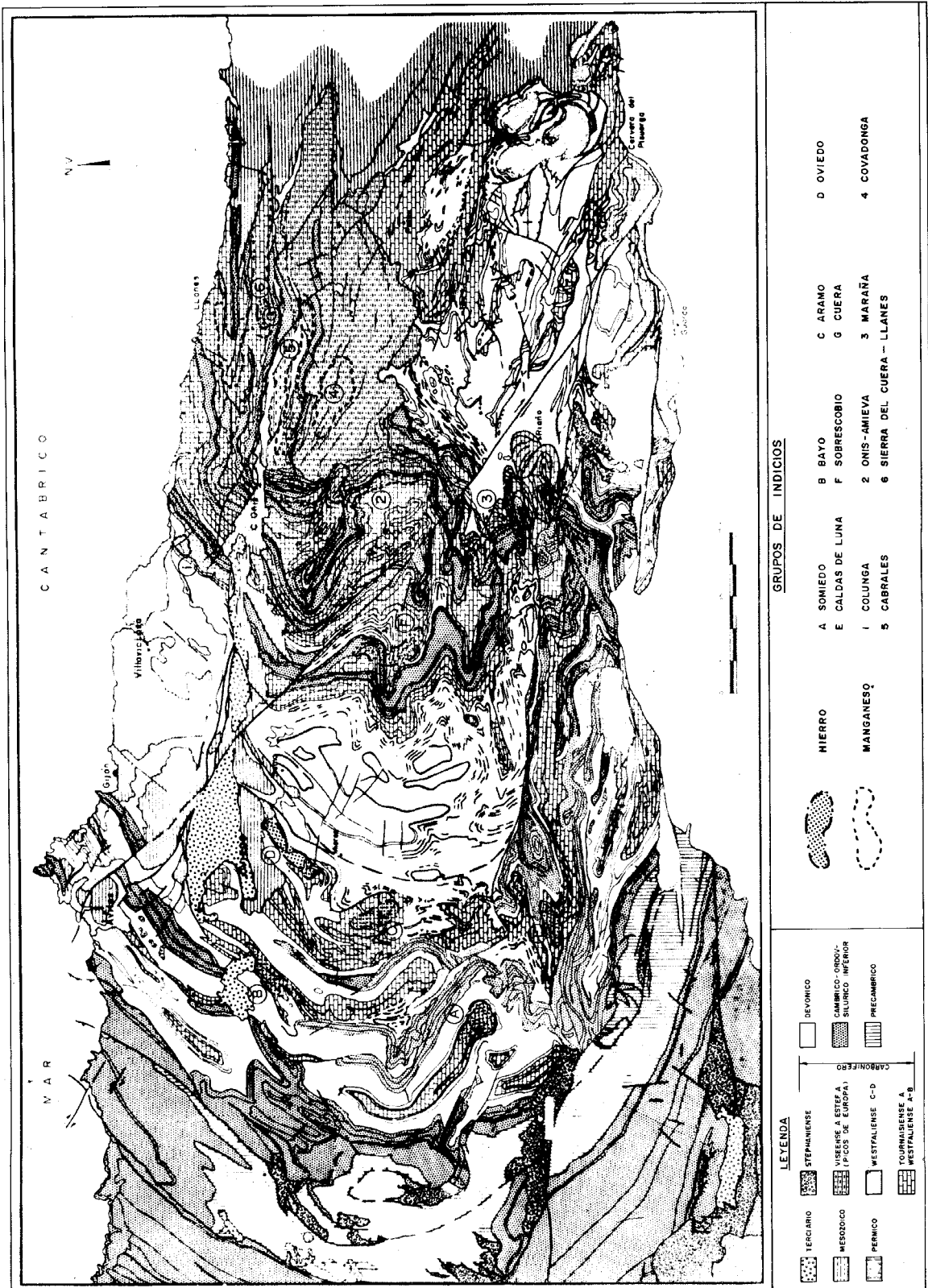


Fig. II.55



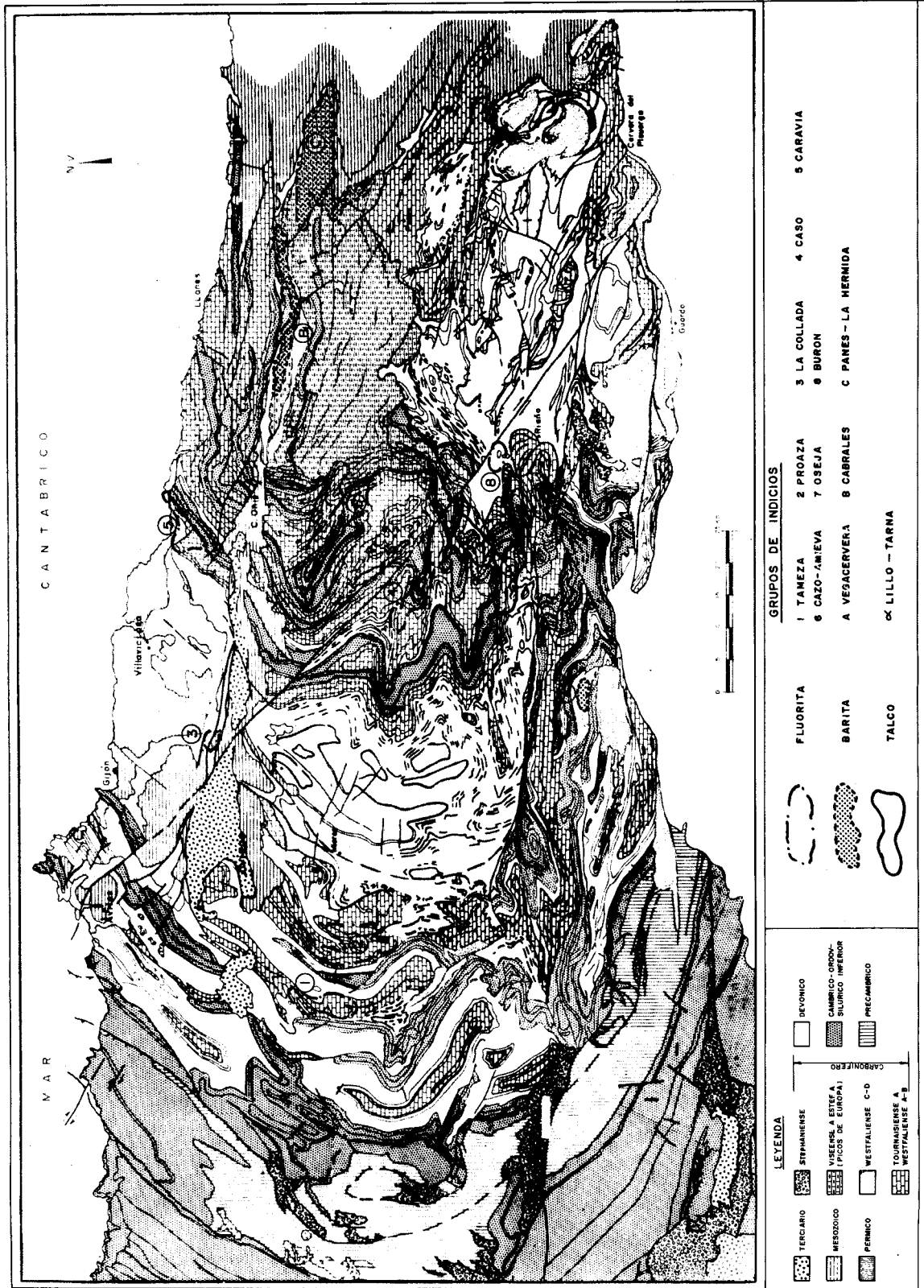


Fig. II.56

plazan rellenando fracturas sensiblemente paralelas a la Falla de Ventaniella, o sea NO-SE.

#### II.12.3.7 MINERALIZACIONES DE BARITA

Si se exceptúa el indicio de Vegacervera (León) y las cristalizaciones que acompañan, con carácter accesorio, a la fluorita en el grupo de yacimientos de Caravia, el resto de las mineralizaciones de barita se encuentran localizadas en el Área de Picos de Europa, encajando en prácticamente todas las formaciones carbonatadas que se diferencian en la misma (Fig. II.56).

Las paragénesis principales (FERNANDEZ FERNANDEZ, 1982) son de barita, (Pandiello, Ortiguero, etc.), barita con cinabrio (Puertas, Llonin, etc.) y barita-galena-esfalerita-cinabrio y calcopirita (Argallón, Asiego, Merodio, Hozarco, etc.). Entre los minerales secundarios son frecuentes la smithsonita, covellina, cerusita, azurita, malaquita, etc., en el último de los tipos paragenéticos.

La morfología de los indicios es totalmente irregular, correspondiendo en la mayor parte de los casos a rellenos de cavidades kársticas (Alles, Argallón, Ortiguero, etc.), aunque a veces se presenta en bolsadas alineadas según direcciones de fractura, sobre todo E-O, y en filones según estas direcciones. Es frecuente la proximidad de los indicios a los sedimentos discordantes de edad pérmica.

#### II.12.3.8 MINERALIZACIONES DE TALCO

Los depósitos de talco en la Zona Cantábrica se restringen al área de Lillo-Tarna (León) (Fig. II.56), estando encajados en la Caliza de Montaña, normalmente en relación con zonas de fractura o contactos mecanizados. Existen dos tipos de paragénesis una de ellas en la que el talco de colores blanco, rosado, negro o gris verdoso (GALAN HUERTOS et al., 1973) es el mineral predominante, estando constituida por talco-clorita-pirita-dolomita (Puebla de Lillo) y la segunda con talco-fluorita-pirita-estibina-cinabrio, en que el talco deja de ser componente prioritario (Tarna).

Respecto a su forma de presentarse, se encuentran dos morfologías diferentes. Una en relación con contactos mecánicos entre la Caliza de Montaña y la cuarcita armoricana o

pizarras westfalienses en donde el talco se distribuye formando masas irregulares, alargadas según la dirección de las estructuras a partir de las cuales la mineralización, encajada en la caliza se va haciendo cada vez más difusa, presentándose entonces como rellenos de fisuras (Isoba, Respina, Cofiñal). Otras veces, el talco aparece en filones y bolsadas lentejonares según fracturas en relación con charnelas de pliegues anticlinales (Fuente la Villa, Puerto de Tarna).

La mineralización se ha producido por difusión de sílice y magnesio procedentes de las rocas encajantes que ha dado lugar a un metasomatismo en las calizas próximas a fracturas por donde ha tenido lugar la circulación de soluciones hidrotermales.

#### II.12.4 CONSIDERACIONES METALOGENÉTICAS GENERALES

Tres factores principales condicionan el emplazamiento y la distribución de las mineralizaciones en el Carbonífero de la Zona Cantábrica: la litología de los sedimentos encajantes, la deformación tectónica a que se ven sometidos y las posibilidades de circulación de soluciones hidrotermales por las vías de acceso existentes.

En cuanto a la litología, ha sido puesto de manifiesto la importante relación del emplazamiento de los indicios con los niveles carbonatados del Carbonífero, ya que más del 80% de éstos encajan en rocas calcáreas. Entre los factores que a escala del yacimiento coadyuvan a la deposición mineral, deben citarse como principales la dolomitización y fracturación como generadores de porosidad en la roca, la karstificación y el propio quimismo del sedimento.

Es evidente la relación de las mineralizaciones con las principales fracturas existentes en la Zona Cantábrica según sistemas de direcciones NO-SE (Falla de Ventaniella y asociadas), NE-SO (Fallas de La Carrera y La Peña y asociadas) y E-O (Falla de Infiesto-Panes, etc.), así como con estructuras anteriores (cabalgamientos) que puedan haber rejugado con posterioridad. Es frecuente la localización de depósitos minerales en zonas de fractura asociadas a charnelas de pliegues (Pedrosa del Rey, Soterraña, La Felguerina, Aurora, etc.).

Por último, la circulación de soluciones hidrotermales ha tenido lugar a través de la importante red de fracturas anteriormente indicadas, aprovechando las zonas de debilidad asociadas a ellas o a sus satélites o incluso sumándose a la red de circulación kárstica bien preexistente o generada por las propias soluciones en zonas bajo cobertera de sedimentos pérmicos.

Por regla general, la temperatura de dichas soluciones no parece haber superado los 200° C por lo que deben considerarse los indicios o yacimientos derivados como epitermales (teletermales).

En ocasiones es posible que, con posterioridad a su emplazamiento primario, hayan sufrido procesos de removilización kárstica que dieron lugar a yacimientos secundarios.

Es difícil precisar cuál ha sido la fuente de estas mineralizaciones pero todo parece indicar una conexión genética entre ellas y los procesos ígneos (volcánicos e intrusivos) que se desarrollaron en la Zona Cantábrica al final de la Orogénesis Herciniana, en especial durante el Stephaniense y Pérmico, la mayor par-

te de los cuales presentan un carácter alcalino. Es de notar el papel jugado en la distribución de las mismas por la cobertera de sedimentos pérmicos, cuya litología y superficie de discordancia controlan muchas de ellas.

La edad, por tanto, de estos depósitos parece estar restringida al Pérmico, si se exceptúan algunos de hierro y manganeso singenéticos más antiguos que posteriormente pudieron haber sido removilizados por los procesos kársticos permo-mesozoicos.

Este conjunto de mineralizaciones ha sido interpretado recientemente como relacionado con la formación de un "rift" continental durante el Pérmico (MARTINEZ GARCIA y TEJERINA, 1979; MARTINEZ GARCIA, 1981a)

#### II.12.5 AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la lectura crítica del manuscrito efectuada por D. Manuel Gervilla, Jefe del Servicio Geológico de HUNOSA así como las facilidades dadas para la realización del trabajo por la Dirección de Desarrollo Industrial de dicha empresa.

### II.13 BIBLIOGRAFIA

- ABELLA CASARIEGO, E.— *Datos topográfico-geológicos del conejo de Teverga, provincia de Oviedo*. Bol. Com. Map. Geol. Esp., IV, 251-256. (1877).
- ADARO, L. de.— *La industria siderúrgica en Asturias*. Rev. Min. Met. Ing. 36 (C 3), 105-107, 115-116, 135-137, 143-146, 151-153, 159-162, 175-177. (1885).
- ADARO, L. de.— *Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. XXXIV (2ª s., 14), 4-79. (1914).
- ADARO, L. de.— *Atlas del estudio estratigráfico de la Cuenca Central de Asturias*. Inst. Geol. Min. Esp. (1926).
- ADARO, L. de y JUNQUERA, G.— *Criaderos de hierro de España. T. II, Criaderos de Asturias*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 676 p. (1916).
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van.— *Conodont-bearing formations of Devonian and Lower Carboniferous age in Northern Leon and Palencia (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 31, 165-178. (1965).
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van.— *Devonian and lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application*. Leidse Geol. Meded., 39, 129-192. (1967).
- ADRICHEM BOOGAERT, H.A. van; BREIMER, A.; KRANS, T.H. y SJERP, P.N.— *A new stratigraphic interpretation of Palaeozoic sections in the region between San Isidro pass and Tarna pass (prov. of León, Spain)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 70, 131-135. (1963).
- ALMELA, A.— *Estudio geológico de la reserva carbonífera de León*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXII, 401-486. (1949).
- ALMELA, A.— *Delimitación del Carbonífero de la zona de La Robla-Vegarizna (León)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXIV, 219-256. (1951).
- ALMELA, A. y DEL VALLE DE LERSUNDI, E.— *Estudio geológico de la zona Ponferrada-Tremor de Abajo*. Brev. Geol. Ast., VIII (1-4), 3-26. (1963).
- ALMELA, A.; GARCIA FUENTE, S. y RIOS, J.M.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 52 (Proaza)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1ª Serie). Inst. Geol. Min. Esp. 1-81. (1956).
- ALMELA, A. y RIOS, J.M.— *Datos para el conocimiento de la geología asturiana*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXV, 1-34. (1953).
- ALMELA, A. y RIOS, J.M.— *Investigación del Hullero bajo los terrenos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Empr. Nac. "Adaro" Inv. Min., 1-171. (1962).
- ALONSO, A.— *Aportación al estudio geológico de la Mina Ambición (Caleao, Asturias)*. Bol. Inst. Est. Asturianos, (Suplemento de Ciencias), 19, 35-50. (1974).
- ALONSO A.— *Estudio de las características geológicas y genéticas de los afloramientos de fluorita de La Felguerina (Campo de Caso, Oviedo)*. Bol. Inst. Est. Asturianos (Suplemento de Ciencias), 21, 111-122. (1975).
- ALONSO HERRERO, E.— *Estudio geológico de la Zona de Riaño-Valdeburón (León, Noroeste de España)*. Tierras de León, 43-44, 30 p. (1981).
- ALONSO, J.L.— *Las discordancias progresivas de la cobertera carbonífera de Ocejo de la Peña: Testigos de la reactivación de un pliegue de basamento por "flexural-slip" (Cordillera Cantábrica)*. Bol. Geol. Min., XCIII, 214-225. (1982).
- ALONSO, J.L.— *Una nueva discordancia pre-Leónica fosilizando el Manto del Esla (Cordillera Cantábrica)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 12, 83-92. (1982).
- ALVARADO, A. de.— *Yacimientos de Pb, Zn y metales afines en las provincias de Santander y Palencia*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., XI, 111-132. (1929).
- ALVARADO, A. de.— *Cuenca antracifera de Fabero. Notas geológico-industriales*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXII, 297-323. (1949).
- ALVARADO, A. de.— *Limites stratigraphiques du Carbonifère du NW de Leon (structure et caracteristiques des couches exploitées)*. C.R. III Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Heerien, 1951, 1, 5-12. (1952).
- ALVARADO, A. de y HERNANDEZ SAMPELAYO, A.— *Zona occidental de la cuenca del Rubagón (Datos para su estudio estratigráfico)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LVIII, 1-44. (1945).
- ALVARADO, A. de y SOBRINO, M.— *Mancha carbonífera de El Bierzo*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 16, 5-53. (1946).
- ALVARADO, A. de; ZALONA, M. y HERNANDEZ SAMPELAYO, A.— *Noticia sobre el hallazgo de fauna carbonífera en las proximidades de Prioro (León)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 10, 65-67. (1942).
- ALVAREZ-RAMIS, C.— *Primera aportación al estudio de los Spheopteris del Carbonífero español, a) Estefaniense, 1ª parte*. Est. Geol., 21 1-142. (1965).
- ALVAREZ-RAMIS, C.— *La flora fósil estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 64, 151-153. (1966).
- ALLER, J.— *La estructura del borde sudeste de la Cuenca Carbonífera Central (zona Cantábrica, NW de España)*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 11, 3-14. (1981).
- AMEROM, T.— *The stratigraphy and structure of the pre-Carboniferous rocks North-West of Cervera de Pisuerga, Cantabrian Mountains, Spain*. Ph. D. Diss. Univ. Sheffield, 208 p. (1972).
- AMEROM, T.— *The Lower Palaeozoic rocks of Northern Palencia*. Brev. Geol. Ast., XVIII, 4, 49-53. (1974).
- AMEROM, H.W. van.— *Note préliminaire sur quelques flores stephaniennes de la bordure nord des Léonides dans les Montagnes Cantabriques (Espagne du nordouest)*. Leidse Geol. Meded., 32, 151-156. (1965).
- AMEROM, H.W. van; BLESS, M.J.M. y WINKLER PRINS, C.F.— *Some paleontological and stratigraphical aspects of the Upper Carboniferous Sama Formation (Asturias, Spain)*. Meded. Rijks. Geol. Dienst., 21 (N.S.), 9-79. (1970).
- AMEROM, H.W. van y DILLEWIJN, J. van.— *Note sur le bassin houiller de Ciñera-Matallana*. Leidse Geol. Meded., 29, 303-312. (1963).
- ANGER, G.; BORCHERT, H.; GIES, H.; LEHMANN, F. y RIECK, K.— *Die Quecksilber-vererzung von Soteraña, Mieres-Asturias, Spanien*. Freib. Forschungshäfte C 230, Leipzig, 311-317. (1968).
- ANONIMO.— *La Cuenca central hullera asturiana*. Temas profesionales (Dir. Gral. Min. Comb.), 7, 1-46. (1949).
- ARBOLEYA, M.L.— *La estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León)*. Bol. Geol. Min., XCII, 19-40. (1981).
- ARCE, B. de.— *Minas de Carbón de la provincia de Palencia*. Rev. Min., 1, 436-440. (1850).
- ARCE, B. de.— *Apuntes acerca de los criaderos de calamina y blenda, situados en los Picos de Europa*. 28 p. Madrid. (1879).
- ARCE, B. de.— *Memoria sobre los criaderos de hierro de la parte oriental de la provincia de Oviedo*. Bilbao. (1900).
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph.— *Les décrochements tardihercyniens du Sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*. Tectonophysics 25, pp. 139-171. (1975).
- BARROIS, Ch.— *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mém. Soc. Geol. Nord., 2 (1), 1-630. (1882).
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M<sup>a</sup> L. y MENDEZ, I.— *La unidad de Peña Corada y su relación con el Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*. Brev. Geol. Ast. XX, 4, 49-55. (1976).
- BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J.; GALAN, J. y VARGAS, I.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 75 (10-06), (Naviego)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA). Inst. Geol. Min. Esp., 1-35. (1980).
- BAUZA, F.— *Visita de inspección al distrito de minas de Santander*. Rev. Min., XI, 416-420, 443-457, 465-476. (1860).
- BECKER, G.— *Oberkarbonische Entomozooidae (Ostracoda) im Kantabrischen Gebirge (N. Spanien)*. Senck. Lethaea, 57 (2/3), 201-223. (1976).
- BECKER, G.; BLESS, J.M.J. y KULLMANN, J.— *Oberkarbonische Entomozoen-schiefer im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 150, 92-110. (1975).
- BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J.; GIANNINI, G. y GERVILLA, M.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 53 (13-05), (Oviedo)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-36. (1975).
- BINNEKAMP, J.G.— *Lower Devonian brachiopods and stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 33, 1-62. (1965).
- BLESS, M.J.M.— *On the marine beds of some cyclothem in the Central Carboniferous Basin of Asturias with special reference to their ostracode fauna*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 99, 91-134. (1976).

- BLESS, M.J.M.— *On the Hollinid ostracode genera from the Upper Carboniferous of northwestern Spain*. Leidse Geol. Meded., 43, 157-212. (1968).
- BLESS, M.J.M.— *Environments of some Upper Carboniferous coal-basins (Asturias, Spain; Limburg, Netherlands)*. C.R. VI Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Sheffield 1967, 2, 503-516. (1971a).
- BLESS, M.J.M.— *Note on the cyclic sedimentation in the Central Carboniferous basin of Asturias (with "A description of rhythmic units along the road of La Nueva", by R.H. WAGNER and C.F. WINKLER PRINS)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 41-52. (1971b).
- BLESS, M.J.M.; WINKLER PRINS, C.F.— *Paleoecology of Upper Carboniferous strata in Asturias (N Spain)*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld 1971, 2, 129-138. (1973).
- BOLL, F.A.; KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Die Entwicklung von sedimentations- und Lebensräumen im frühen Oberkarbon des südöstlichen Kantabrischen Gebirge (Nord-Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 152, 3, 357-379. (1976).
- BONET, M.C. y DIJKSTRA, S.J.— *Megasporas carboníferas de La Camocha (Gijón)*. Est. Geol., 31-32 (XII), 245-266. (1956).
- BOSCH, W.J. van den.— *Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., 44, 137-225. (1969).
- BOSCHMA, D.— *Provisional Geological Map of the Southern Cantabrian Mountains (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 43, 217-220. (1968).
- BOSCHMA, D. y STAALDUINEN, C.J. van.— *Mappable units of the Carboniferous in the southern Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., 43, 221-232. (1968).
- BOUROZ, A.— *Sur la présence de Reticuloceras paucirenatum BISAT y HUDSON dans le Carbonifère du NW de la province des Asturies (Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 255 (D), 1968-1970. (1962).
- BOUROZ, A.; KNIGHT, J.A.; WAGNER, R.H. y WINKLER PRINS, C.F.— *Sur la limite Westphalien-Stéphanien et sur les subdivisions du Stéphanien inférieur sensu lato*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld 1971, 1, 241-261. (1972).
- BOWMAN, M.B.J.— *The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian/Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain*. Sediment. Geol., 24, 25-43. (1979).
- BOWMAN, M.B.J.— *The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationship to the other Namurian/Westphalian sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 23-35. (1982).
- BRONGNIART, A.— *Histoire des végétaux fossiles ou Recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe*. T. I, 1-488, G. DUFOUR et Ed. D'OCAGNE, libr., Paris. (1828).
- BROUWER, A.— *Deux types faciaux dans le Devonien des Montagnes Cantabriques*. Brev. Geol. Ast., VI, 1-4, 49-51. (1962).
- BROUWER, A.— *Deux facies dans le Devonien des Montagnes Cantabriques méridionales*. Brev. Geol. Ast., VIII, 1-4, 3-10. (1964a).
- BROUWER, A.— *Devonian biostromes and bioherms of the Southern Cantabrian Mountains, NW Spain*. Developments in Sedimentology, 1, 48-53. (1964b).
- BROUWER, A.— *Le Dévonien inférieur des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)*. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 33, 197-203. (1967a).
- BROUWER, A.— *Devonian of the Cantabrian Mountains, northwestern Spain*. Int. Symp. Dev. System, Calgary, 2, 37-45. (1967b).
- BROUWER, A. y GINKEL, A. van.— *La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques*. C.R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Paris 1963, 1, 307-319. (1964).
- BUDINGER, P. y KULLMANN, J.— *Zur Frage von sedimentationsunterbrechungen im Goniatiten und Conodonten führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 441-429. (1964).
- BURKHARDT, R.— *Geologie und lithologie der Permtriassischen schichtabfolgen und deren Paläozoischer Rahmengesteine im Bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien*. Dokt. Diss. Technische Universität München (inédita) 119 p. (1976).
- BUVIGNIER, M.— *Note géologique sur les Asturies*. Bull. Soc. Géol. Fr., 10, 100-104. (1839).
- CACHAN, C.J.— *Palinoflora del Westfaliense A superior y B inferior de la cuenca hullera de Teverga (Oviedo, España)*. Palinología, 1, 103-113. (1978).
- CALDERON, S.— *La blenda de los Picos de Europa*. An. Soc. Esp. Hist. Nat. XXIX, Actas, 153-161. (1900).
- CALDERON, S.— *Sobre la greenockita de Picos de Europa*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., VIII, 98-99. (1908).
- CANGA ARGUELLES, B.— *Descripción mineralógica de la blenda carbonosa del Puerto de Pajares*. Anal. Hist. Nat., 19-22. (1808).
- CANTALAPIEDRA, R.G.— *Memoria sobre las minas de carbón de Barruelo de Santullán*. Rev. Min., VI, 408-411. (1855).
- CARIDE, C. y GARCIA-LOYGORRI, A.— *Estratigrafía del Carbonífero productivo de Riosa (Asturias)*. III Jorn. Nac. I Int. Min. Met., Gijón 1967, 1, 865-925. (1968).
- CARIDE, C.; GREBER, C. y ORTUÑO, G.— *Flore des faisceaux productifs du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Krefeld 1971, 2, 267-286. (1973).
- CARIDE, C.; ORTUÑO, G. y GERVILLA, M.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 78 (13-06), (Pola de Lena)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-44. (1976).
- CENTENO, J.— *Apuntes sobre las industrias minera y metalúrgica de la provincia de Oviedo*. Rev. Min., XVIII, 695-703, 715-745. (1866).
- CHATEAUNEUF, J.J.— *Palynologie des faisceaux productifs du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld 1971, 2, 297-321. (1973).
- CIRY, R.— *Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 74 (4<sup>o</sup>), 1-528. (1939).
- COLMENERO NAVARRO, J.R.— *Estratigrafía y Sedimentología de las Areniscas del Devónico superior en la Zona Cantábrica (Asturias y León)*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo. (inédita). (1976).
- COMTE, P.— *Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 202, 1198-1200. (1936).
- COMTE, P.— *Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique*. Mém. Inst. Geol. Min. Esp., 60, 1-440. (1959).
- CORRALES, I.— *Estratigrafía y sedimentología del Estefaniense de Cangas de Narcea, Rengos y Villablino*. Tesis Doctoral Univ. Oviedo (inédita). (1970).
- CORRALES, I.— *La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas del Narcea, Rengos y Villablino (NW de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 69-73. (1971).
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J. y MANJON, M.— *Los conglomerados del borde NW de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias y la sucesión productiva inferior*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 75-86. (1971).
- CORRALES, I. y PELAEZ, J.R.— *La sedimentación marginal en la cuenca estefaniense de Villablino (León)*. Brev. Geol. Ast., X (1-4), 33-54. (1966).
- CRAMER, F.H. y RODRIGUEZ, R.— *Robledo and Arroyacas Formations (Arroyo de las Arroyacas, Province of Palencia, Spain) palinologically dated as late Silurian*. Brev. Geol. Ast., XXI, 1, 2-4. (1977).
- CRESPO, A.— *Memoria explicativa de la Hoja núm 76 (11-06), (Pola de Somiedo)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- CUETO y RUI-DIAZ, E.— *Orografía y geología tectónica del país cántabro-astórico*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., XLVII, 9-109. (1926).
- CUETO y RUI-DIAZ, E.— *Estudio geológico-industrial de los criaderos de cinc de la provincia de Palencia. Generalidades. Origen de los criaderos*. Bol. Of. Min. Met., XII, 137, 821-843, 138, 871-890. (1928).
- CUETO y RUI-DIAZ, D.E.; ALDECOA, M. y PORTUONDO, J.— *Yacimientos de manganeso y hierro en la base de los Picos de Europa y de la Cordillera de Cuera y de sus prolongaciones occidentales*. Mem. Est. de los criaderos minerales de España. T. II, 2<sup>o</sup> Fasc. (1934).
- DAHMER, G. y QUIRING, H.— *Oberdevon in der antiklinale zwischen der Steinkohlenbecken des Rubagon und des Carrion in Ostasturien*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 473-479. (1953).
- DE LA PUENTE, F.— *Minas de níquel y cobalto*. Rev. Min. VIII, 256-258. (1882).
- DELEPINE, G.— *Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)*. C.R. Séances Acad. Sci. Paris, 187, 507-509. (1928).
- DELEPINE, G.— *Le Carbonifère du sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et du nord-ouest de l'Espagne (Asturies)*. C.R. II Congr. Avanc. Etudes Strat. Geol. Carb. Heerlen 1935, 1, 139-

158. (1937).
- DELEPINE, G.— *Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)*. Mém. Acad. Sci. Paris, Inst. France, 66 (3), 1-122. (1943).
- DELEPINE, G. y LLOPIS-LLADO, N.— *Nouvelle faune carbonifère à Latores (Asturies, Espagne)*. C.R. Somm. séances Soc. Géol. Fr., 106-108. (1956).
- DESOIGNIE, A.— *Descripción del criadero carbonífero de Arnao*. Rev. Min., II, 274-277. (1850).
- DIAZ-GONZALEZ, J.S.— *Estudio geológico de los indicios y yacimientos de fluorita en Asturias*. Tesis Doctoral. E.T.S.I.M. de Oviedo, (inédita), 450 p. (1978).
- DIEZ, M.C. y CRAMER, F.H.— *Ilustración de mioesporas entre el Westfaliense y el Estefaniense (Carbonífero superior) de Asturias, España*. Palinología, 1, 179-209. (1979).
- DIJKSTRA, S.J.— *Megasporas carboníferas españolas y su empleo en la correlación estratigráfica*. Est. Geol., 27-28 (XI), 277-354. (1955).
- DORY, A.— *Las antiguas minas de cobre y cobalto del Aramo*. Rev. Min., C, 333-362. (1893).
- DORY, A. y DE VILLERS.— *Le mercure dans les Asturies*. Publ. Soc. Ing. Ec. Ind. Min., Hainaut, Liege. (1895).
- DOUBINGER, J. y ALVAREZ-RAMIS, C.— *Sur la flore du bassin houiller de Tineo (Asturies)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 259, 1885-1887. (1964).
- DUPUY DE LOME, E. y NOVO, P. de.— *Estudio para la investigación del Carbonífero oculto bajo el Secundario de Palencia y Santander*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., XLV, 25-71. (1924).
- DURAN, M. y ARANGO, G.— *Estudio industrial de los manchones carboníferos de Gillón, Gedrez, Monasterio de Hermo y Cerredo (Oviedo)*. Bol. Of. Min. Met., 14. (1918).
- DURAN, M. y CORUGEDO, E.— *Criaderos minerales de cinc de la provincia de Asturias*. Bol. Of. Min. Met., 107, 323-346. (1926).
- EAGAR, R.M.C. y WEIR, J.— *Some spanish upper Carboniferous nonmarine bivalve faunas: a preliminary statement with emphasis on facies in Northwest Spain and in Britain*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 87-99. (1971).
- ENDLICHER, G.— *Die syngenetischen Fluss- und Schwespatmineralisationen von Arlós und Villabona in Westasturien, Nordspanien*. Min. Dep., 11, 329-351. (1976).
- ENGESER, T.; KULLMANN, J. y SCHOENENBERG, R.— *Zerreib-Strukturen (pull-apart-structures) in Rahmen der Tiefoberdevonischen Tektonik des Kantabrischen Variszikums (Nordspanien)*. Z. Dtsch. geol. Ges., 132 p. (1981).
- EVERS, H.J.— *Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., 41, 83-151. (1967).
- EZQUERRA DEL BAYO, J.— *Datos sobre la estadística minera de España en 1839 recogidos de las inspecciones de minas: Asturias y Galicia*. Anal. Min., II, 331-334. (1841).
- EZQUERRA DEL BAYO, J.— *Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia*. Bol. Of. Min., 14, 160-163. (1844a).
- EZQUERRA DEL BAYO, J.— *Sobre el carbón de piedra de Castilla la Vieja*. Bol. Of. Min., 16, 185-187. (1844b).
- EZQUERRA DEL BAYO, J.; GARCIA, F.; AMAR DE LA TORRE, R. y BAUZA, F.— *Descripción geognóstica del terreno de piedra de Asturias, por una Comisión de Facultativos*, 1 fasc., 62 pp. Impr. José del Collado, Madrid. (1831).
- FARBER, A. y JARITZ, W.— *Die geologie des westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)*. Geol. Jb., 81, 679-738. (1964).
- FARIAS, P.— *La estructura del sector central de los Picos de Europa*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 12, 63-72. (1982).
- FERNANDEZ, E.— *Adición a las noticias publicadas sobre existencia de minerales de cobalto en España*. Rev. Min., II, 658-660. (1851).
- FERNANDEZ DE CASTRO, M.— *Noticia del estado de los trabajos del Mapa Geológico de España en 1º de Julio de 1874*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., III, 1-90. (1876).
- FERNANDEZ FERNANDEZ, C.— *Mineralogía y metalogía de los indicios y yacimientos de barita en el zócalo precámbrico-paleozoico de Asturias*. Tesis Doctoral. Univ. Oviedo, (inédita), 647 p. (1982).
- FEYS, R.; GARCIA-LOYGORRI, A. y ORTUÑO, G.— *Stratigraphie des faisceaux productifs du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld 1971, 3, 27-44. (1974).
- FORSTER, A.— *Die Flusspatlagerstätten Asturiens Nordspanien, und deren Genese*. Geol. Rundsch., 63, 212-263. (1974).
- FORSTER, M.; COOPER, J.Th. y JAMESON, A.— *Rapports des MM. Michel Forster, John Thomas Cooper et Alex Jameson, sur les mines de houille et de fer de Tudela, Anieues et Forno, etc., etc.* Tipografía J. Didot Freres. Paris. (1842).
- FRAGA Y TORREJON, E. de.— *Notas sobre mineralogía asturiana*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXIX, 181. (1929).
- FRANKENFELD, H.— *Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) von Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai*. Clausthaler Geol. Abh., 39, 91 p. (1981a).
- FRANKENFELD, H.— *Sliding phenomena in the Namurian of the Cantabrian Mountains of northern Spain*. Sondereröff. Geol. Univ. Köln, 41, pp. 59-67. (1981b).
- FRANKENFELD, H.— *Das Ende der devonischen Riff-Fazies im nordspanischen Variszikum*. N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 163 (2), 238-241. (1982).
- FRETS, D.A.— *The Geology of the southern part of the Pisuerga Basin and the adjacent area of Santibañez de Resoba, Palencia, Spain*. Leidse Geol. Meded., 31, 113-162. (1965).
- FUERTES ACEVEDO, M.— *Consideraciones sobre la importancia industrial de los minerales de Asturias*. Rev. Asturias, III, 21, 334-338, 22, 347-351, 23, 365-369, 27, 432-436. (1879).
- FUERTES ACEVEDO, M.— *Mineralogía Asturiana. Catálogo descriptivo de las sustancias minerales, así metálicas como lapídeas, de la provincia de Oviedo, seguido de breves indicaciones acerca de su importancia industrial*. Imprenta y Litografía Vicente Brid. Oviedo, 8, 440 p. (1880).
- GALAN-HUERTOS, E. y RODAS, M.— *Contribución al estudio mineralógico de los depósitos de talco de Puebla de Lillo (León, España)*. Bol. Geol. Min., LXXXIV, 347-365. (1973).
- GARCIA FUENTE, S.— *Geología del Concejo de Teverga (Asturias)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXIV, 345-456. (1952).
- GARCIA FUENTE, S.— *Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXV, 271-324. (1953).
- GARCIA FUENTE, S.— *Datos para el estudio geológico del Concejo de Quirós (Asturias)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 41, 21-31. (1956).
- GARCIA FUENTE, S.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 77 (La Plaza, Teverga). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1ª Serie)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-69. (1959).
- GARCIA IGLESIAS, J.— *Los yacimientos de fluorita de Asturias*. Inf. Fundación Juan March, Madrid. (inédito). (1972).
- GARCIA IGLESIAS, J.— *Morphologie des cavites de corrosion de la fluorite*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 99, 85-87. (1976).
- GARCIA IGLESIAS, J.; GUTIERREZ CLAVEROL, M.; ORUETA, J. y SUAREZ, O.— *Mineralizaciones asociadas al metamorfismo de contacto del complejo igneo de Infiesto (zona Oriental de Asturias, España)*. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias Porto, XCI, (VI Reun. Geol. Oeste Penins.), 155-181. (1979).
- GARCIA IGLESIAS, J. y TOURAY, J.C.— *Hydrocarburés liquides en inclusions dans la fluorite du gisement de La Cabaña (Berbes, Asturias, Espagne)*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., 99, 117-118. (1976).
- GARCIA IGLESIAS, J. y TOURAY, J.C.— *A fluorite-calcite-quartz paragenesis with liquid and gaseous organic inclusions at La Cabaña, Berbes, Asturias, fluorspar district, Spain*. Econ. Geol., 72, 298-303. (1977).
- GARCIA LOYGORRI, A.— *Caractères généraux du Bassin Central des Asturies (Espagne)*. C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld 1971, 3, 111-127. (1974).
- GARCIA LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, Ch. y FEYS, R.— *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 101-150. (1971).
- GARCIA RAMOS, J.C.— *Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 195-266. (1978).
- GARCIA RAMOS, J.C. y COLMENERO, J.R.— *Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Devónico en la Cordillera Cantábrica (Curso de conf. sobre Programa Int. Correl. Geol., 1981)*. R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat., 2, 61-76. (1982).
- GEINITZ, H.B.— *Über organische überreste aus der Steinkohlengraben Arnao bei Avilés, in Asturien*. N. Jb. Min., 1867, 283-286.

- (1867).
- GEORGE, T.N. y WAGNER, R.H.-I.U.G.S. Subcomission on Carboniferous Stratigraphy, *Proceedings and Report of the General Assembly at Krefeld, August 21-22, C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Krefeld 1971*, 1, 139-147. (1972).
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; BARON, A.; RAMIREZ DEL POZO, J. y GIANNINI, G.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 30 (14-04), (Villaviciosa). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-54. (1973).
- GERVILLA, M. y LUQUE, C.— *La otra minería asturiana. Conferencia Presentación Mapa Metalogénico de Asturias. Docum. Técnico-Mineros HUNOSA*, 50 p. (1981).
- GIETELINK, G.— *Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high "destructive delta" complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., 49, pp. 125-144. (1973).
- GINKEL, A.C. van.— *The Casavegas section and its fusulinid fauna*. Leidse Geol. Meded., 24 (2), 705-720. (1959).
- GINKEL, A.C. van.— *Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 34, 1-225. (1965).
- GINKEL, A.C. van.— *Fusulinids from uppermost Myachkovian and Kasimovian strata of NW Spain*. Leidse Geol. Meded., 47, 115-161. (1971).
- GINKEL, A.C. van.— *Correlation of the Myachkovian and Kasimovian of the USSR with the West European subdivision*. Leidse Geol. Meded., 49, 1-7. (1972).
- GINKEL, A.C. van.— *Carboniferous fusulinids of the Sama Formation (Asturia, Spain). I. Hemifusulina*. Leidse Geol. Meded., 49 (1), 85-123. (1973).
- GINKEL, A.C. van y MARTINEZ GARCIA, E.— *The Carboniferous in a coastal section at Pendueles (Asturias, NW Spain). I. Stratigraphy and Tectonics*. C.R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Madrid 1983. (en prensa).
- GOMEZ DE LLARENA, J.— *Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la Cuenca carbonífera de Santa Lucía-Matallana (León)*. Est. Geol., 11, 51-98. (1950).
- GOMEZ DE LLARENA, J. y RODRIGUEZ ARANGO, C.— *Datos para el estudio geológico de la Babia baja (León)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXI, 79-206. (1948).
- GOMEZ LANDETA, F. y SOLANS HUGUET, J.— *Procesos supergénicos en la mina de cobre del Aramo, Asturias, España*. Bol. Geol. Min., XCII, 429-436. (1981).
- GONZALEZ LASTRA, J.— *Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica)*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 10, 249-265, (1978).
- GONZALEZ LASTRA, J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L. y AGUEDA VILLAR, J.A.— *Depositional model and facies distribution in the "Caliza de Montaña", Carboníferous Astur-Leonese Basin, Spain*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbon., Urbana (1979). (in litt.).
- GRAAFF, W.J.E. van de.— *Three Upper Carboniferous, limestone rich, high-destructive, delta systems with submarine fan deposits, Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geol. Meded., 46, 157-215. (1971a).
- GRAAFF, W.J.E. van de.— *The Piedrasluengas Limestone, a possible model of limestone facies distribution in the Carboniferous of the Cantabrian Mountains*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 151-159. (1971b).
- GRAAFF, W.J.E. van de.— *Facies distribution and basin configuration in the Pisuerga area before the Leonian Phase*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 161-177. (1971c).
- GRAAFF, W.J.E. van de.— *Carboniferous deltas in the Pisuerga Area, Cantabrian Mountains, Spain*. In: *Deltas: models for exploration*, M.L. Broussard, Ed. 1975. Houston Geological Society, 451-456. (1975).
- GRAND, A.— *Etude sur le bassin houiller des Asturies (Espagne). Contribution géologique. Mode d'exploitation. Voies de communication*. 1 vol., 64 pp., E. Lacroix, Vieville et Capiomont, Paris. (1874).
- GRAND'EURY, C.— *Terrains houillers d'Espagne*. En: *Flore Carbonifère du Département de la Loire et du centre de la France*. 2 vol. 624 pp., Impr. Nationale, Paris. (1877a).
- GRAND'EURY, C.— *Détermination des étapes houillères à l'aide de la flore fossile. Résumé des travaux de M. ..., par M.R. Zeiller*. Ann. Mines, 12:6 (7<sup>a</sup> s.), 341-391. (1877b).
- GRAND'EURY, C.— *Note sur les empreintes houillères récoltées dans les Asturies par M. Charles Barrois*. Ann. Soc. Géol. Nord, 9, 1-2. (1881).
- GROOT, G.E. de.— *Rugose corals from the Carboniferous of Northern, Palencia (Spain)*. Leidse Geol. Meded., 29, 1-123. (1963).
- GROSCH, P.— *Geologische Reisebeobachtungen am Nordabfall der Kantabrischen ketten zwischen Pola de Lena und Cangas de Tineo (provinz Asturien, Nordspanien)*. Monatsb. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 63 (11), 557-566. (1911).
- GROSCH, P.— *Carbon-Fossilien aus Nordspanien mit besonderer Berücksichtigung ihrer stratigraphischen Stellung*. Ber. Naturf. ges. Freiburg Brig., 19, 9-20. (1912).
- HAUSMANN, O.— *Über die steinkohlenformation in der Provinz León. Karsten Decken Archiv. Min., 23, 761-766. (Trad. "The coal formation of the province of León"*. Quart. J. Geol. Soc. London, 7 (2, misc.), 11-14. (1850).
- HEIM, G.— *Memoria sobre las minas de la Compañía Chauviteau en el distrito de Quirós, Asturias*. Rev. Min., XII, 81-87, 97-110. (1861).
- HELMIG, H.M.— *The geology of the Valderrueda, Tejerina and Sabero coal basins (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 32, 75-149. (1965).
- HEMLEBEN, Ch. y REUTHER, C.D.— *Allodapic limestones of the Barcaliente Formation (Namurian A) between Luna and Cea rivers (Southern Cantabrian Mountains, Spain)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159 (2), 225-255. (1980).
- HENKES, H.— *Note sur le bassin houiller de Sabero, Espagne*. Leidse Geol. Meded., 26, 50-58. (1961).
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO-AMOR, I.— *El manchón carbonífero estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), LVIII, 299-307. (1965).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Los criaderos de talco de Lillo*. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 8, 3-48. (1941).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Criaderos de mineral de manganeso de Bufarrera (Asturias)*. Min. Met., 11, 39-50. (1942).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Datos para el estudio de las Hojas del Mapa geológico español 1:50.000, Gijón y Oviedo*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 47, 1-111. (1944).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Estudios acerca del Carbonífero en España*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LIX, 1-19. (1946).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Remesa de Pelecípodos límnicos del Carbonífero de Ciñera (León)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 19, 39-44. (1949).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Fósiles de la zona carbonífera de Viñón y Torazo (Asturias)*. Est. Geol., 21, 7-48. (1954).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y A.— *Flora carbonífera de Villablino (León)*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 17, 1-24. (1947).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. y KINDELAN, J.A.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 32 (Llanes). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1<sup>a</sup> Serie)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-109, (1950).
- HEVIA, T.— *Las minas metálicas de Asturias*. Inst. Est. Asturianos. (1959).
- HEWARD, A.P.— *Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana-Sabero) coalfields, northern Spain*. Sedimentology, 25, 451-488. (1978).
- HEWARD, A.P. y READING, H.G.— *Deposits associated with a Hercynian to late-Hercynian continental strike-slip system, Cantabrian Mountains, Northern Spain*. Spec. Publ. Int. Ass., Sediment., 4. (1980).
- HIGGINS, A.C.— *Conodonts from the Griotte limestone of NW Spain*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 65, 5-22. (1962).
- HIGGINS, A.C.— *Conodont biostratigraphy of the late Devonian-early Carboniferous rocks of the south central Cantabrian Cordillera*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 179-192. (1971).
- HIGGINS, A.C.— *Conodont zonation of the lower Carboniferous of Spain and Portugal*. Int. Symp. Belg. Micropal. limits, Namur 1974, 4, 1-17. (1974).
- HIGGINS, A.C.; WAGNER-GENTIS, C.H.T. y WAGNER, R.H.— *Basal Carboniferous strata in part of northern León, NW Spain: Stratigraphy, Conodont and Goniatite faunas*. Bull. Soc. Belge Geol. Paleont. Hydrol., 72 (2), 205-248. (1964).
- HIGGINS, A.C. y WAGNER-GENTIS, C.H.T.— *Conodonts, Goniatites and biostratigraphy of the earlier Carboniferous from the Cantabrian Mountains, Spain*. Paleontology, 25 (2), 313-350. (1982).
- HUBER, G.— *Geologisch-lagerstättenkundliche untersuchungen horizont-gebundener Flusspatlgerstätten in Ostasturien und Möglichkeiten zu ihrer Darstellung*. Dokt. Diss. Tech. Univ. Clausthal,

- (inédita). 208 p. (1976).
- I.G.M.E.— *Mapa Metalogénico de España, E. 1:200.000, Hojas núm. 3 (AVILES) y núm. 10 (MIERES)*. (1975).
- I.G.M.E.— *Investigación en el área carbonífera de León-Palencia. Programa sectorial de investigación de carbón*. (1975).
- IWANIW, E. y KNIGHT, J.— *Evidence for the Asturian unconformity near Santa Olaja de la Varga, NE Leon, Spain*. *Brev. Geol. Ast.* (in litt.).
- JONGMANS, W.I.— *Las floras carboníferas de España*. *Est. Geol.*, 14 (VII), 281-330. (1951).
- JONGMANS, W.I.— *Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución, Flora Carbonífera de Asturias*. *Est. Geol.*, 15 (VIII) 7-20. (1952).
- JONGMANS, W.I. y WAGNER, R.H.— *Apuntes para el estudio geológico de la zona hullera de Riosa (Cuenca Central de Asturias)*. *Est. Geol.*, 33-36, 7-26. (1957).
- JULIVERT, M.— *Estudio geológico de la Cuenca de Beleño, valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica*. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXXI, 1-346. (1960a).
- JULIVERT, M.— *La terminación septentrional de la Cuenca de Quirós (Cordillera Cantábrica)*. *Brev. Geol. Ast.*, III (1-2), 19-34. (1960b).
- JULIVERT, M.— *Estudio geológico de la Sierra del Aramo, Cuenca de Riosa y extremo meridional de la Cuenca de Quirós*. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, LXXIV, 87-170. (1963).
- JULIVERT, M.— *Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chafne Cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du Bassin central, Espagne)*. *Bull., Soc. Geol. Fr.* 7 (4), 644-651. (1965).
- JULIVERT, M.— *La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 1-26. (1967a).
- JULIVERT, M.— *La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 59-76. (1967b).
- JULIVERT, M.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 79 (Puebla de Lillo). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1ª Serie)*, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-22, Impr. Serv. Geogr. Ejército, Madrid. (1969).
- JULIVERT, M.— *Décollement tectonics in the hercynian Cordillera of northwest Spain*. *Am. Jour. Sci.*, 170, 1-29. (1971a).
- JULIVERT, M.— *L'évolution structurale l'arc asturien*. (En "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t.2). *Publ. Inst. Fr. Petrole. Ed. Technip*, I.2.1-I.2.28 (1971b).
- JULIVERT, M.— *Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: A model of deformation-sedimentation relationships*. *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 129, 562-592. (1978).
- JULIVERT, M. y MARCOS, A.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 54 (Rioseco). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1ª Serie)*, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-16, Impr. Serv. Geogr. Ejército, Madrid. (1969).
- JULIVERT, M. y MARCOS, A.— *Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)*. *Am. Jour. Sci.*, 273, 353-375. (1973).
- JULIVERT, M.; MARTINEZ, F. y TRUYOLS, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 51 (11-05), (Belmonte de Miranda). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-27. (1977).
- JULIVERT, M.; PELLO, J. y MARCOS, A.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 31 (Ribadesella). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1ª Serie)*, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 1-15, Impr. Serv. Geogr. Ejército, Madrid. (1969).
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J.— *Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies* (en "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. 2). *Publ. Inst. Fr. Petrol. Ed. Technip*, V.3.1-V.3.34. (1971).
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J.— *El Devónico en el Macizo Ibérico*. In: Libro Jubilar J.M. Ríos. *Geología de España (I)*. Editado por IGME. (1983).
- JULLIEN, J.— *Recherches sur les mineralisations fluorees liées à l'évolution du bassin Permo-Triassique des Asturies (Espagne)*. *These Doct. Univ. Paris IV*, (inédita), 298 p. (1974).
- KANIS, J.— *Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo*. *Leidse Geol. Meded.*, 21, 377-445. (1955).
- KARENBERG, H.— *Die postvariszische entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordspanien)*. *Abh. Gesellsch. Z. Göttingen Math.-Phys.*, 3(1), 1-104. (1934).
- KINDELAN, J.A.— *Nota sobre la sucesión estratigráfica del Hullero de Asturias en la zona El Viso-Olloniego-Riosa*. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 48, 93-106. (1957).
- KNIGHT, J.A.— *The sequence and stratigraphy of the eastern end of the Sabero coalfield*. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 3, 193-229. (1971).
- KNIGHT, J.A.— *The Stephanian A-B flora and stratigraphy of the Sabero coalfield (León, NW. Spain)*. *C.R. VII Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, Kefeld 1971, 3, 283-316. (1974).
- KNIGHT, J.A.— *The systematics and stratigraphic aspects of the Stephanian flora of the Sabero coalfield*. Ph. D. Thesis, Univ. Sheffield, (inédita). (1975).
- KOOPMANS, B.N.— *The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain*. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-232. (1962).
- KUCHELKA, R.— *Die Erkundung und Darstellung der Flusspat lagerstätten Cúeto del Aspa/Asturien sowie ein Versuch zur genetischen Deutung*. *Dokt. Diss. Tech. Univ. Clausthal*, (inédita), 108 p. (1974).
- KULLMANN, J.— *Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter.*, Mainz, 7, 105 p. (1960).
- KULLMANN, J.— *Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. *I. Stratigraphie, Paläontologie der U.O. Goniatitina HYATT*. *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.* 113 (3), 219-326. (1961).
- KULLMANN, J.— *Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge, Nordspanien*. *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter.*, Mainz, (6), 258-377. (1962).
- KULLMANN, J.— *Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. *II. Paläontologie der U.O. Prolecanitina MILLER and FURNISH. Die Alterstellung der faunen*. *N.Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 116 (3), 269-324. (1963).
- KULLMANN, J.— *Las series devónicas y del Carbonífero inferior con Ammonoideos de la Cordillera Cantábrica*. *Est. Geol.*, 19, 161-191. (1964).
- KULLMANN, J.— *Rugose Korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. *Abh. Math. Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz*, 2, 136 p. (1965).
- KULLMANN, J.— *Goniatiten-Korallen-vergesellschaftungen im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 125, 433-466. (1966).
- KULLMANN, J.— *Associations of Rugose Corals and Cephalopods in the Devonian of the Cantabrian Mountains (Northern Spain)*. *Int. Symp. Devon. Syst. Calgary*, 2, 771-776. (1967).
- KULLMANN, J.— *Asociaciones de Corales y Goniatites en el Devónico y Carbonífero de la Cordillera Cantábrica*. *Est. Geol.*, 24 (3-4), 205-241. (1968).
- KULLMANN, J.— *Die "Reticuloceras-zeit" (Oberkarbon) in der entwicklung des Kantabrischen Variszikums*. *Clausth. Geol. Abh.*, 30, 34-44. (1979).
- KULLMANN, J.— *Wandel der Lebensraume im Kantabrischen Variszikum*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 230-235. (1982).
- KULLMANN, J.; REUTHER, C.D. y SCHÖNENBERG, R.— *La transición del estadio geosinclinal a la orogénesis en la formación varisica de la Cordillera Cantábrica*. *Brev. Geol. Ast.*, XXI, 4-11. (1977).
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Geodynamische und paläokologische entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien)*. *Ein interdisziplinäres arbeitskonzept*. *N. Jb. Geol. Paläont.* 1975 (3), 151-166. (1975).
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Veränderungen von marinen Faunenvergesellschaftungen in der zeitlichen Dimension, dargestellt am Beispiel des Kantabrischen Variszikums*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 157, 203-206. (1978a).
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León line, Cantabrian Mountains, North Spain)*. *Tectonophysics*, 48, T15-T22. (1978b).
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Facies differentiation caused by wrench deformation along a deep-seated fault system (León line, Cantabrian Mountains, North Spain)*. *Reply. Tectonophysics*, 60, 308-709. (1979a).
- KULLMANN, J. y SCHÖNENBERG, R.— *Geodynamik und Paläokologie im Kantabrischen variszikum*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163 (2), 143-147. (1982).



- LACHKAR, G.— *Associations des megaspores dans les charbons de la mine "La Camocha" (Province de Oviedo, Espagne). Applications stratigraphiques.* Rev. Esp. Micropaleont., 8 (1), 123-137. (1976).
- LANDRIN, M.— *Rapport sur le bassin houiller de Riva-de-Sella (Asturies).* 1 fasc., 14 pp., Melins et Cie., Bruxelles. (1841).
- LAVEINE, J.P.— *Report on the Westphalian D.* (In Reports by the Workings Group of the IUGS Subcommission on Carboniferous Stratigraphy). Symp. Carb. Strat., Praha 1973, 71-83. (1977).
- LEHMANN, F.— *Die geologisch-tektonischen und lagerstätten kundlich-geochemischen Verhältnisse des Zinnobervorkommens "La Peña" Mieres/Asturies (Spanien).* Tesis Doctoral. Clausthal. (inédita). (1970).
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- LLOPIS LLADO, N.— *Sur le types de bordure du bassin houiller des Asturies (Espagne).* C.R. III Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Heerlen, 1951, 401-406. (1952).
- LLOPIS LLADO, N.— *Sobre la tectónica de la Cuenca Carbonífera de Asturias.* Est. Geol., 21, 79-101. (1954).
- LLOPIS LLADO, N.— *Estudio geológico del reborde meridional de la Cuenca Carbonífera de Asturias.* Pirineos, X (31-32), 33-177. (1955).
- LLOPIS LLADO, N.— *Sur les gites de manganèse des Asturies (Espagne).* XX Congr. Geol. Intern. (Mexico). Res. Trab., 315. (1956).
- LLOPIS LLADO, N.— *El yacimiento de cobre de la Peña Gamonal (Rioseco-Laviana).* Brev. Geol. Ast., I, 1-2, 21-26. (1957).
- LLOPIS LLADO, N.— *Sobre el Karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso.* Monogr. Geol. X, Inst. Geol. Apl., 59 p. (1958).
- LLOPIS LLADO, N.— *Estudio geológico de la región de Cabo Peñas (Asturias).* Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXXII, 233-348. (1962).
- LLOPIS LLADO, N.— *Cinématique marginale des bassins sédimentaires et sédimentation carbonifère.* C.R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Paris, 1963, 553-561. (1964).
- LOBATO, L.— *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia y SO de Santander).* Inst. Fr. Bern. de Sahagún, C.S.I.C. León, 133 p. (1977).
- LOBATO, L.; CRESPO, A. y MATA, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 106 (Riáño). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- LOBATO, L. y VELANDO, F.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 105 (Camporredondo de Alba). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- LOESCHKE, J.— *Late Hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain).* N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163 (2), 260-275. (1982).
- LOON, A.J. van.— *Grading of matrix and pebble characteristics in syntectonic pebbly mudstones and associated conglomerates. With examples from the Carboniferous of Northern Spain.* Geol. Mij., 49, 41-56. (1970).
- LOON, A.J. van.— *The stratigraphy of the Westphalian C around Prioro (prov. León, Spain) (with palaeontological notes by G.E. de Groot, H.W.J. van Amerom & R.H. Wagner).* Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 231-266. (1971).
- LOON, A.J. van.— *A prograding deltaic complex in the Upper Carboniferous of the Cantabrian Mountains (Spain): the Prioro-Terjerna Basin.* Leidse Geol. Meded., 48, 1-81. (1972).
- LOPEZ AGOS, E.— *Yacimientos de fósiles carboníferos de Arenas de Cabrales (Asturias).* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XXI, 59-62. (1921).
- LOREDO, J.— *Aplicación de los estudios de inclusiones fluidas a la investigación metalogénica de los yacimientos asturianos de fluorita.* Tesis Doctoral, E.T.S.I.M. Oviedo. (inédita). (1981).
- LOREDO, J. y GARCIA IGLESIAS, J.— *Análisis microtermométrico del yacimiento de fluorita de Pie de Potro (Caravia, Asturias).* Rev. Min., E.T.S.I.M. Oviedo, 2, 117-125. (1981).
- LORENZO, P.— *La edad de las cuencas de San Juan de Nieva y Arnao (NW de España).* Brev. Geol. Ast., XXI (2), 29-32. (1977).
- LORENZO, P.— *La cuenca estefaniense de Tormaleo (NW de España): estudio paleobotánico.* Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 267-293. (1978).
- LORENZO, P.— *Flora fósil del Carbonífero de La Magdalena (León).* Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo, (inédita). (1978).
- LOTZE, F.— *Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.* Geotekt. Forsch., 6, 78-92. (1945).
- LUQUE, C.— *Los yacimientos de mercurio astur-leoneses.* Bol. Inst. Est. Astur., 19, 3-11. (1974).
- LYS, M. y SERRE, B.— *Contribution à la connaissance des microfauces du Paléozoïque. Etudes micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagne).* Rev. Inst. Fr. Pétrol. Ann. Comb. Liq., 13 (6), 879-916. (1958).
- MAAS, K.— *The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain: Deposition and Deformation in a flysch area.* Leidse Geol. Meded. 49, 379-465. (1974).
- MADARIAGA, R. de.— *Introducción a un ensayo de sincronización de cuencas carboníferas españolas.* Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 1, 51-59. (1928).
- MAESTRE, A.— *Descripción física y geológica de la provincia de Santander.* Junta Gral. Estadística, 1-127. (1864).
- MAESTRE, A.— *Memoria de la visita verificada por el Inspector General de Minas, D. A. Maestre, en 1865, al segundo distrito minero.* Escrito inédito del autor. 274 p. (1865).
- MALLADA, L.— *Datos para el estudio geológico de la cuenca hullera de Ciñera y Matallana.* Bol. Com. Mapa Geol. Esp., XIV, 173-207. (1887).
- MALLADA, L.— *Nota para el estudio de la cuenca hullera de Valderueda (León) y Guardo (Palencia).* Bol. Com. Mapa Geol. Esp., XVIII, 467-496. (1892).
- MALLADA, L.— *Explicación del Mapa Geológico de España. T. III. Sistemas Devoniano y Carbonífero.* Mem. Com. Mapa Geol. Esp., 1-405. (1898).
- MALLADA, L.— *Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (provincia de León).* Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 2ª s., VII, 1-65. (1903).
- MARCOS, A.— *Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica).* Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 39-46. (1967).
- MARCOS, A.— *Nota sobre el significado de la "Leon line".* Brev. Geol. Ast., XII (3), 1-5. (1968a).
- MARCOS, A.— *Sobre la existencia de niveles de tránsito entre el Westfaliense D y el Estefaniense A en el Oriente de Asturias.* Acta Geol. Hisp., 3 (1), 7-14. (1968b).
- MARCOS, A.— *Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciana del occidente de Asturias (NW de España).* Trab. Geol., Univ. Oviedo, 6, 1-113. (1973).
- MARCOS, A.; BASTIDA, F.; ARBOLEYA, M.L.; GALAN, J.; JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J.; MENDEZ, I.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J.A.; RUIZ, F.; SUAREZ, O. y VARGAS, I.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 10 (09-03), (Ribadeo). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-26. (1980a).
- MARCOS, A.; MARTINEZ, P.J.; JULIVERT, M. y PULGAR, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 50 (10-05), (Cangas de Narcea). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-31. (1980b).
- MARCOS, A.; PEREZ-ESTAUN, A.; PULGAR, J. y BASTIDA, F.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 74 (09-06), (Fonsagrada). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-28. (1979).
- MARCOS, A. y PULGAR, J.A.— *An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian Foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain.* N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 163 (2), 256-260. (1982).
- MARQUINEZ, J.— *Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España).* Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 295-315. (1978).
- MARQUINEZ, J.; MENDEZ, C.A.; MENENDEZ-ALVAREZ, J.R.; SANCHEZ DE POSADA, L.C. y VILLA, E.— *Datos bioestratigráficos de la sucesión carbonífera (Turnesiense-Kosimoviense) de Las Llacerias, Picos de Europa, Norte de España.* Trab. Geol., Univ. Oviedo, 12. (1982).
- MARTIN DONAYRE, F.— *Informe sobre el estado de las minas de carbón de Santullán.* Rev. Min., VIII, 161 p. (1875).
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.— *Notas sobre un depósito kárstico de marcasita de las inmediaciones de Llanes (Asturias).* Rev. Fac. Ciencias, I, 2, 257-263. (1960).
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.— *Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias.* Inst. Est. Ast., 1-229. (1962).
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.— *Nota sobre el manchón westfaliense*

- de Pendueles (Llanes-Asturias). Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 78, 71-76. (1965a).
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A.— *Rasgos geológicos de la zona Oriental de Asturias*. Inst. Est. Astur., 132p. (1965b).
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. y DIAZ GONZALEZ, S.— *Estudio de las mineralizaciones de hierro de las inmediaciones del lago "La Cueva" en la región de los lagos de Saliencia (Somiedo-Oviedo)*. Bol. Geol. Min., LXXXVI, 498-504. (1975).
- MARTINEZ CHACON, M.L.— *Braquiópodos Carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida, Rhynchonellida)*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 96, 1-291. (1979).
- MARTINEZ CHACON, M.L. y WINKLER PRINS, C.F.— *A Namurian brachiopod fauna from Meré (Province of Oviedo, Spain)*. Meded. Rijks. Geol. Dienst, 39, 1-67. (1977).
- MARTINEZ CHACON, M.L. y WINKLER PRINS, C.F.— *The Brachiopod fauna of the San Emiliano Formation (Cantabrian Mountains, NW Spain) and its connection with other areas*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Urbana 1979, (en prensa).
- MARTINEZ CHACON, M.L. y WINKLER PRINS, C.F.— *Upper Carboniferous (Kasimovian) Brachiopods from the province of Oviedo, N Spain*. C.R.X Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Madrid 1983, (in litt.).
- MARTINEZ DIAZ, C.— *Carbonífero marino de la zona de Riosa (Asturias, España)*. Rev. Esp. Micropaleont., I (1), 59-80. (1969).
- MARTINEZ DIAZ, C.— *Estudio micropaleontológico del corte Urbies-Santa Ana (Asturias, España)*. Rev. Esp. Micropaleont., II (2), 155-164. (1970a).
- MARTINEZ DIAZ, C.— *Nota sobre la microfauna de la Caliza Masiva de Estrepeñas (Asturias, España)*. Bol. Geol. Min., LXXXI (1), 1-5. (1970b).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *The age of the Caliza de Montaña in the eastern Cantabrian Mountains*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 267-276. (1971).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Tectónica y mineralizaciones pérmicas en la Cordillera Cantábrica Oriental (Noroeste de España)*. Cuad. Lab. Geol. Lage, 2, II, 263-270. (1981a).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *El Paleozoico de la Zona Cantábrica oriental (Noroeste de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 11, 95-127. (1981b).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 32 (16-04), (Llanes). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*. Inst. Geol. Min. Esp., 1-40. (1981c).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 56 (Carreña-Cabrales). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*. Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E.; CORRALES, I. y CARBALLEIRA, J.— *El flysch carbonífero de Pendueles (Asturias)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 277-283. (1971a).
- MARTINEZ GARCIA, E.; LOBATO, L.; WAGNER, R.H.; PUJALTE, V. y GARCIA MONDEJAR, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 82 (Tudanca). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*. Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E.; LOBATO, L.; GINKEL, A.C. van y SAVAGE, J.F.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 81 (Potes). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*. Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E. y TEJERINA, L.— *Fluorspar deposits associated with Carboniferous and Permian rocks in Asturias and Leon (NW Spain)*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbon, Urbana, 1979, Abstr., p. 130. (1979).
- MARTINEZ GARCIA, E. y TEJERINA, L.— *Fluorspar deposits associated with carboniferous and Permian rocks in Asturias and Leon (NW Spain)*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Urbana 1979 (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E. y WAGNER, R.H.— *Marine and continental deposits of Stephanian age in eastern Asturias (NW Spain)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 285-305. (1971b).
- MARTINEZ GARCIA, E. y WAGNER, R.H.— *Una cuenca marina del Estefaniense superior en el Noroeste de España*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 12, 119-124. (1982).
- MARTINEZ GARCIA, E. y WAGNER, R.H.— *The post-Asturian marine basin of late Stephanian age in North-West Spain*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Urbana 1979 (in litt.).
- MATA, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 127 (11-08), (Noceda). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*. Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- MAZARRASA, J.— *Estudio de criaderos minerales de la provincia de Santander. Criaderos de Zinc*. Bol. Of. Min. Met. Comb., 157, 521-550, 158, 571-600. (1930).
- MEIBURG, P.; SCHUMANN, D. y BUGGISCH, W.— *Die Entwicklung eines Karbonatischen Sedimentationsraumes im Devon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien)*. Nachr. dt. Geol. Ges. 21, 20-24. (1979).
- MELENDEZ, B.— *Un fenómeno de coquización en la antracita estefaniense de Asturias*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., h1. pp. 103-113. (1943).
- MELENDEZ, B.— *Un Miriápodo fósil en el Estefaniense de Lloberra (León)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XLVI, 737-741. (1948).
- MELENDEZ, B.— *Un Myriapode du Carbonifère de l'Espagne*. C.R. III Congr. Av. Strat. Geol. Carb., Heerlen 1951, 2, 457-458. (1952).
- MENDEZ-BEDIA, I.— *Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 9, 1-93. (1976).
- MENENDEZ-ALVAREZ, J.R.— *Conodontos de la Formación Genicera en el corte de Entrago (Tevera, Asturias)*. Brev. Geol. Ast., XXII, (1-2), 1-7. (1978).
- MENENDEZ AMOR, J. y JONGMANS, W.J.— *Contributions à la connaissance de la flora carbonifère des Asturies*. C.R. III Congr. Strat. Geol. Carb., Heerlen 1951, 2, 459-462. (1952).
- MENENDEZ AMOR, J. y JONGMANS, W.J.— *Contribución al conocimiento de la flora carbonífera de Asturias*. Est. Geol., 23-24 (X), 307-316. (1954).
- MONREAL, L.N.— *Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1877 a 1878*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., V, 201-207. (1878).
- MONREAL, L.N.— *Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1878 a 1879*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VI, 311-320. (1879).
- MONREAL, L.N.— *Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1879-1880*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., VII, 233-239. (1880).
- MOORE, L.R.; NEVES, R.; WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T.— *The stratigraphy of Namurian and Westphalian rocks in the Villamanín area of northern León, NW Spain*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 3, 307-363. (1971).
- NAVARRO, J.— *Consideraciones sobre el porvenir de las cuencas carboníferas de España con aplicación a la provincia de Palencia*. Rev. Min., XVIII, 445-452. (1876).
- NEDERLOF, M.H.— *Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain*. Leidse Geol. Meded., 24 (2), 603-703. (1960).
- NEDERLOF, M.H. y SITTE, L.U. de.— *La Cuenca Carbonífera del río Pisuerga*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LXVIII, 1-44. (1957)
- NEVES, R.— *The stratigraphic significance of the small spore assemblages of the La Camocha mine, Gijón, N Spain*. C.R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Paris 1963, 3, 1229-1238. (1964).
- ORIO, R.— *Descripción geológica industrial de la cuenca hullera del río Carrión en la provincia de Palencia*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., III, 137-168. (1876a).
- ORIO, R.— *Varios itinerarios geológico-mineros por la parte norte de la provincia de Palencia*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., III, 257-275. (1876b).
- ORIO, R.— *Criaderos de cobalto del Aramo*. Rev. Min., C, XI, 390, (1893).
- ORIO, R.— *Las cuencas hulleras castellanas*. Rev. Min. Metal. Ing., 45 (C 12), 89-91, 113-116, 177-179, 305-307, 330-332, 345-347, 353-354, 370-371, 385-387. (1894).
- PAILLETTE, A.— *Mineral de cobre mercurífero de Porcillegas, cerca de Poo, concejo de Cabrales*. Bol. Of. Min. Met., 16, 189 p. (1844).
- PAILLETTE, A.— *Estudios químico-mineralógico sobre la caliza de montaña (caliza metalífera o carbonera) de Asturias*. Rev. Min., VI, 289-306. (1855).
- PAILLETTE, A. y BEZARD, A.— *Coupe d'oeil sur les gisements et la composition chimique de quelques minerais de fer des Asturies*. Bull. Soc. Geol. France, VI, 575 p. (1849).
- PAILLETTE, A.; VERNEUIL, E. de y D'ARCHIAC, A.— *Recherches sur quelques unes de roches qui constituent la province des Asturies. Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies*. Bull. Soc. Géol. Fr., 2 (2ª s.), 439-482. (1845).
- PAILLETTE, A. y VERNEUIL, E. de.— *Observations sur les localités charbonnières importantes des Asturies. Note sur les fossiles des*

- localités ci-dessus. Bull. Soc. Géol. Fr., 3 (2<sup>a</sup> s.), 450-454 (1846).
- PASTOR GOMEZ, V.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 129 (La Robla). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1<sup>a</sup> Serie)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-68, Impr. Tip. Lit. Coullaut, Madrid. (1963).
- PASTOR GOMEZ, V.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 128 (Riello). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (1<sup>a</sup> Serie)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-15, Impr. Serv. Geogr. Ejército, Madrid. (1969).
- PATAC, I.— *La formación uraliense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas*. 1 fasc., 50 pp., Cia. Asturiana Artes Gráficas, S.A. Gijón. (1920).
- PATAC, I.— *Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Carrión en la provincia de Palencia*. Bol. Of. Min. Met., 80, 1-58. (1924).
- PATAC, I.— *Los yacimientos carboníferos españoles*. Tall. Gráf. La Fe, Gijón, 1-37. (1927).
- PATAC, I.— *Estudio geológico-minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Auilés)*. Gráf. Marinas, Madrid, 1-55. (1932).
- PATAC, I.— *La cuenca carbonífera de Gijón*. T. Tip. Altamirano, Oviedo, 1-15. (1933).
- PATAC, I.— *Estudio geológico-industrial de la cuenca hullera del río Pisuerga y de La Pernía en la provincia de Palencia*. Cat. Mem. Est. Criaderos min. Esp., 2/2, 273-277. (1934).
- PATAC, I.— *Relaciones estratigráficas entre varias cuencas hulleras de Europa (España, Bélgica, Holanda, Rusia)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LVI, 1-142. (1944).
- PELLICO, R.— *Memoria acerca del Distrito Minero de Oviedo*. Rev. Min., XII, 129-143. (1861).
- PELLO, J.— *Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 1, 27-38. (1967).
- PELLO, J.— *Sobre la existencia de Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo*. Brev. Geol. Ast., XII (3), 11-16. (1968a).
- PELLO, J.— *Nuevos datos sobre la estratigrafía y tectónica del borde NO de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias*. Bol. Geol. Min., LXXIX (2), 115-129. (1968b).
- PELLO, J.— *Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral Univ. Oviedo (inédita). (1973).
- PELLO, J. y CORRALES, I.— *Characteristics of the sedimentation of early Westphalian D rocks near the north-western border of the Central Asturian Coalfield (Cordillera Cantábrica)*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 4, 365-372. (1971).
- PEREDA, J.V.— *Memoria sobre la utilidad de establecer en la provincia de Asturias las fábricas de moneda de calderilla*. Oficina de D. Francisco Cándido Pérez Prieto, Impresor del Principado, 18 pp. (1811).
- PEREZ ESTAUN, A.— *La estratigrafía y la estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 92, pp. 1-51. (1978).
- PEREZ ESTAUN, A.; PULGAR, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; GALAN, J.; VARGAS, I. y RUIZ, F.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 126 (10-08), (Vega de Espinareda). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*, Inst. Geol. Min. Esp., (1982).
- PEREZ MORENO, A.— *Estado de la industria minera en Asturias durante el año 1856, con algunas consideraciones acerca de las circunstancias que afectan a su fomento, y en general al porvenir industrial de la provincia*. Imprenta Nacional. Madrid. 1-47. (1859).
- PRADO, C. de.— *Del criadero de azogue de la Flecha, mina de la Sociedad del Porvenir, en el concejo de Mieres y del beneficio de sus minerales en Mieres*. Rev. Min., A, VI, 48 p. (1855).
- PRADO, C. de.— *Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia*. Com. Estadística Gral. Reino. (1856).
- PRADO, C. de.— *Sur l'existence de la faune primordiale dans la Chaîne Cantabrique (suivie de la description des fossiles par MM de Verneuil et Barrande)*. Bull. Soc. Geol. France (2), 17, 516-554. (1860).
- PRADO, C. de.— *Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia, escala 1:100.000*. Com. Est. Gen. Reino. (1861).
- PRADO, C. de y VERNEUIL, E. de.— *Sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 2<sup>a</sup> s., VII, 137-155. (1850).
- PULGAR, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; GALAN, J. y VARGAS, I.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 100 (10-07), (Degaña). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA)*, Inst. Geol. Min. Esp., 1-35. (1981).
- PULGAR, J.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A.; GALAN, J.; VARGAS, I.— *Memoria explicativa de la Hoja 100 (10-07), "Degaña". Mapa geológico de España, 1:50.000*. Inst. Geol. Min. Esp., 1-35. (1981).
- PULGAR, J.A.; MARCOS, A.; PEREZ ESTAUN, A. y BASTIDA, F.— *La estructura del Manto de Somiedo (Inédito)*. Fondo Documental del IGME. Madrid. (1981).
- QUIRING, H.— *Die östasturischen steinkohlenbecken*. Preuss. Geol. Land. Arch. Lagerst., 69, 1-66. (1939).
- RACZ, L.— *Carboniferous calcareous Algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León. NW Spain)*. Leidse Geol. Meded., 31, 1112. (1966).
- RADIG, F.— *Zur stratigraphie des Devons im Asturien (Nord-Spanien)*. Geol. Rundsch., 51, 249-267. (1962).
- RADIG, F.— *Beitrag zur kenntnis der grenzschiechten Devon-Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 3, 150-162 (1964).
- READING, H.G.— *Strike-slip fault systems; an ancient example from the Cantabrians*. IX Int. Congr. Sediment. Nice 1975, T 4, 2, 287-292. (1975).
- READING, L.— *Sedimentation in the Upper Carboniferous of the southern flank of the central Cantabrian Mountains, northern Spain*. Proc. Geol. Ass., 81 (1), 1-41. (1970).
- RENIER, A.— *Sur l'existence de Coal balls dans le bassin houiller des Asturies*. Mém. Acad. Sci. Paris, Inst. Fr., 66 (3), 99-106. (1926).
- REUTHER, C.D.— *Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Krustenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang geosynklinale-orogen*. Clausth. Geol. Abh., 28, 1-222; (1977).
- REUTHER, C.D.— *Tektonik und Oberkarbonische Faziesentwicklung des westlichen Valderrueda-Beckens un seiner Umrandung, südliches Kantabrisches Gebirge, Nordspanien*. Clausth. Geol. Abh., 30, 45-61. (1979).
- REUTHER, C.D.— *The Lower Carboniferous facies levelling and the first Upper Carboniferous tectonic events in the Cantabrian Mountains and the Pyrenees (Spain). A comparison*. N. Jb. Paläont. Abh., 163 (2), 244-249. (1982).
- REVILLA, J.— *Riqueza minera de la provincia de León. Su descripción industrial y estudio de soluciones para explotarla*. Impr. Alemana, Madrid, 1-311. (1906).
- RIDING, R.E.— *Donezella bioherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain*. Bull. Centre Rech. Prod. Elf-Aquitaine, 3, 7870794. (1979).
- RIO, P. del y MENENDEZ-ALVAREZ, J.R.— *Estudio lito y bioestratigráfico de la Caliza de Candamo (Loredó; zona central de Asturias)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 379-387. (1978).
- ROMERO ORTIZ, J.— *Los minerales complejos de plomo y cinc en España. Minas, menas y métodos de preparación*. Bol. Of. Min. Met., 130, 131, 132 y 133. (1928).
- RUBIO, A.— *Reseña físico-geológica del valle de Lacedana (provincia de León)*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., III, 333-345. (1876).
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R.— *Vegetales fósiles del Carbonífero español*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LII (1931), 201-223, LIII (1933), 69-89. (1931-33).
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R.— *Aportación al estudio de los terrenos carboníferos y permianos de España*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., LX, 147247. (1941).
- RUPKE, J.— *The Esla Nappe (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 32, 1-74. (1965).
- RUPKE, L.— *Growth of an ancient deep-sea fan*. Jour. Geol., 85, 725-744. (1977).
- SAMPAYO, P.— *Sobre el estado de la Minería en Asturias en el año 1858*. Rev. Min., X, 473-487. (1859).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.A.; COLME- NERO NAVARRO, J.R.; GONZALEZ LASTRA, J.; GARCIA- RAMOS, J.C.; SALVADOR GONZALEZ, C. y MARTIN LLA- NEZA, J.— *Deltaic environments in Asturian Westphalian, Spain*. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbon., 1979. (in litt.).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.A.; MANJON RUBIO, M.; GONZALEZ LASTRA, J. y RIO FERNANDEZ, M.P.— *The Devonian-Carboniferous boundary and Lower Car-*

- boniferous deposits in the Asturian Basin, C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carbon., Urbana, 1979. (in litt.).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.A.; COLMENERO NAVARRO, J.R.; GONZALEZ LASTRA, J.A. y MARTIN LLANEZA, J.— *Emplazamiento de deltas progradantes y facies asociadas en el Westfaliense del borde oriental de la Cuenca Carbonífera Central (Asturias)*. Trab. Geol., Univ. Oviedo, 11, 191-201. (1981).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, J.A. y GONZALEZ LASTRA, J.— *Evolución sedimentaria y paleogeográfica de la región asturiana durante el Carbonífero*. (Curso de Conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol. 1981). R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat., 2, 77-90. (1982).
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y GONZALEZ LASTRA, J.— *Esquema de distribución de ambientes y facies sedimentarias en el Carbonífero inferior de la Cordillera Cantábrica*. Trab. Geol.; Univ. Oviedo, 10, 401-406. (1978).
- SANCHEZ DE POSADA, L.C.— *Ostracodes from the upper Carboniferous of La Camocha coal mine (Asturias, N. Spain)*. Rev. Esp. Micropaleont., 9 (3), 411-438. (1977).
- SANCHEZ LOZANO, R.— *Datos geológico-mineros relativos a la cuenca carbonífera de Guardo (Palencia)*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 2ª s., VIII, 105-134. (1906).
- SANCHEZ LOZANO, R.— *Sondeo en el extremo oriental de la cuenca carbonífera de Guardo (Palencia)*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 2ª s., XIII, 103-116. (1912).
- SAVAGE, J.F.— *Tectonic Analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., 39, 185-247. (1967).
- SAVAGE, J.F.— *The Hercynian Orogeny in the Cantabrian Mountains, N Spain*. Krystallinikum, 14, 91-108. (1979).
- SAVAGE, J.F.— *Geotectonic Cross Sections through the Cantabrian Mountains, Northern Spain*. Geol. Mijn., 81, 35. (1980).
- SCHAFFER, D.— *Zur Geologie einiger Permotrias-Vorkommen in Asturien/Spanien*. Dokt. Diss. Tech. Univ. Clausthal; (inédita), 75 p. (1974).
- SCHINDEWOLF, O.H. y KULLMANN, J.— *Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica*. Est. Geol., XIV, 43-53. (1958a).
- SCHINDEWOLF, O.H. y KULLMANN, J.— *Cephalopoden-Führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1958 (1), 12-20. (1958b).
- SCHMIDT, H.— *Einige Goniatiten aus spanischen Oberkarbon*. Publ. Ass. Etudes Pal. Strat. Houillier (Tome hommage Demanet), 47-59. (1955).
- SCHOLER, S.— *Le Namurien et le Westphalien A au sud-est de la Cordillere Cantabrique*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163, (2), 250-255. (1982).
- SCHULZ, G.— *Note sur la géologie des Asturies*. Bull. Soc. Géol. Fr. 8, 325-328. (1837).
- SCHULZ, G.— *Reseña geognóstica del Principado de Asturias*. Anal. Min., I, 361-378. (1838).
- SCHULZ, G.— *Ojeada sobre el estado actual de la minería en el distrito de Asturias y Galicia*. Anal. Min., I, 379-397. (1838).
- SCHULZ, G.— *Algunos datos para la historia moderna de la Minería en Asturias y Galicia*. Anal. Min., II, 254-262. (1841).
- SCHULZ, G.— *Reseña de los principales criaderos de carbón de Asturias, su situación respecto del mar, estado de las empresas que los explotan, etc.* Bol. Of. Min., 14, 147-150. (1844).
- SCHULZ, G.— *Minas antiguas de Asturias*. Bol. Of. Min., 19, 219-222. (1845).
- SCHULZ, G.— *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. 1 vol., 138 pp., Impr. José González, Madrid. (1858).
- SITTER, L.U. de.— *The development of the Palaeozoic in Northwest Spain*. Geol. Mijn., 11-12, 312-319, 325-340. (1949).
- SITTER, L.U. de.— *Nota previa sobre la geología de la Cuenca carbonífera del río Pisuerga*. Est. Geol., XI (26), 115-126. (1955).
- SITTER, L.U. de.— *The structural history of the SE corner of the Palaeozoic core of the Cantabrian Mountains*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 105, 272-284. (1957).
- SITTER, L.U. de.— *The Rio Esla Nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabrian Mountain Chain*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 56, 3-23. (1959).
- SITTER, L.U. de.— *Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees*. Geol. Mijn., 22, (39), 189-194. (1960).
- SITTER, L.U. de.— *The Hercynian orogenes in Northern Spain*. In: Some aspects of the Variscan Fold Belt. Univ. of Manchester Press, 1-18. (1961a).
- SITTER, L.U. de.— *Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del Orogénico Cantábrio-astur*. Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp., 61, pp. 51-61. (1961b).
- SITTER, L.U. de.— *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Explanation of a geological map with sections, escala 1:100.000*. Leidse Geol. Meded., 26, 255-264. (1962).
- SITTER, L.U. de.— *Hercynian and alpine orogenies in northern Spain*. Geol. Mijn., 11, 373-383. (1965).
- SITTER, L.U. de y BOSCHMA, D.— *Explanation of the Geological Map of the Palaeozoic of the Cantabrian Mountains, Sheet 1, Pisuerga*. Leidse Geol. Meded., 31, 191-238. (1966).
- SJERP, N.— *The geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 39, 55-128. (1966).
- STAALDUINEN, C.J. van.— *Geology of the area between the Luna and Torio rivers, southern Cantabrian Mountains, NW Spain*. Leidse Geol. Meded., 49, 167-205. (1973).
- STOCKMANS, F. y WILLIERE, Y.— *Documents paléobotaniques pour l'étude du houiller dans le nord-ouest de l'Espagne*. Mém. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., 79 (2). (1965).
- SOLER, J.M.— *Reseña geológico-minera y catálogo de minerales, rocas, etc., de la provincia de León*. Imp. Diputación Provincial, 63 p. (1888).
- STRAALEN, A. van.— *Sobre las antiguas minas del Aramo (Varios artículos)*. Publ. "El Carbayón" de Oviedo y "El Correo de Asturias". (1879).
- SUAREZ, O.; RUIZ, F.; GALAN, J. y VARGAS, I.— *Edades Rb-Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW de España)*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 10, 437-442. (1978).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Los criaderos de Manganeso de Asturias*. Mem. por el Ing. Jefe del Cuerpo de Minas. Oviedo. (1897).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Minas de hierro de Corujedo, parroquia de Ambiedes, término municipal de Gozón*. Mem. de tasación técnico-industrial por el autor. (1906).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Relación de los criaderos metalíferos de combustibles minerales y de sustancias lapídeas, que pueden ser objeto de estudio y muchos de explotación, en la provincia de Oviedo*. Rev. Ind. Min. Astur., I (1), 2-5, I (2), 20-27, I (3), 43-47, I (4), 63-68. (1915).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Reseña técnica, industrial, mercantil y financiera de la antigua Mina de cobre "Milagro" (Hoy "Consuelo")*. Rev. Ind. Min. Astur., II, 288-294. (1916a).
- SUAREZ MURIAS, J.— *El Manganeso de Cabrales*. Rev. Ind. Min. Astur., II, 305-309, 323-328. (1916b).
- SUAREZ MURIAS, J.— *El Manganeso de Peñamellera y de Muñón*. Rev. Ind. Min. Astur., II, 380-386. (1916c).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Los criaderos metalíferos de Covadonga*. Rev. Ind. Min. Astur., II, 493-498. (1916d).
- SUAREZ MURIAS, J.— *Estudios mineros del Este y del Oeste de Asturias*. Rev. Ind.-Min. Astur., II, 624-627. (1916e).
- SULLIVAN, W.K. y O'REILLY, J.P.— *Notes on the Geology and mineralogy of the Spanish provinces of Santander and Madrid*. J.F. Fowler Printer, Dublin, 196 p. (1863).
- TEIXEIRA, C.— *Nota sobre la fauna límnicca del Carbonífero de Santa Lucía-Matallana (León)*. Est. Geol., 11, 99-102. (1950).
- TEJERINA LOBO, L. y VARGAS ALONSO, I.— *Descripción geológica del Distrito minero de La Collada (fluorita teletermal, Asturias)*. Tecniterrae, 35, 44-53. (1980).
- TEJERINA LOBO, L. y ZORRILLA BRINGAS, J.— *Descripción geológica del distrito minero Caravia-Berbes (Asturias)*. Bol. Geol. Min., XCI, 716-131. (1980).
- THIBIEROZ, J.— *Rapport a la Comisión Nacional de Geología de España*. 30 p. (1976).
- THIRY, D.— *Memoria relativa a las minas de Riosa*. Rev. Min., II, 481-495. (1851).
- TRUYOLS, J. y GARCIA-ALCALDE, J.L.— *Aspectos biostratigráficos del Devónico cantábrico (España)*. (Curso de Conf. sobre Progr. Int. Correl. Geol., 1981). R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat., 2, 77-90. (1982).
- TRUYOLS, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 77 (12-06), (La Plaza)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (En prensa).
- TRUYOLS, J.— *Memoria explicativa de la Hoja núm. 104 (14-07), (Boñar)*. Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (En prensa).

- TRUYOLS, J.; GONZALEZ LASTRA, J.; MARQUINEZ GARCIA, J.; MARTINEZ DIAZ, C.; MENDEZ FERNANDEZ, C.; MENENDEZ ALVAREZ, J.R. y SANCHEZ DE POSADA, L.C.— Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain). C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Urbana 1979. (in litt.).
- URRUTIA, R. de.— Un sondeo en el Carbonífero de León. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., XLIII, 219-231. (1922).
- VEEN, J. van.— The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño Area. Cantabrian Mountains, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 35, 45-104. (1965).
- VEGA ROLLAN, C. de la.— Flora carbonífera de Asturias y su distribución estratigráfica. Brev. Geol. Ast., III, (1-2), 3-70. (1959).
- VEGA ROLLAN, C. de la.— Contribución al estudio de la flora carbonífera del occidente de Asturias. Brev. Geol. Ast., VIII (1-4), 37-52. (1964).
- VEGA ROLLAN, C. de la.— Flora de las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias. Acta Geol. Hisp., 3 (1), 7-14. (1968).
- VELANDO, F. y MARTINEZ DIEZ, M.— Memoria explicativa de la Hoja núm. 159 (11-9), (Bembibre). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp., 1-34. (1973).
- VIDAL BOX, C.— Notas previas a un estudio morfológico y geológico de la alta cuenca del río Sil, cuenca de Lacedana y Babia alta (prov. de León). Rev. R. Acad. Ci. Ex. Fis. Nat., 38, 95-117. (1943).
- VILLA, E.— Foraminíferos de la Formación Valdeteja (Carbonífero, NW de España) en su área tipo. Rev. Esp. Micropaleont., 14, 63-72. (1982).
- VIRGLI, C. y CORRALES, I.— Las series molásicas estefanienses del occidente de Asturias. Acta Geol. Hisp., 1 (4), 17-21. (1966).
- VIRGLI, C. y CORRALES, I.— Observaciones sobre el flysch carbonífero de la playa de San Pedro (Asturias). Brev. Geol. Ast., XII, (1), 5-8. (1968).
- WAGNER, R.H.— Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico superior de Barruelo. Est. Geol., XI (26), 145-202. (1955).
- WAGNER, R.H.— Nota sobre la estratigrafía del terreno hullero de Sabero (León). Est. Geol., XIII (35-36), 229-239. (1957).
- WAGNER, R.H.— Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NW y Portugal N. Est. Geol., XV (41-44), 393-420. (1959a).
- WAGNER, R.H.— Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique "léonienne" d'âge Westphalien D dans le nord-ouest de l'Espagne. C.R. Acad. Sci. Paris, 249, 2804-2806. (1959b).
- WAGNER, R.H.— Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding). Est. Geol., XVI, 2, 55-92. (1960).
- WAGNER, R.H.— A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain. C.R. IV Congr. Avanc. Etudes. Strat. Geol. Carb., Heerlen 1958, 3, 753-762. (1962a).
- WAGNER, R.H.— An upper Westphalian flora from the Mina "Inés", near the Pass of Pajares on the Leonese-Asturian boundary (NW of Spain). Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 68, 79-102. (1962b).
- WAGNER, R.H.— Discordancia bretónica en el NE de Palencia, España. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 67, 17-24. (1962c).
- WAGNER, R.H.— A general account of the Palaeozoic rocks between the rivers Porma and Bernesga (León, NW Spain). Bol. Inst. Geol. Min. Esp. LXXIV, 163-331. (1963a).
- WAGNER, R.H.— Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers I: Introduction. Neuropteris. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., LXXIV, 171-331. (1963b).
- WAGNER, R.H.— Stephanian floras in NW Spain with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary. C.R. V Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Paris 1963, 2, 835-851. (1964a).
- WAGNER, R.H.— Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers. II: Mixoneura, Reticulopteris, Linopteris and Odontopteris. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 75, 5-56. (1964b).
- WAGNER, R.H.— Paleobotanical dating of upper Carboniferous folding phases in NW Spain. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 66, 1-169. (1965a).
- WAGNER, R.H.— Stephanian B flora from the Ciñera-Matallana coalfield (León) and neighbouring outliers. III: Callipteridium and Alethopteris. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 78, 5-70. (1965b).
- WAGNER, R.H.— Notes on the geology of Palaeozoic rocks in the northeastern part of the province of Palencia, NW Spain. Not. Com. Inst. Geol. Esp., 86, 31-40. (1966).
- WAGNER, R.H.— An outline of the Carboniferous stratigraphy of north-western Spain. (In: M. STREEL and R.H. WAGNER, eds.: "Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère"). Congr. Coll. Univ. Liège, 55, 429-463. (1970).
- WAGNER, R.H.— Proposal for the recognition of a new "Cantabrian stage" at the base of the Stephanian series. C.R. VI Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Sheffield 1967, 1, 140-154. (1971a).
- WAGNER, R.H.— The Westphalian D floras of the Olloniego and Esperanza formations in the Central Asturias Coalfield. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 461-505. (1971b).
- WAGNER, R.H.— Account on the International field Meeting on the Carboniferous of the Cordillera Cantábrica (19-26 IX 1970). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 3, 1-39. (1971c).
- WAGNER, R.H.— The stratigraphy and structure of the Ciñera-Matallana coalfield (prov. of León, NW Spain). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 385-429. (1971d).
- WAGNER, R.H.— Carboniferous nappe structures in northwestern Palencia (Spain). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 431-459. (1971e).
- WAGNER, R.H.— Memoria explicativa de la Hoja núm. 107 (Barruelo de Santullán). Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. (MAGNA), Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- WAGNER, R.H. y ARTIEDA, J.I.— La Cuenca Minera Ciñera-Matallana. Soc. An. Hullera Vasco-Leonesa, 1-288. (1970).
- WAGNER, R.H. y BREIMER, A.— Una flora del Stephaniense inferior en el monte de San Cristóbal (Palencia, España). Est. Geol., XIV, 37, 5-30. (1958).
- WAGNER, R.H. y BOWMAN, M.— The position of the Bashkirian-Moscovian boundary in Western European chronostratigraphy. Newsletters in Stratigraphy. (in litt.).
- WAGNER, R.H. y FERNANDEZ-GARCIA, L.— Late Westphalian D and Cantabrian strata in the Guardo Coalfield (NW Spain): Sedimentation and Tectonics. C.R. IX Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Urbana 1979. (In litt.).
- WAGNER, R.H. y FERNANDEZ-GARCIA, L.— The lower Carboniferous and Namurian rocks north of La Robla (León). Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 507-531. (1971).
- WAGNER, R.H.; JONES, D.G.; SPINNER, E. y WAGNER-GENTIS, C.H.T.— The upper Cantabrian rocks near Inguanzo, eastern Asturias, Spain. Coll. Strat. Carb. Liège 1969, 465-486. (1970).
- WAGNER, R.H. y MARTINEZ GARCIA, E.— Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian peninsula. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 12, (1982).
- WAGNER, R.H.; PARK, R.K.; WINKLER PRINS, C.F. y LYS, M.— The Post-Leonian Basin in Palencia: A report on the Stratotype of Cantabrian Stage. In "Symposium on Carboniferous Stratigraphy". Spec. Publ. Geol. Surv. Prague, 89-146. (1977).
- WAGNER, R.H. y VARKER, W.J.— The distribution and development of post-Leonian strata (upper Westphalian D, Cantabrian, Stephanian A) in northern Palencia, Spain. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 533-601. (1971).
- WAGNER, R.H.; VILLEGAS, F.J. y FONOLLA, F.— Description of the lower Cantabrian stratotype near Tejerina (León, NW Spain). C.R. VI Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Sheffield 1967, 1, 115-139. (1971).
- WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T.— Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo. Est. Geol., VIII (16), 301-345. (1952).
- WAGNER, R.H. y WAGNER-GENTIS, C.H.T.— Summary of the stratigraphy of upper Palaeozoic rocks in NE Palencia, Spain. Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., (B), 149-163. (1963).
- WAGNER, R.H. y WINKLER PRINS, C.F.— The stratigraphic succession, flora and fauna of Cantabrian and Stephanian A rocks at Barruelo (prov. Palencia), NW Spain. Congr. Coll. Univ. Liège, 55, 487-551. (1970).
- WAGNER, R.H. y WINKLER PRINS, C.F.— The Lower Stephanian of Western Europe. C.R. VIII Congr. Int. Strat. Geol. Carb., Moskva 1975, 3, 11-140. (1979).
- WAGNER, R.H.; WINKLER PRINS, C.J. y RIDING, R.E.— Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 603-663. (1971).
- WAGNER-GENTIS, C.H.T.— Viséan and Lower Namurian faunas in NW Spain (Résumé). Brev. Geol. Ast., VI, 1-4, 83-84. (1962).

- WAGNER-GENTIS, C.H.T.— *Lower Namurian Goniatices from the Griotte limestone of the Cantabrian Mountains Chain*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., 69, 5-23. (1963).
- WAGNER-GENTIS, C.H.T.— *Some goniatices from Westphalian D (upper Moscovian) strata in northern Palencia, Spain*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 665-675. (1971a).
- WAGNER-GENTIS, C.H.T.— *The succession of goniatices faunas in the Carboniferous of Northwest Spain*. Zusammenf. VII Int. Karbon-Kongress, Krefeld. (1971b).
- WINKLER PRINS, C.F.— *Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and paleoecology*. Leidse Geol. Meded., 43, 41-126. (1968).
- WINKLER PRINS, C.F.— *The road section east of Valdeteja with its continuation along the arroyo de Barcaliente (Curueño valley, León), with a "Note on Leonardophyllum leonense" sp. nov. by G.E. DE GROOT*. Trab. Geol. Univ. Oviedo, 4, 677-686. (1971).
- YOUNG, R.— *Mouth bar sequences from the Carboniferous of NW Spain*. IX Intern. Congr. Sediment. Nice, T. 4, 2, 415-418. (1975).
- YPMA, J.M.; EVERS, H.J. y WOVNSDREGT, C.F.— *Mineralogy and geology of the Providencia Mine (León, Spain), type-locality of Villamaninite*. N. Jb. Miner. Mh., 6, 174-191. (1968).
- ZAMARRENO, I.— *Estudio de las estructuras sedimentarias de la Caliza de Montaña de la playa de San Pedro (Asturias)*. Acta Geol. Hisp., 1 (4), 13-16. (1966).
- ZEILLER, M.R.— *Note sur la flore houillère des Asturies*. Mém. Soc. Géol. Nord., 1 (3), 1-22. (1882).

**III EL CARBONIFERO DE LA CORDILLERA IBERICA  
(SECTORES DE SIERRA DE LA DEMANDA, MONTALBAN Y PUIG MORENO)**

*Joaquín Villena y Gonzalo Pardo*

Departamento de Estratigrafía. Universidad de Zaragoza

### III EL CARBONIFERO DE LA CORDILLERA IBERICA

#### III.1 INTRODUCCION

En el ámbito de la Cordillera Ibérica el Carbonífero aflora en áreas de reducida superficie aisladas y distantes entre sí, formando parte de macizos paleozoicos más extensos.

Parte de los materiales de la Ibérica atribuidos hasta hace poco al Carbonífero están asignados en este momento al Pérmico. Esto deja reducido el Carbonífero a dos afloramientos importantes: uno situado en el sector más septentrional de la Cordillera, en la Sierra de la Demanda, y otro en el sector central, en el núcleo del anticlinal de Montalbán. Aparte de ellos sólo pueden reseñarse las pequeñas manchas de Puig Moreno y Henarejos (Fig. III.1).

Los datos que daremos a continuación, basándonos principalmente en los trabajos existentes, ponen de manifiesto que la posición y significado estratigráfico de los afloramientos citados es muy diferente en cada caso y sólo entre los de Montalbán y Puig Moreno

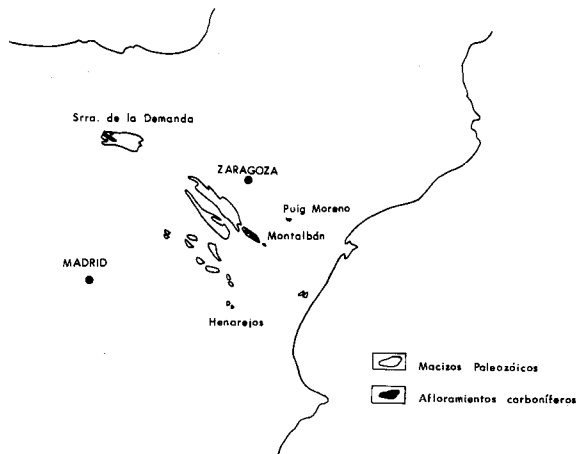


Fig. III.1.— Situación de los afloramientos del Carbonífero en la Cordillera Ibérica.

parece existir cierta equivalencia. Por ello expondremos separadamente los datos estratigráficos de los siguientes sectores:

- 1) Sierra de la Demanda.
- 2) Macizo de Montalbán y Puig Moreno.

El Carbonífero de Henarejos será tratado por MELENDEZ et al. en el capítulo siguiente.

A partir de esta información intentaremos, por nuestra parte, establecer la correlación entre los sectores citados y una síntesis estratigráfica final.

#### III.2 ESTRATIGRAFIA

##### III.2.1 SIERRA DE LA DEMANDA

###### III.2.1.1 SITUACION DE AFLORAMIENTOS

La Sierra de la Demanda está constituida por un macizo paleozoico situado en la terminación noroccidental de la Cordillera Ibérica.

El macizo está formado principalmente por materiales Cambro-Ordovícicos que descansan sobre una formación basal atribuida al Precámbrico. En sus sectores más occidentales este Paleozoico inferior aparece cubierto discordante por los materiales carboníferos (véase Fig. III.2) de los que nos ocupamos a continuación.

###### III.2.1.2 ANTECEDENTES

La presencia de niveles de hulla en el Carbonífero de esta región y el interés minero que han tenido en épocas pasadas (la primera explotación data de 1841) determina que dichos materiales atraigan pronto la atención de los investigadores y hace que las reseñas sobre los mismos sean relativamente abundantes.

Posiblemente, los primeros datos conocidos se remontan a la primera mitad del siglo



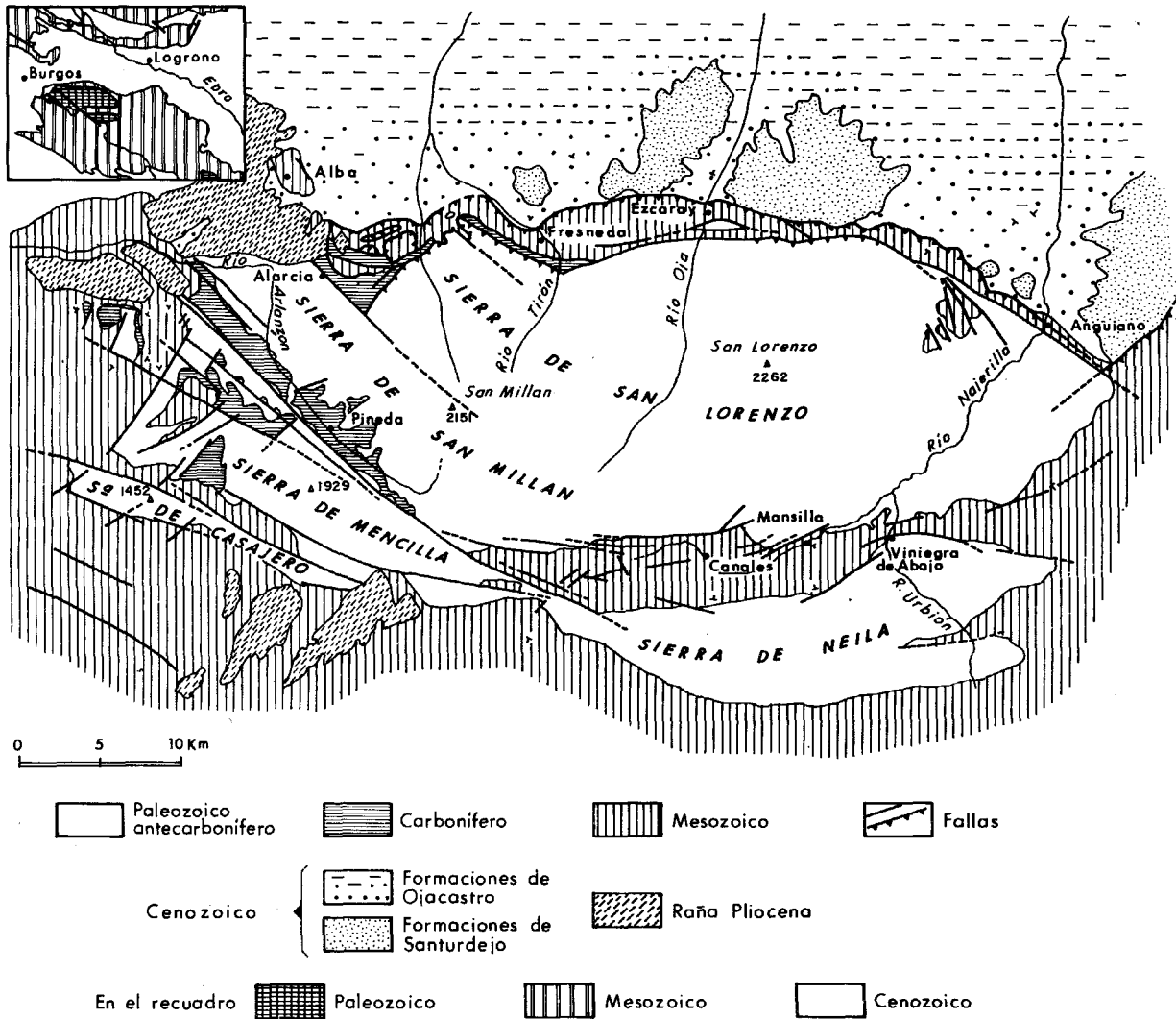


Fig. III.2.— Esquema geológico de la Sierra de la Demanda, según COLCHEN (1971).

pasado con los trabajos de NARANJO y GARZA (1841), sobre parte de la provincia de Burgos, y los de GRANDE (1850) sobre los niveles carbonosos próximos a San Adrián de Juarros.

A estos trabajos se suman pronto los de VERNEUIL y COLLOMB (1852), que señalan la “estratificación discordante de masas de areniscas y plantas” sobre los materiales de la Sierra de Burgos, y los de una serie de autores que van aportando datos sobre aspectos más o menos parciales de los niveles carboníferos. Entre ellos debemos destacar los de LAZARRET (1896), que atribuye al Stephaniense

las formaciones carboníferas hasta entonces conocidas y, además, asigna al Dinantiense las capas de areniscas con *Spirifer* de Valmala.

Casi medio siglo más tarde AITKEN (1942), en un estudio sobre la tectónica del borde norte de la Sierra de la Demanda, pone de manifiesto el carácter cabalgante del Carbonífero en el sector de Pradoluengo. Asimismo propone como Namuriense las formaciones carboníferas de Fresneda y Valmala, a reserva del valor bioestratigráfico de las faunas de Braquiópodos allí recogidas. Por el contrario, unos años después HERNANDEZ SAMPAYO (1952) asigna de nuevo al Step-

niense las formaciones carboníferas del Oeste de la Demanda.

Finalmente, tenemos que señalar los trabajos de COLCHEN que, a lo largo de más de una decena de años a partir de 1960, con motivo de las investigaciones de su tesis doctoral (publicada en 1974), ha realizado un detallado estudio que constituye la base del conocimiento actual sobre el Carbonífero de este área.

En dicho estudio quedan bien establecidos los aspectos litológicos, bioestratigráficos y paleogeográficos, así como las características estructurales de dichos materiales, tratándose con menor profundidad los aspectos sedimentológicos.

### III.2.1.3 ESTRATIGRAFIA LOCAL

Transcurridos nueve años desde su publicación, los datos estratigráficos debidos a COLCHEN (1971 y 1974) son los más completos y actuales de que se dispone, ya que las hojas del MAGNA realizadas en esta zona mantienen la estratigrafía dada por dicho autor. Por ello los resumimos aquí de forma esquemática.

#### III.2.1.3.1 LITOESTRATIGRAFIA

Los perfiles más completos y representativos del Carbonífero de la Demanda se encuentran en los sectores de Fresneda y Valmala-Alarcia, (véase Fig. III.3). En ellos se pueden distinguir, cuando más, hasta once tramos litológicos (sector Fresneda) si bien la potencia máxima, unos 600 m, se alcanza en la región de Valmala-Alarcia.

Según estos datos la sucesión está compuesta por dos grandes conjuntos:

— Conjunto inferior, constituido por una alternancia de conglomerados, areniscas y pizarras con niveles de carbón y ricos en flora (véase Fig. III.3). Los conglomerados se distribuyen en tres niveles que van disminuyendo de espesor y granulometría hacia techo, a la vez que la clasificación y redondeamiento de los cantos aumenta.

— Conjunto superior, de areniscas finamente estratificadas y pizarras con abundante fauna marina, presentando hacia techo niveles dolomíticos lenticulares.

A partir de la evolución vertical de las

características litológicas y texturales, la sucesión total puede subdividirse en cinco megasecuencias granodecrecientes, tal como se muestra en el perfil tipo de la Fig. III.4.

Cada megasecuencia comprende dos términos:

— Un término inferior detrítico grosero, integrado por conglomerados (megasecuencias A, B y C) o areniscas groseras (megasecuencias D y E).

— Un término superior constituido por areniscas finas y pizarras, incluyendo lentejones carbonatados en las megasecuencias D y F.

#### III.2.1.3.2 Contenido paleontológico y edad

Las formaciones carboníferas de esta región han suministrado en diferentes localidades un rico contenido en flora y fauna que podemos resumir así:

##### a) Flora:

Los restos vegetales se localizan en el conjunto litoestratigráfico inferior de la serie carbonífera. Refiriéndonos al perfil tipo son los tramos 2, 4 y 6 (términos superiores de las megasecuencias A, B y C), cada uno con una asociación propia. En la figura III.5 quedan reseñados los grupos presentes en cada nivel, así como su intervalo cronoestratigráfico.

A partir de estas asociaciones, COLCHEN (op. cit.) establece una edad Westphaliense B superior o C inferior para el nivel 2. Asimismo considera muy característica del Westphaliense C y D la del nivel 4, y como Westphaliense D la del nivel 6.

##### b) Fauna

COLCHEN (op. cit.) señala en los cortes de Fresneda, Valmala y Villasur y Pineda, una fauna marina compuesta esencialmente por Braquiópodos, Crinoideos, Lamelibranquios, Gasterópodos y localmente Fusulinas. La fauna de Villasur y Pineda es pobre e irrelevante desde el punto de vista cronoestratigráfico, por lo que sólo reseñaremos la de las dos primeras áreas citadas.

##### b.1) Fauna de Fresneda

Proviene esencialmente del nivel fosilífero

ESTE

OESTE

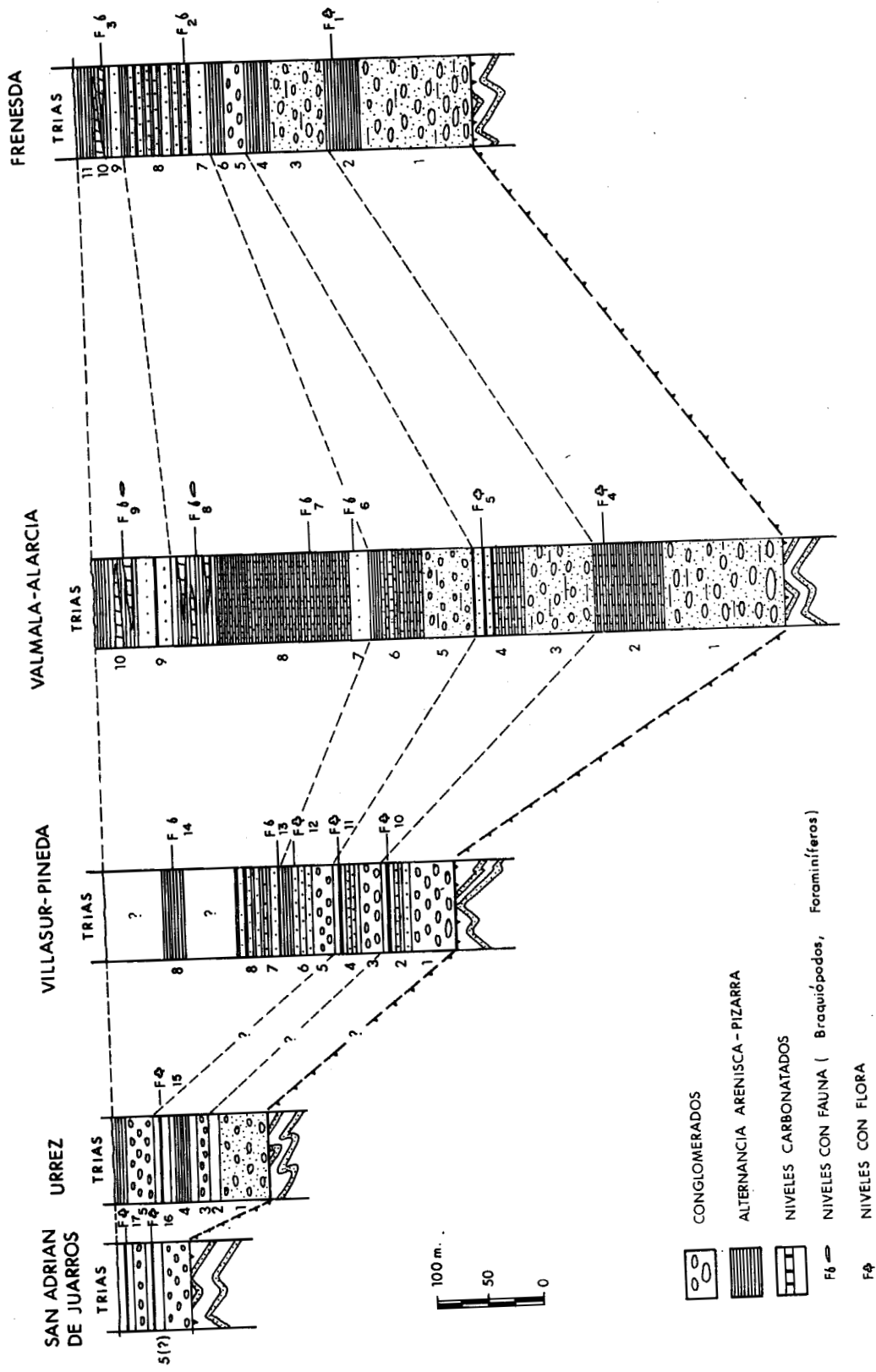
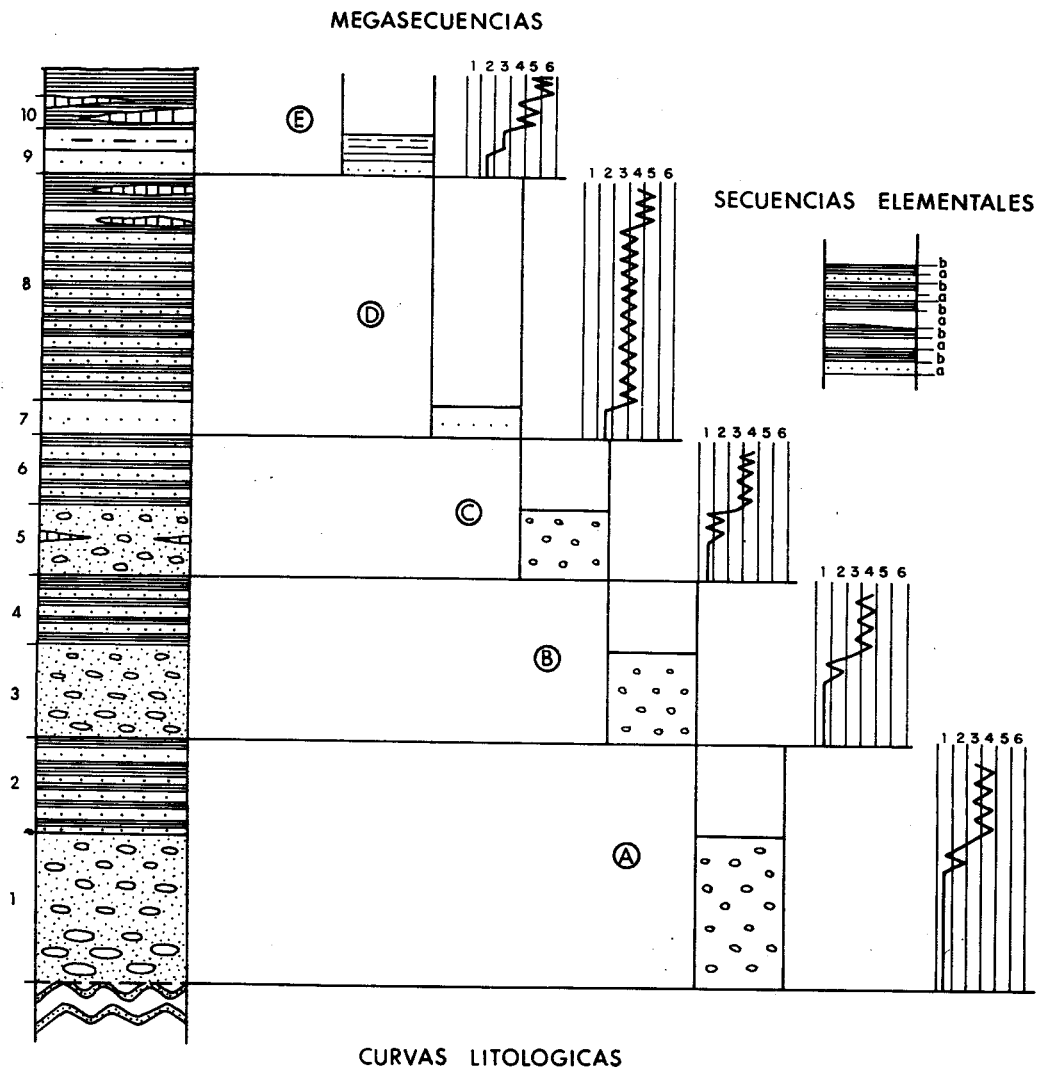


Fig. III.3.— Correlaciones litoestratigráficas en el Carbonífero de la Demanda, según COLCHEN (1974).



- |                    |                            |
|--------------------|----------------------------|
| 1. Conglomerado    | 4. Arenisca fina arcillosa |
| 2. Arenisca gruesa | 5. Carbonatos              |
| 3. Arenisca media  | 6. Arcillas                |

Fig. III.4.—Perfil tipo y megasecuencias del Carbonífero de la Demanda, según COLCHEN (1971).

ro F<sub>2</sub> (véase Fig. III.3) cuya situación corresponde al tramo litológico 8 referido al perfil tipo.

Se compone de:

Braquiópodos: *Productus (Dictyoclostus) gruenevaldii* KROTOV,  
*Productus* cf. *semireticulatus* var. *hermosanus* GIRTY,  
*Productus (Dictyoclostus)* aff. *america-*

*nus* DUNBAR & CONDRA,  
*Productus gallatinensis* GIRTY,  
*Marginifera* cf. *wabashensis* DUNBAR,  
*Pustula* cf. *elegans* McCOY,  
*Spirifer (Brachythyridina) strangwaysi* DE VERNEUIL.

Lamelibránquios: *Aviculopecten?*  
Fragmentos de Crinoideos, Briozoarios y Gasterópodos.

Huellas orgánicas: *Taonorus*.

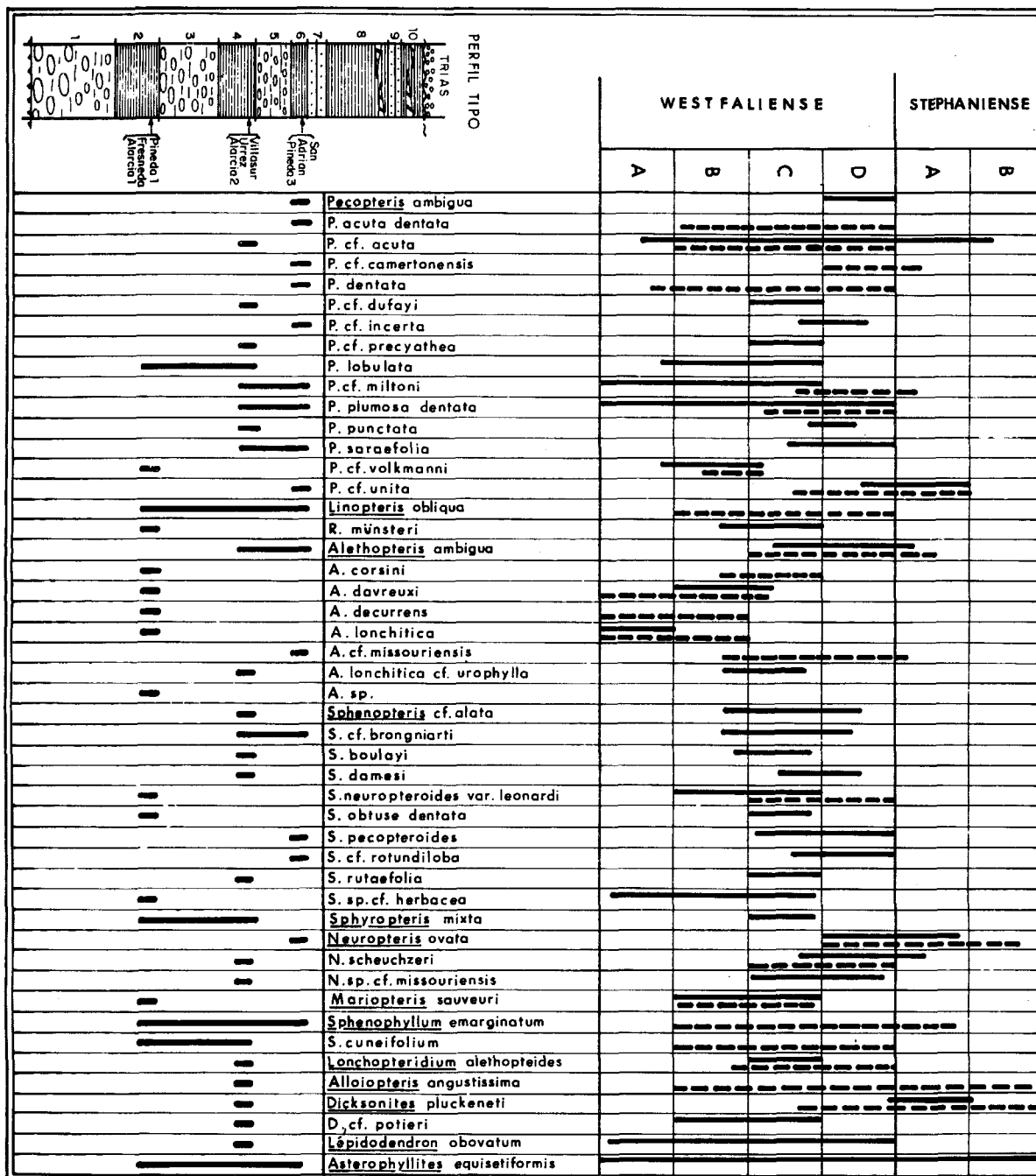


Fig. III.5.— Bioestratigrafía del Carbonífero de la Sierra de la Demanda, según COLCHEN (1971).

b.2) *Fauna de Valmala*

Proviene de los niveles fosilíferos F<sub>6</sub>, F<sub>7</sub>, F<sub>8</sub> y F<sub>9</sub>, correspondientes a los tramos 7, 8 y 10 del perfil tipo.

Más rica que la anterior, además de la

fauna ya citada se han encontrado numerosos Orthidos y algunos fragmentos de Nautiloides, entre los que un ejemplar se ha atribuido al *Metacoeras cf. costatum* HIND., y gran número de Foraminíferos entre los que se ha

reconocido: *Fusulina cylindrica var. hispanica* GUBLER y *Hemigordius* sp.

A estas faunas marinas hay que añadir la presencia, por encima de los niveles de carbón de Alarcia, de Lamelibranquios continentales atribuidos a los géneros *Anthraconaia* (*Anthracomya*) y *Naiadites* (*N. carinata* SOWERBY).

Esta fauna, como vemos, se encuentra en la columna siempre por encima de los niveles superiores de flora y, aunque de menor precisión estratigráfica, permite admitir como posible, que los niveles más altos de la Demanda puedan alcanzar una edad Stephaniense inferior.

### III.2.2 MONTALBAN Y PUIG MORENO

#### III.2.2.1 SITUACION DE AFLORAMIENTOS

El macizo paleozoico de Montalbán constituye el núcleo de una estructura anticlinal de dirección NO-SE y aparece alineado, aunque no en continuidad de afloramiento, con los paleozoicos más antiguos de Calatayud, El Frasno, Paniza y Nogueras, junto con los cuales constituye el armazón hercínico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Dicho macizo está formado en su mayor parte por materiales carboníferos que descansan probablemente en discordancia sobre un Devónico que aflora únicamente en áreas restringidas al extremo NO del macizo. El Carbonífero es cubierto de forma discordante por materiales triásicos y, localmente, por una unidad posiblemente pérmica que MARIN (1974) ha designado como Formación Feliciñana.

Al NE del macizo de Montalbán, en el sector meridional de la Depresión del Ebro, se encuentran los afloramientos carboníferos del área de Puig Moreno, distribuidos en tres manchas la mayor de las cuales apenas supera los 2 Km<sup>2</sup> de superficie. El contacto del Carbonífero con el Terciario de la Depresión es, en ocasiones, de tipo tectónico, según fracturas de alineación ONO-ESE.

#### III.2.2.2 ANTECEDENTES

##### Macizo de Montalbán

Los primeros estudios sobre el Paleozoico de Montalbán se remontan a la segunda

mitad del siglo pasado con los trabajos de VERNEUIL y LORIERE (1854); VERNEUIL y LARTET (1863) y más tarde DEREIMS (1898). Estos autores reconocen la presencia del Devónico en base a la fauna de Braquiópodos encontrada. Tal datación se mantiene para el conjunto de los materiales del macizo hasta 1966, cuando de forma simultánea e independiente RIBA, VILLENA y DESVALLIERES por un lado y SACHER por otro, encuentran unos restos vegetales que ponen de manifiesto la existencia de materiales carboníferos. Los primeros, además de señalar el hallazgo de *Calamites*, correlacionan por semejanza de facies los términos litológicos presentes en este macizo con los afloramientos carboníferos de las regiones catalanas próximas.

SACHER, por su parte, realiza una primera división de los materiales aflorantes, entre los que señala una serie flyschoides y el hallazgo de la siguiente flora: *Lepidodendron* sp., *Stigmaria* sp., *Calamites* sp., *Sphenophyllum* sp. *habitu*, *S. Tenerrimum* ETTINGSHAUSEN y *Trigonocarpus* sp. con los que data estos materiales entre el Viseense y Namuriense inferior.

Poco después, BERGER, KAUFMANN y SACHER (1968) hacen un estudio estratigráfico más detallado y establecen, a partir de perfiles parciales, una sucesión general cuyos términos son recogidos por RIBA, VILLENA y MALDONADO (1971).

Estos términos, de forma esquemática, son los siguientes:

##### *Namuro-Westphaliense:*

- Areniscas con ripples de oscilación y corriente. 50 m.
- Flysch de areniscas, grauvacas y pizarras. 180 m.
- Flysch arenoso. Más de 140 m.

##### *Viseense:*

- Areniscas pardas. 40 m.
- Cuarzitas tableadas ("plattenquarzite"). 15 m.
- Flysch calcáreo superior. } 180 m
- Cuarzita intermedia ("grenzquarzite" 15 m) }
- Flysch calcáreo inferior. }
- Pizarras y grauvacas. 250 m.

- Complejo de liditas, grauvacas y pizarras.  
Más de 50 m.

*Yacente:* Pizarras y areniscas del Devónico.

BERGER et al. (op. cit.) interpretando estos materiales como una sedimentación en cuenca geosinclinal, ponen de manifiesto la no existencia durante el Carbonífero del "Macizo del Ebro", elemento paleogeográfico fundamental postulado hasta ese momento.

Posteriormente, MARIN (1974) realiza una primera cartografía del macizo de Montalbán separando los materiales devónicos de los carboníferos y da ciertas precisiones sobre el magmatismo relacionado con estos últimos.

En 1977 ALMELA et al. y MARTIN et al., en las memorias de las Hojas del MAGNA de Oliete y Segura de los Baños respectivamente, modifican los límites cartográficos dados por MARIN (op. cit.) y aportan nuevos hallazgos de flora: *Eusigillaria* sp., *Calamites cistii* BRONG y *C. suckowi* BRONG que atribuyen al Westphaliense.

Finalmente, desde el punto de vista estratigráfico y cartográfico, hemos de reseñar el trabajo de QUARCH (1975) que, en un detallado estudio de estos materiales y gracias al hallazgo de una fauna de Goniatites, establece una edad Namuriense A a Westphaliense para el conjunto carbonífero, al tiempo que diferencia un conjunto de formaciones dentro de la serie carbonífera general.

Los trabajos reseñados han perseguido, ante todo, objetivos estratigráficos y la tectónica del macizo, de gran complejidad, no se conoce más allá de sus rasgos generales.

Los aspectos sedimentológicos del conjunto de la sucesión han sido tratados de forma general por SACHER y BERGER et al. (ops. cit.). VILLENA et al. (1979) han realizado un análisis sedimentológico más profundo sobre los niveles flyschoides que aquellos autores incluyen en el Carbonífero inferior.

#### Puig Moreno

La primera reseña sobre estos afloramientos se debe a LOTZE (1929). HAHNE (1930), por comparación con los materiales

descritos en Montalbán, los atribuye al Devónico según los datos de que se disponía en aquella fecha. GROSS (1966) por idéntico motivo, los sitúa ya en el Carbonífero inferior. Recientemente CARLS (in lit.) ha encontrado en estos materiales *Streptognatodus* cf. *lateralis* HIGGINS & DOUCKAERT, 1968, que parece indicar una edad Namuriense.

#### III.2.2.3 ESTRATIGRAFIA LOCAL

En sus recientes trabajos QUARCH (op. cit.) proporciona los siguientes datos estratigráficos para el macizo de Montalbán:

##### III.2.2.3.1 Litoestratigrafía

La serie estratigráfica presente en Montalbán consta de las siguientes unidades (véase Fig. III.6).

##### — Formación\* Segura (200-250 m)

Conjunto de areniscas compactas, areniscas silíceas, cuarcitas y escasas arcillas, con restos vegetales. Hacia techo, brechas lidíticas.

Constituye la unidad inferior de la sucesión carbonífera, probablemente discordante sobre los materiales devónicos.

##### — Formación La Hoz (400-450 m)

En aparente continuidad con la formación Segura, viene un conjunto eminentemente pizarroso en el que, de techo a muro, se diferencian cuatro tramos:

d) Tramo superior. Dominantemente arcilloso con esporádicas intercalaciones de areniscas calcáreas. 120-130 metros.

c) Tramo medio superior. Alternancia pizarras y areniscas con frecuentes intercalaciones conglomeráticas. 150 metros.

b) Tramo medio inferior. Alternancia de pizarras, margas y delgadas intercalaciones areno-limosas. 80 metros.

a) Tramo basal. Constituido por pizarras arenosas alternando con delgados niveles arenoso-cuarcíticos. 110 metros.

##### — Formación Armillas (más de 150 m)

Alternancia cíclica de calcarenitas y grauvacas cálcicas laminadas, de color pardo-amarillento, con pizarras arcillosas. Hacia la parte media, en el sector suroeste, presenta

\* Hemos traducido el término germano "Schichten" por formación.

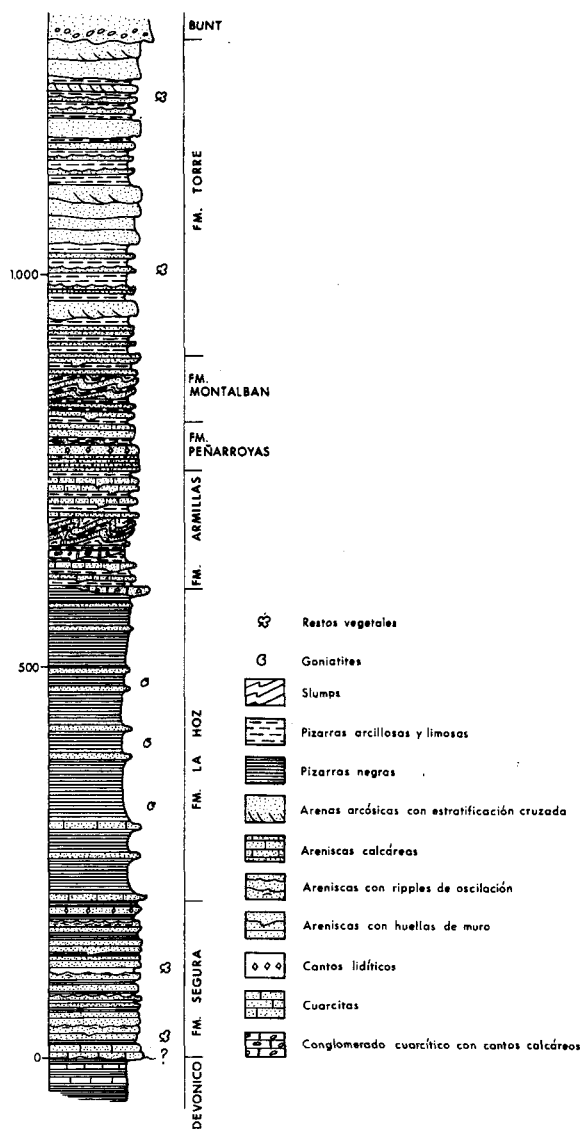


Fig. III.6.— Perfil tipo de Montalbán, basado en datos de QUARCH (1975).

una intercalación de 10 m de cuarzitas (Cuarzitas de Valdelaguna). Localmente, esta unidad se inicia mediante un nivel cuarcítico con cantos redondeados de calizas del Devónico y del Carbonífero inferior terminal.

— *Formación Peñarroyas (60 m)*

Esta unidad se inicia tras la rápida interrupción de la sedimentación cíclica con elementos calcáreos que caracteriza la formación anterior.

Está constituida por dos términos, uno inferior de cuarzitas tableadas (Plattenquarzi-

te) de 10-20 m de espesor y otro superior de areniscas pardas en bancos de 1 metro o más y niveles de pizarras arcillosas, afectadas por slumps.

— *Formación Montalbán (70-90 m)*

Constituye el “Flysch arenoso” de BERGER et al. (op. cit.) y consiste en una ritmita de areniscas y pizarras.

De acuerdo con QUARCH, no se puede descartar la posibilidad de que esta unidad represente un cambio lateral de facies de los términos basales de la Formación Torre.

— *Formación Torre (400-450 m pot. máx. aproximada)*

Alternancia de areniscas compactas en bancos potentes, conteniendo algo de feldspatos y biotita, con cuarzitas y pizarras limosas de tonos claros con niveles ricos en restos vegetales, que esquemáticamente forman tres conjuntos constituidos por areniscas y pizarras con un “complejo areniscoso” a techo de cada uno de ellos.

III.2.2.3.2 Contenido paleontológico y edad

Las diferentes unidades antes mencionadas presentan un contenido biológico (restos vegetales o fauna) muy heterogéneo de unas a otras lo que hace que la significación cronoestratigráfica de cada una de estas unidades sea muy diferente, como resumimos a continuación.

— *Formación Segura:*

Contiene restos vegetales, habiéndose identificado en sus niveles basales la existencia de *Trigonocarpus* sp., lo que permite datarla como Carbonífero, sin mayor precisión.

Por sus relaciones con la Formación La Hoz, su edad podrá estar comprendida entre la parte alta del Carbonífero inferior y la base del Carbonífero superior.

— *Formación La Hoz*

Se han encontrado en ella restos de plantas y crinoideos así como una importante fauna de Goniatites cuya distribución en la unidad se muestra en la Tabla I.

Según esas determinaciones la Formación La Hoz se depositó en un intervalo cro-



Goniatites	Fm. La Hoz			
	a	b	c	d
<i>Goniatitina</i> fam., gen. et sp. indet.		—		—
<i>Agastrioceras?</i> sp.				—
<i>Gastrioceras?</i> sp.				—
? <i>Gastrioceras cumbriense</i> BISAT 1924.				—
<i>Hudsonoceras?</i> sp.			—	
<i>Hudsonoceras</i> cf. <i>ornatum</i> (CRICK & FOORD 1897)			— — —	
<i>Reticuloceras?</i> sp.		—	—	
<i>Reticuloceras</i> sp.		—	— — —	
<i>Reticuloceras todmordenense</i> BISAT & HUDSON 1943			—	
<i>Reticuloceras gulincki</i> BOUCKAERT 1960			—	
<i>Reticuloceras</i> cf. <i>circumplicatile</i> FOORD 1903			—	
<i>Reticuloceras</i> cf. <i>umbilicatum</i> BISAT & HUDSON 1943			— —	
<i>Reticuloceras</i> cf. <i>compressum</i> BISAT & HUDSON 1943		—		
<i>Homoceratoides</i> sp.		—		
<i>Homoceratoides prereticulatus</i> BISAT		—		
<i>Homoceras?</i> sp.		—		
? <i>Homoceras smithi</i>		—		
<i>Proshumardites</i> sp.	—	— — —	— — —	
<i>Proshumardites</i> cf. <i>karpinskii</i> RAUZ-TCHERN. 1928		—	— — —	
<i>Proshumardites</i> cf. <i>delepinei</i> SCHINDEWOLF 1939			— —	

Tabla I.— Distribución de la fauna de Goniatites en los tramos diferenciados en la Formación La Hoz, elaborada a partir de los datos de QUARCH (1975).

noestratigráfico que abarcará la parte superior del Namuriense A, el Namuriense B y el Namuriense C.

#### — Formación Armillas

No se han encontrado restos fósiles, salvo la microfauna existente en los cantos de los niveles conglomeráticos y que por tanto carece de valor estratigráfico para esta unidad.

#### — Formación Torre

Un estudio ulterior de la flora recogida por BERGER et al. (op. cit.) en materiales correspondientes a esta formación ha permitido a QUARCH (op. cit.) asignar dichos restos al intervalo Namuriense A superior-Westphaliense A inferior. Teniendo en cuenta la situación de la Formación Torre con respecto al techo de la Formación La Hoz y la datación previa de ésta, QUARCH supone que la base de la Formación Torre podría representar el Westphaliense más bajo.

Según lo que venimos exponiendo, no existe concordancia entre la cronoestratigrafía del Carbonífero propuesta en el trabajo de BERGER et al. (1968) y la del trabajo más moderno de QUARCH (1975), si bien ambos estudian la sucesión estratigráfica total de este sistema en Montalbán, desde sus niveles más bajos apoyados sobre el Devónico a los más altos, subyacentes al Trías. Por el contrario, pensamos que los datos litoestratigráficos poseen una correspondencia muy clara en muchos casos, por lo que estimamos conveniente intentar establecer aquí esta relación en forma de cuadro:

Con respecto al área de Puig Moreno y, en concreto, en una serie levantada en el Cerro de Pie Mediano, GROSS (1966) describe una sucesión de unos 175 m constituida esencialmente por pizarras con niveles de areniscas, calcarenitas, grauvacas y cuarcitas, generalmente en lechos delgados. Estos niveles detríticos más groseros tienden a agruparse hacia

NAMURO- WESTPH.	Areniscas con ripples de oscilación Flysch de areniscas, grauv. y pizarras	Formación TORRE	WESTPHAL. A
	Flysch arenoso	Fm. MONTALBAN	
VISEENSE	Areniscas pardas. Cuarzitas tableadas (Plattenquarzite)	Formación PEÑARROYAS	NAMURIENSE
	Flysch calcáreo sup. Grenzquarzite ?	Formación Cuarzita Valdelaguna	
	Flysch calcáreo inf.	ARMILLAS	
	Pizarras y grauvacas	Formación LA HOZ	
	Complejo de liditas, grauvacas y pizarras	Formación SEGURA	

la parte central de la sucesión.

Por semejanza de facies estos materiales podrían corresponderse con términos de la Formación La Hoz antes descrita, lo que estaría en concordancia con la edad Namuriense que CARLS (in lit.) propone para Puig Moreno a raíz del hallazgo del *Streptognathodus* c.f. *lateralis* HIGGINS & BOUCKAERT, 1968.

### III.3 CORRELACION ESTRATIGRAFICA

A la vista de los datos estratigráficos anteriormente expuestos queda patente que no es posible establecer correlación alguna entre los diferentes afloramientos existentes en la Cordillera Ibérica, ya que los datos paleontológicos disponibles muestran que las series presentes en cada área no tienen ningún nivel bioestratigráfico correlacionable, y que los intervalos estratigráficos que representan, en principio, no ofrecen ningún extremo de solapamiento común para varios de ellos.

Lo que queda claro es que los términos más inferiores del conjunto carbonífero corresponden a la sucesión de Montalbán, la cual, aparte su datación, está afectada por un intenso diastrofismo.

El Carbonífero de la Demanda, que le sucede en cuanto a edad, es de neto carácter postectónico por lo que cabe pensar que descansaría discordante sobre el de Montalbán en

el caso hipotético de que se superpusieran en una sucesión. Finalmente, la serie de Henarejos representa los términos más altos datados (Stephaniense B, según FONOLLA et al., 1974).

De acuerdo con ello, la sucesión total para la Cordillera Ibérica abarcaría, a reserva de futuras dataciones, un intervalo comprendido desde el Namuriense A, o quizá lo más alto del Viseense, al Stephaniense B, con dos posibles hiatos estratigráficos de difícil evaluación: uno para gran parte del Westphaliense A y B y otro para el Stephaniense A y parte del B.

### III.4 SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y PALEOGEOGRAFIA

Los macizos paleozoicos de la Cordillera Ibérica vienen siendo situados, a partir de los trabajos de LOTZE (1945), como parte integrante de la Zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Hespérico, manteniéndose esta situación desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico medio al menos (CARLS, in lit.).

El segmento de la Zona Asturoccidental-Leonesa correspondiente a la Cordillera Ibérica fue, durante este tiempo, una cuenca sedimentaria limitada al NE por un área elevada que RITCHER y TEICHMULLER (1933) denominan "Macizo del Ebro". Tal macizo, que pudo ser un conjunto de bloques de juego más o

menos independiente, se evidencia como área fuente de materiales que van a depositarse en las cuencas Asturoccidental-Leonesa y Pirenaica. De acuerdo con CARLS la tendencia al levantamiento del Macizo del Ebro se manifiesta hasta el Devónico inferior, con aportes hacia las cuencas, y se estabiliza en el Devónico medio, produciéndose un avance transgresivo hacia el macizo. Finalmente, en el Devónico superior el macizo deja de existir como tal, encontrándose facies pelágicas equivalentes en los Pirineos y en la Ibérica.

A partir de este momento (y en un intervalo que comprende al menos la casi totalidad del Carbonífero inferior), tienen lugar acontecimientos paleogeográficos importantes en un sector de extensión indeterminada de la cuenca Asturoccidental-Leonesa, en el cual se situaría el área de Montalbán.

En efecto, en este macizo los primeros depósitos carboníferos son, según las dataciones actuales, Viseense superior como más antiguos. Existe pues una laguna que comprende, como mínimo, casi todo el Carbonífero inferior. Sin embargo, en determinadas estructuras la base del Carbonífero se apoya sobre términos del Devónico inferior, calculando CARLS (op. cit.) en estos casos un desmantelamiento de casi 2.000 m de serie. Ahora bien, no existe evidencia directa, ni a escala de afloramiento ni a escala cartográfica, de discordancia entre el Devónico y el Carbonífero. Se puede pensar, por tanto, que en algún momento del Carbonífero inferior la Cordillera Ibérica sufre movimientos tectónicos que determinan una intensa fracturación, con el consiguiente juego vertical de bloques.

Por otra parte, las direcciones de aportes que se miden en el Carbonífero de Montalbán tienen procedencia principalmente S y SE, y los olistolitos y slumps que afectan a los términos turbidíticos de la serie evidencian la existencia de un talud en la misma dirección. Así pues, el surco sedimentario se ha desplazado hacia el N respecto de épocas anteriores, pasando a ocupar áreas del antiguo Macizo del Ebro.

Este hecho ya fue puesto de manifiesto por BERGER et al. (1968), los cuales postulan la existencia en el Ebro de un surco eugeosinclinal durante la sedimentación del Carbo-

nífero de Montalbán. Por otro lado, VILLEN A et al. (1979) interpretan los términos del flysch calcáreo de los autores alemanes como correspondientes a una sedimentación progradante en dominios distales de abanicos submarinos, con zonas de lóbulo e interlóbulo. Por nuestra parte, observaciones posteriores nos hacen pensar que otros términos como las "areniscas pardas" de la Formación Peñarroyas podrían corresponder, en cambio, a facies turbidíticas de tipo más proximal. Los olistolitos y slump acompañantes, muy frecuentes, indicarían según QUARCH (1975) una situación de inestabilidad tectónica.

Todo el cuadro encajaría en la etapa clásica de relleno de surcos de flysch, entendido como tectofacies, en una evolución geosinclinal.

Sin embargo, el resto de los términos de la serie por encima y por debajo de tales niveles de flysch puede conducir a matizar tal situación. En efecto, la formación más baja de este Carbonífero (Formación Segura) así como la más alta (Formación Torre) nos parecen, a reserva de un estudio sedimentológico detallado, el resultado de una sedimentación en ambientes más someros, tal vez dominados por una dinámica de oleaje.

A la Formación Segura sucede la Formación La Hoz, de carácter más profundo, conteniendo fauna pelágica pero también restos vegetales y fragmentos de Crinoideos e incluyendo depósitos turbidíticos. La Formación Armillas, compuesta por turbiditas y con frecuentes deslizamientos contiene clastos de edad Devónico inferior a Carbonífero inferior alto.

Por último, señalaremos que, según QUARCH (op. cit.) la Formación Montalbán (flysch arenoso) puede ser un paso lateral de la Formación Torre, como ya hemos dicho probablemente de carácter más somero.

A tenor de estos aspectos sedimentológicos generales creemos que la serie de Montalbán también podría interpretarse en relación con la deposición en aparatos sedimentarios que incluyesen, además de dominios turbidíticos, otros de carácter más somero (Fig. III.7).

Así, las formaciones La Hoz, Armillas, Peñarroyas, Montalbán y Torre podrían representar a grosso modo los términos distal a pro-

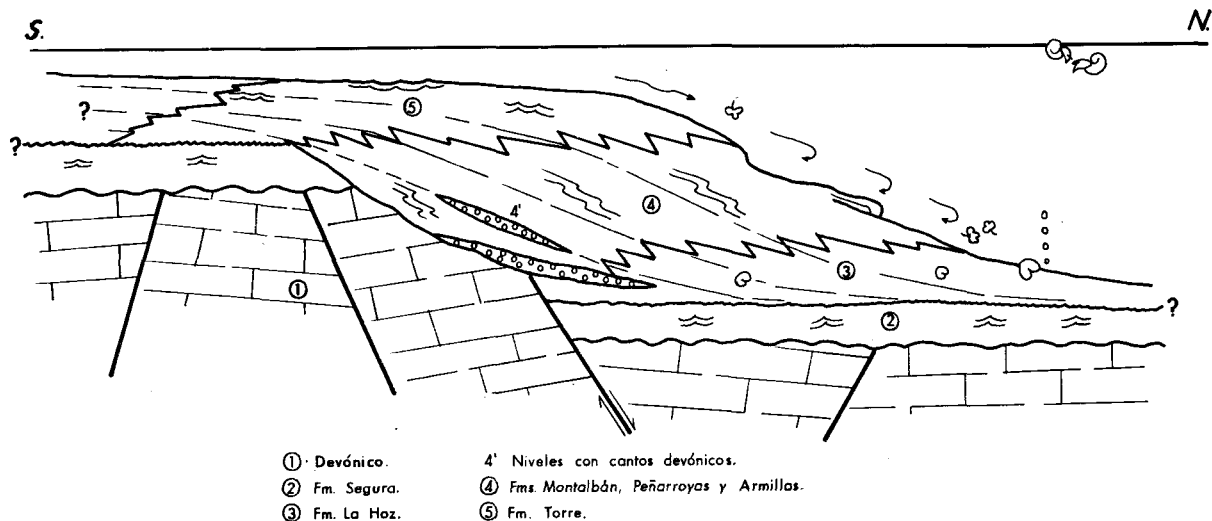


Fig. III.7.— Esquema bidimensional hipotético para la sedimentación del Carbonífero de Montalbán.

ximal de un sistema progradante, desarrollándose sobre un talud de origen inicialmente tectónico. La unidad más baja de la serie, la Formación Segura, podría corresponder a una plataforma siliciclástica previa (Viseense superior o Namuriense basal), inestable, cuya fracturación determina la creación de la cuenca turbidítica Namuriense. En esta interpretación los cantos de materiales devónicos y carboníferos serían productos de erosión de los bordes del talud que limita dicha cuenca.

En cuanto a los clastos lidíticos, tan abundantes en toda la serie, podrían provenir de materiales de Carbonífero inferior situados al S y SE, de facies similares a las que afloran en la región catalana donde los niveles de liditas son frecuentes, y que habrían sido barridos durante la sedimentación de las unidades de Montalbán.

Ahora bien, debemos poner de manifiesto que la falta de un conocimiento detallado de la evolución lateral y vertical de las unidades de Montalbán impiden dar por el momento una interpretación segura, al tiempo que la existencia de probables discontinuidades o rupturas sedimentarias en la serie está por comprobar.

CARLS (op. cit.) separa el Paleozoico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica en dos unidades tectónicas: unidad de Badules al SO y unidad de Herrera al NE en la que se

integra el Carbonífero de Montalbán. El límite entre ambas viene dado por un accidente tectónico, la "falla de Datos", en cuyo trazado se aprecian fuertes inflexiones. En relación con ella alternan áreas con estilo distensivo y otras con estilo compresivo, dándose, además, manifestaciones magmáticas en forma de intrusiones ácidas. Según el autor antes citado su actuación es polifásica, jugando un papel importante en los movimientos verticales que afectan al Macizo del Ebro y dan lugar a la cuenca de flysch de Montalbán.

No es muy aventurado pensar que la falla de Datos tenga alguna relación con los desgarres tardihercínicos a escala de placa ibérica que afectan a la Cordillera Ibérica. De hecho, uno de ellos, la falla de Ateca-Castellón, que según algunos autores se prolonga hasta la región Cantábrica y denominan falla de Ventaniella, se sitúa en relación al macizo de Montalbán en una posición semejante a la falla de Datos.

En la región Cantábrica, READING (1975) interpreta una compleja etapa de creación de cuencas-deformación que se inicia a partir del Namuriense C como debida a la actividad de un sistema de desgarres. Uno de estos accidentes, la "Línea de Cardaño" podría tener un paralelismo en su trazado con el desgarre tardihercínico de Ventaniella antes citado, o lo que podría ser lo mismo, con la falla de

Ateca-Castellón.

A partir de todo ello podríamos plantear como hipótesis que, tal como sucede en la Cantábrica, las sucesivas etapas de deformación y creación de cuencas que se registran en la Cordillera Ibérica hayan tenido su origen en la actuación de un sistema de desgarres del que la alineación de Cardaño y la falla de Datos formaron parte.

Los sucesivos acontecimientos paleogeográficos que hemos relatado hasta ahora: movimientos verticales del Macizo del Ebro durante el Devónico, deformación pre-Namuriense del sector aragonés de la cuenca de Montalbán con potente sedimentación turbidítica y plegamiento post-Westfaliense de la misma, a los que habría que sumar algo más tarde la distensión pérmica con manifestaciones ígneas, podrían, en tal esquema, ser el resultado de fases alternantes de transtensión y transpresión sobre una misma área.

Con independencia de los resultados que arroja una investigación sobre esta hipótesis, es un hecho objetivo que en algún momento posterior al Westfaliense A la Cordillera Ibérica se pliega intensamente. El Carbonífero de Montalbán aparece hoy fuertemente replegado y fracturado con vergencia hacia el SO, con fallas inversas que determinan la laminación de grandes espesores de la serie. No hay después términos superiores del Carbonífero, por lo que el área de Montalbán debió quedar constituida como un alto permanente hasta finales del Pérmico o Trías inferior.

En la Sierra de la Demanda, por el contrario, se inicia ahora la sedimentación carbonífera, con sus primeros términos datados como Westfaliense B superior o C inferior. Discordante sobre materiales cambro-ordovícicos, tanto sus rasgos tectónicos como su carácter molásico llevan a COLCHEN (1974) a considerarla como posterior a la fase principal hercínica que pliega el conjunto de la Cordillera Ibérica. Según dicho autor la sedimentación tiene lugar en cuencas situadas al NO y O de la actual Sierra de la Demanda, próximas a relieves emergidos que las alimentan desde el S y SE. En tales cuencas diferencia áreas deltaicas y de plataforma de extensión variable en función de momentáneos rejuvenecimientos del relieve consecuentes a movimientos

epirogénicos (Fig. III.8).

Finalmente, en cuanto al Carbonífero de las minas de Henarejos, no disponemos de datos que nos permitan establecer un verdadero significado paleogeográfico en el contexto regional, aunque por sus características faciales se puede pensar que se depositaría en un ambiente sedimentario quizá semejante al del Carbonífero de la Demanda.

### III.5 VULCANISMO Y DEPOSITOS MINERALES

Sólo en el macizo de Montalbán se ha señalado la presencia de rocas ígneas en relación con los materiales carboníferos.

De hecho, los diferentes autores que se han ocupado del Carbonífero de esta región han hecho notar la presencia de estos materiales en relación con los sedimentos de facies culm allí presentes, siendo MARIN (1974) el que mayor atención les dedica.

Según este autor se trata de un magmatismo de carácter esencialmente ácido, en el que predominan los sills sobre las manifestaciones filonianas transversas, y que petrográficamente presenta un espectro que va desde sienitas calcoalcalinas (monzonitas) hasta tobas ignimbríticas endurecidas. En cuanto a los sills se han señalado de naturaleza riolítica, microgranítica y cuarzodiorítica, mientras que los diques corresponden por su composición a monzonitas y tobas ignimbríticas. La edad de este magmatismo es, con certeza, post namuriense-pre Buntsandstein, siendo por tanto admisible una edad pérmica como se ha propuesto para otros puntos de la Ibérica, lo que estaría de acuerdo con la fase magmática de la misma edad clásica en Europa.

En cuanto a los depósitos minerales, se puede señalar como de mayor interés las explotaciones de hulla en relación con los niveles carbonosos, de origen transportado según COLCHEN, del Westphaliense de la Sierra de la Demanda. En dicha área han existido gran cantidad de minas en cada una de las cuencas de Pineda de la Sierra, Valmala-Alarcia, Villasur de Herreros, Urriz y San Adrián de Juarros, siendo las más importantes las de esta

última, donde hasta 1970 ha existido una mina en explotación.

También el Carbonífero de Henarejos ha sido objeto de pequeñas explotaciones de car-

bón hasta 1960.

En el Paleozoico de Montalbán hay señalada la existencia en diferentes puntos de filones de siderita, galena, baritina y cuarzo.

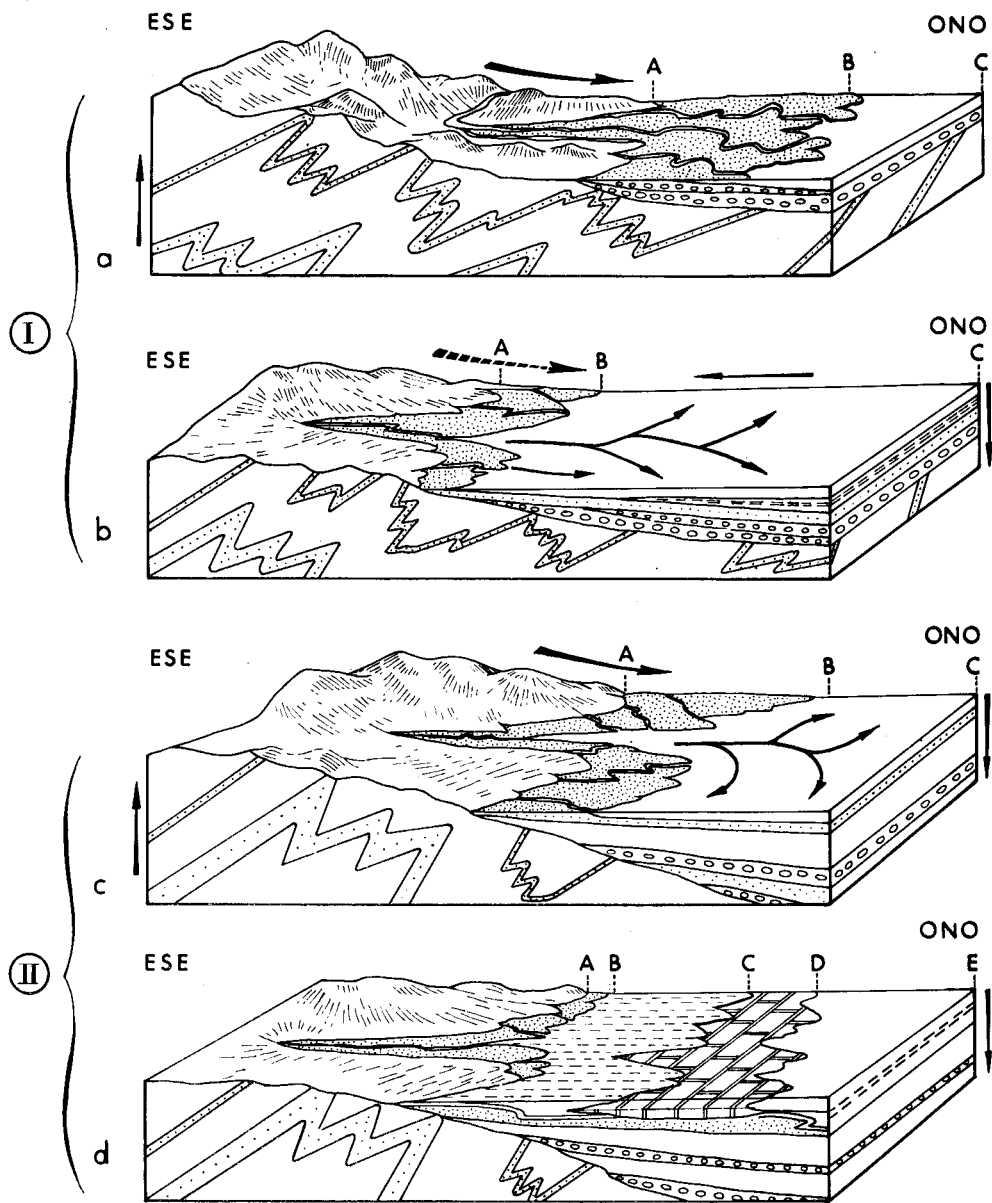


Fig. III.8.— Evolución paleogeográfica del Carbonífero de la Demanda, según COLCHEN (1971).

## BIBLIOGRAFIA FUNDAMENTAL

### 1.- SIERRA DE LA DEMANDA

- AITKEN, R.— *Datos geológicos sobre el norte de la Demanda*. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXII, p. 309. (1932).
- AITKEN, R.— *The Sierra de la Demanda (Burgos, Spain) note of the tectonics of the northern margin*. Geol. Mag., vol. 79, pp. 33-48. (1942).
- ARANZAZU, P.M.— *Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara*. Bol. Mapa Geol. Esp., 4, pp. 1-47, Madrid. (1877).
- ARETIO y LARRINGA.— *Enumeración de las plantas fósiles españolas*. Ann. Soc. Esp. Hist. Nat., t. III, part. 2, p. 225. (1973).
- BOQUERA, J.; GIL, G. y ZUBIETA, J.— *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 239, Pradoluengo*. 49 pp., 1 mapa, IGME. Madrid. (1978).
- BOQUERA, J.; GIL, G. y ZUBIETA, J.— *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 240, Ezcaray*. 50 pp., 1 mapa, IGME. Madrid. (1978).
- COLCHEN, M.— *Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda (Sierra de la Demanda, province de Burgos, Espagne)*. C.R. Acad. Sc., t. 251, pp. 2743-2745. (1960).
- COLCHEN, M.— *Etude tectonique du secteur Pradoluengo-Alarica, Sierra de la Demanda (Chânes Ibériques, Espagne)*. Bull. S.G. F., 7e. sér., t. V, pp. 1068-1075. (1963).
- COLCHEN, M.— *Sur les formations carbonifères du Nord de la Sierra de la Demanda (Chânes Ibériques, Espagne)*. C.R. Acad. Sc., t. 258, pp. 2863-2865. (1964).
- COLCHEN, M.— *Nouvelles données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos, Espagne)*. C.R. Acad. Sc., t. 260, pp. 1696-1699. (1965).
- COLCHEN, M.— *Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño) Espagne*. Tesis Doct. 2 vol., 559 págs., Fac. Sc., Paris. (1970).
- COLCHEN, M.— *Les formations carbonifères de la Sierra de la Demanda: comparaison avec celles de l'ensemble cantabro-asturien*. Trab. de Geol., núm. 3: "The Carboniferous of the Cordillera Cantábrica", pp. 53-68, 4 fig. (1 pleg. f.t.) Oviedo. (1971).
- COLCHEN, M.— *Géologie de la Sierra de la Demanda, Burgos-Logroño (Espagne)*. Mem. I.G.M.E. t. 85, 2 v. 436 págs. (1974).
- COLCHEN, M. y WAGNER, R.H.— *Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (province de Burgos, Espagne)*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 262, sér. D, pp. 2435-2438. (1966).
- GRANDE, J.— *Minas de carbón de las inmediaciones de Burgos*. Rev. Minera, 1, pp. 120-123, (1850).
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P.— *Carbonífero de Burgos*. Combustibles, núm. 55, pp. 21-40. 9 figs. Madrid. (1952).
- LARRAZET, M.— *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño*. These Doct. Lille. (1896).
- LOTZE, F.— *Einige probleme der Iberischen Meseta*. Geotektonische Forschungen, H. 6, pp. 1-12. (1945).
- LOTZE, F.— *Zur tektonik der ostlichen Sierra de la Demanda (Kurzere Mitteilungen zur Geologie Spanien II)*. Neues Ph. Geol. Palaontol. Monatsh. Dtsch., t. 9, pp. 385-391, 5 figs. (1959).
- LOZANO SANCHEZ, R.— *Datos para el estudio de la región hullera de la provincia de Burgos*. Bol. Inst. Geol. Esp., t. XXXIX, p. 145, p. 164. (1918).
- NARANJO y GARZA, F.— *Reseña geognóstica y minera de una parte de la provincia de Burgos*. Anal. Minas 2, pp. 93-115, Madrid. (1841).
- SAMPAYO.— *Datos geológico-mineros de la provincia de Burgos*. Bol. Com. Mapa Geol., t. III, Madrid. (1876).
- SCHRIEL, W.— *Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes*. Abh. Ges. Wiss. Z. Gottingen, Math. Phys., Kl. M.F. 16, 2, Berlín. (1930).
- VERNEUIL, E. y COLLOMB.— *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces d'Espagne*. Bull. Soc. Geol. Fr., 2eme sér. 10. (1852-53).
- WIENANDS, A.— *Über das Oberkarbon und das Alten der variszischen Faltung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien, prov. Burgos und Logroño)*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 6, pp. 252-258. Stuttgart. (1964).
- ZUAZNAVAR.— *Algunos datos de la cuenca carbonífera de Juarros, en la provincia de Burgos*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 3. Madrid. (1876).

### 2.- MONTALBAN-PUIG MORENO

- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GOMEZ, E. y MANSILLA, M.— *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 493, Oliete*. 44 p., 1 mapa geol. IGME. Madrid. (1977).
- BERGER, E.; KAUFMANN, E.U. y SACHER, L.— *Sedimentologische Untersuchungen im Jungpaläozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Geol. Rundschau, 57, pp. 472-483. Stuttgart. (1968).
- CARLS, P.— *La zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico*. Tomo Homenaje J.M. Ríos (en prensa).
- DEREIMS, A.— *Recherches géologiques dans le sud de l'Aragón*. Annales Hébert, t. 2, p. 199. Lille. (1898).
- GROSS, G.— *Paläozoikum und Tertiär am Puig Moreno (prov. Teruel, Spanien)*. Neues Jahrbuch für Geol. und Palaont. H. 9, S. pp. 554-562, 3 Abb. (1966).
- LOTZE, F.— *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Beitr. Geol. Westl. Gebiet núm. 3, Abh. d. Ges. Wiss. Z. Göttingen N.F. t. 14, núm. 2, Berlín. Traduc. esp. en Publ. Extr. Geol. Esp., t. 8. Madrid 1954-55.
- MARIN, Ph.— *Stratigraphie et évolution paléogéographique post-hercynienne de la Chaîne Celtibérique aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (provinces de Teruel et Castellón de la Plana, Espagne)*. 1. Le socle paléozoïque et sa couverture Permienne? —Triásique. These Doct. Univ. Claude Bernard, 231 p. Lyon. (1974).
- MARTIN, M.; CANEROT, J. y LINARES, A.— *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 492, Segura de los Baños*. 25 pp. 1 mapa geol. IGME. Madrid. (1977).
- QUARCH, H.— *Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (ostliche Iberische Ketten, NE-Spanien)*. Geol. Jb., B. 16, pp. 3-43. (1975).
- RIBA, O.; VILLENNA, J.; DESVALLIERES, T.— *Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte oriental del Macizo de Montalbán*. Acta Geol. Hisp. 1 (2), pp. 5-6. Barcelona. (1966).
- RIBA, O.; VILLENNA, J.; MALDONADO, A.— *Mapa Geológico de España, E. 1:200.000. Explicación de la Hoja núm. 40, Daroca*. 53 p., 1 mapa geol. IGME. Madrid. (1971).
- RICHTER, C. y TEICHMULLER, R.— *Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten*. Beitr. Z. Geol. d. Westl. Mediterrangebiete. Abh. Ges. Wiss. Gottingen. Math. Phys. K. 3 Folge H. 7, 118 p., 3 mapas E. 1:900.000, 1:100.000 y 1:200.000. Berlín. (1933).
- RIOS, L.M.; BELTRAN, F. y LANAJA, J.M.— *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 468, Albalate del Arzobispo*. 23 p., 1 mapa geol. IGME. Madrid. (1981).
- SACHER, L.— *Über Karbonische Sedimente bei Montalbán in den Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Neues Jahrbuch Geol. und Palaontol. Mg. 7, pp. 436-443. Stuttgart. (1966).
- VERNEUIL, E. de y LORIERE, E.— *Observations géologiques et tableau des altitudes observées en Espagne l'année 1853*. Rev. Min. t. 5. Madrid. (1854).
- VERNEUIL, E. y LARTET, L.— *Note sur le calcaire a Lychnus des environs de Segura (Aragón)*. Bull. Soc. Géol. France (2) 20, pp. 684-698. Paris. (1863).
- VILLENNA, J.; PENDON, J.G.; PARDO, G. y MELENDEZ, A.— *Rasgos sedimentológicos del Carbonífero inferior de Montalbán (provincia de Teruel)*. Acta Geol. Hisp., t. 14, pp. 208-212. Barcelona. (1979).

**IV LAS CUENCAS CARBONIFERAS DEL SECTOR CENTRAL DE LA  
CORDILLERA IBERICA (HENAREJOS Y MONTALBAN)**

*B. Meléndez; J. Talens; F. Fonollá y C. Alvarez Ramis*

Departamento de Paleontología. Universidad Complutense



## IV LAS CUENCAS CARBONIFERAS DE HENAREJOS (CUENCA) Y MONTALBAN (TERUEL)

### IV.1 LA CUENCA CARBONIFERA DE HENAREJOS (CUENCA)

#### IV.1.1 SITUACION GEOGRAFICA

La pequeña Cuenca Carbonífera de Henarejos está situada en la parte sur de la provincia de Cuenca, a unos 12 Km al Norte de la localidad de Mira y a 5,5 Km del pueblo de Narboneta, desde donde tiene acceso por una pista que servía para transportar en camiones el carbón, cuando se explotaba la mina allí existente, que actualmente está abandonada.

El pueblo de Henarejos, de donde toma nombre la mina de carbón, queda más al Norte, a unos 8 Km, pero no hay acceso directo desde esta localidad a la mina.

El afloramiento carbonífero, ocupa una extensión de algo menos de un Km<sup>2</sup> y tiene forma alargada de Norte a Sur, con una anchura media de 400 m, sobre la ladera oriental de un barranco, por donde corre el Arroyo de las Minas, subafluente del río Henares que, a su vez, es tributario del río Cabriel, habiendo quedado al descubierto, precisamente, como consecuencia de la erosión y encajamiento de dicho arroyo, en los conglomerados y areniscas permo-triásicas, que se extienden en superficie por toda la región.

El Carbonífero aflora discordante sobre un basamento de pizarras y cuarcitas silúricas, que afloran ampliamente erosionadas en el fondo del barranco, quedando recubierto por conglomerados y areniscas discordantes sobre el Carbonífero, de edad permo-triásica, en facies "Bunter".

#### IV.1.2 ANTECEDENTES HISTORICOS

Las primeras referencias a la cuenca carbonífera de Henarejos, se deben a CORTAZAR, que en su Memoria Geológica de la pro-

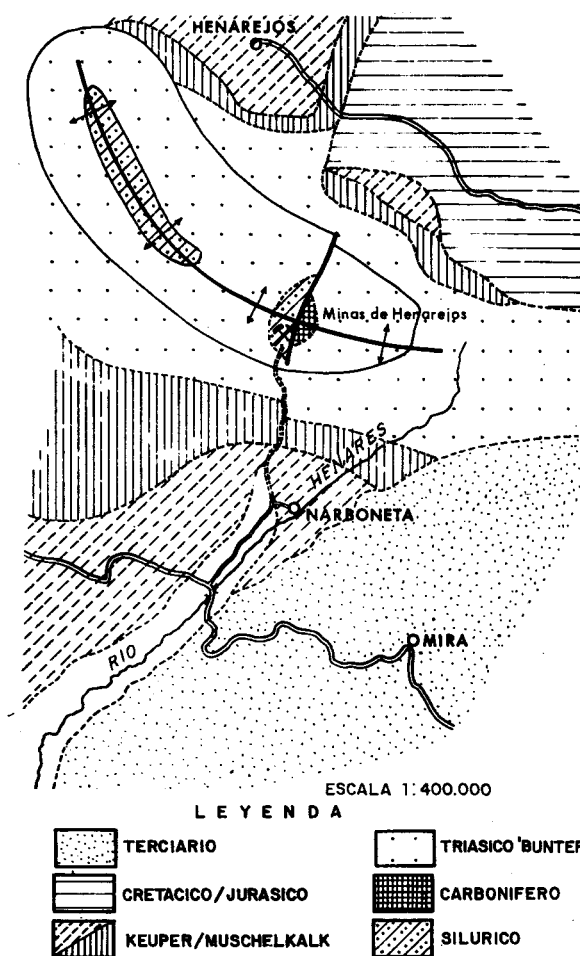


Fig. IV.1

vincia de Cuenca, publicada en el año 1875, menciona la referida cuenca, donde aflora una capa de carbón, y menciona restos fósiles de *Calamites* y de *Pecopteris*. Un estudio más detallado de esta cuenca, por el mismo CORTAZAR, se publicó en 1883 en el Boletín del Mapa Geológico, donde presenta un corte geológico de los afloramientos y da una lista con 5 especies de plantas fósiles: *Pecopteris milto-*

ni, *Neuropteris acutifolia*, *Calamites cannaeformis*, *Calamites suckowi* y *Calamocladus longifolius*, llegando a la conclusión de que se trata de Carbonífero medio, es decir, Westfaliense.

A finales del siglo pasado, en 1898, MALLADA en su Explicación del Mapa Geológico de España, recoge los mismos datos aportados por CORTAZAR, sin añadir nada nuevo sobre la Cuenca de Henarejos, y aunque la capa de carbón de metro y medio de espesor, había sido explotada intensamente desde entonces, no se realizaron estudios geológicos que diesen ocasión a nuevas publicaciones hasta el año 1941, en que RUIZ FALCO y MADARIAGA publicaron nuevos datos geológicos sobre el Carbonífero de Henarejos, incluyendo una lista de fósiles vegetales, en la que a las cinco especies citadas por CORTAZAR añaden *Alethopteris aquilina* y especies indeterminadas de *Pecopteris*, *Sigillaria* y *Lepidodendron*. Los autores sacan la conclusión de que la edad de la referida Cuenca debe ser Stephaniense, pero, ciertamente, las especies citadas no justifican tal conclusión, pues no aportan ningún dato significativo a la lista dada por CORTAZAR. Respecto a la estructura geológica, suponen que se trata del flanco oriental de un anticlinal, cuya charnela habría sido desmantelada por la erosión.

Los datos más precisos sobre la edad geológica de la Cuenca de Henarejos fueron publicados por el Prof. W.J. JONGMANS en 1951, resultado del estudio llevado a cabo sobre ejemplares procedentes de un sondeo perforado en esta cuenca por la Empresa Nacional Adaro. El sondeo atravesó tres niveles con flora fósil, que contenían las siguientes especies:

*Neuropteris* cf. *planchardi*  
*Pecopteris arborescens*  
*Pecopteris* cf. *unita*  
*Pecopteris* cf. *polymorpha*  
*Pecopteridium devillei*  
*Odontopteris genuina*  
*Annularia stellata*  
*Equisetites zaeiformis*  
*Sphenophyllum oblongifolium*  
*Cordaites lingulatus*

Otros ejemplares procedentes del techo de la capa de carbón, añadieron a esta lista la especie *Alethopteris costei*.

En opinión del Prof. JONGMANS, se trata indudablemente de una flora típicamente stephaniense, que probablemente correspondería al Stephaniense B.

Esto, unido a los datos obtenidos por nuestra cuenta, nos hace pensar, que la clasificación de los ejemplares inicialmente estudiados por CORTAZAR el siglo pasado, no fue correcta.

Ultimamente, con motivo del estudio de la Hoja núm. 665 correspondiente a Mira, dentro del Plan MAGNA del Mapa Geológico a escala 1:50.000, editado por el IGME, los Drs. F. FONOLLA y J. TALENS han hecho un estudio más detallado de la Cuenca de Henarejos, indicando que el Carbonífero está discordante sobre el Silúrico y que se trata de una cuenca límnic, en la que aparecen varios ciclotemas sedimentarios sucesivos, cuya edad geológica corresponde al Stephaniense B alto.

#### IV.1.3 ESTRATIGRAFIA LOCAL

La serie carbonífera forma un amplio anticlinal, orientado aproximadamente en dirección Este-Oeste, ligeramente inflexionado hacia el WNW, con buzamientos suaves en sus flancos, del orden de 30° y 35° al S y al NNE. Este anticlinal aparece cortado, al Norte, por una falla transversal, de dirección paralela a su eje, y por otra falla perpendicular a la anterior, en dirección aproximada Norte-Sur.

Toda la formación queda recubierta por conglomerados y areniscas gruesas, discordantes sobre el Carbonífero, de estratificación casi horizontal, cuya edad geológica corresponde al Permo-Trías en facies Bunter. En la parte inferior de esta formación, existen niveles intercalados de lutitas, en los que se han realizado análisis palinológicos dando como resultado una asociación de esporas correspondiente al Pérmico.

La serie estratigráfica del Carbonífero se inicia con un potente conglomerado poligénico formado por cantos rodados de tamaño muy variable, hasta de 20 cm de diámetro, que forma la base de la formación. Esta tiene un marcado carácter continental, y en ella se pueden distinguir varios tramos sucesivos, cada uno con un conglomerado en su base, que constituyen ciclos de sedimentación o ciclote-

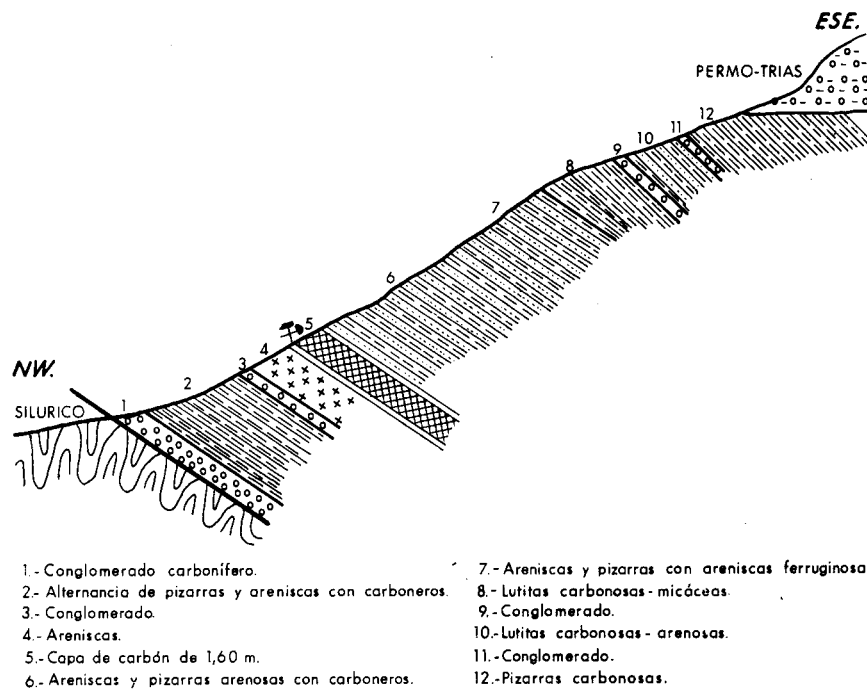


Fig. IV.2

mas, en cada uno de los cuales se ha formado una capa de carbón, aunque sólo está bien desarrollada una, que ha sido objeto de explotación; las demás son simples "carboneros" o lutitas carbonosas, aunque en muchos casos están asociados con niveles que contienen plantas fósiles, como de hecho ocurre en las localidades HE-4, HE-19 y HE-39, de donde procede la flora fósil estudiada.

El último ciclo de sedimentación, que corresponde a la parte más moderna de la serie estratigráfica, está desigualmente desarrollado en distintas localidades, pudiendo quedar reducido a unos pocos metros de sedimentos, que inmediatamente quedan cubiertos por el conglomerado de la base del Permo-Trías, lo cual parece indicar la presencia de una fase erosiva, a finales del Carbonífero, que podría explicar el hecho de que falten los niveles más altos del Stephaniense.

Para el estudio estratigráfico detallado, se han realizado dos cortes, uno localizado precisamente sobre la bocamina que sirvió para la extracción del carbón, y otro en una localidad próxima, al Norte de la anterior, en la que se han integrado datos de otras localidades próximas, todo lo cual ha permitido es-

tablecer para esta cuenca, una secuencia estratigráfica más completa, ya que no es posible establecerla en un corte único, debido a la existencia de tramos completamente recubiertos por derrubios.

La cuenca carbonífera de Henarejos es de tipo límnico y se formó en una laguna interior, probablemente en una región que en aquella época tenía un relieve acusado, como lo demuestra el carácter detrítico grueso de los conglomerados que forman la base de cada ciclo sedimentario, lo cual supone la existencia de corrientes de alta energía, casi de carácter torrencial, en épocas de erosión muy acentuada, separadas por otras épocas en las que las condiciones de sedimentación en la laguna eran más tranquilas, depositándose arenas finas y hasta lutitas, en ciclos sucesivos.

La vegetación debía ser abundante en los contornos de la laguna, a juzgar por los numerosos tramos carbonosos que aparecen intercalados en todos los ciclos de sedimentación, aunque sólo en un caso la biomasa acumulada, fue suficiente para formar una capa de carbón explotable, cuyo espesor medio viene a ser de 1,60 metros.

Existen tramos ferruginosos y paleosue-

COLUMNA ESTRATIGRAFICA REPRESENTATIVA DEL CARBONIFERO DE HENAREJOS

POTENCIA en m.	LOCALIDADES	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO	DIAGRAMA TEXTURAL RELACION DE CONSTITUYENTES	MICROFLORA (ESPORAS)	PALEONTOLOGIA		CRONO-ESTRATIGRAFIA			
						DESCRIPCION	DESCRIPCION	PISO O EDAD	SERIE	SISTEMA	
215-			Conglomerado. Cuarzita micacea. Carboneros alternando con areniscas conglomerado paleocauca.								
210-			Carboneros alternando con areniscas y cuarzitas.								
205-			Areniscas alternantes con cuarzitas micaceas.								
200-			Carboneros alternando con areniscas.								
195-			Areniscas alternando con cuarzitas.								
185-			Areniscas alternando con cuarzitas.								
180-			Conglomerados (paleocauca) Carboneros.								
175-			Areniscas micaceas alternando con carboneros.								
170-			Areniscas micaceas alternando con carboneros.								
165-			Areniscas micaceas alternando con carboneros.								
160-	HE-26 C		CAPA DE CARBON (Esporas)								
155-			Carboneros alternando con areniscas y cuarzitas.								
150-			Areniscas y cuarzitas.								
145-	HE-19		Carboneros alternando con areniscas y cuarzitas micaceas.								
140-			Areniscas y cuarzitas.								
135-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								
130-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								
125-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								
120-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								
115-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								
110-			Areniscas alternando con lutitas micaceas y areniscas de cuarzitas.								

Fig. IV.3

COLUMNA ESTRATIGRAFICA REPRESENTATIVA DEL CARBONIFERO DE HENAREJOS (Continuación)

POTENCIA en m.	LOCALIDADES	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	DESCRIPCION Y OBSERVACIONES DE CAMPO	DIAGRAMA TEXTURAL RELACION DE CONSTITUYENTES	MICROFLORA (ESPORAS)	PALEONTOLOGIA		CRONO-ESTRATIGRAFIA	
						SIMBOLOS	DESCRIPCION	PISO O EDAD	SERIE
105	HE-39		Alternancia de lutitas y areniscas					E	S
100			Areniscas y cuarcitas						
95			Areniscas y cuarcitas						
90			Areniscas y cuarcitas						
85			Alternancia de areniscas, cuarcitas y carboneros						
80			Areniscas alternando con cuarcitas						
75			Areniscas alternando con cuarcitas						
70			Areniscas alternando con cuarcitas						
65			Areniscas alternando con cuarcitas						
60			Areniscas alternando con cuarcitas						
55	HE-4		Conglomerado (paleocauce)			B	Pecopteris arborescens BRONG.	E	S
50			Alternancia de lutitas arenosas, areniscas y cuarcitas						
45	HE-4		Alternancia de lutitas arenosas, areniscas y cuarcitas y tramos carbonosos			B	Neuropteris heterophylla BRONG. Neuropteris neuropteroides GUTB. Neuropteris scheuchzeri HOFFMANN Reticulopteris cf. germari (GIEBEL) POTONIE	E	S
40			Conglomerados						
35			Conglomerado (paleocauce)						
30			Lentejones de arenisca y cuarcita						
25			Cuarcita silúrica						
20									
15									
10									
5									
0									
								WENLOCKIENSE	SILURICO

Fig. IV.3

los, que corresponden a una sedimentación muy somera o a la desecación completa de la laguna, por lo menos localmente.

#### IV.1.4 ESTUDIO PALEONTOLOGICO

##### IV.1.4.1 ESTUDIO DE LA MACROFLORA

Se ha recogido flora fósil en cuatro localidades distintas, que corresponden a niveles estratigráficos sucesivos: HE-4, HE-19, HE-26 y HE-39 en los que el material recogido ha permitido una clasificación adecuada. Especialmente abundante es la flora procedente de la localidad HE-26, que corresponde al techo de la capa de carbón explotada. Parte del material procedente de esta localidad, fue recogido por el Prof. JONGMANS en 1955, en una época en la que todavía estaba la mina en explotación, lo cual permitió obtener una numerosa colección de ejemplares que, sin embargo, no llegó a ser publicada, por el fallecimiento del Prof. JONGMANS acaecido pocos años después, a pesar de lo cual se han incorporado a los recogidos posteriormente y han sido tenidos en cuenta en el presente estudio.

La flora recogida en la localidad HE-4 es la más baja de la serie estratigráfica. Se caracteriza por la abundancia de Neuropterídeas, que parecen indicar una transición del Westfaliense al Stephaniense, e incluso un Stephaniense A; es pues un nivel muy notable dentro de la serie estratigráfica local.

La flora recogida en la localidad HE-26, que corresponde al techo de la capa de carbón explotada, es la más abundante; parte de los ejemplares proceden de la escombrera, y llama la atención un neto predominio de los *Pecopteris*, correspondiendo, estratigráficamente, al Stephaniense B-C. La presencia de *Callipteridium pseudogigas*, que corresponde a niveles inferiores, dentro del Stephaniense B, se puede considerar como una reliquia, al estar asociado a los *Pecopteris* de edad más moderna.

La localidad HE-19 ha suministrado una flora no muy numerosa, con escasez de helechos, por lo cual no resulta muy indicativa en el contexto cronoestratigráfico de la serie.

Finalmente, la localidad HE-39 ha suministrado una flora muy pobre, en la que sólo se ha podido identificar la especie *Pecopteris*

*arborescens*, que es común a todo el Stephaniense y que, al menos, no contradice la edad asignada a la cuenca, en función de las floras halladas en otras localidades.

##### IV.1.4.2 ANALISIS PALINOLOGICOS

Se ha realizado el estudio palinológico de cuatro muestras, tomadas en las localidades HE-19, HE-26 y HE-39, de donde proceden las asociaciones de flora fósil estudiadas, más otra muestra procedente del mismo carbón de la capa explotada, que a pesar de su carácter antracitoso, contiene aún suficientes volátiles para permitir un análisis de este tipo. El estudio ha sido realizado por el Dr. FONOLLA, y los resultados, muy coherentes entre sí, han dado, principalmente para la capa de carbón, donde la asociación de esporas es más numerosa, una edad que corresponde al Stephaniense medio-alto, lo cual concuerda perfectamente con el resultado del estudio de la flora fósil.

##### IV.1.4.3 APRECIACION DE CONJUNTO

Queda fuera de dudas, que la edad geológica de la Cuenca Carbonífera de Henarejos, corresponde al Stephaniense B-C, porque a ello apunta claramente el conjunto de la flora recogida en todos los yacimientos.

Por otra parte, las asociaciones de esporas nos confirman que la mayor parte de la serie corresponde al Stephaniense B medio en transición al B alto.

##### IV.1.5 TECTONICA

La estructura de la zona comprendida en este estudio, viene condicionada por el comportamiento de la litología frente a los esfuerzos tectónicos ejercidos en las orogenias hercínica (paleozoica) y alpina (mesozoico-terciaria).

El Paleozoico y el Permo-Trías (en facies Bunter), están formados por materiales rígidos, que reaccionan frente a los esfuerzos tectónicos originando "horsts" y fosas tectónicas de formas y tamaños muy diversos e irregulares.

La orogenia hercínica, de gran intensidad, originó en el basamento paleozoico pliegues y fallas de dirección NW-SE y NNW-SSE, patentes en el afloramiento silúrico situado es-

tratigráficamente debajo del Carbonífero, que quedó afectado por las fases póstumas hercínicas.

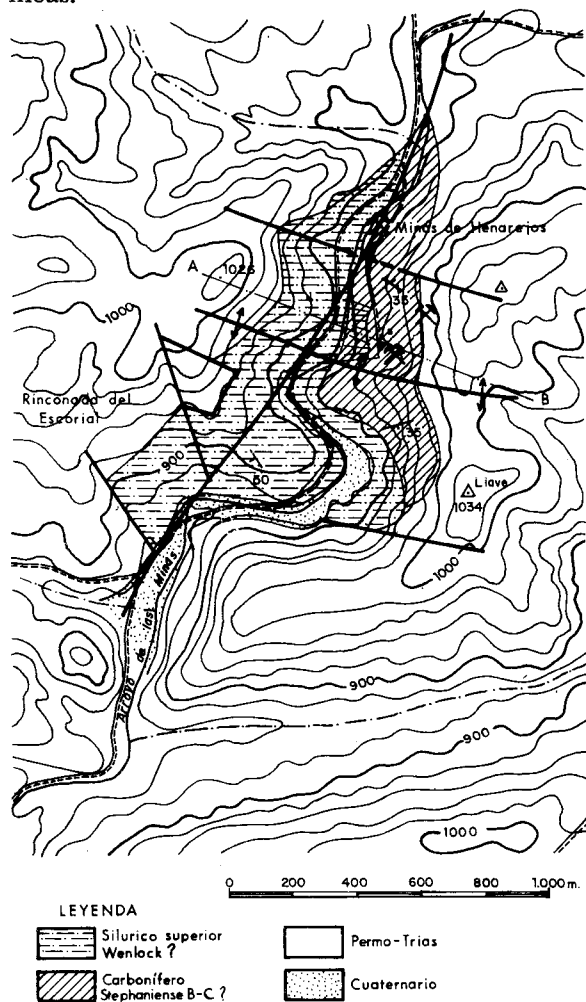


Fig. IV.4

La orogenia alpina se extiende en diversas fases, desde el Jurásico superior hasta el Oligoceno. La fase neocimérica se manifiesta en los sedimentos del Permo-Trías (Bunter), con pliegues de dirección E-W y WNW-ESE. En las fases nealpídicas, se puede observar una fase de compresión, con estructuras orientadas de NW-SE y algunas secundarias NNE-SSW, WNW-ESE y E-W, que son realmente removilizaciones de direcciones antiguas; y después se sucede una fase de distensión con unas direcciones completamente diferentes, de fracturas NE-SW.

El afloramiento carbonífero, se sitúa en la charnela de un anticlinal triásico de unos 10

Km de longitud, del Bunter inferior. Este anticlinal, con areniscas en los flancos y el conglomerado cuarcítico clástico en el centro, está torcido con orientación N-S en su parte septentrional, NW-SE en el centro, y casi E-W en la parte meridional. En la charnela de este anticlinal, por efecto de la erosión, afloran dos manchas paleozoicas: la septentrional con materiales ordovícicos, silúricos y devónicos, que queda fuera del área estudiada, y la meridional con pizarras y cuarcitas silúricas (Wenlock) cubiertas por el Carbonífero (Stephaniense) discordante.

El Carbonífero corresponde a una cuenca límnica, en la que se marcan varios ciclos de sedimentación, que señalan las sacudidas epirogénicas del zócalo continental. Los conglomerados heterométricos y poco rodados con que se inicia cada ciclo, señalan además, elevaciones de cierta rapidez y extensión vertical, que originó etapas de intensa erosión en las montañas circundantes.

El afloramiento silúrico-carbonífero está limitado a occidente por una importante falla de distensión, de dirección NE-SW.

La fase saálica final de la orogenia hercínica, se manifiesta en la zona por la deposición de la enorme masa de conglomerados de la base del Bunter, que limita el afloramiento paleozoico por todas partes.

#### IV.1.6 MINERIA

La capa de carbón de metro y medio de espesor, contenida en la formación carbonífera, ha sido explotada desde finales del pasado siglo, con variable intensidad y algunas interrupciones, habida cuenta de la baja calidad del carbón. En su última etapa, fue explotada por la Sociedad Portolés y Cía., que utilizaba el carbón extraído con destino a la fábrica de cemento de Buñol, próxima a Valencia, pero a partir de 1960, se suspendió la explotación, quedando abandonada la mina.

El estudio petrográfico del carbón, con luz reflejada, ha permitido determinar sus componentes. El resultado medio obtenido de cinco muestras de carbón estudiadas es el siguiente:

vitritina . . . . .	42%
fusinita . . . . .	10,5%

semifusinita . . . . .	20,5%
esclerotinita . . . . .	6,5%
inertita . . . . .	1,0%
micrinita . . . . .	0,1%
carbargilita . . . . .	18,5%
carbopirita . . . . .	0,9%

El análisis inmediato de las mismas cinco muestras de carbón, ha dado la composición media siguiente:

carbono fijo . . . . .	66,37%
materias volátiles . . . . .	11,65%
cenizas . . . . .	21,04%
humedad . . . . .	0,95%
azufre . . . . .	0,23%
calorías . . . . .	64,75 cal.

de donde resulta que el carbón de Henarejos, se puede clasificar según el criterio Grunner, como una *hulla magra antracitosa*, con escaso poder calorífico, debido al elevado contenido en cenizas.

## IV.2 EL CARBONIFERO DE MONTALBAN (TERUEL)\*

### IV.2.1 SITUACION GEOGRAFICA

El afloramiento carbonífero de Montalbán, en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica, está situado en el NE de la provincia de Teruel, al Norte de la localidad del mismo nombre, y forma un afloramiento alargado en dirección NW-SE, de unos 20 Km de longitud por 4 Km de anchura. Está rodeado por terrenos triásicos y por un importante afloramiento del Devónico situado al NW, cuyo contacto se realiza mediante un sistema de fracturas.

El afloramiento carbonífero, de unos 80 Km<sup>2</sup> de extensión, está formado en su mayor parte por sedimentos de facies flysch orientados de N 150° E a N 130° E, coronados por areniscas y grauvacas, en las que aparecen escasos restos flotados de plantas fósiles. En la parte superior de la serie, en el borde NE, hay un paso insensible al Pérmico que aflora en una estrecha franja orientada de NW a SE, en el borde norte de la formación carbonífera, adosada al Triásico en facies Bunter, desde la Hoz de la Vieja hasta Torre de las Arcas.

\* La flora ha sido clasificada por la Dra. Alvarez Ramis.

### IV.2.2 ANTECEDENTES

El afloramiento paleozoico de Montalbán es conocido desde mediados del siglo XIX, habiendo sido asignado, en su conjunto, al Devónico por VERNEUIL y LORIERE (1854) y al Silúrico por VILANOVA y PIERA (1863) y CORTAZAR (1865). Más tarde, DEREIMS (1898), vuelve a insistir en la edad devónica del afloramiento, y esta misma asignación es recogida ya en nuestro tiempo por LOTZE, en su obra monumental sobre las Cadenas Montañosas Ibéricas (1929).

Curiosamente, hasta época muy reciente, en 1966, no se ha reconocido la verdadera edad geológica de la mayor parte de los afloramientos paleozoicos de Montalbán, publicándose entonces, simultánea pero independientemente, los trabajos de ORIOL RIBA, VILLENNA y DESVALLIERES por un lado y de SACHER por otro. Los primeros encuentran restos de *Calamites* y establecen una primera sucesión estratigráfica con intercalaciones de rocas ígneas. Por su parte, SACHER hace notar el carácter "flysch" de la serie estratigráfica, y cita numerosos restos de plantas fósiles referidos a *Lepidodendron*, *Stigmaria*, *Calamites*, *Sphenophyllum* y *Trigonocarpus* que, según este autor, situarían la serie en el Carbonífero inferior (Viseense-Namuriense).

Algo más tarde, en 1968, el mismo SACHER en colaboración con BERGER y KAUFMANN, realizan un estudio más detallado, estableciendo una sucesión de términos estratigráficos que ya se ajustan mejor a la realidad y que son resumidos por RIBA, VILLENNA y MALDONADO (1971), al estudiar la hoja de Daroca del Mapa Geológico a escala 1:200.000, distinguiendo un Carbonífero inferior de flysch calcáreo (posible Viseense) y otro superior de flysch areniscoso, terminado por areniscas (Namuro-Westfaliense).

Las citas posteriores, MARIN (1974), ALMELA et al., (1977), MARTIN et al., (1977), no hacen más que repetir los datos aportados por SACHER et al., refiriendo los afloramientos carboníferos al Westfaliense, por haber encontrado restos de *Calamites cistii* BRONG. y *Calamites suckowi* BRONG.

Finalmente, de nuevo VILLENNA y sus colaboradores (1979), describen con detalle



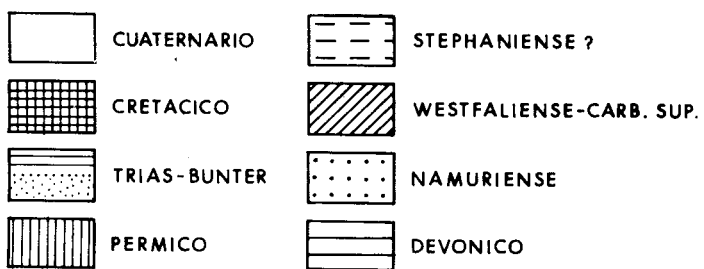
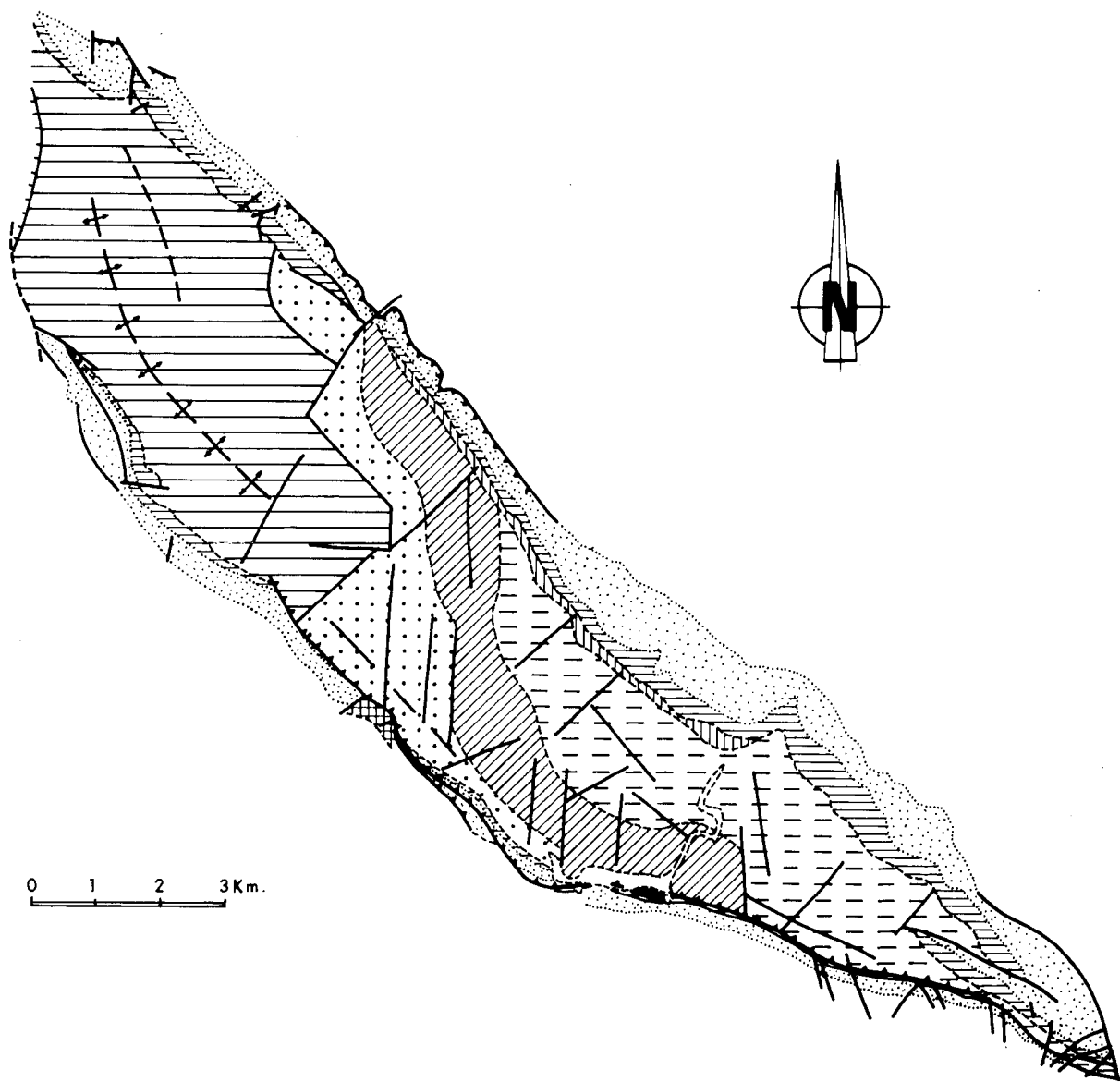


Fig. IV.5.— Afloramiento carbonífero de Montalbán.

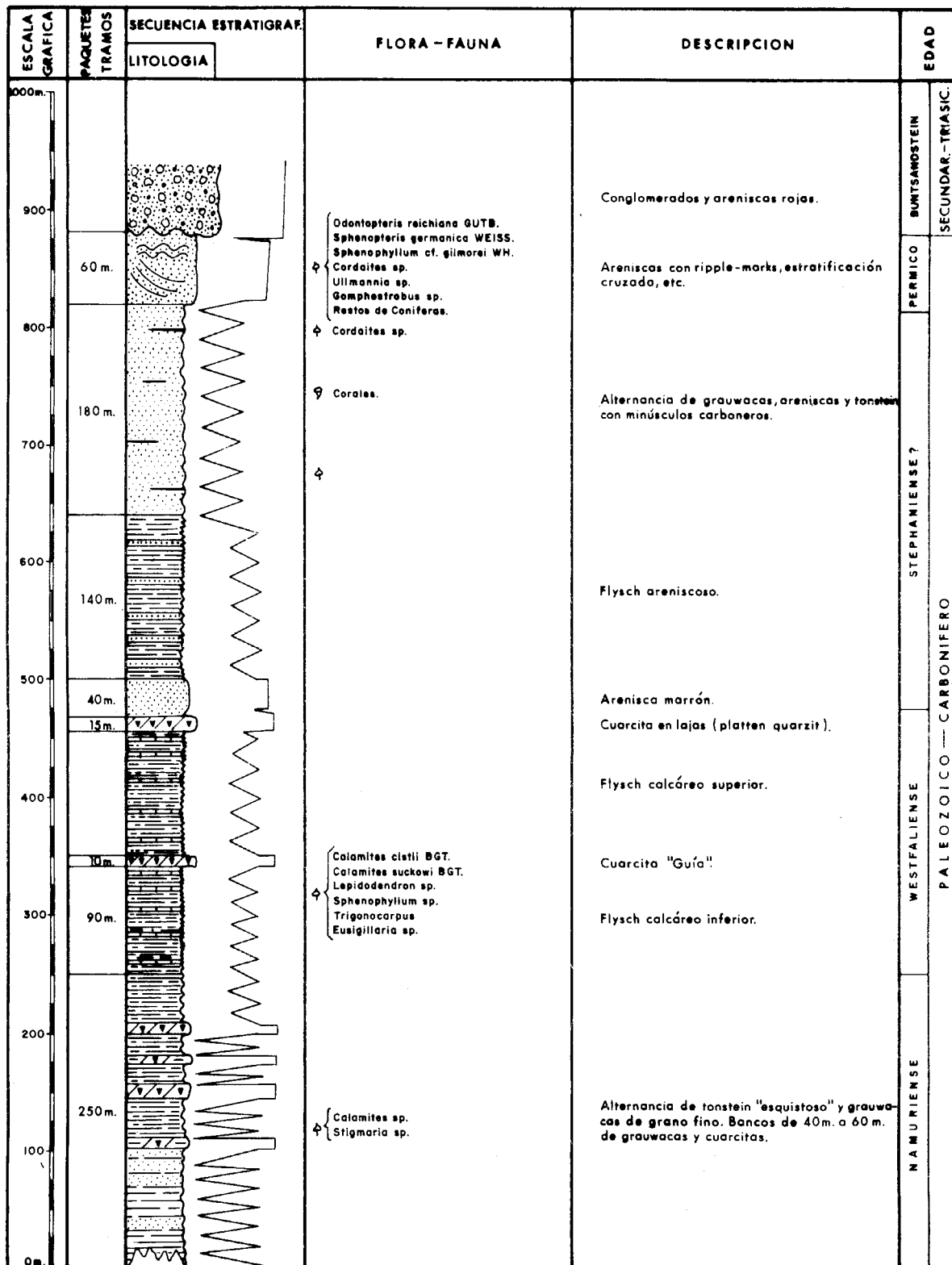


Fig. IV.6.— Columna estratigráfica de Montalbán.

una sección del Carbonífero inferior de Montalbán, poniendo de manifiesto la presencia de hemipelagitas y turbiditas, dispuestas en una sucesión de secuencias estrato y granocreciente, lo cual interpretan como un proceso general de progradación en la zona distal de un abanico submarino profundo.

#### IV.2.3 ESTRATIGRAFIA LOCAL

La estratigrafía local, cuyo detalle aparece en la columna estratigráfica correspondiente, empieza con una serie inferior de 180 m de potencia de flysch calcáreo, que contiene restos vegetales flotados asignados por el Dr. W. REMY (en SACHER, 1966) al Namuriense A. Siguen a continuación, 15 m de cuarcitas masivas en potentes bancos, que separan la serie flysch anterior de la que ocupa una posición intermedia, más areniscosa, que se desarrolla en unos 100 m de potencia; el Dr. REMY clasifica los escasos restos vegetales encontrados por SACHER en este tramo, como pertenecientes al Westfaliense.

Sobre la serie anterior, se sitúan 55 m de areniscas con estructuras sedimentarias, a las que suceden 150 m de flysch arenoso. La serie estratigráfica termina con 180 m de areniscas, grauvacas y esquistos, con sedimentación gradada, que deben representar al Carbonífero superior (Stephaniense), coronadas por otros 50 m de areniscas con ripples y estratificación cruzada, que han proporcionado restos vegetales que se pueden asignar al Pérmico.

El flysch estudiado por VILLENA et al., está formado por sedimentos eugeosinclinales, que comprende hemipelagitas y turbiditas proximales a distales, en sucesión grano y estratocreciente, como consecuencia de procesos de progradación en la zona distal de un abanico submarino profundo. Alternando con las turbiditas, hay deslizamientos y deformaciones sinsedimentarias y sindiagenéticas de capas e incluso movimientos en bloque de grandes conjuntos de estratos.

#### IV.2.4 SINTESIS ESTRATIGRAFICA

La serie estratigráfica del Carbonífero de Montalbán, tal como aparece en los tres tramos de flysch, está bastante completa, pu-

Finalmente, de nuevo VILLENA y sus colaboradores (1979), describen con detalle

diendo asignarse, de acuerdo con los datos que actualmente tenemos, aproximadamente al Namuriense, al Westfaliense y al Stephaniense, aunque en este último carecemos todavía de los datos paleontológicos que confirmen este extremo; pero su continuidad con los tramos anteriores y con el tramo inmediatamente superior de areniscas, en las que hemos encontrado restos vegetales determinados como pérmicos, sugiere esta asignación.

#### IV.2.5 TECTONICA

En conjunto, el afloramiento carbonífero de Montalbán, forma un amplio anticlinal, pero la tectónica detallada es difícil de interpretar, debido a la superposición de las orogéneas hercínica y alpina, y al recubrimiento mesozoico.

Las direcciones de los ejes de plegamiento NNE-SSW y NW-SE, hercínicas en su aspecto general, muestran una clara discordancia con las direcciones alpinas de algunas de sus fracturas.

El anticlinal carbonífero, tiene un núcleo devónico; en conjunto presenta dirección hercínica, con un flanco septentrional más tendido y un flanco meridional más vertical e incluso inverso localmente. La estructura está fracturada en la parte NW.

El contacto del Carbonífero con el Devónico es complejo, resultando del juego de fallas y bloques en una tectónica de estilo germánico, sobre una litología poco competente. Las direcciones de estas fallas son típicamente hercínicas, con orientaciones NW-SE.

#### IV.2.6 MAGMATISMO

La serie paleozoica está atravesada por manifestaciones magmáticas de carácter ácido en su mayor parte, con dioritas cuarcíferas, y en parte básicas con diabasas, que forman diques y filones-capa. Su edad debe ser finistephaniense, como indican RIBA (1959) y DESPARMET et al., (1972), que es el caso general en la rama castellana de la Cordillera Ibérica. La acidez de las rocas decrece con la edad de las emisiones sucesivas.

Las rocas ígneas forman diques discordantes de contorno irregular, que atraviesan los materiales del Carbonífero, y tienen color verde oscuro, clasificándose como cuarzo-dio-

ritas y diabasas. Las Manifestaciones más antiguas, ácidas, intruyen los materiales ordovícicos y devónicos que afloran al NW del Carbonífero, y corresponden a riolitas.

#### IV.2.7 DEPOSITOS MINERALES

No hay depósitos ni explotaciones mine-

rales de interés industrial, relacionados con el Carbonífero.

Existe una mineralización de hierro, con oligisto y siderita, explotada de forma primitiva, en las proximidades del Cerro de la Muela, pero se trata de mineralizaciones asociadas a rocas de edad devónica.

#### IV.3 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GOMEZ, E. y MANSILLA, M.— *Memoria explicativa del Mapa geológico Nacional, E. 1:50.000, Hoja núm. 493 (Oliete)*. IGME. (1977).
- BERGER, E.; KAUFMANN, E.U. y SACHER, L.— *Sedimentologische Untersuchungen im Jungpaläozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Geol. Rundschau, 57. (1968).
- CORTAZAR, D.— *Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca*. Mem. Mapa Geol. España. (1875).
- CORTAZAR, D.— *La Cuenca Carbonífera de Henarejos*. Bol. Mapa Geol. de España, t. X. (1883).
- CORTAZAR, D.— *Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel*. Com. Mapa Geol. de España, 12. (1885).
- CRESPO, A.; NAVARRO, D. y CANEROT, J.— *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000, Hoja núm. 518 (Montalbán)*. IGME. (1979).
- DEREIMS, A.— *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón*.
- FONOLLA, R.; TALENS, J.; COY, A.; MELENDEZ, F.; ROBLES, F.— *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000, Hoja 665 (Mira) del MAGNA*. IGME. (1972).
- LOTZE, F.— *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. z. Göttingen, N.F., 14, 2. (Trad. en español en Publ. Extr. Geol. España, 8, C.S.I.C.). (1929).
- MALLADA, L.— *Explicación del Mapa Geológico de España, t. III (Sistemas Devoniano y Carbonífero)*. Mem. IGME. (1898).
- MARIN, Ph.— *Stratigraphie et évolution paléogéographique posthercynienne de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragón et du Haut Maestrazgo*. These Doct. Univ. Claude Bernard. (1974).
- MARTIN, M.; CANEROT, J. y LINARES, A.— *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000, Hoja núm. 492 (Segura de Los Baños)*. IGME. (1977).
- RIBA, O.; VILLENNA, J. y DESVALLIERES, T.— *Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte oriental del Macizo de Montalbán*. Acta Geol. Hispanica, 1, 2. (1966).
- RIBA, O.; VILLENNA, J. y MALDONADO, A.— *Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, E. 1:200.000, Hoja núm. 40 (Daro)*. IGME. (1971).
- RICHTER, G. y TEICHMULLER, R.— *Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten*. Abh. d. Ges. Wiss. z. Göttingen. Math. Phys. Kl., 3F., 7. (1933).
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R.— *Aportación al estudio de los terrenos Carboníferos y Permiano en España*. Bol. IGME, t. LV, pp. 147-247. (1941).
- SACHER, L.— *Über Karbonische Sedimente bei Montalban in der Oestlichen Iberischen Ketten (Spanien)*. Neues Jahrb. Geol. u. Pal., 7. (1966).
- VERNEUIL, E. de y LORIERE.— *Observations géologiques et tableau des altitudes observées en Espagne l'année 1853*. Rev. Min., 5. (1854).
- VILLANOVA Y PIERA, J.— *Ensayo de descripción geognóstica de la provincia de Teruel, en sus relaciones con la agricultura de la misma*. Junta de Estadística, Madrid. (1863).
- VILLENNA, J.; PENDON, J.G.; PARDO, G. y MELENDEZ, A.— *Rasgos sedimentológicos del Carbonífero Inferior de Montalbán (provincia de Teruel)*. Acta Geol. Hispánica, 14. (Publicado en 1982). (1979).

**V CARBONIFERO MARINO DE LA ZONA "SUDPORTUGUESA"**

*Pedro Florido Laraña*

División de Investigación de Recursos Minerales  
Instituto Geológico y Minero de España.

## V EL CARBONIFERO MARINO DE LA ZONA "SUDPORTUGUESA"

### V.1 INTRODUCCION

La presente memoria descriptiva del Carbonífero de la Zona Sudportuguesa ha sido elaborada en base a la "Síntesis Geológica de la Faja Pirítica del Suroeste de España", realizado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1982).

La Zona Sudportuguesa presenta un interés específico desde el punto de vista económico, pues engloba una de las provincias metalogénicas más importantes de Europa e incluso del mundo: La Faja Pirítica. Todos los yacimientos de pirita-sulfuros complejos y manganeso de dicha área encajan dentro del denominado "Complejo Volcano Sedimentario" (C.V.S.) del Carbonífero inferior (Tournaisiense-Viseiense inferior-medio). Esto ha condicionado que prácticamente todos los trabajos realizados en la zona hayan estado centrados en el estudio de dicha formación, de la cual existe una gran profusión de datos, mientras que la secuencia turbidítica del Grupo Culm (Viseiense superior) ha sido abordada siempre como un conjunto homogéneo cuyo único interés radicaba en que limita el techo de la secuencia Volcano Sedimentaria. Por todo ello el estado de conocimiento del C.V.S. está a un nivel incomparablemente más alto que el del Grupo Culm.

Queremos expresar nuestro agradecimiento a D. Jesús Ramírez Copeiro del Villar, Ingeniero de minas de la Empresa Nacional Adaro y a D. Américo Santos Bonaño, geólogo de la Empresa Nacional Minas de Almagre, su valiosa colaboración en el asesoramiento de este trabajo, así como en el levantamiento de las columnas estratigráficas.

#### V.1.1 SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La Zona Sudportuguesa corresponde al

dominio más meridional del Macizo Hespérico, según el modelo clásico de LOTZE (1945), y está representada por una franja de materiales devónico-carboníferos, de aproximadamente 230 Km de longitud y 40-60 Km de anchura, que se extiende desde la parte occidental de la provincia de Sevilla hasta el océano Atlántico en Portugal con una dirección aproximada de E-O en España flexionándose al Norte en Portugal.

Su límite Norte lo consideramos situado en el cabalgamiento que separa el Grupo do Pulo do Lobo (CARVALHO et al., 1976) de los materiales devónico-carboníferos de la Zona Sudportuguesa (FLORIDO y QUESADA 1983, en prensa); al Este y Sur está limitada por los materiales terciarios de la cuenca del Guadalquivir.

El Carbonífero de la Zona Sudportuguesa está constituido por tres grandes unidades: una inferior (Complejo Volcánico Sedimentario —C.V.S.—) caracterizado por un volcanismo submarino desarrollado en los primeros estadios del Carbonífero inferior; otra superior constituida por una serie turbidítica (Grupo Culm) típica de abanicos submarinos profundos. Ambas se han depositado en una gran cuenca geosinclinal con una subsidencia progresiva hacia el sur condicionada por el levantamiento previo del umbral norte constituido por el geoanticlinal de Beja-Aracena. Por último, una tercera unidad, englobada bajo el término genérico de Devónico-Carbonífero inferior, que constituye el tránsito de las pizarras y cuarcitas del Devónico a las facies Culm del Viseiense superior, y considerada como el equivalente sedimentario del C.V.S.

Aunque existen afloramientos de lentejones calcáreos con fauna de conodontos del Fameniano (BOOGAARD, 1981) en la base de la unidad Devónico-Carbonífero, el Devónico

como unidad con entidad propia, sólo aflora en el núcleo del anticlinal de Puebla de Guzmán. Por lo tanto los afloramientos carboníferos ocupan la casi totalidad de la Zona Sudportuguesa (Fig. V.1).

### V.1.2 ANTECEDENTES

La evolución e historia del conocimiento geológico de la Zona Sudportuguesa está íntimamente asociado al desarrollo de las teorías genéticas sobre el origen de los yacimientos minerales de la Faja Pirítica. A partir de los años sesenta, cuando las teorías singenéticas-exhalativo sedimentarias tienen una aceptación general, se comprende la necesidad de un conocimiento profundo de la estratigrafía y tectónica de las series volcanosedimentarias portadoras de las mineralizaciones de pirita, sulfuros complejos y manganeso, ya que ello es primordial, como en todo tipo de yacimiento singenético y estratiforme, para enfocar la investigación y prospección de nuevos recursos minerales con un mínimo de garantía de éxito.

En 1886-87, GONZALO y TARIN Ofrece por primera vez una visión de conjunto de la geología de la provincia de Huelva. Quedan delimitadas las áreas carboníferas y el contorno de las lavas ácidas y básicas.

Anteriormente varios autores, EZQUERRA DEL BAYO (1832), ANGIOLA y COSIO (1857), LAN (1857) asimilan los yacimientos de Huelva a aquellos de Rammetsberg. AUSSMAN (1859), SEVOZ (1865), GREEN (1868), definen el origen epigenético hidrotermal de las piritas de Huelva y el carácter intrusivo de las rocas acompañantes.

ROMER, 1872, considera por primera vez el carácter singenético de las masas de pirita así como el carácter efusivo de las rocas a las que van asociadas.

En el Congreso Internacional de Geología de Madrid de 1926, las teorías epigenéticas gozan de un gran número de adeptos en contra de las singenéticas defendidas por KLOCKMAN, STELZNER y BERGEAT.

Después del citado Congreso vuelve a resucitar el interés por los yacimientos de la provincia de Huelva, prevaleciendo las hipótesis epigenéticas sobre su origen: SCHNEIDER-

HOHN (1941), ROSO DE LUNA (1941), MEGUER PARDON, PRIETO DE LUNA y PEREZ DE REGODON (1945), RAGUIN y BATEMAN (1949-1950), WEINMANN (1954), DA SILVA (1956), COSTA MOURA (1956).

Hasta 1958 en que OFTEDHAL describe los yacimientos de Huelva como exhalativo-sedimentarios en relación con rocas volcánicas ácidas, las hipótesis singenéticas apenas se tienen en consideración. Sin embargo a partir de esta fecha dichas hipótesis comienzan a afianzarse y ya en la década de los sesenta el origen exhalativo-sedimentario de dichas mineralizaciones es aceptado por todos los autores.

En 1961, Mc GILLAVRY publica los resultados de sus trabajos sobre el Devónico y Carbonífero del sur de Portugal. En el mismo año STRAUSS en su tesis de licenciatura y posteriormente en su tesis doctoral (1965), aporta una gran cantidad de datos petrográficos, y contempla la posibilidad de que el complejo volcánico-sedimentario pueda corresponder al techo del Devónico, al menos en la zona de la mina de Loussal (Portugal). Posteriormente este último autor se incorpora al equipo de la Compañía Española de Minas de Tharsis y publica en la década de los setenta (STRAUS et al., 1974, 1977) varios trabajos sobre la geología de las minas de Tharsis y de La Zarza y realiza estudios comparativos con otros yacimientos de la zona. Establecen un modelo volcánico-estratigráfico, basado en la existencia de tres grandes ciclos volcánicos, válido para el anticlinal de Puebla de Guzmán y que posteriormente ha sido extrapolado, en líneas generales, al resto de la Zona Sudportuguesa.

En 1963 se publica la obra de PINEDO VARA sobre las "Piritas de Huelva", que representa un documento de inestimable valor en cuanto a la recopilación de datos mineros.

FEBREL (1965) define en su trabajo sobre la hoja de Calañas los elementos estructurales esenciales observables sobre los materiales devónico-carboníferos.

Dos tesis doctorales, RAMBAUD (1969) y GARCIA PALOMERO (1980), se publican sobre el área de las minas de Riotinto, haciendo un estudio detallado de sus mineralizaciones y de la secuencia volcánico-sedimentaria en las que encajan, manifestando el carácter bási-

# SINTESIS GEOLOGICA DE LA ZONA SUDPORTUGUESA

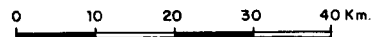
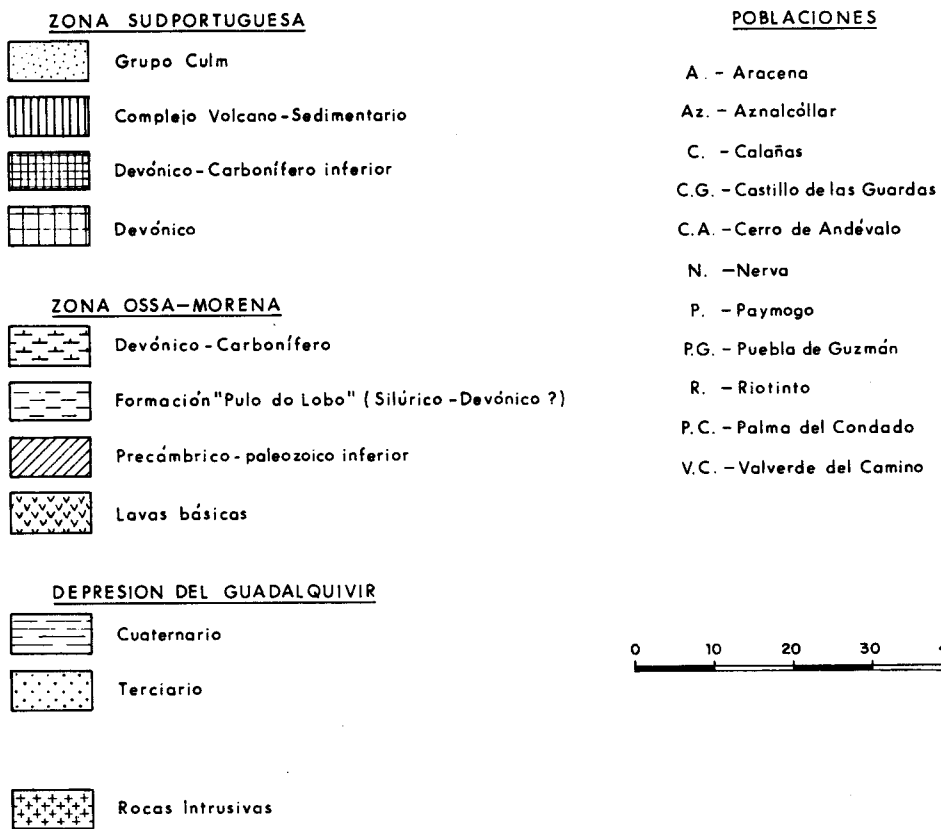
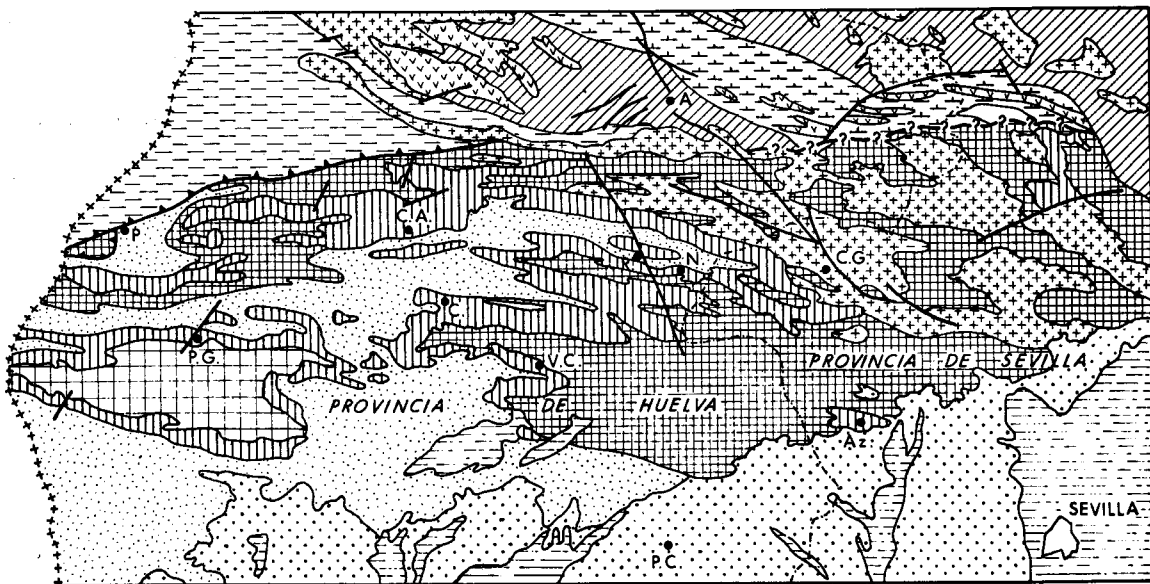


Fig. V.1



co del volcanismo inicial en dicha área, en contraposición de lo que suele ocurrir en el resto de la Zona Sudportuguesa, donde el primer ciclo volcánico es de carácter ácido.

SCHERMERHORN (1971) marca los rasgos estratigráficos principales de la Faja Pirítica basándose en su experiencia en terreno portugués; asimismo sitúa la primera fase tectónica de la orogenia hercínica en el Westfaliense medio.

SALPETEUR (1976) en su tesis para la obtención del grado de Dr. ingeniero, analiza los aspectos estructurales y petrológicos de las formaciones devónico-carboníferas de la zona de Paymogo.

OLIVEIRA, HORN, PADROTH (1979) publican el primer estudio concreto sobre las series turbidíticas del Grupo Culm datando el Westfaliense inferior en los niveles de techo de la Formación Brejeira.

ROUTHIER, AYE, BOYER, LECOLLE, MOLIERE, PICOT (1980) presentan en el Congreso Internacional de Geología de París de dicho año, una densa obra en la que aportan una cuantiosa documentación cartográfica a escala 1:25.000 del área española de la Zona Sudportuguesa, así como una extensa información sobre los aspectos geológicos relacionados con las mineralizaciones de sulfuros de la Faja Pirítica; aunque empleando una nomenclatura diferente, establecen un modelo estratigráfico similar a aquel propuesto por el equipo de Tharsis.

SOLER (1980) en su tesis doctoral, realizada fundamentalmente sobre la Hoja de Nerva, estudia la génesis de los yacimientos de sulfuros así como su relación con la volcano-estratigráfica.

Por último, entre los años 1974 y 1980, el Instituto Geológico y Minero de España realiza la cartografía geológica a escala 1:50.000 de todas las Hojas que componen la Zona "Sudportuguesa", trabajo que culmina con la "Síntesis Geológico y Minera a Escala 1:100.000 de la Faja Pirítica" en la que se ofrece una visión global del estado actual de conocimiento en dicha zona, y, según se comenta en la introducción, constituye la base de la presente memoria.

## V.2 ESTRATIGRAFIA

En el Carbonífero de la Zona "Sudportuguesa" se distinguen tres grandes unidades:

— Una unidad inferior representada por un Complejo Volcano Sedimentario (C.V.S.) de edad Tournaisiense-Viseiense inferior y medio, cuyo muro lo constituyen las pizarras y cuarcitas del Devónico superior (Fameniense).

— Una unidad media, englobada bajo el término genérico Devónico-Carbonífero inferior, que corresponde al equivalente sedimentario del C.V.S. para aquellas zonas donde la influencia volcánica es escasa o nula.

— Por último, una unidad superior constituida por una serie turbidítica típica de las facies flysch de borde de talud o de abanicos submarinos profundos, de edad Viseiense superior.

En la Fig. V.2, queda reflejada la secuencia estratigráfica tipo elaborada para la Zona Sudportuguesa, poniéndose de relieve los frecuentes cambios de facies. Las Figs. V.3 a V.9, representan las columnas locales de diversos puntos de dicha zona; en las mismas se han asimilado a cada ciclo volcánico  $V_1$ ,  $V_2$ ,  $V_3$  tanto los términos volcánicos correspondientes como aquellos niveles sedimentarios a ellos asociados, para una mejor visión de la evolución del volcanismo de unas áreas a otras.

En la Fig. V-10, se correlacionan las columnas anteriores en base a tres niveles preferentes:

1. El muro de la formación turbidítica del Grupo Culm (Viseiense superior).
2. El muro del Complejo Volcano-Sedimentario (C.V.S.).
3. El nivel de pizarras moradas situado a techo del segundo volcanismo.

El primer nivel corresponde a la base de una unidad cronoestratigráfica, el Viseiense superior, y representa una línea isocrona.

La base del C.V.S. se sitúa normalmente a techo del Fameniense, pero localmente existen evidencias del comienzo de una actividad volcánica en los niveles superiores del Devónico y por tanto no se puede considerar, en un sentido estricto, el muro del C.V.S. como una línea isocrona.

En cuanto al tercer nivel de correlación,

EDAD		GRUPO	COLUMNA	LITOLOGIA
CARBONIFERO	INFERIOR	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)		14 Pizarras y grauwacas con Posidonomyas, Goniatites y Archaeocalamites.
				13 Lavas, aglomerados, brechas, tobas y tufitas ácidas e intermedias (a veces básicas) (V <sub>3</sub> )
DINANTIENSE	TOURNAISIENSE VISEIENSE	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)		12 Pizarras y tufitas violetas "Pizarras moradas"
				11 Jaspes
INFERIOR	TOURNAISIENSE VISEIENSE	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)		10 Tobas finas, tufitas y pizarras. Lavas, aglomerados, brechas y tobas de composición ácida y localmente intermedias, con jaspes y lentejones calcáreos (V <sub>2</sub> )
				9 Lavas, tobas, brechas y aglomerados de composición básica. Localmente tobas verde-violetas o abigarradas (Vb)
SUPERIOR	TOURNAISIENSE VISEIENSE	COMPLEJO VOLCANICO SEDIMENTARIO (C.V.S.)		8 Pizarras, cuarcitas y areniscas con nódulos y finos niveles de óxidos de hierro y manganeso.
				7 Brechas, aglomerados, tobas y tufitas de composición ácida, ácida-intermedia y localmente básicas (V <sub>1</sub> )
DEVONICO	FAMENIENSE	DEVONICO		6 Lentejones de lavas y tobas básicas
				5 Lavas, tobas y tufitas ácidas e intermedias
DEVONICO	FAMENIENSE	DEVONICO		4 Pizarras, tobas y tufitas con lentejones de jaspes
				3 Pizarras, cuarcitas, cuarzovacas y grauwacas con interestratificaciones locales de volcanitas, pizarras moradas y jaspes. Nódulos esporádicos de hierro y manganeso
DEVONICO	FAMENIENSE	DEVONICO		2 Pizarras con nódulos y lentejones calcáreos
				1 Pizarras y cuarcitas

Fig. V.2

**COLUMNA DE  
Sta. CATALINA**

X : 263.700  
Y : 334.400

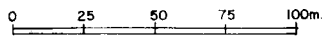
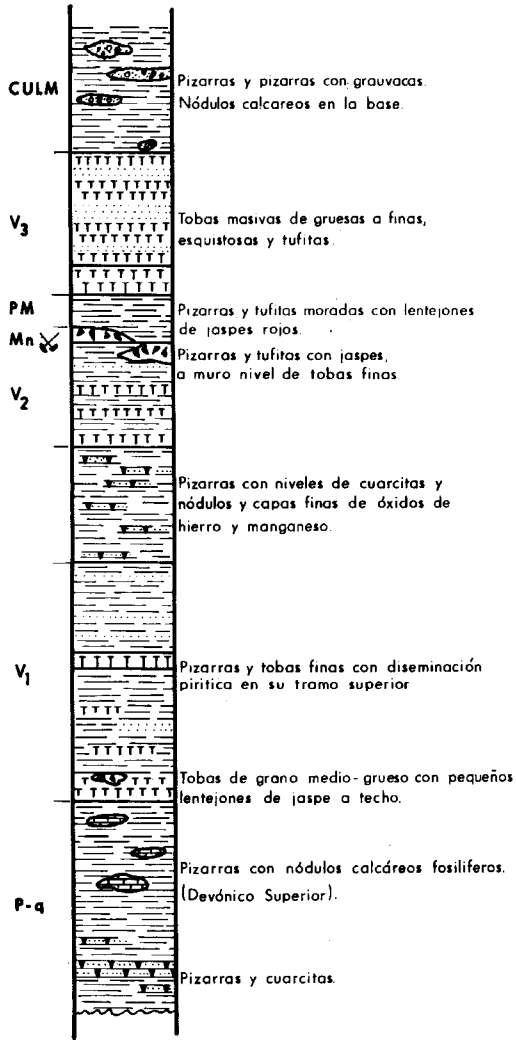


Fig. V.3

**COLUMNA EN  
FILON NORTE (THARSIS)**

X : 298.000  
Y : 339.100

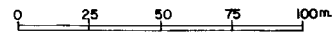
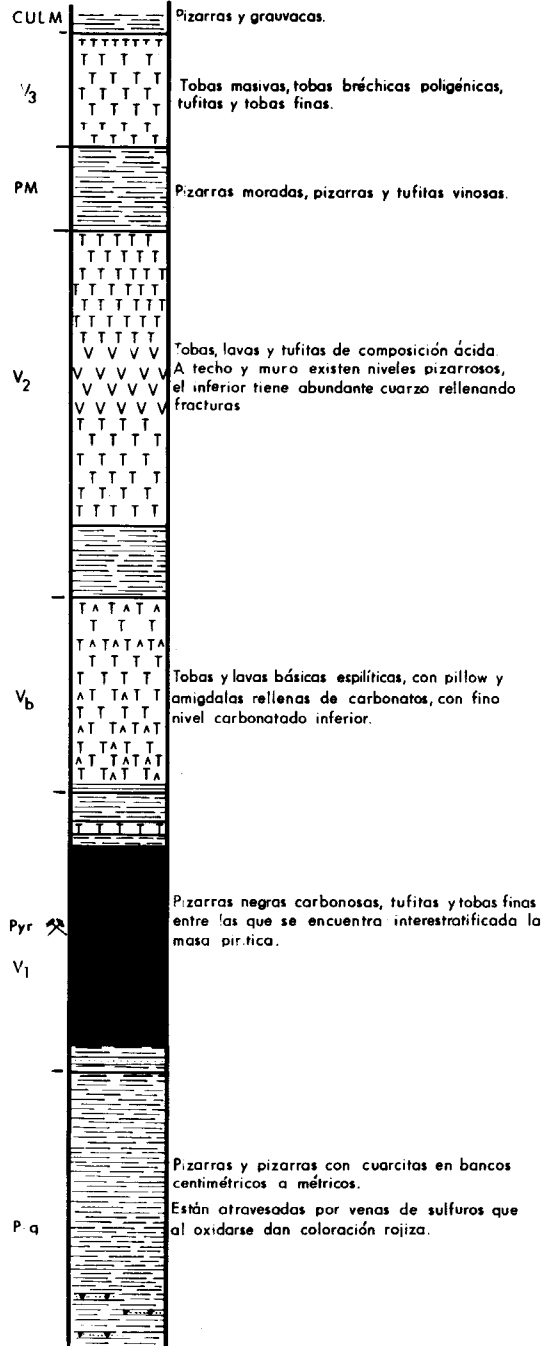


Fig. V.4

COLUMNA DE  
CAMPANARIO

X: 322.850  
Y: 332.150

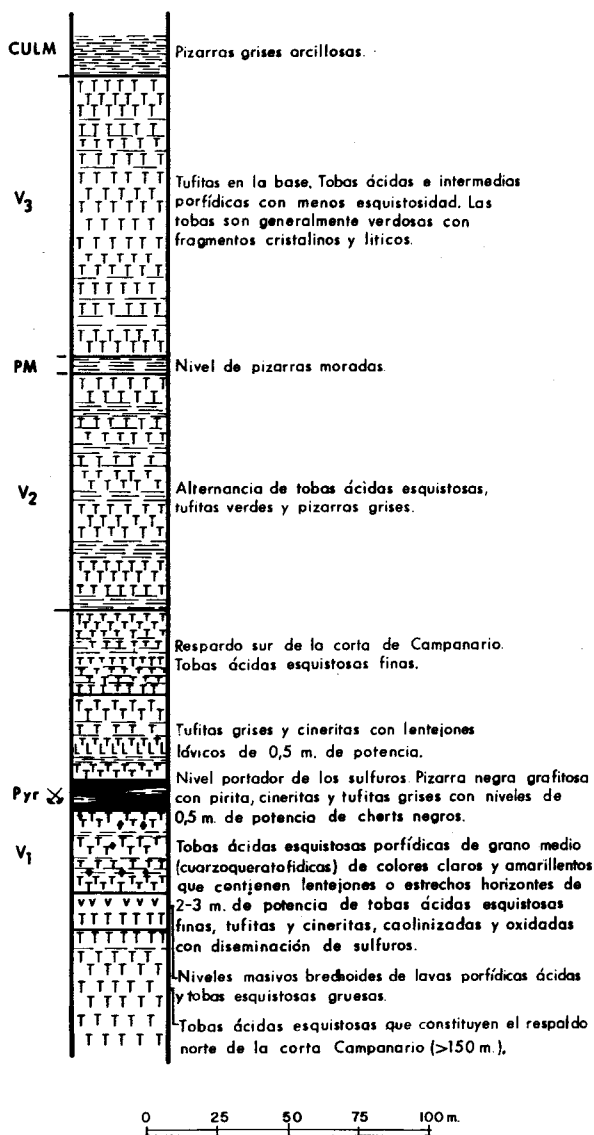
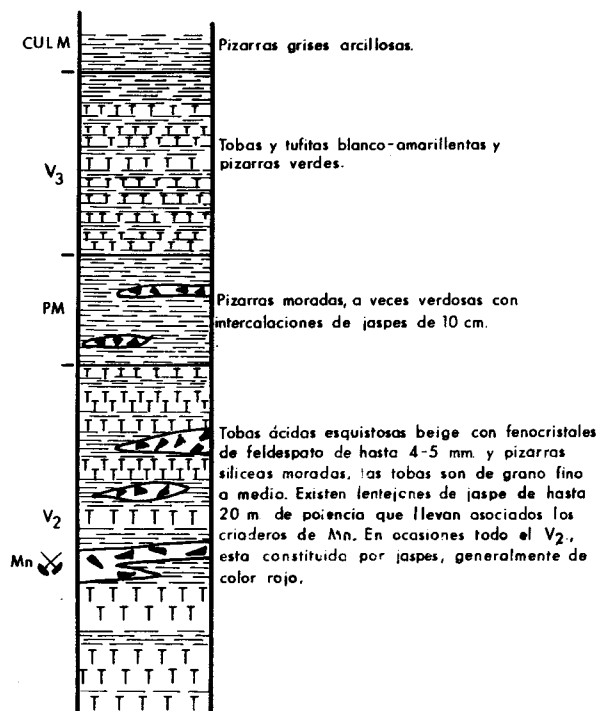


Fig. V.5

das a lo largo de toda la columna del C.V.S.; sin embargo destaca la presencia de un nivel continuo de dichas pizarras en toda la Zona Sudportuguesa, siempre a techo del segundo volcanismo, representando unas veces el tránsito gradual a las facies Culm y otras la separación entre el segundo y tercer volcanismo. Se

COLUMNA DE  
SOLOVIEJO

X: 335.000  
Y: 355.400



Escala 1:2.000

Fig. V.6

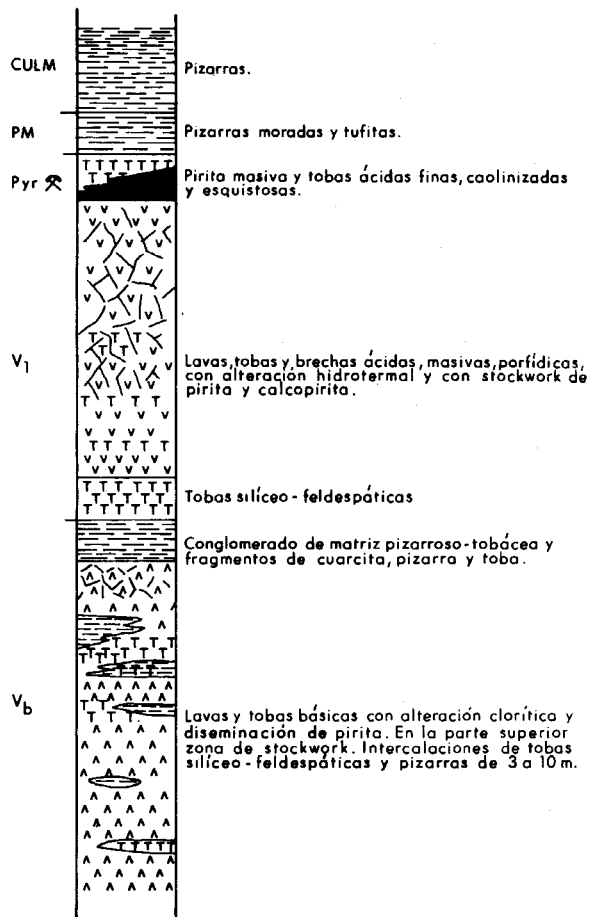
es el que presenta mayor dispersión en el tiempo. Existen lentejones de pizarras moradas por tanto de un nivel de correlación litológico y diacrónico.

V.2.1 DEVONICO-CARBONIFERO (Pizarras, cuarcitas grauwacas, cuarzowacas)

La separación estratigráfica de esta unidad compleja de la constituida por las pizarras y cuarcitas devónicas representa una de las cuestiones más problemáticas de la Zona "Sudportuguesa", ya que frecuentemente presentan una gran similitud litológica. El problema surge al observar cómo en unos puntos (N de la Hoja de la Palma del Condado) esta unidad pasa gradualmente a las pizarras y grauw-

COLUMNA DE RIOTINTO

X : 343.050  
Y : 349.500



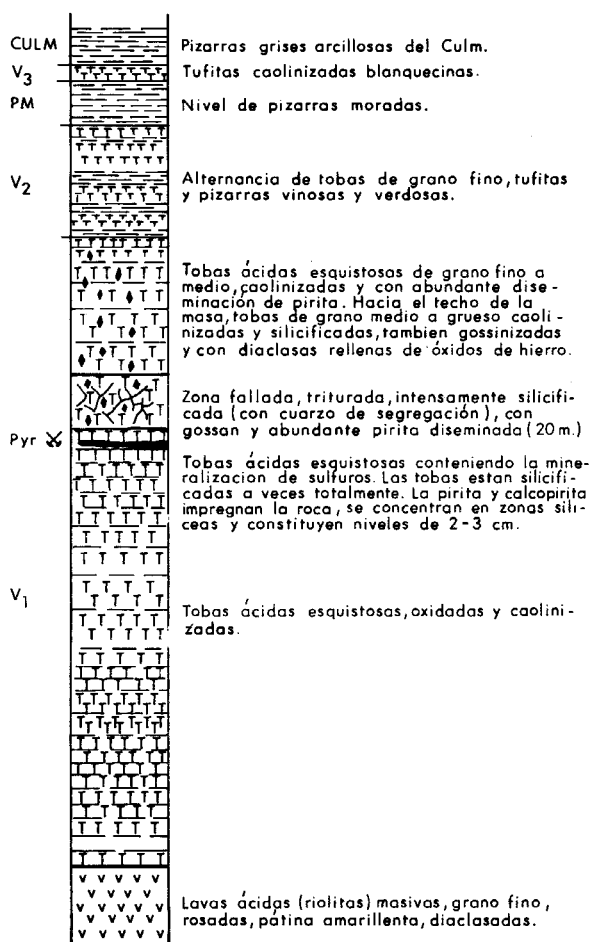
0 25 50 75 100 m.

Fig. V.7

que aislados, la ausencia de datos paleontológicos y las relaciones con el Culm y el C.V.S., anteriormente apuntadas, han determinado la individualización de esta formación compleja englobándola bajo el término genérico Devónico-Carbonífero inferior. Trabajos de cartografía a escala muy detallada, realizados en Portugal, han detectado la presencia de corrimientos en el contacto de las cuarcitas masivas de esta unidad con los términos más pelíticos de la misma, interpretándose que dichas

COLUMNA DE PEÑA DE HIERRO

X : 347.350  
Y : 351.900



0 25 50 75 100 m.

Fig. V.8

cuarcitas representan unidades alóctonas pertenecientes a la formación de pizarras y cuarcitas del Devónico infrayacente.

Paleogeográficamente hemos interpretado esta unidad como de transición entre la sedimentación en áreas de plataforma, en zonas distales, y aquella de abanicos submarinos profundos en zonas de talud, de acuerdo con un esquema de subsidencia probresiva de la cuenca. Las manifestaciones volcánicas dentro de esta unidad son muy aisladas por encon-

**COLUMNA DEL  
ARROYO JARRAMA**

X : 348.200  
Y : 352.800

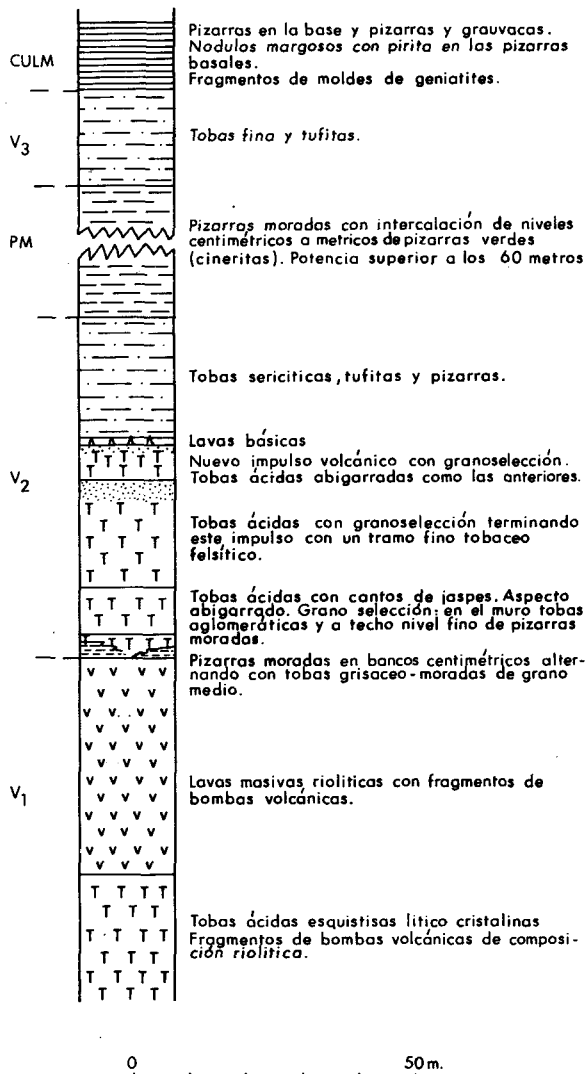


Fig. V.9

cas del Grupo Culm; mientras que en otros (núcleo del anticlinorio de Valverde del Camino) se sitúa claramente por debajo del C.V.S.

La presencia de eventos volcánicos, aun- trarse en zonas distales respecto a los focos volcánicos.

El Devónico-Carbonífero inferior está constituido por una potente secuencia de pi- zarras, cuarcitas, grauvacas y cuarzowacas con algunos lentejones calcáreos, que consti-

tuye el núcleo de las grandes estructuras anti- clinoriales (Formación Cerro Méndez en Pay- mogo, Formación Duque en Puebla de Guz- mán, Formación Guijo en La Palma del Con- dado, Formación Manzanito en Valverde del Camino).

Las rocas predominantes son las pizarras grises arcillosas, que alternan con pizarras li- molíticas y arenosas, en bancos centimétricos. Son frecuentes estructuras sedimentarias tipo "ripples", laminación paralela, laminación cruzada, etc. Interestratificados en determina- dos niveles con las pizarras existen nódulos y capas finas de 1 a 10 cm de potencia de óxi- dos de hierro y manganeso.

Dentro de estas pizarras son frecuentes los términos grafitosos y silíceos.

Las cuarcitas, generalmente impuras, son grises y blancas, con "ripples", laminaciones (paralelas, cruzadas y convoluta) y pueden presentar cubos de pirita.

Las grauvacas y cuarzowacas (término utilizado para rocas de matriz similar a la de las grauvacas pero cuyo esqueleto, con predo- minio de clastos de cuarzo bien diferenciados, presenta un grado de madurez mucho más ele- vado) aparecen en niveles de 3 a 30 cm de potencia con una gran extensión lateral. La procedencia volcánica de estas rocas parece clara tanto por su composición como por su relación espacial con tobas, a las que en oca- siones pasan gradualmente.

Lentejones de jaspes, en general de colo- raciones rojizas, son frecuentes en todo el conjunto. Asimismo aparecen lentejones de pizarras moradas idénticos a aquellas que afloran en el C.V.S.

Las lavas y tobas ácidas y básicas que se presentan aisladamente dentro de esta unidad son similares a las que se describen en el apar- tado correspondiente del C.V.S. Aunque es muy variable se puede estimar que la potencia total de esta formación sobrepasa los 1.000 metros.

**V.2.2 TOURNAISIENSE-VISEIENSE INFERIOR Y MEDIO. COMPLEJO VOLCANICO SEDI- MENTARIO (C.V.S.)**

El C.V.S. está constituido por rocas vol- cánicas ácidas, básicas e intermedias, tanto lá-

## CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS

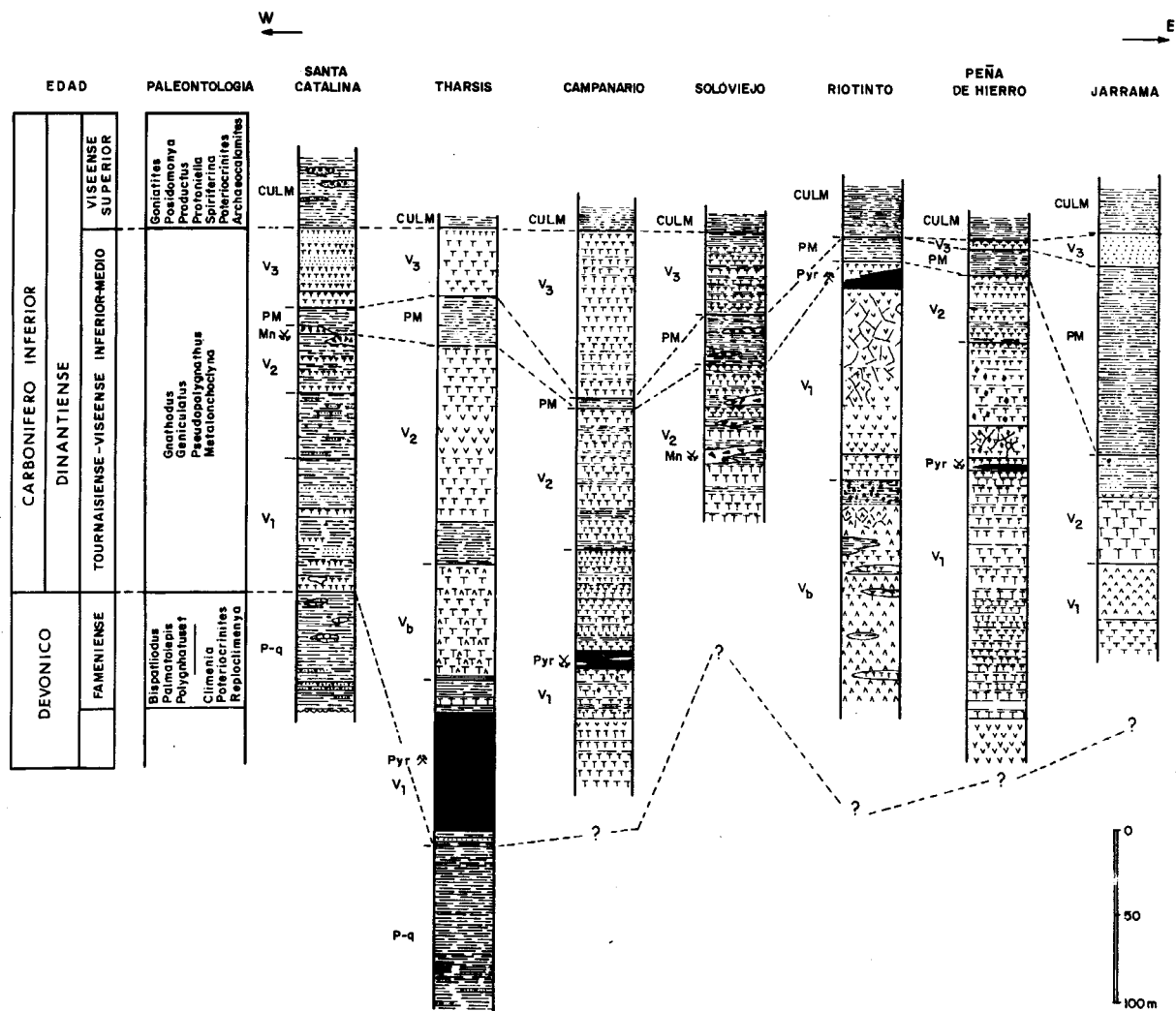


Fig. V.10

vicas como piroclásticas, interestratificadas y replegadas con términos sedimentarios detríticos. En él encajan todas las mineralizaciones exhalativo-sedimentarias de pirita y sulfuros complejos, así como de manganeso, y representa una banda que se sitúa en la parte central y septentrional de la Zona Sudportuguesa, constituyendo la Faja Pirítica propiamente dicha, aunque frecuentemente se ha utilizado este término en sentido lato, para referirse a la Zona Sudportuguesa en general.

El carácter efusivo de las rocas magmáticas, durante mucho tiempo ignorado, se pone

de manifiesto por las estructuras y texturas observadas en ellas, por la ausencia de metamorfismo de contacto en las rocas encajantes, y por su interestratificación con rocas sedimentarias. El carácter submarino se revela por la presencia ocasional de "Pillows" en lavas básicas, la existencia de radiolarios en jaspes y pizarras moradas y por la interestratificación con rocas sedimentarias de tales ambientes.

La secuencia estratigráfica del C.V.S. presenta cambios laterales de facies debido a la variación rápida del volcanismo, tanto en qui-

mismo como en intensidad, de unos puntos a otros, observándose transiciones laterales de rocas volcánicas a pizarras en espacios a veces muy reducidos. Este hecho, unido al intenso plegamiento sufrido por todo el conjunto, dificulta el establecimiento de un orden de sucesión de las diferentes coladas; a pesar de todo se ha llegado a correlacionar y definir una secuencia estratigráfica general.

Petrológicamente, el volcanismo de la Faja Pirítica ha sido asignado por un gran número de investigadores, entre los que se encuentran BERNARD y SOLER (1980), a la serie espilita-queratófido típica del volcanismo preorogénico hercínico de Europa del norte, mientras que otros lo asimilan a una serie calcoalcalina diferenciada y atribuyen la paragénesis de baja temperatura a procesos tardimagnéticos y metamórficos en materiales aéreos y subaéreos.

Según el grado de acidez se han diferenciado tres tipos de rocas: uno de carácter ácido con escasa representación de melanócratos y abundante o variable contenido de cuarzo primario (riolitas, dacitas y cuarzoqueratófidos); un segundo tipo de rocas de carácter básico, con ausencia de cuarzo modal primario y gran cantidad de melanócratos (basaltos y espilitas); y por último un tercer grupo de carácter intermedio con escasa o nula cantidad de cuarzo y bajo contenido en minerales félicos (andesitas y queratófidos). Las rocas de carácter ácido e intermedio están más representadas que aquellas de carácter básico.

Desde el punto de vista cronológico, los únicos datos paleontológicos del C.V.S. en España, los aportan microfauna de conodontos en unos lentejones calcáreos aflorantes al sur de Sotiel, que fueron datados por BOOGARD y SCHERMERHORN (1975) como del Viseense inferior. El hecho de que las volcanitas inferiores del C.V.S. se sitúen por encima de los lentejones calcáreos portadores de fauna del Devónico superior y el techo del C.V.S. se sitúe concordantemente por debajo de las pizarras y grauwacas del Viseense superior, permiten encajar esta unidad en la parte baja o media del Carbonífero inferior (Tournaisiense-Viseense inferior a medio).

El espesor del C.V.S. es muy variable, estimándose como potencia máxima unos 800

metros.

### **VOLCANISMO ACIDO PRIMERO O INICIAL ( $V_1$ )**

El C.V.S. comienza generalmente en un episodio volcánico ácido e intermedio, aunque localmente puede presentar carácter básico. Petrológicamente está representado por riolitas, dacitas y queratófidos, y en sus términos de carácter intermedio por queratófidos, traquitas y andesitas.

Las lavas correspondientes a este  $V_1$  presentan frecuentemente disyunciones prismáticas (carretera Campofrío-Riotinto), y generalmente son masivas, aunque a veces se puede observar un bandeado de color correspondiente a deposición de sucesivas coladas de composición diferente.

Los términos piroclásticos aparecen en toda la gama de granulometría, desde aglomerados y brechas a cineritas, predominando los términos tobáceos. Las tobas, generalmente esquistasas, presentan con frecuencia diseminaciones de pirita, llegando a estar gossanizadas.

Los niveles sedimentarios interestratificados en este episodio suelen tener también fenómenos de gossanización por la presencia de pirita diseminada.

Este primer volcanismo es el portador de los principales yacimientos de pirita y sulfuros complejos de la Faja Pirítica, los cuales encajan una vez en términos volcánicos —yacimientos proximales (Riotinto)— y otras en términos sedimentarios —yacimientos distales (Tharsis)—.

De bido a los cambios de facies, este volcanismo puede variar desde ser masivo, llegando a ocupar todo el espacio comprendido entre el Devónico y el Viseense superior, a estar representado por sucesivos niveles volcánicos separados por tramos detríticos (esto suele ser lo normal en las zonas más meridionales). En cualquier caso su potencia puede oscilar entre los 400 y 800 metros.

### **VOLCANISMO BASICO ( $V_B$ )**

Normalmente aparece sobre el volcanismo inicial, pero cuando falta éste, queda directamente en contacto sobre las pizarras y



cuarcitas devónicas o la formación devónico-carbonífera descrita en el apartado 3.1.

El volcanismo básico está representado por lavas (espilitas y basaltos) con textura porfídica, observándose a veces disyunciones prismáticas (Arroyo Urraca Alonso, X: 292.650; Y: 328.050) y estructuras "Pillow" (Carretera de Zalamea la Real al Villar, a 200 m de Zalamea).

Los términos piroclásticos de este volcanismo están constituidos por unas facies muy características de tobas verdes-violetas, las cuales están íntimamente asociadas a las lavas básicas, aunque las relaciones geométricas con dichas lavas varían, estando unas veces a techo, otras a muro e incluso en cambio lateral con ellas. Estas tobas verde-violáceas presentan frecuentemente gruesos cristales de cuarzo procedentes de un proceso de silicificación selectiva del feldespato que forma parte de los fenocristales.

La potencia máxima de este volcanismo se estima en 400 metros.

#### **PIZARRAS, CUARCITAS, ARENISCAS CON NODULOS DE HIERRO Y MANGANESO**

Separando los dos primeros volcanismos ácidos aparece de forma continua en ambos flancos del Anticlinal de Puebla de Guzmán una formación constituida por una alternancia de pizarras y cuarcitas tableadas, de 5 a 50 cm de potencia, con lentejones de areniscas, tobas y tufitas. Esta unidad representa, para la zona indicada, un período de sedimentación tranquila entre los dos primeros volcanismos ácidos, donde el aporte volcánico es escaso y en todo caso de granulometría muy fina.

La presencia de nódulos y capas finas de manganeso, cuya potencia puede oscilar entre 1 y 10 cm, es muy característica de esta unidad.

En los niveles cuarcíticos y areniscosos pueden existir estructuras sedimentarias tipo estratificación cruzada y granoselección.

Esta unidad aflora también en otras zonas de la Faja Pirítica aunque no de forma continua como ocurre en el Anticlinal de Puebla de Guzmán.

La potencia de estos materiales oscila entre los 50 y 150 metros

#### **VOLCANISMO ACIDO SEGUNDO (V<sub>2</sub>)**

Este segundo ciclo volcánico puede aparecer sobre cualquiera de los términos del C.V.S. anteriormente descritos y está constituido fundamentalmente por productos piroclásticos finos (tobas finas, tufitas y cineritas) aunque como ocurre con el volcanismo de toda la Faja Pirítica los cambios de facies son muy frecuentes. Así existen manifestaciones muy espectaculares, como se observa entre el Cerro del Andévalo y Calañas, donde aflora un aglomerado de al menos 100 m de potencia, con cantos de hasta 1 m, en contacto con tobas finas.

En la base aparecen localmente, además de aglomerados y brechas, lavas y tobas gruesas normalmente de composición cuarzoque-ratofídica cuya granulometría disminuye hacia el techo de esta formación, aumentando en este sentido la proporción de pizarras en las que se intercalan lentejones de jaspes y de pizarras moradas.

Las facies finas de techo de este segundo ciclo volcánico son portadoras de los principales yacimientos de manganeso, cuyas explotaciones a lo largo de la historia se reflejan en más de 300 labores mineras, y las cuales están relacionadas con lentejones de jaspes y pizarras moradas. El ejemplo más representativo de este hecho lo constituye la mina de Soloviejo donde los jaspes que engloban la mineralización de manganeso presentan una corrida de 3.000 m. En otras zonas los jaspes pueden llegar a alcanzar 200 m de potencia (Minas de Cobullo). Pero lo normal es la presencia de lentejones de jaspes de escala decamétrica a métrica, que por su dureza suelen resaltar en el relieve sobre las zonas circundantes (Cabezo del Morante en Calañas).

La potencia del V<sub>2</sub> oscila entre 50 y 300 metros.

#### **PIZARRAS Y TUFITAS VIOLETAS (PIZARRAS MORADAS)**

A techo del segundo volcanismo aparece de forma continua un nivel de pizarras moradas que, sobre todo en las áreas central y meridional de la Faja Pirítica, constituye un auténtico nivel guía. Además de este nivel se presentan lentejones de pizarras moradas den-

tro del segundo volcanismo y localmente en el primero, así como en otras áreas más distales, donde la influencia volcánica se reduce a la presencia de productos muy finos tipo polvo volcánico o cineritas.

Estos niveles están constituidos por pizarras, tufitas y cineritas con radiolarios y alto contenido en hematitas a la que debe su típico color violáceo.

La potencia media oscila entre 20 y 50 metros.

### VOLCANISMO ACIDO TERCERO O FINAL (V<sub>3</sub>)

Esta unidad, eminentemente piroclástica de carácter intermedio-ácido, constituye la culminación del C.V.S.

Está representada por aglomerados y tobas bréchicas poligénicas, así como por tobas finas y tufitas de colores grises claros, las cuales marcan frecuentemente el tránsito gradual a las pizarras con posidonomyas del Viseiense superior.

El V<sub>3</sub> tiene gran continuidad lateral en la parte central y meridional de la Faja Pirítica, mientras que en la zona septentrional está ausente o aflora en niveles de muy poca potencia (5 a 10 m) de tufitas y tobas finas.

La potencia máxima del tercer volcanismo alcanza los 150 metros.

### PIZARRAS, TOBAS Y TUFITAS CON LENTEJONES DE JASPES. (C.V.S. INDIFERENCIADO)

Al describir las diferentes unidades volcánicas se ha señalado la presencia de términos sedimentarios, fundamentalmente pelíticos, intercalados con las propias formaciones volcánicas; esta sedimentación detrítica representa períodos de inactividad entre los diferentes impulsos volcánicos, o bien reflejan la sedimentación en zonas distales dentro de las áreas donde se desarrolla la actividad volcánica.

Las rocas que constituyen esta unidad son principalmente pizarras, con ocasionales manifestaciones de elementos volcánicos finos (tufitas, cineritas y eventualmente lentejones de jaspes), las cuales pueden encontrarse dentro de la secuencia del C.V.S. en cualquier

posición de la columna estratigráfica.

Al sur de Sotiel, intercalados en estas pizarras, las cuales en dicho lugar están relacionadas con el segundo volcanismo V<sub>2</sub>, aparecen unos lentejones de calizas y calcoesquistos, de 1 a 60 cm de potencia, con conodontos que han sido datados como del Viseiense inferior; las especies determinadas han sido las siguientes:

*Gnathodus cuneiformis*, MEHL y THOMAS (1947).

*Gnathodus semiglaber*, BISCHOF (1957).

*Gnathodus typicus*, COOPER (1939).

*Geniculatus claviger*, ROUNDY (1926).

*Pseudopolygnathus triangulus pinnatus*, VOGES (1959).

*Metalonchodina bidentata*, GUNNELL (1931).

La potencia de esta formación pizarrosa es muy variable pudiendo alcanzar hasta los 400 metros.

### V.2.3 VISEIENSE SUPERIOR. GRUPO CULM

El Grupo Culm lo constituye una monótona y potente formación de pizarras y grauwas, dispuestas concordantemente sobre el Complejo Volcánico Sedimentario, y de edad Viseiense superior.

La serie está constituida por un tramo basal pizarroso, muy fosilífero, y otro superior de pizarras y grauwas, también fosilífero.

El tramo de pizarras basales es fundamentalmente de composición pelítica con un alto contenido en mineral de hierro y grafito. Su potencia es muy variable pudiendo alcanzar los 200 metros.

El tramo superior de pizarras grises arcillosas y grauwas presenta las estructuras sedimentarias típicas de las secuencias turbidíticas como son: "flute casts", "graded bedding", "cross bedding", "ripple marks", "load casts", "slumping", etc.

Sedimentológicamente hay tramos que presentan características de turbiditas proximales con secuencias de Bouma tipo Ta-c y otros con características más distales con ritmos tipo Tb-e y Tc-e, aunque aquéllas son predominantes y se puede decir que esta uni-

dad responde a turbiditas proximales, que constituyen depósitos típicos de los abanicos submarinos profundos, y que se depositan en una cuenca con una fuerte y progresiva subsidencia hacia el sur.

Al norte de Sanlúcar de Guadiana se han localizado dos niveles de conglomerados poligénicos de cantos redondeados englobados en una matriz grauwáquica y que pueden corresponder a canales subsidiarios de los abanicos profundos.

En total la potencia de este tramo superior puede estimarse en unos 500-600 metros.

Tanto el tramo inferior de pizarras como el superior de pizarras y grauwacas presenta un alto contenido de fauna de Equinodermos, Braquiópodos, Lamelibranquios y Cefalópodos, así como de restos de cortezas vegetales reticuladas y tallos de plantas. Los estudios paleontológicos determinaron las siguientes especies, cuya distribución estratigráfica permite datar el Grupo Culm de la Zona Sudportuguesa, en España, como del Viseense superior:

Equinodermos: *Poteriocrinites* sp.

Braquiópodos: *Protoniella* sp.; *Spiriferina cristatus*, SCHLOT; *Productus productus*, MARTIN.

Lamelibranchios: *Posidonomya* sp.; *Posidonomya becheri*, BRONG; *Archanodon* sp.

Cefalópodos: *Goniatites orientalis*, LIBR; *Dombarites tectus*, LIBR; *Goniatites striatus*, SOW; *Goniatites* sp.; *Goniatites crenistria*, PHILL; *Lyrogoniatites newsomi georgiensis*, MILLER & FURNISH; *Reticuloceras reticulatum*, PHILL.

### V.3 TECTONICA Y METAMORFISMO

Los materiales devónico-carboníferos que constituyen la Zona Sudportuguesa han sido intensamente deformados por la orogenia Hercínica en distintas fases de plegamiento y fracturación. La totalidad de los autores que han trabajado en la zona relacionan estas deformaciones con la fase Astúrica (Westfaliense-Stephaniense). Para SCHERMERHORN (1971), la primera fase estaría comprendida entre el Westfaliense A y D; FANTINET (1971) también relaciona estos plegamientos con el Westfaliense D (ante o post); según

CARVALHO et al. (1971) el Westfaliense D estaría afectado por la segunda fase de plegamiento en las zonas de Beja-Evora y Elvas-Portoalegre (Zona Osaa-Morena). Para SOLER (1980) las diferentes fases de deformación comienzan a actuar antes del Westfaliense D y antes del Stephaniense había finalizado la actividad orogénica.

El metamorfismo regional presente en toda la zona es de grado bajo a muy bajo, y va asociado a la primera fase de deformación, aunque localmente la segunda fase puede llevar asociada una esquistosidad de flujo que da lugar a recristalización y neoformación de minerales.

#### V.3.1 TECTONICA

La deformación hercínica de la Zona Sudportuguesa se ha desarrollado según tres fases principales de plegamientos y dos etapas de fracturación.

— *Primera fase*: Da lugar a pliegues apretados, generalmente isoclinales, de dirección aproximada E-O, tumbados o volcados, con vergencia sur. Desarrolla una esquistosidad de flujo  $S_1$  que frecuentemente transpone los planos  $S_0$  de estratificación.

En relación con esta fase pueden existir fallas inversas y cabalgamientos, paralelos y sincrónicos con la  $S_1$ , cosa que fue puesta de manifiesto por primera vez en Aljustrel (Portugal) por SCHERMERHORN y STANTON (1969).

En España estos cabalgamientos pueden corresponder con los siguientes contactos:

— Contacto mecánico entre la formación "Pulo do Lobo" y el Complejo Volcano-sedimentario.

— Contacto entre el C.V.S. y el Grupo Culm desde la frontera portuguesa hasta el sur de El Cerro del Andévalo.

— Contacto mecánico entre volcanitas básicas y el Culm en el anticlinal de Villanueva de las Cruces.

— En el flanco sur del anticlinorio de Valverde del Camino, en las inmediaciones de Sotiel Coronada, contacto entre Devónico-Carbonífero indiferenciado y volcanismo ácido.

— Contacto entre C.V.S. y Culm al sur

de la mina de Sotiel.

— *Segunda fase:* Esta fase da lugar a pliegues similares asimétricos, sinquistosos, de mayor amplitud de aquellos de la primera fase. Desarrolla una esquistosidad  $S_2$ , subparalela a la primera, de dirección N 90-120 E, y aunque normalmente es de fractura puede llegar a ser localmente de flujo. Son frecuentes en esta fase la formación de pliegues fallas por roturas de los flancos invertidos.

Las dos primeras fases determinan las directrices estructurales regionales de la Zona Sudportuguesa.

— *Tercera fase:* Da lugar a pliegues concéntricos suaves y pliegues tipo “kink” y “chevron”. La dirección de estos pliegues es aproximadamente N-S, con ligeras variaciones al Este o al Oeste, por tanto ortogonal a la de las dos primeras fases, dando lugar a frecuentes fenómenos de ensilladura en los ejes de las mismas. Esta tercera fase no desarrolla una verdadera esquistosidad, pero sí da lugar a una fracturación más o menos manifiesta que a veces ha sido definida como un “strain-slip-cleavage”.

— *Fracturación:* Pueden diferenciarse dos tipos fundamentales de fracturas: longitudinales y transversales. Las primeras corresponden a los cabalgamientos descritos en la primera fase. Las segundas son las más manifiestas a escala cartográfica y han funcionado como desgarres que pueden alcanzar saltos de varios kilómetros. Las más importantes son:

Falla Eduardo (afectando al anticlinal de Riotinto).

Falla de La Granada de Riotinto.

Falla Romanita.

Falla de San Silvestre de Guzmán.

### V.3.2 METAMORFISMO

Los materiales devónico-carboníferos de la Zona Sudportuguesa presentan un metamorfismo regional, fundamentalmente dinámico, de grado muy bajo a grado bajo. Localmente aparecen fenómenos de metamorfismo de contacto debido a la existencia de rocas intrusivas (“sills” de diabasas y granitos s.l.).

Los rocas volcánicas son las más apropiadas para definir las paragénesis del metamorfismo regional. En las rocas de composición ácida dicha paragénesis viene definida por

cuarzo + mica blanca ± albita ± clorita (accesoria) ± mineral de epidota (accidental), que definen unas condiciones de metamorfismo de muy bajo grado a bajo grado. Por otro lado las paragénesis definidas en las rocas de composición intermedia y básicas es clorita, mineral de epidota, prehnita, pumpellita, anfíbol (actinolita-tremolita), carbonatos, cuarzo y albita. El anfíbol y sobre todo la clorita aparecen deformados y orientados con la primera esquistosidad. No existen signos aparentes de deformación en la pumpellita y clinzoisita, y sin embargo sí aparecen en la prehnita. La presencia de pumpellita (grado muy bajo de metamorfismo) es constante en todo el área de la Zona Sudportuguesa.

La interpretación del metamorfismo ha sido controvertida. SCHERMERHORN (1975) considera un metamorfismo monofásico y progresivo y traza dos dominios que se sitúan a un lado y a otro de la isograda de la pumpellita-prehnita. BERNARD y SOLER (1980) rebaten esta idea al encontrar la pumpellita aleatoriamente distribuida por toda la zona, y consideran que no se alcanza la facies de esquistos verdes, al no desaparecer dichos minerales. ROUTHIER (1980) considera un metamorfismo polifásico con un primer estadio ligado a la primera fase de deformación, y un segundo episodio asociado a la segunda fase tectónica.

En cuanto al metamorfismo de contacto es originado por dos tipos de rocas: “sills” básicos (diabasas) e intrusiones graníticas. Los “sills” básicos dan una orla metamórfica más estrecha y cuyos minerales están deformados y orientados con la primera esquistosidad. El metamorfismo de contacto se manifiesta más claramente en las rocas pelíticas, variando para el caso de los “sills” básicos, de facies ligeramente mosqueadas (segregaciones micáceo-arcillosas) a facies de corneanas hornbléndicas; en el caso del metamorfismo de contacto originado por las rocas graníticas la intensidad del metamorfismo no sobrepasa las facies de corneanas de albita-epidota.

### V.4 DEPOSITOS MINERALES

Más de 60 minas de sulfuros y cerca de

300 de manganeso configuran el cuadro mine-ro de la Faja Pirítica, que como se apunta en el capítulo de estratigrafía está constituida por la alineación volcanosedimentaria del Tournai-siense-Viseiense inferior y medio. Actualmente toda la actividad está centrada en la minería de piratas y sulfuros complejos, mientras que la de manganeso está totalmente abandonada.

Agrupando criterios genéticos y descrip-tivos se pueden clasificar los depósitos minera-les de la Faja Pirítica en tres grupos:

- a) Yacimientos de sulfuros masivos (pi-ríticos y complejos).
- b) Yacimientos de manganeso.
- c) Yacimientos filonianos.

#### V.4.1 YACIMIENTOS DE SULFUROS MASIVOS

En la actualidad es generalmente acepta-da la hipótesis singenetista, exhalativo-sedi-mentaria, para este tipo de mineralizaciones. El origen singenético sedimentario se pone de manifiesto por ser de tipo estratiforme, por la asociación existente entre las metalizaciones y determinados niveles de la columna estratigrá-fica, por la concordancia de las masas con las rocas encajantes y la transición gradual entre ambas, y por la presencia de estructuras sedi-mentarias en muchas masas de piratas (bandea-do, estratificación gradada, etc.). El origen ex-halativo es evidente debido a la estrecha aso-ciación de las masas minerales con las rocas volcánicas.

El proceso de deposición de las masas de pirita se puede explicar de la siguiente mane-ra:

En las últimas etapas de cada ciclo del vol-canismo ácido submarino fisural, instalado en la región durante el Tournaisiense-Viseiense medio, se producirían vapores sulfurosos, bien a través del cono central o más bien por algu-no de sus adventicios, que se disuelven en el agua del mar. En cuencas de ambiente reduc-tor y por procesos bacteriológicos, se produce el ión sulfuro  $S^{2-}$  que al combinarse con los cationes metálicos (Fe, Cu, Pb, Zn, Au, Ag) contenidos en salmueras oceánicas y/o proce-dentes de la sedimentación normal de la cuen-ca, origina lodos geliformes de sulfuros com-plejos que se depositarían en pequeñas depre-siones continuamente neoformadas en un ton-

do marino inestable debido a la actividad vol-cánica. Estos lodos originan depósitos estrati-formes masivos, cuya deposición pudo hacerse en condiciones de tranquilidad cerca de los focos de emisión (en ausencia de corrientes o deslizamientos), dando lugar a yacimientos "proximales" que generalmente llevan asocia-dos una mineralización diseminada de pirita frecuentemente rica en calcopirita, tipo "stockwork", de geometría columnar por co-rresponder a chimeneas de aporte de los ele-mentos que originan las menas, o por el con-trario, redepositándose a distancias variables de su fuente de origen, dando lugar a yaci-mientos "distales" que no tienen "stock-work" asociado. Entre estos dos tipos hay si-tuaciones intermedias. Las masas de sulfuros sufrieron posteriormente modificaciones debi-das al plegamiento hercínico y a procesos de alteración y removilización.

Para distinguir en la actualidad ambos ti-pos de yacimientos hay que recurrir a las fa-cies del volcanismo ácido correspondiente y a las estructuras sedimentarias de la mineraliza-ción. Así, los depósitos "proximales" se en-cuentran relacionados con facies gruesas de rocas piroclásticas y en ellos las estructuras sedimentarias son infrecuentes y groseras, por el contrario los depósitos "distales" se en-cuentran relacionados con facies finas de ro-cas piroclásticas y las estructuras sedimenta-rias como "slumping", estratificación gradua-da, etc., son claras.

Los procesos de meteorización durante el Secundario y Terciario originaron las mon-teras de hierro oxidadas o "gossan" (constitui-do principalmente por hematites, goetita y li-monita y pequeñas cantidades de oro y plata), y un enriquecimiento secundario de los cria-deros en la zona de cementación (por lixiviaci-ón de la mineralización al descender el nivel hidrostático), concentrándose el cobre en for-ma de calcosina y covellina. Estas monteras de hierro fueron los principales indicios que per-mitieron llegar al mineral en épocas pasadas a tartesos, fenicios y romanos.

Morfológicamente los depósitos masivos son generalmente lenticulares con dimensio-nes de 50 a 3.000 m de longitud, 3 a 100 m de potencia, 50 a 350 m de profundidad y un tamaño de < 1 a > 50 millones de toneladas.

Se estiman en cerca de 750 millones de toneladas las reservas de esta Faja Pirítica con la siguiente composición media: 44-48% S, 39-44% Fe, 2-6% Cu + Pb + Zn, 0,2-1,5 gr/Tm Au y 5-30 gr/Tm Ag. Entre los constituyentes menores hay arsénico en un 0,3-05%, selenio, cobalto, mercurio y otros, en cantidades insignificantes. Se admite que 500 millones son reservas seguras y el resto mineral probable.

Aunque se citan hasta 34 especies de minerales metálicos primarios, la mena comprende: pirita (60 al 90% del total), calcopirita, galena, blenda, arsenopirita, pirrotina y cinabrio, que justifican sobradamente el carácter polimetálico y complejo de estos depósitos. La ganga son carbonatos (0-25%) y silicatos (5-15%).

Las metalizaciones se hallan exclusivamente en el llamado Complejo Volcánico Sedimentario asociadas al volcanismo ácido inicial (Figs. V.4, V.5, V.7, V.8). Acompañando a los yacimientos de sulfuros se encuentran azufrones de pirita grosera, con diseminaciones de pirita y calcopirita en las tobas y pizarras de este C.V.S.

Las minas que se encuentran en explotación en la actualidad son las siguientes: Riotinto, Tharsis, La Zarza, Aznalcóllar, Herrerías, San Telmo, Lomero-Poyatos y se encuentra en fase de preparación la mina de Sotiel.

#### V.4.2 YACIMIENTOS DE MANGANESO

Al igual que las mineralizaciones anteriores, estos yacimientos aparecen sólo dentro de la secuencia volcano-sedimentaria, en general en relación con el segundo volcanismo ( $V_2$ ), aunque existen manifestaciones manganesíferas locales en relación con el primer volcanis-

mo.

Los criaderos de manganeso suelen estar asociados a los jaspes y son posteriores en el tiempo a las facies de sulfuros ya que al tener el manganeso poca afinidad por el azufre permanece más tiempo en suspensión en el agua del mar, precipitando posteriormente. Respecto a los focos volcánicos son depósitos más distales que aquellos de sulfuros. Están asociados con las fases silíceas póstumas del volcanismo.

Litológicamente las mineralizaciones de manganeso van ligadas a las facies finas del volcanismo ácido segundo, donde se encuentran la mayoría de los jaspes manganesíferos. Esta asociación con el segundo volcanismo se puede observar en las Figs. V.3 y V.6, correspondientes a las minas de Santa Catalina y Soloviejo respectivamente. En la actualidad no existe ninguna explotación activa de manganeso, y se pueden citar como depósitos más importantes los siguientes: Soloviejo, grupo El Morante, Pepito, Oriente, El Cuervo, Romerita-Pimpollar, La Calañesa, Pastelera, La Isabel, Santa Catalina, Cicerón, Aurora, El Toro, etc.

#### V.4.3 YACIMIENTOS FILONIANOS

Aunque son relativamente abundantes tienen muy poca importancia económica pues todos ellos responden a pequeñas labores inactivas en la actualidad. Los depósitos más importantes de este grupo son: La Ratera (cobre), Río Columbel y Las Viñas (sulfuros complejos), Los Angeles (fluorita), Dedi y Aurora (plomo), Diana (zinc), Nerón (antimonio). Además existen algunos indicios de bari-

#### V.5 BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M.— *Relaciones genético-estructurales de algunos tipos de mineralizaciones españolas*. J.E.N, núm. 101. (1962).
- ALBOUY, L.; CONDE, L.N.; FOGlierINI, F.; LECA, X. y MORIKIS, A.— *Le gisement de sulfures massifs polymétalliques de Neves-Corvo (Baixo Alentejo, Sud Portugal)*. Chroniq. de la recherche minière, núm. 460, pp. 5-27. (1981).
- ANGIOLA, A.L. et COSSIO, E.— *Memoria sobre las minas de Riotinto*. Rev. Min., VIII. (1857).
- ARMENGOT, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica de El Cerro de Andévalo (núm. 937). 1ª serie*. IGME. (1970).
- ARMENGOT, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica de Nerua (núm. 938). 1ª serie*. IGME. (1970).
- ARNOLD, M. y SOLER, E.— *Les mineralisations pyriteuses associées au volcanisme quartzkeratophrique du sud de la Peninsule Ibérique*. C.R. Acad. Sc. Paris, pp. 1373-1376. (1973).
- AYE, F.— *Géologie et gites métallifères de la moyenne vallée de l'Odiel*. Thèse 3<sup>er</sup> cycle. Université Pierre et Marie Curie. Paris. (Inédito). (1974).
- AYE, F.— *Mise en évidence d'un sill basique de grandes dimensions dans la ceinture pyriteuse sud-ibérique (Calañas-El Buitrón, Huelva, Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 281, pp. 965-968. (1975).
- BARBIER, J.— *Contribution a la geochemie de la province pyriteuse sud-ibérique*. B.R.G.M., pp. 1-10. (1976).
- BEATO, M.F. y GONCALVES, F.— *Contribuição para o conhecimento da bibliografia geológico-mineira da Provincia Piritosa do*

- Sudoeste da Península Ibérica e dos seus jazigos*. Comunic. Serv. Geol. Port. t. 60, pp. 317-378. Lisboa. (1976).
- BERNARD, A.J.— *A propos des limites actuelles de la prospection indirecte en mines métalliques*. Extrait des Annales des Mines de Belgique, 21 p. (1972).
- BERNARD, A.J. y SOLER, E.— *Sur la localisation géotectonique des amas pyriteux massifs du type Riotinto*. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 273, pp. 1087-1090. (1971).
- BERNARD, A.J. y SOLER, E.— *Aperçu sur la province pyriteuse sud-ibérique*. Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces cuprifères. Liege, pp. 287-315. (1974).
- BERNARD, A.J. y SOLER, E.— *Problèmes géologiques et métallogéniques en province de Huelva-Espagne*. Mém. XXVI Congr. Geol. Inter. Paris, 54 pp. (1980).
- BOOGAARD, M. Van Den.— *Conodonts of upper Devonian and Lower Carboniferous age from Southern Portugal*. Geol. Mijnb, núm. 42, pp. 248-259. (1963).
- BOOGAARD, M. Van Den.— *Geology of the Paramo region (Southern Portugal)*. Doctoral Thesis. Univ. of Amsterdam. Rotterdam, Deltro, 133 p. (1967).
- BOOGAARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G.— *Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 2. A Famennian conodont fauna at Cabeza de Pasto. Part 3. Carboniferous conodonts at Sotiel Coronada*. Scripta Geol., núm. 28, pp. 1-43. (1975).
- BOOGAARD, M. Van Den y SCHERMERHORN, L.J.G.— *Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 4. A Famennian conodont fauna near Nerva (Riotinto)*. Scripta Geol., núm. 56, pp. 1-14. (1981).
- BOOGAARD, M. Van Den y VAZQUEZ GUZMAN, F.— *Conodont fauna from Portugal and Southwestern Spain. Part 5. Lower Carboniferous conodonts at Sta. Olalla de Cala (Huelva)*. Scripta Geol. núm. 61, pp. 1-8. (1981).
- CARVALHO, D.— *The metallogenic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., v. 20, núm. 3-4, pp. 297-320. Oporto. (1972).
- CARVALHO, D.— *Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa*. Com. Serv. Geol. Portugal., t. 60, pp. 215-238. (1976).
- CARVALHO, D.; COFREIA, H.; INVERNO, C.— *Contribuição para o conhecimento geológico do grupo Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo do "Pulo do Lobo"*. Mem. y Notic., núm. 82, pp. 145-169. Univ. Coimbra. (1976).
- CARVALHO, D.— *Geología, Metalogenia e Metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal*. 1<sup>er</sup> Curso Rosso de Luna. Area II, IGME, pp. 91-145. (1977).
- CARVALHOSA, A. O da.— *Contribuição para o estudo dos ofiolitos de Baixo Alentejo. Espilotos da região de Castro Verde-Messejana*. Com. Serv. Geol. Portugal, núm. 45, pp. 371-390. (1961).
- COULLAUT, J.L.; SOLER, M. y ANTON, J.A.— *Investigación de piritas y sulfuros complejos en la zona de Aznalcóllar*. Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao. pp. 155-178. (1975).
- COULLAUT, J.L.; SOLER, M.; PORTERO, J.M.; AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Aznalcóllar (núm. 961)*. 2<sup>a</sup> serie IGME. (1978).
- CRUZ GASPAR, O da.— *Associação genética dos espilotos com os jazigos de manganés de Baixo Alentejo*. Estud. Not. Trab. Serv. Fom. Min., vol. 15, pp. 177-196. (1961).
- DELCEY, R.— *Notes sur la stratigraphie et le volcanisme de la province pyrítico-cuprifère du Baixo Alentejo (Portugal)*. Estd. Not. Trab. Serv. Fom. Min. vol. 19, pp. 199-225. Oporto. (1970).
- DESPREZ, D.; SOLER, E.— *Les minéralisations pyriteux et manganesifères liées aux formations volcano-sédimentaires de la province de Huelva*. Bull. B.R.G.M. Paris, sect. II, núm. 6, pp. 5-16. (1971).
- DOETSCH, J.— *Introducción a un estudio del término municipal de Puebla de Guzmán, en la provincia de Huelva*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid., t. 65, pp. 1-181. (1953).
- DOETSCH, J.— *Esbozo geoquímico y mineralogénico del criadero de piritas "Las Herrerías". Puebla de Guzmán (Huelva)*. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Madrid, vol. 68, pp. 255-306. (1957).
- EZQUERRA DEL BAYO.— *Bemerkungen über den Bergbau der Mauren zu Río Tinto und die dort jetzt stattfindende Gewinnung des Cement-Kupfers*. Karst. Arch.Min., 4, (1832).
- EZQUERRA DEL BAYO.— *Riotinto. Observaciones sobre el estado y mejoras que admiten las labores de beneficio de Riotinto*. Rev. Min., 2. Madrid. (1851).
- FEBREL, T.— *Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano-Carbonífero de la Hoja de Calañas, núm. 959*. Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp., núm. 77, pp. 187-202. (1965).
- FEBREL, T.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica de Calañas (núm. 959)*. 1<sup>a</sup> serie. IGME. (1966).
- FEBREL, T.— *Estratigrafía, Tectónica y Petrografía de la zona de Calañas (Huelva)*. ENADIMSA. Madrid. (1967).
- FEBREL, T.— *Estructura de la masa de pirita de la mina de Herrerías. Puebla de Guzmán (Huelva)*. Bol. IGME, t. 83-I, pp. 81-87. (1972).
- FERNANDEZ ALONSO, F.; SANTOS BONANO, A. y LEYVA CABELLO, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica de Gibraltar (núm. 981)*. 2<sup>a</sup> Serie. IGME. (1981).
- FERNANDEZ ALVAREZ, G.— *Los yacimientos de sulfuros polimetálicos del SO Ibérico y sus métodos de prospección*. Studia Geológica, IX, pp. 65-102, Salamanca. (1975).
- FLORIDO, P. y QUESADA, C.— *El estado actual de conocimiento sobre el macizo de Aracena*. Introducción a la excursión en la parte española. III Reunión Grupo Ossa-Morena. Cuad. Lab. Xeol Laxe (en prensa). (1983).
- GARCIA PALOMERO, F.— *Caracteres estratigráficos del anticlinal de Riotinto*. Studia geológica, VIII, pp. 93-124, Salamanca. (1974).
- GARCIA PALOMERO, F.— *Estudio geológico de la masa piritica de San Antonio (Riotinto)*. Jornadas Minero Metalúrgicas de Bilbao, pp. 175-191. (1975).
- GARCIA PALOMERO, F.— *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de las mineralizaciones del "Anticlinal de Riotinto"*. Acta Salmanticensis. Salamanca. (1977).
- GARCIA PALOMERO, F.— *Caracteres geológicos y relaciones morfológicas y genéticas de los yacimientos del "Anticlinal de Riotinto"*. Inst. Est. Onubenses. Huelva. 262 p. (1980).
- GONZALO y TARIN, J.— *Reseña geológica de la provincia de Huelva*. Bol. Com. Mapa Geol. de Esp., Madrid. (1878).
- GONZALO y TARIN, J.— *Descripción geológica y minera de la provincia de Huelva*. Mem. Comm. Mapa Geol. de Esp., Madrid. (1886-87).
- GOZALO, F.; LOCUTURA, J.; SANCHEZ, A.; VAZQUEZ GUZMAN, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Paymogo (núm. 936)*. 2<sup>a</sup> serie. IGME. (1979).
- GREEN, A.H.— *On the Iron pyrites mines of Andalucía*. Quart. Journ. Sci., 5, Londres. (1868).
- HAUSMANN.— *Die Erzlagertätte zu Río Tinto in der Provinz Huelva in Spanien*. Stud. Gött.-Ver. bergm. Fr., 7. Göttingen. (1859).
- HOLLINGER, R.— *Contribución al conocimiento de la geología del suroeste de la provincia de Huelva*. Tesis Geol. Inst. Münster. (1958).
- I.G.M.E.— *Síntesis geológica de la Faja Piritica del suroeste de España*. Colección Memorias, t. 98, Madrid. (1982).
- KERSABIEC, A.M.; ROGER, G.— *Sur la distribution de quelques éléments en traces dans l'encaissant des amas pyriteux de la partie centrale de la province de Huelva (Espagne)*. Bull. du B.R.G.M. (2<sup>a</sup> Serie). Sect. II, núm. 5, pp. 439-485. (1976).
- KINKEL, A.R. Jr.— *Observation on the pyrite deposits of the Huelva district (Spain), and their relation to volcanism*. Econ. Geol., 57, Lancaster, pp. 1071-1080. (1962).
- KLOCKMANN, F.— *Ueber die lagerartige Natur des Kiesvorkommen d's südlichen Spaniens und Portugals*. Sitzber. d. k. preuss. Akad. Wiiss, Berlin. v. 46, pp. 1173-1181. (1894).
- LAN, M.— *Notes de voyage sur la Sierra Morena et sur le nord de l'Andalousie*. Ann. Mn., I, 561-622. Paris. (1857).
- LECA, X.— *Le volcano-sédimentaire de la région d'Alcoutim (Baixo Alentejo-Portugal)*. Comunic. Serv. Geol. Port. t. 60, pp. 139-149. (1976).
- LECOLLE, M.— *Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la Province pyrítico-cuprifère de Huelva (Espagne)*. Conséquences pétrologiques. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 270, pp. 1563-1566. (1971).
- LECOLLE, M.— *Séquence lithostratigraphique et phases de déformations dans une partie de la province pyrítico-cuprifère de Huelva*. Conséquences à l'échelle régionale. C.R. Acad. Sci. Paris. t.

- 272, pp. 1956-1959. (1971).
- LECOLLE, M.— *Sucession lithologique et stratigraphique dans la province de Huelva; positions des minéralisations manganésifères et pyriteuses*. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 274, pp. 505-508. (1972).
- LECOLLE, M.— *Présence de tufs soudés dans le volcanisme acide dinantien d'une partie de la province de Huelva (Espagne); conséquences paléogéographiques*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 278. Serie D. pp. 839-842. (1974).
- LECOLLE, M.— *Metamorphisme régional hercynien de "faible degré" dans la province pyrítico-cuprifère de Huelva (Espagne). Conséquences pétrologiques*. Bull. Soc. géol. France. t. XVIII, núm. 6, pp. 1687-1698. (1976).
- LECOLLE, M.; ROGER, G.— *Métalotectes lithostratigraphiques et paléogéographiques dans la province pyrítico-cuprifère sud-Ibérique*. C.R. Acad. Sci. Paris. t. 276, pp. 141-144. (1973).
- LECOLLE, M.; ROGER, G.; AYE, F. y MOLIERE, P.— *Amas sulfurés volcano-sédimentaires. La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. Université Pierre et Marie Curie. Paris. 387 p. (1977).
- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Sanlúcar la Mayor (núm. 983). 2ª Serie. IGME. (1976)*.
- LEYVA CABELLO, F. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Ayamonte (núm. 998) 2ª Serie. IGME. (1981)*.
- LOTZE, F.— *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch. núm. 6, pp. 78-92. Berlín. (1945).
- Mc. GILLAVRY, H.J.— *The Upper Paleozoic of the Baixo Alentejo Southern Portugal*. C.R. 4 Cong. strat. Carbonif. (Heerlen, 1958). v. 2, pp. 395-408. Harlem. (1961).
- MESEGUER, J.; PRIETO, I.; ROSSO DE LUNA, I. y PEREZ REGODON, J.— *Investigación de los nuevos yacimientos de cobre en las provincias de Sevilla y Huelva*. Bol. IGME, t. 58, 3ª serie. Madrid. (1945).
- MOLIERE, P.— *Geologie d'une partie des zones meridionales de la ceinture sud-Iberique. La region de Valverde del Camino (Huelva, Espagne)*. Thésis 3<sup>er</sup> cycle. Université Pierre et Marie Curie. Paris. (Inédito). (1977).
- NAVARRO VAZQUEZ, D. y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Neriva (núm. 938) 2ª serie. IGME. (1982)*.
- OFTEDAHL, CHR.— *A Theory of Exhalative-Sedimentary Ores*. Geol. För. Forh., 80, 1-19. Estocolmo, (1958).
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M and PAPROTH, E.— *Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch group, Carboniferous of Southern Portugal and on the paleogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany*. Com. Serv. Geol. de Portugal, t. 65. (1979).
- PFEFFERKORN, H.W.— *Geologie der Gebietes zwischen Serpa und Mértola (Baixo Alentejo, Portugal)*. Münst. Forsch. Geol. Paläont., 9, pp. 1-143. Univ. Münster. (1968).
- PHILLIPS, J.A.— *Occurrence of remains of recent plants in brown iron ore (Riotinto)*. Quart. Jour. Geol. Soc. t. 27. London. (1881).
- PINEDO VARA, I.— *Piritas de Huelva. Su historia, minería y aprovechamiento*. Ed. Summa. Madrid. pp. 1-1003. (1963).
- PINEDO VARA, I.— *Minerales complejos de la cuenca de Huelva*. Industria Minera, núm. 125, pp. 1-16. (1971).
- RAGUIN, E.— *Géologie des gites minéraux*. Paris. (1949).
- RAMBAUD PEREZ, F.— *Notas geológico-estructurales de la zona norte de Riotinto*. Est. Geol. Inst. Lucas Mallada, t. 19, pp. 67-99. (1963).
- RAMBAUD PEREZ, F.— *El sinclinal carbonífero de Riotinto y sus mineralizaciones asociadas*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., vol. 71, p. 229. (1969).
- RAMBAUD PEREZ, F.— *Distribución de focos volcánicos y yacimientos en la banda piritica de Huelva*. Boletín Geológico y Minero, t. 89-III, pp. 223-233. (1978).
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.— *Horizontes portadores de mineralización (sulfuros y manganeso), en la zona de El Castillo de las Guardas, de la Faja Piritica del SO de España. Parte I: Control estratigráfico*. Bol. Geol. y Min., t. 87-V, pp. 480-489. Parte II: Control estructural. Bol. Geol. y Min., t. 87-VI, pp. 593-606. Madrid. (1976).
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y VAREA NIETO, R.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de El Castillo de las Guardas (núm. 939). 2ª Serie. IGME. (1978)*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y LEYVA CABELLO, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de La Palma del Condado (núm. 982). 2ª Serie. IGME. (1981)*.
- RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J. y NAVARRO VAZQUEZ, D.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000, de Valverde del Camino (núm. 960). 2ª Serie. IGME. (1982)*.
- ROMER, F.— *Ueber das Verkommen von Culmschichten mit Posidonomya becheri auf dem Südbhange der Sierra Morena in their Provinz Huelva*. Zeit. d. Deutsch. geol. ges., t. 24, Berlín. (1872).
- ROSSO DE LUNA, T.— *Algunas características mineralógicas de la piritita, calcopiritita y blenda de Riotinto*. Boletín IGME. Madrid, t. 55, pp. 9-34. (1941).
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al.— *Hétérogénéités et anisotropies de la distribution des gisements aun sein d'une province métallogénique: la ceinture pyriteuse sud-ibérique*. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 282, pp. 5-8. (1976).
- ROUTHIER, M.P.; AYE, F. et al.— *La ceinture sud-ibérique a amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane*. Mem. BRGM, núm. 94, 265 pp. (1980).
- SALPETEUR, J.— *Etude structurale et petrographique de la zone de Paymogo (Nord de la province de Huelva). Metallogenese des amas sulfures asociés*. These présenté devant l'Université de Nancy, pour l'obtention du grade de Docteur Ingenieur. (1976).
- SANTOS BONANO, A. y FERNANDEZ ALONSO, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de la Puebla de Guzmán (núm. 958). 2ª Serie. IGME. (1981)*.
- SANTOS BONANO, A.; FERNANDEZ ALONSO, F. y LEYVA CABELLO, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de San Silvestre de Guzmán (núm. 980). 2ª Serie. IGME. (1981)*.
- SANTOS BONANO, A. y CONTRERAS VAZQUEZ, F.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica 1:50.000 de Calañas (núm. 959). 2ª Serie. IGME. (1982)*.
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *The deposition of volcanics and pyrite in the Iberian Pyrite Belt*. Miner. Depos., vol. 5, pp. 273-279. (1970).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *Mafic geosynclinal volcanism in the Lower Carboniferous of South Portugal*. Geol. Mijnb. vol. 49, pp. 439-450. (1970).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. Geol. Min. Madrid, vol. 82-84, pp. 239-268. (1971).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *Pyrite emplacement by gravity flow*. Bol. Geol. Min., vol. 82-84, pp. 304-308. (1971).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *Spillites, regional metamorphism and subduction in the Iberian Pyrite Belt: Somme comments*. Geol. Mijnb., vol. 54, pp. 23-35. (1975).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*. Pétrologie, t. 1, núm. 1, pp. 71-86. (1975).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *The Aljustrel volcanics: megacryst tuff and green tuff (Aljustrel and Gaviao pyrite deposits, South Portugal)*. Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Universidad Coimbra, núm. 82. (1976).
- SCHERMERHORN, L.J.G.— *Volcanism and Metallogenesis*. Geologie en Mijnbouw. vol. 55 (3-4), pp. 205-210. Rotterdam. (1976).
- SCHERMERHORN, L.J.G. y STANTON, W.I.— *Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal)*. Geol. Mag. Cambridge, vol. 106, núm. 2, pp. 130-141. (1969).
- SCHNEIDERHOHN, H.— *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Die Kieslagerstätten des Rio Tinto-Gebietes im südlichen Spanien und Portugal*. 405-412. (1941).
- SEVOZ, M.V.— *Sur les gisements pyrítico-cuivreux du sud-ouest de l'Andalousie (Huelva) et de l'Alentejo (Portugal)*. Bull. Soc. Ind. Min., II, 353-396. Paris. (1865-66).
- SILVA, F.J. DA.— *Jazigos de manganés do Alentejo. Breve estudo da mina da Serra dos Feitais*. Serv. Fom. Min. Port., 8. Porto. (1948).
- SILVA, F.J. DA.— *Géologie et genèse des gisements de manganèse du Baixo Alentejo, Portugal*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min. Port., II. Porto. (1956).
- SILVA, F.J. DA y COSTA MOURA, J.E. DA.— *Jazigo de Manganés de Lagoas do Paço*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min. Port., 13, 25-38. Porto. (1958).
- SOLER, E.— *Observations préliminaires sur la province métallogéni-*



- que de Huelva. *Stratigraphie et tectonique*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 272, pp. 1197-2000. (1971).
- SOLEL, E.— *L'association spilites-quartzkératophyres du sudouest de la Péninsule Ibérique*. Geol. Mijnb. Rotterdam, t. 52, núm. 5, pp. 277-288. (1973).
- SOLEL, E.— *Spilites et métallogénie. La province pyrito-cuprifère de Huelva (SW Espagne)*. Sciences de la Terre, vol. 39, pp. 1-461. Université Nancy, France. (1980).
- SOLOMON, M.; WALSH, J.L. y GARCIA PALOMERO, F.— *Formation of massive sulphide deposits at Riotinto, Spain*. Inst. Mining and Metallurgy, London, pp. 16-24. (1980).
- STRAUSS, G.K.— *Zur Geologie der SW-Iberischen Kiesprovinz und ihrer Lagerstätten, mit besonderer Berücksichtigung der Pyritgrube Lousal/Portugal*. Thèse Doc., Université de Munich. (1965).
- STRAUSS, G.K.— *Sobre la geología de la provincia piritífera del suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal)*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., vol. 77, 266 p. (1970).
- STRAUSS, G.K. y MADEL, J.— *Geology of massive sulphide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite-belt*. Geol. Rundschau, vol. 63, pp. 191-211, Stuttgart. (1974).
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F.— *La faja piritica hispano-portuguesa y el papel de la geología en su prospección minera*. Industria Minera, pp. 25-38. (1974).
- STRAUSS, G.K.; MADEL, J. y FERNANDEZ ALONSO, F.— *Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish-Portuguese Pyrite Belt*. *Geology, Geophysics and Geochemistry*. Springer-verlag, Berlín, pp. 55-93. (1977).
- VAZQUEZ GUZMAN, F. y ARMENGOT, J.— *Memoria explicativa de la Hoja geológica de Valverde del Camino (núm. 960) 1ª Serie*. IGME. (1970).
- VAZQUEZ GUZMAN, F.— *Metalogenia de la mina Concepción (Almonaster la Real, Huelva, España). Su aplicación a la prospección de sulfuros masivos en el SO de la Península Ibérica*. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, t. 60. Lisboa. (1976).
- VAZQUEZ GUZMAN, F.— *Geología, Metalogenia y Metodología de la Investigación de Sulfuros Polimetálicos del Suroeste de España*. 1º Curso Rosso de Luna. Area II. IGME. (1977).
- VEGAS, R.— *Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica*. Bol. Inst. Geol. Min., t. LXXXV-II, pp. 153-156. (1974).
- WEBB, J.S.— *Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal*. Com. Serv. Geol. Portugal, vol. 42, pp. 129-143. (1958).
- WILLIAMS, D.— *The geology of the Riotinto mines, Spain*. Trans. Inst. Min. Met. Lond., vol. 43, pp. 593-640. (1934).
- WILLIAMS, D.— *Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Riotinto Spain*.

## VI EL CARBONIFERO DE SIERRA MORENA

*Cecilio Quesada*

División de Geología (Instituto Geológico y Minero de España).

## VI EL CARBONIFERO DE SIERRA MORENA

### VI.1 INTRODUCCION

Desde un punto de vista geológico el suroeste de la Península Ibérica ha sido dividido en tres zonas cuyas características estratigráficas, petrológicas y estructurales difieren sustancialmente (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974).

De Norte a Sur, dichas zonas son (Fig. VI-1):

— Zona Centro Ibérica (JULIVERT et al., 1974) o Zona Luso Oriental-Alcúdice

(LOTZE, 1945).

— Zona de Ossa-Morena.

— Zona Sur portuguesa.

Es generalmente admitido que el límite entre las Zonas Sur-portuguesa y de Ossa-Morena viene marcado por el cabalgamiento de Ficalho-Almonaster, límite meridional de los macizos de Evora-Beja y Aracena.

Por el contrario, el límite entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica ha sido muy discutido en tiempos recientes. LOTZE (1945) y JULIVERT et al. (1974) sitúan di-

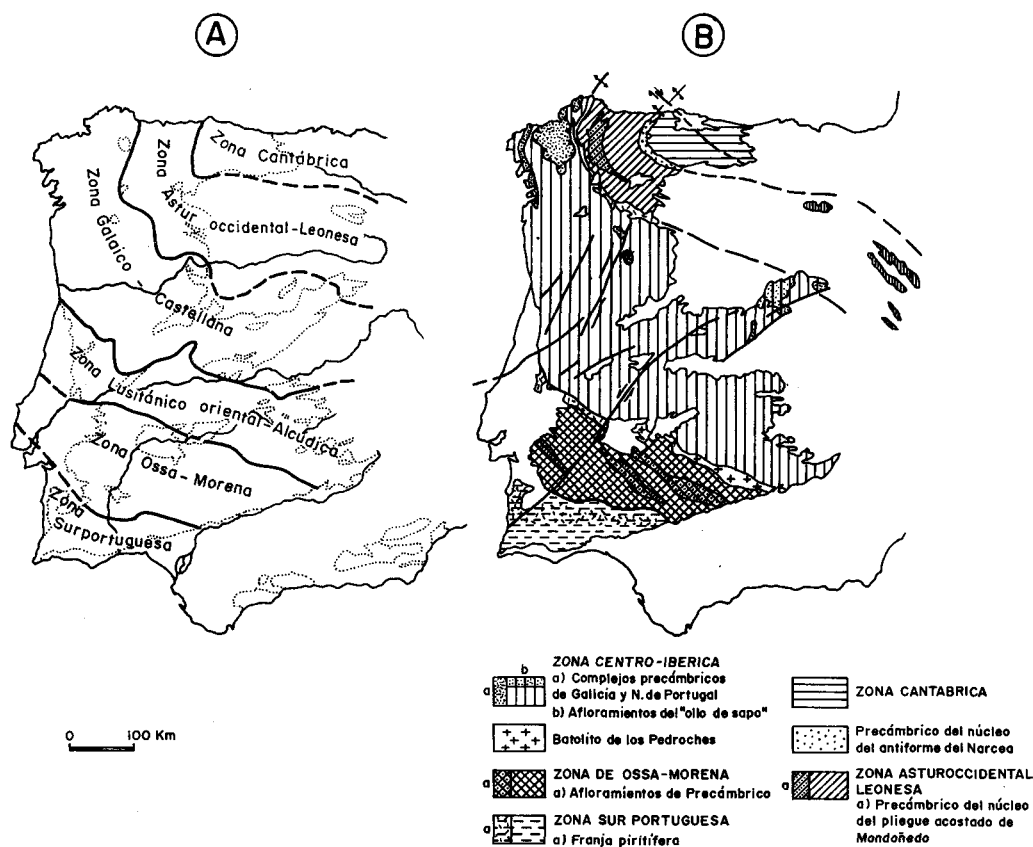


Fig. VI-1.— Subdivisión del macizo Ibérico, según A-LOTZE (1945) y B-JULIVERT et al. (1974).

cho límite en el batolito de Los Pedroches. GARROTE (1976) y ROBARDET (1976) lo consideran localizado en la falla de Azuaga, un desgarre sinistoso con varias decenas de kilómetros de salto. Más recientemente, CHACON y PASCUAL (1977) y BURG et al. (1981) consideran a la llamada Zona de Cizalla Coimbra-Córdoba o Porto-Badajoz-Córdoba, de la que la falla de Azuaga representa su límite meridional, como el elemento de separación entre ambas zonas.

Los materiales carboníferos están muy representados en la Zona Surportuguesa, y son objeto de otra parte de este libro. En la Zona de Ossa-Morena existen afloramientos discontinuos correspondientes a tres intervalos diferentes (Carbonífero inferior, Westfaliense y Stephaniense superior-Autuniense), siendo escasos los materiales carboníferos en la Zona Centroibérica, representados fundamentalmente por la cuenca Stephaniense B de Puertollano, cuya descripción se incluye aquí por razones de proximidad a Sierra Morena, y por su aislamiento respecto a otras áreas con sedimentación carbonífera.

Un hecho de especial significación es que los afloramientos de edad Carbonífero inferior sobrepasan los límites entre las diferentes zonas. Cabe pensar, por tanto, que la diferenciación entre las mismas fue un proceso anterior a la sedimentación de los materiales carboníferos.

#### VI.1.1 ENCUADRE REGIONAL

La zona de Ossa-Morena es una unidad caracterizada por la existencia de un buen número de dominios estrechos y alargados cuyos límites corresponden, en la mayor parte de los casos, a fallas de desgarre (CHACON et al., 1974; DELGADO QUESADA et al., 1977). En conjunto puede considerarse como una zona de cizalla de gran escala, en la que la bien conocida zona de cizalla Porto-Badajoz-Córdoba (CHACON & PASCUAL, 1977; LEFORT & RIBEIRO, 1980; BURG et al., 1981) no es más que uno de sus elementos más importantes.

Destacan en dicho conjunto cizallado tres bandas alargadas en las que afloran materiales metamórficos, en su mayor parte de

edad precámbrica, separadas por bandas en las que afloran rocas paleozoicas nada o débilmente metamorfizadas (Fig. VI.2).

Buenas descripciones regionales pueden encontrarse en los trabajos de DELGADO QUESADA (1971), LIÑAN (1978), CHACON (1979), PEREZ LORENTE (1979), APALATEGUI et al. (en prensa), ARRIOLA et al. (en prensa), EGUILUZ et al. (en prensa), FERNANDEZ CARRASCO et al. (en prensa), GARROTE et al. (en prensa).

La mayor parte de los materiales precámbricos de la Zona de Ossa-Morena fueron metamorfizados y deformados al final del Precámbrico (PEREZ LORENTE, 1979; CHACON, 1979; CUETO et al., 1983; EGUILUZ & QUESADA, 1980). El ciclo orogénico herciniano responde a un régimen de cizalla, siendo responsable de los rasgos fundamentales de la estructura actual de la Zona de Ossa-Morena.

Uno de los rasgos más característicos de esta zona lo constituye la profusión de manifestaciones ígneas, concentradas en distintos momentos de su historia. Así, una gran parte de las rocas precámbricas son de origen ígneo, tanto volcánico como plutónico (ARRIOLA et al., en prensa; EGUILUZ et al., en prensa; CUETO et al., 1983). En el Carbonífero también existió una actividad ígnea importante, de gran interés en nuestro caso, pues tuvo lugar, al menos en parte, simultáneamente a la sedimentación de los materiales que aquí se describen (PEREZ LOTENTE, 1979; GARROTE & BROUTIN, 1979; GARROTE & SANCHEZ CARRETERO, 1983).

El Carbonífero en la Zona de Ossa-Morena aparece en afloramientos desconectados, en general de reducidas dimensiones, y con características sedimentarias y estratigráficas diferentes. Hasta tiempos muy recientes han sido considerados, en su mayor parte, como cuencas diferentes a causa de la falta de estudios bioestratigráficos, estructurales y, fundamentalmente, sedimentológicos.

En el momento presente, si bien la falta de datos bioestratigráficos y sedimentológicos es aún importante, es posible integrar los distintos afloramientos en grandes conjuntos, de los cuales se empieza a vislumbrar esquemáticamente su evolución en el contexto regional.

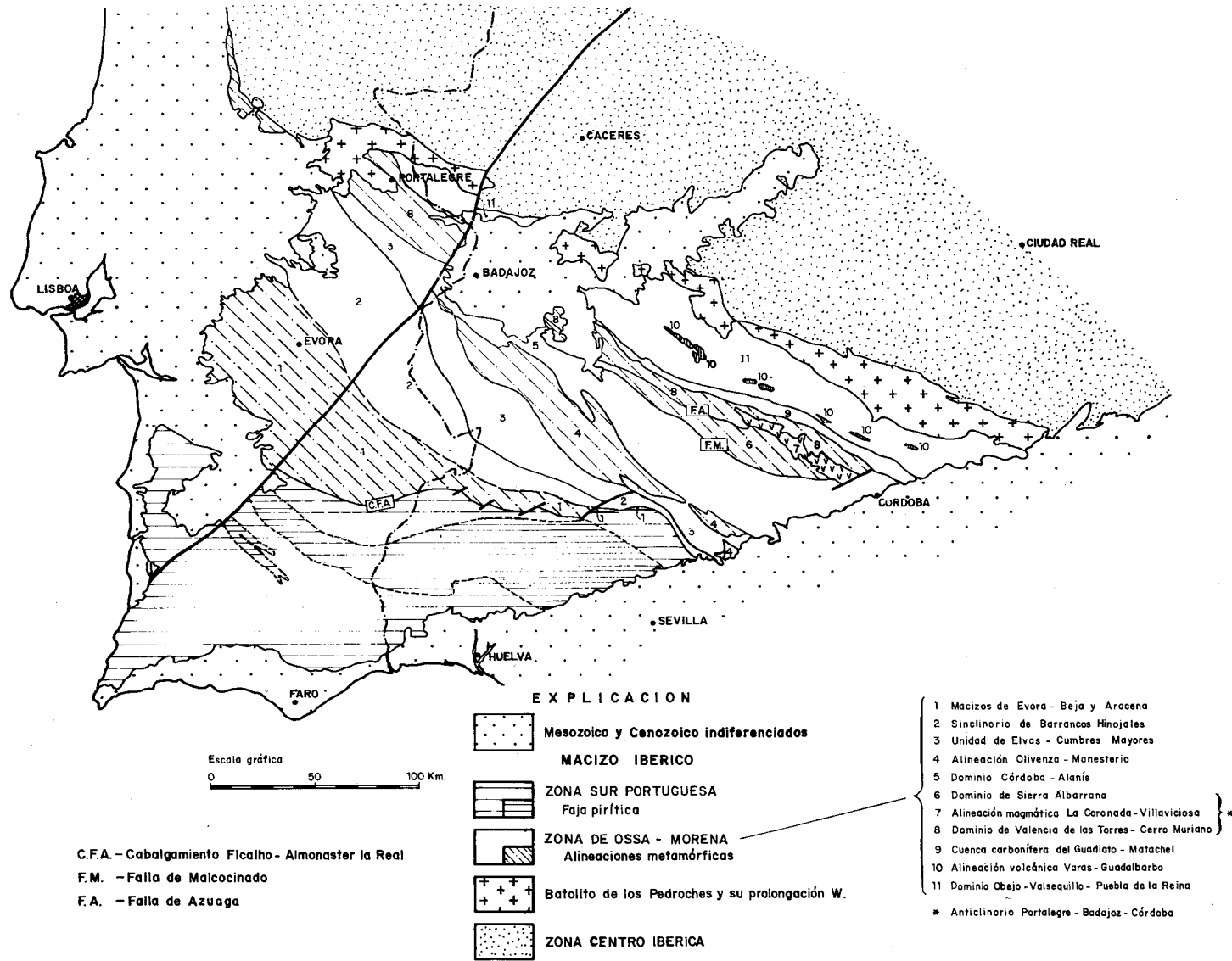


Fig. VI.2.— Distribución de las principales unidades y dominios de la Zona de Ossa-Morena.

## VI.1.2 ANTECEDENTES

La literatura geológica de la región muestra una gran profusión de trabajos de tipo minero sobre aquellas áreas con explotaciones de carbón. Destaca especialmente el número de publicaciones sobre la cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel o del Guadiato. De los primeros tiempos son reseñables los trabajos de PELLICO (1844), PARRAN (1876), GROTH (1911), MALLADA (1927) y BOURBON (1927). Más recientes son los trabajos de ORTUÑO (1971) sobre la parte productiva de la Cuenca, y de WEISFLOG (1963), que estudió detalladamente las series con carbonatos de esta cuenca, a las que asignó una edad Viseense medio-superior.

Posteriormente, PEREZ LORENTE (1979) hace un completo estudio del Carbonífero de esta cuenca, en la que distingue tres bandas diferentes separadas por cabalgamientos:

— La banda septentrional corresponde a la parte productiva de la cuenca y contiene sedimentos fluviales a los que asigna una edad Namuriense-Westfaliense B-C. En esta banda interpreta que el abanico aluvial de Espiel contiene elementos trabajados previamente por glaciares, en base al pulimento y estriaciones que presentan numerosos bloques y cantos.

— La banda central contiene una secuencia carbonatada en la base, detrítica con carbón, al techo, al que atribuye una edad Viseense superior-Namuriense, y considera posterior a la segunda fase de deformación regional.

— La banda meridional incluye secuencias turbidíticas a las que asigna una edad Viseense superior pre-fase 2. Correlaciona este "culm" con el "culm" de Los Pedroches, que también estudia, y en el que describe, por primera vez, la existencia de rocas volcánicas intercaladas en su base.

De valor más general son los trabajos de GRAND'EURY (1877), HARTUNG (1941), GOTHAN en SIMON (1941, 1943, 1950) y, sobre todos, JONGMANS (1951, 1956) en los que se aportan numerosos datos sobre la flora de las distintas cuencas. De especial interés fue la atribución por JONGMANS al Carbonífero inferior, "culm" en palabras del propio autor, de la cuenca claramente postorogénica

de Valdeinfierno.

Otros trabajos de interés local son los siguientes:

### *Cuenca de Puertollano*

GAMBOA & PACHECO (1923) dan una descripción general de la cuenca, en base a observaciones en mina.

ALVARADO & MENENDEZ (1930) publican la columna de un sondeo que atravesó la cuenca en su totalidad, centrándose en la descripción de los niveles de pizarras bituminosas de la parte baja de la sucesión Stephaniense.

WAGNER & UTTING (1967) describen las influencias volcánicas en la serie de Puertollano, que datan como Stephaniense B-C por su contenido florístico.

Finalmente, PEŠEK & KRÁLÍK (en prensa) abordan el estudio de los materiales tobáceos en la sucesión de Puertollano, que son de composición riódacítica.

### *Valle de Los Pedroches*

DISXAUT & CROUSILLES (1976) citan la presencia de rocas básicas y ultrabásicas en el sector Varas-Guadalbarbo, que interpretan como parte de una *suite* ofiolítica hercínica.

PEREZ LORENTE (1979) cita, por primera vez, la existencia de rocas volcánicas ácidas, e interpreta la secuencia carbonífera como turbiditas formadas en un sistema de abanicos submarinos.

### *Cuenca de Benjarafa*

CARBONELL (1917) hace referencia por primera vez a esta cuenca con el nombre de Cuenca de los Hatillos.

GARROTE & BROUTIN (1979) estudian esta cuenca concluyendo que la sucesión está constituida por una parte basal detrítica, con capas de carbón y, sobre ella, una potente secuencia volcánica y volcanoclástica con intercalaciones lutíticas. La presencia de palinomorfos en la parte basal les permite datarla como Tournaisiense superior.

BAEZA ROJANO et al. (1978) y BAEZA ROJANO et al. (1981) describen mineralizaciones exhalativo-sedimentarias de sulfuros polimetálicos y de hierro, asociados a la parte volcánica de la secuencia.

Recientemente, GABALDON et al. (1983) establecen que esta cuenca correspon-

de a una sedimentación marina en zona de *lagoon*, y la relacionan con las cuencas del Guadiato y del Valle de Los Pedroches.

*Cuencas de Los Santos de Maimona, Bienvenida y Casas de Reina*

LACAZETTE (1919) y NAVARRO & LACAZETTE (1922) describen de forma general estas pequeñas cuencas de la provincia de Badajoz, atribuyéndolas al Namuriense en base a la flora que contienen.

ODRIOZOLA et al. (en prensa) y APALATEGUI et al. (en prensa) estudian estas cuencas y establecen la sucesión estratigráfica de las mismas.

*Cuenca de Berlanga*

Fue estudiada por PEREZ GARCIA (1971) que encontró una flora típica del Carbonífero inferior, cuyo elemento más característico es *Lepidodendron losseni*.

*Cuenca de Valdeinfierno*

CARBONELL (1917) hace una referencia a esta cuenca y la correlaciona con la de Benajarafe.

Los primeros trabajos de interés se deben a JONGMANS (1949) y JONGMANS Y MELENDEZ (1950) que describen su contenido florístico, asignándole una edad Carbonífero inferior.

Más tarde WAGNER (1978) precisó la edad como Tournaisiense superior, haciendo hincapié en la presencia de potentes depósitos de fanglomerados ligados a actividad orogénica.

Finalmente, GABALDON et al. (1983) han interpretado esta cuenca como una cuenca lacustre intramontañosa ligada a una zona tectónicamente activa.

*Cuencas de Fuente del Arco, Guadalcanal, Urbana, Alanís y San Nicolás del Puerto*

LACAZETTE (1919) estudia la cuenca de Fuente del Arco, interpretándola como una fosa tectónica entre bloques más antiguos, levantados.

MINGARRO (1962) describe cada una de estas cuencas desde el punto de vista estratigráfico, y cita una flora a la que atribuye una edad Westfaliense D-Stephaniense A. Sin embargo, en el mismo año, MELENDEZ & MINGARRO (1962) sitúan dicha flora en el tránsito Stephaniense-Pérmico.

Por último, BROUTIN (1974, 1977, 1981, 1982) estudia detalladamente las cuencas de Guadalcanal y Urbana en las que encuentra un amplio número de especies, tanto de flora como de palinomorfos, que le permiten considerarlas como Stephaniense superior-Autuniense superior. Para este autor, se trata de cuencas lacustres, por la presencia de conchas del género *Leaia* (crustáceo de agua dulce). Importancia especial tiene el descubrimiento por BROUTIN de una mezcla de floras continentales en estas cuencas: sobre un fondo de flora Stephaniense euroamericana banal existen plantas de origen cathaysiano, gondwánico y, en menor medida, angaridiano.

*Cuenca de Villanueva del Río y Minas*

MALLADA (1927) divide la serie en tres tramos, con un espesor total de 80 m, y cita la existencia de cuatro capas de carbón.

SIMON (1950) describe la serie estratigráfica de la cuenca a la que asigna una edad "probable" Westfaliense B. Asimismo, interpreta la estructura como un sinclinal.

GARCIA LOYGORRI & ORTUÑO (1968) estudian la cuenca en detalle y ponen de manifiesto numerosos cambios de facies y de potencia. Para estos autores esta cuenca es de tipo límnico y los carbones son autóctonos.

GARCIA LOYGORRI & DOLLE (1972) describen un buen número de *tossteins* en este área. En este mismo año, ORTUÑO (1971) cita floras del Westfaliense medio.

*Cuenca del Viar*

TENORIO & NAVLET (1920) mencionan la existencia de una capa de carbón de unos 60 cm, y una flora que, en su opinión, representa al Carbonífero superior.

GAVALA (1927) presenta una cartografía de la zona y cita la presencia de troncos silicificados. Asigna edad pérmica a esta cuenca.

RUIZ FALCO & MADARIAGA (1941) describen una flora que atribuyen al Pérmico.

ACHA & SUAREZ (1972) distinguen tres tramos en la serie de esta cuenca, y ponen de manifiesto la existencia de mineralizaciones de uranio en el tramo intermedio (tramo gris).

Por último, BROUTIN (1981) ha estu-

diado la flora y el polen del citado tramo gris, encontrando gran similitud con el de la cuenca de Guadalcanal, por lo que le atribuye la misma edad.

## VI.2 ESTRATIGRAFIA

### VI.2.1 CARBONIFERO INFERIOR

En la Zona de Ossa-Morena aparecen materiales de esta edad en afloramientos generalmente de reducidas dimensiones, si se exceptúan los correspondientes al Valle de Los Pedroches. Su distribución regional puede obser-

varse en la Fig. VI.3.

Con la excepción de la cuenca continental de Valdeinfierno, todos los demás afloramientos contienen sedimentos de origen marino que pertenecen a dos cuencas diferentes. Tales cuencas estaban separadas por un área continental emergida, alargada en dirección NW-SE, correspondiente a una parte de la Zona de Ossa-Morena actual (GABALDON et al., 1983). La distribución de los distintos ambientes sedimentarios será tratada en detalle más adelante (VI.2.1.h).

Únicamente los afloramientos del sector de Santa Olalla de Cala pertenecen con seguridad a la cuenca meridional, representando el

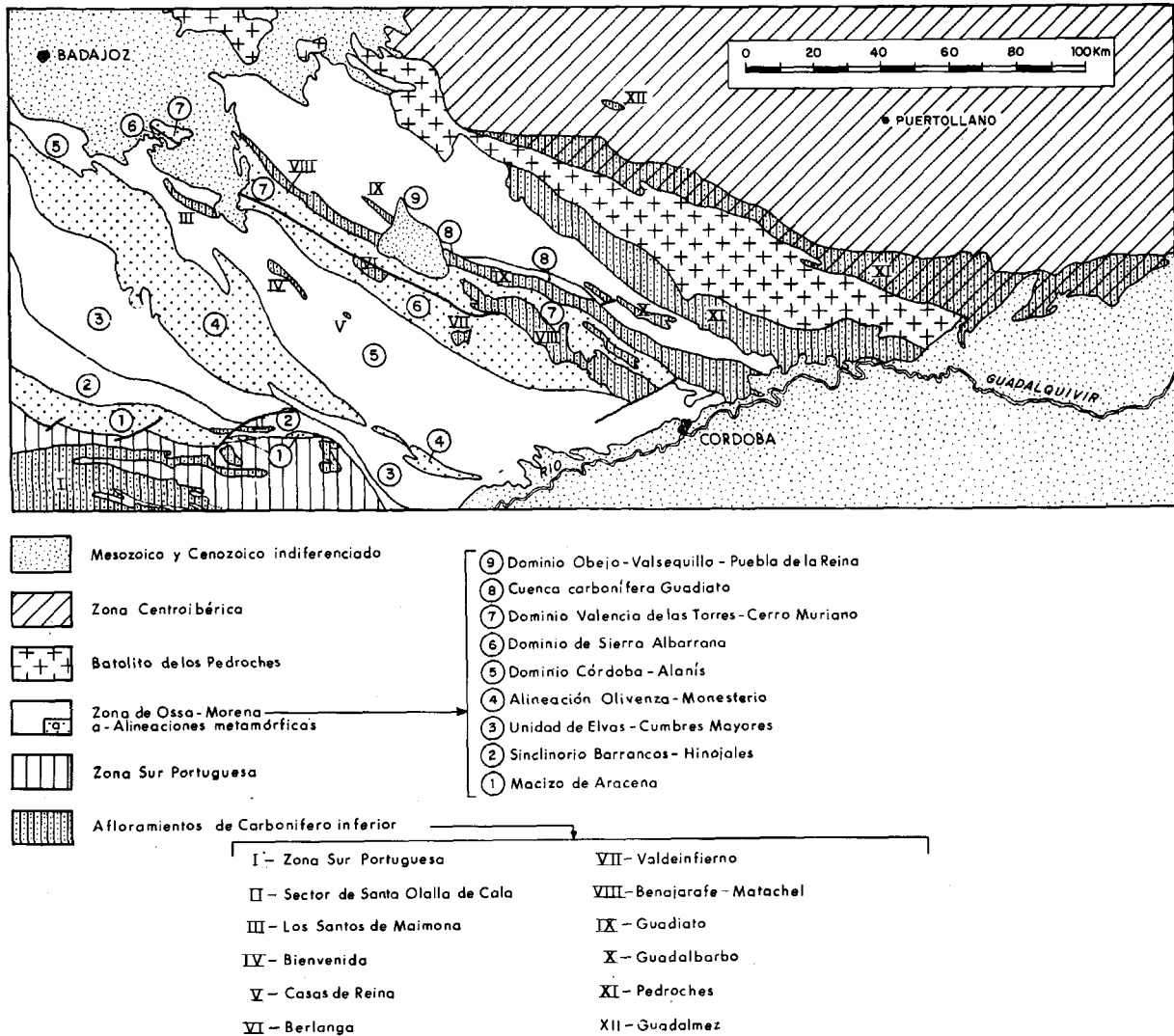


Fig. VI.3



resto de ellos distintas partes de la cuenca marina septentrional.

La edad de ambas cuencas puede estimarse Viseense s.l., si bien localmente se ha probado la presencia de términos de edad Tournaisiense superior (Benajarafe) o Namuriense inferior (Guadiato). Por el momento no se ha demostrado la existencia de materiales más modernos, faltando, por tanto, los elementos de conexión entre los depósitos de estas cuencas y los francamente continentales del Carbonífero superior.

#### VI.2.1.a Valle de Los Pedroches

Constituyen los afloramientos más septentrionales y de mayores dimensiones de toda la región, y poseen la peculiaridad de prolongarse a ambos lados de todos los límites propuestos por diferentes autores, entre las zonas de Ossa-Morena y Centroibérica (véase VI.1), pues los afloramientos continúan al Norte del batolito de Los Pedroches, encontrándose los últimos de ellos en Guadalmez y en la Sierra de San Pedro (ALMELA et al., 1961).

Una transversal comprendida entre Villanueva del Duque y Pozoblanco ha sido estudiada con detalle por PEREZ LORENTE (1979) desde el punto de vista sedimentológico y estructural.

La complejidad estructural de la zona, con superposición de estructuras debidas a tres fases de plegamiento sucesivas, y la falta de niveles guía continuos limitan en gran medida el reconocimiento de estos materiales. En conjunto, la sucesión esquemática de este sector consta de los siguientes términos (Fig. VI.4):

— Una parte inferior con presencia de material volcánico y volcanoclástico que presenta numerosos cambios de facies y de espesor. La manifestación ígnea más antigua corresponde a vulcanitas básicas de composición basáltica, efusivas en condiciones submarinas, pues son muy comunes las estructuras de *pillow-lavas*. Asimismo, es frecuente encontrar materiales piroclásticos de idéntica composición intercalados entre las coladas.

Lateralmente estas vulcanitas básicas pasan a “polvos de hematites”, que en el sector de Monterrubio de La Serena alcanzan espeso-

res de varios centenares de metros.

Sobre los materiales básicos se sitúan rocas volcánicas ácidas de tipo piroclástico (tobas, tobas soldadas y cenizas), PEREZ LORENTE (op. cit.). Su espesor es menor que el de las rocas básicas (varias decenas de metros) y pueden incluso faltar.

Intercalados en la acumulación volcánica existen niveles de pizarras verdes idénticas a las que se sitúan sobre ella. Asimismo, hacia la parte alta de la secuencia volcanoclástica se intercalan niveles de calizas y de productos de la erosión de los aparatos volcánicos. Tales calizas aparecen siempre como capas clásticas discontinuas, constituidas por elementos calcáreos y detríticos retrabajados. Los clastos carbonatados incluyen facies de tipo arrecifal y otras, de aguas muy someras, con abundantes fragmentos de bioclastos, algas y oolitos.

— La parte superior de la secuencia corresponde a una sedimentación más arenosa que se va instalando de manera progresiva en la cuenca, que fue considerada como correspondiente a sedimentación turbidítica de abanicos submarinos profundos (PEREZ LORENTE, 1979). Sin embargo, trabajos recientes han puesto de manifiesto la existencia de evidencias claras de ambientes relativamente someros, fundamentalmente *ripples* de oscilación y *hummocky cross-bedding*, por lo que muy probablemente la sedimentación en este sector tuviese lugar en zonas de plataforma, dominadas por tormentas. Este último punto viene corroborado por el carácter turbidítico de la mayor parte de las capas arenosas y la presencia de los ya mencionados *hummockies*.

En el sector del Tiradero puede medirse una potencia mínima, de este tramo, de unos 700 metros.

Es de resaltar que esporádicamente aparecen, hacia la parte baja de este tramo, niveles carbonatados con iguales características que los descritos en el intervalo inferior.

Los únicos restos fósiles encontrados en los materiales terrígenos corresponden a briznas inclasificables de plantas muy maceradas y escasos crinoides. Sin embargo, las calizas contienen gran cantidad de fragmentos de fósiles (algas, equinodermos, briozoos, foraminíferos) que permiten atribuir a dichos niveles una edad Viseense medio-superior (ARMENGOT

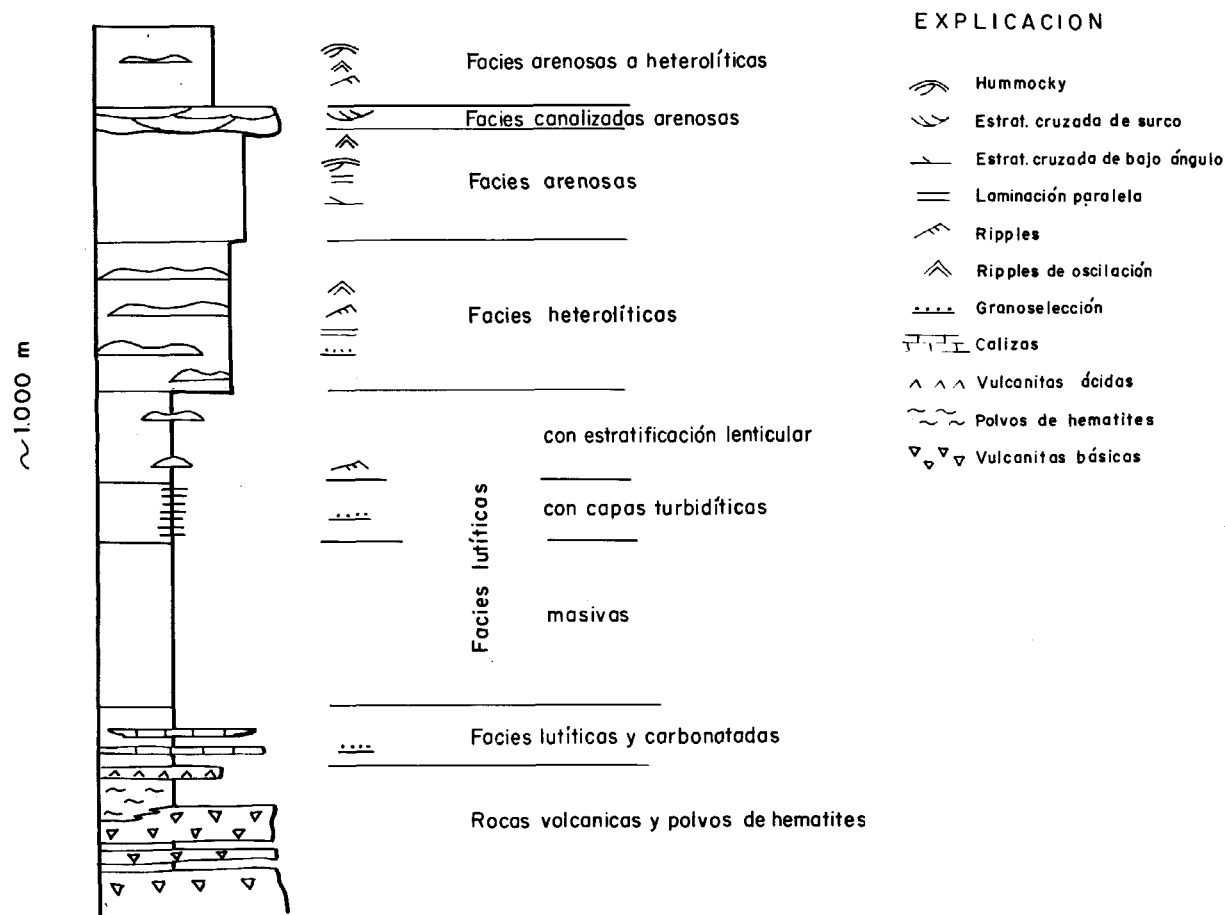


Fig. VI.4.— Columna esquemática del Cúmulo de los Pedroches.

& MARTINEZ, 1972; CROUSILLES et al., 1976; PEREZ LORENTE, 1979).

#### VI.2.1.b Cuenca del Guadiato

Esta cuenca, también conocida por el nombre de cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel, es uno de los elementos estructurales más característicos de la Zona de Ossa-Morena. Los afloramientos carboníferos pueden seguirse con facilidad desde el borde de los recubrimientos terciarios del Valle del Guadalquivir, hasta los recubrimientos del sector de Maguilla, con una longitud total de unos 125 Km, y una anchura que varía entre 2 y 7 Km.

En el sector Fuenteobejuna-Peñarroya-Bélmez-Espiel, que es, por otra parte, el más conocido a causa de las explotaciones de carbón, la cuenca del Guadiato aparece dividida en tres bandas diferentes de materiales carbo-

níferos, separadas por cabalgamientos. Este hecho ya fue puesto de manifiesto por PEREZ LORENTE (1979). (Véase VI.1.2).

La banda septentrional, con rocas de edad Westfaliense B, aparece desconectada en el tiempo de las otras dos, y será tratada más adelante (véase VI.2.2.a).

Las otras dos bandas contienen materiales del Carbonífero inferior, si bien aparecen separadas por un cabalgamiento que incluso llega a mostrar el zócalo sobre el que se apoya el Carbonífero de la banda meridional. Por este motivo serán tratadas separadamente.

#### Banda intermedia o central

Aflora en esta banda una sucesión cuyo muro se desconoce, a causa de su cabalgamiento sobre la banda septentrional. Las condiciones de exposición son bastante deficientes por lo que la serie estratigráfica solamente

se conoce de forma esquemática.

En conjunto, los tramos visibles más bajos corresponden a una alternancia de lutitas y areniscas con frecuentes intercalaciones de conglomerados y de niveles lenticulares de calizas, algunos de los cuales alcanzan espesores de varios centenares de metros (Sierra Palacios, Sierra del Castillo). La potencia mínima total de este tramo supera los 550 metros.

En niveles lutíticos y de arenas finas se ha recogido una fauna de aguas muy someras de crinoides, bivalvos y braquiópodos del Viseense superior (WINKLER PRINS, com. pers., 1982).

Las calizas, por otra parte, son muy ricas en restos fósiles (corales, braquiópodos, algas, foraminíferos) que, estudiados por WEISFLOG (1963) y MAMÉT & MARTINEZ (1981), permiten atribuir una edad Viseense superior a este tramo.

Las litofacies de las calizas son muy variadas. Existen facies arrecifales, oolíticas, bioclásticas y de fango con fósiles.

En conjunto, todo el tramo basal representa sedimentos en ambientes marinos de plataforma muy somera.

Sobre dicho tramo, y de manera gradual, se dispone un conjunto detrítico con abundantes cuerpos canalizados de conglomerados y algunos niveles con suelos de vegetación, que pasan a capas de carbón, localmente explotables (Minas del Couce). Este tramo superior, de marcado carácter fluvial, contiene una flora variada que permite datarlo como Namuriense basal (R.H. WAGNER, com. pers., 1982).

#### *Banda meridional*

Los materiales que afloran en esta banda han sido referidos en la literatura como *culm* o *culm de la Alhondiguilla* (PEREZ LORENTE, 1979) y correlacionados con las series que afloran en el sector del Valle de Los Pedroches.

El nivel de erosión actual permite, en la parte central de la cuenca, observar la base de la sucesión que se dispone en discordancia angular y erosiva directamente sobre rocas metamórficas precámbricas.

A pesar de su reducida anchura media de afloramiento, de 1-2 Km, se detectan cambios

de facies notables entre los distintos términos que la componen. La Fig. VI.5, muestra una columna esquemática correspondiente a uno de los mejores y más variados cortes de esta banda (Corte del Arroyo Fresnedoso, al Sur de Bélmez). Lateralmente la serie no es tan variada como en este corte, estando constituida de la mayoría de las zonas, por una alternancia de areniscas y lutitas en la que generalmente no se observa ninguna ciclicidad.

Rasgos característicos comunes en la mayor parte de los cortes son:

— Cuando se observa la base, existen niveles conglomeráticos.

— Existe una profusión de lentejones carbonatados próximos al muro de la serie.

— Los niveles lutíticos están bioturbados intensamente.

— A lo largo de toda la secuencia los bancos arenosos presentan estructuras de tipo *wave ripples* y, localmente, *hummocky cross-bedding*. Buen número de ellos tienen características turbidíticas.

— El vulcanismo tiene carácter local, apareciendo exclusivamente en el sector de Villanueva del Rey-Sur de Bélmez.

Por el momento, los restos fósiles encontrados son muy escasos. Hay briznas de plantas a lo largo de toda la secuencia, en general inidentificables. No obstante, en algunos puntos privilegiados se han recolectado fragmentos clasificables de plantas, principalmente *Lepidodendron losseni* WEISS y *Archaeocalamites scrobiculatus* SCHLOTHEIM, que en opinión de R.H. WAGNER (com. pers.) indican una edad Carbonífero inferior, probablemente sin llegar al Namuriense basal. Por otra parte, recientemente se han recolectado restos de organismos marinos (braquiópodos, bivalvos y gasterópodos) en los niveles basales del corte del Arroyo Fresnedoso, actualmente en vías de estudio.

Además, como es general en la región, los niveles carbonatados han suministrado una rica microfauna de foraminíferos y algas que permite datarlos como Viseense medio-superior (PEREZ LORENTE, 1979).

Respecto a los ambientes sedimentarios en que estas series se formaron han sido propuestas distintas interpretaciones. PEREZ LORENTE (1979) y ALMARZA et al. (1973)

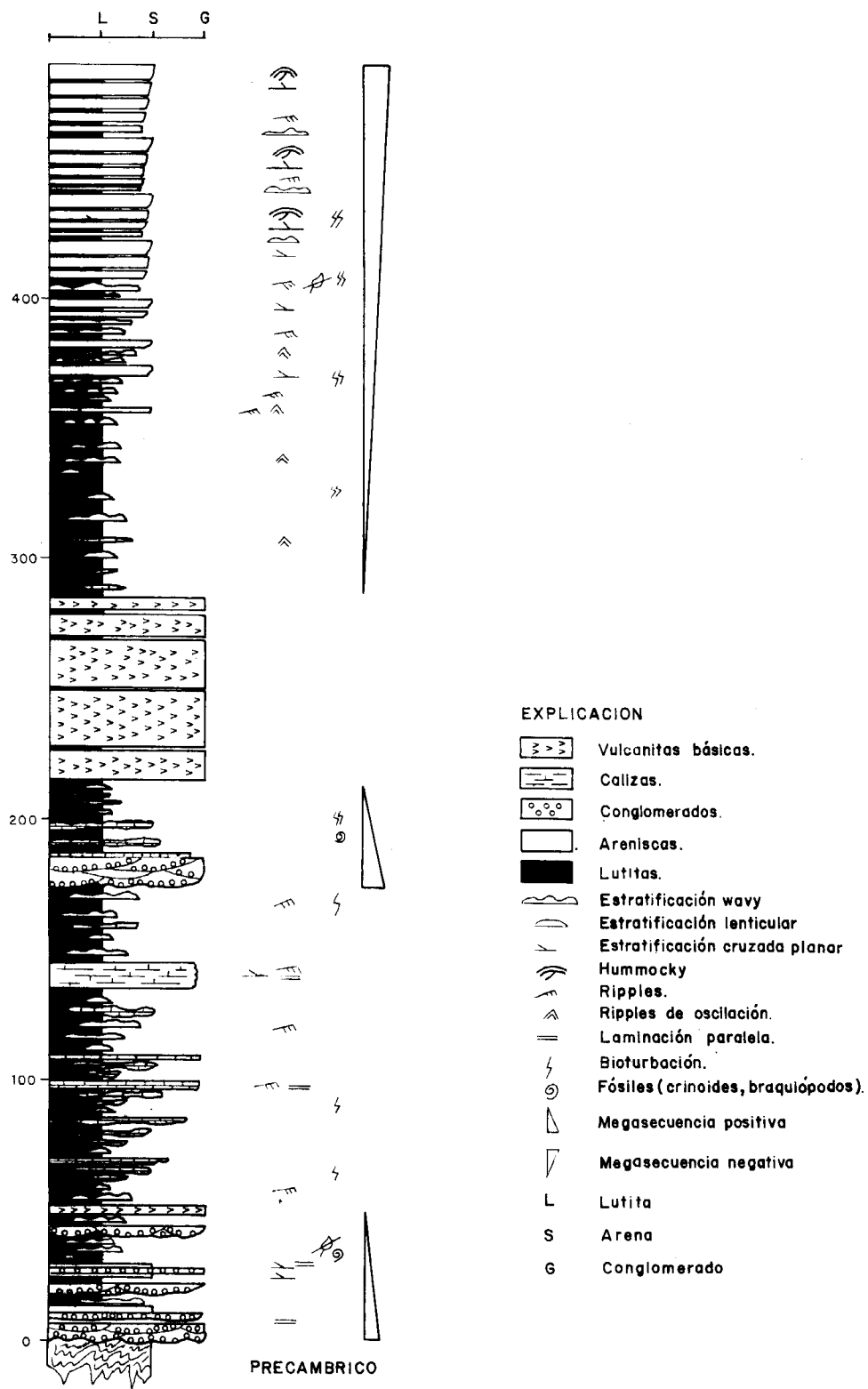


Fig. VI.5.— Columna esquemática de la banda meridional de la cuenca del Guadiato (Arroyo Fresnedoso, S. de Bémez).

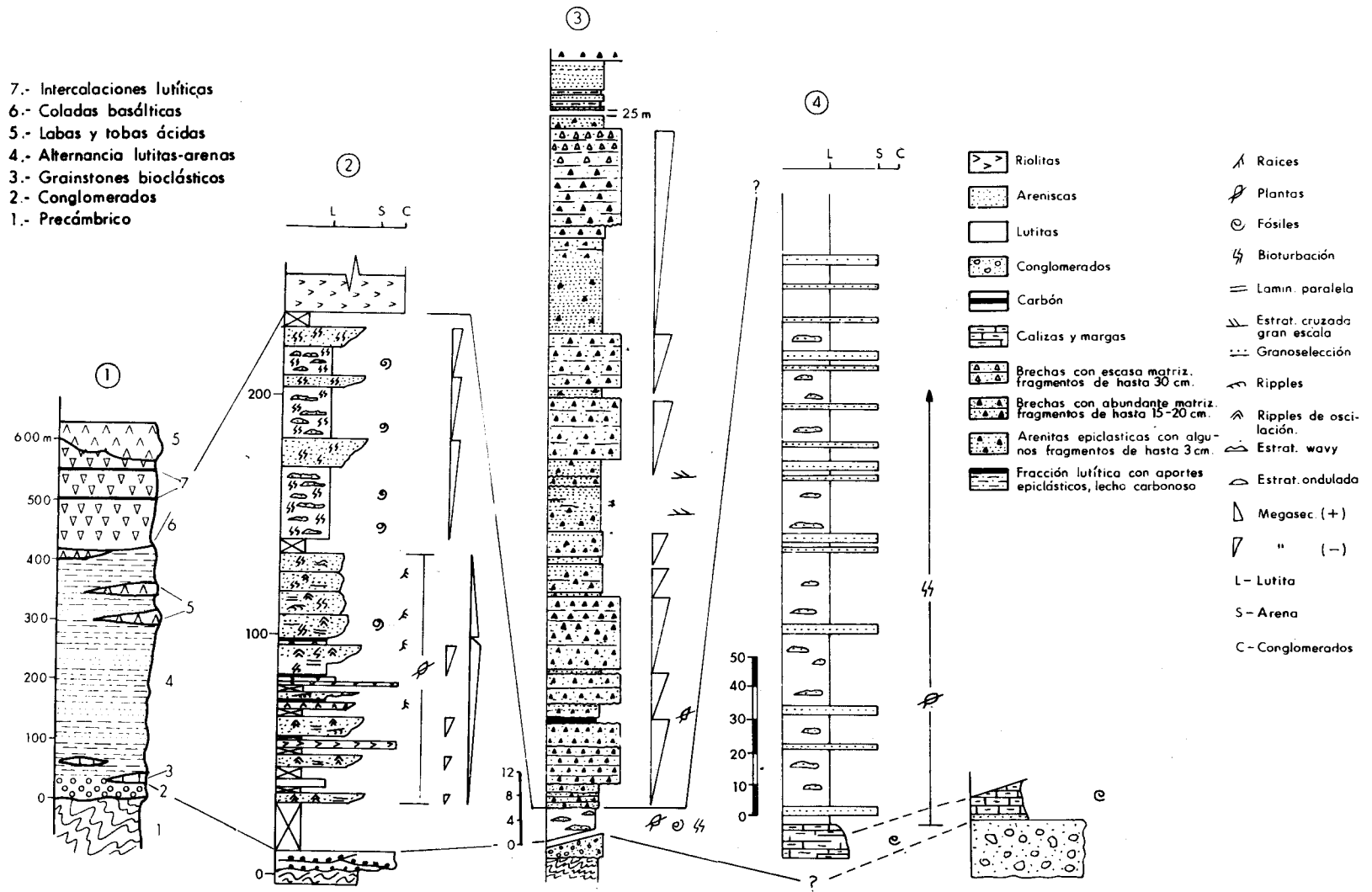


Fig. VI.6.- Columnas esquemáticas representativas de la cuenca de Benjarafa y su continuación oriental. Ligeramente modificadas de: 1. GABALDON et al. (1983); 2. GARROTE & SANCHEZ CARRETERO (1983); y 3. LIÑAN (1978).

sugieren que la sedimentación tuvo lugar en áreas marinas profundas, según un sistema deposicional de abanicos submarinos (*deep sea fan*).

Sin embargo, la presencia continua de *wave ripples*, la aparición local de *hummocky cross-bedding*, y la bioturbación intensísima de los niveles lutíticos, junto con la existencia local de restos clasificables de plantas y fósiles marinos de aguas someras en las capas basales, están en contradicción con tal interpretación. GABALDON et al. (1983) y GABALDON et al. (en preparación), interpretan que la sedimentación tuvo lugar en una plataforma somera abierta, dominada por tormentas, en la que el mecanismo principal de aporte de sedimento serían las tormentas, que formarían capas arenosas de tipo *storm sand layer*, con características turbidíticas. Dichos bancos arenosos serían retrabajados por las olas, formando *wave ripples* y *hummocky cross-bedding*, a medida que la tormenta fuese perdiendo intensidad.

#### VI.2.1.c *La cuenca de Banajarafe y su prolongación oriental*

El nombre de cuenca de Banajarafe ha sido aplicado históricamente a una banda estrecha, de unos 10 Km de largo, de rocas sedimentarias carboníferas localizadas en el borde SW de la llamada alineación magmática Villaviciosa-La Coronada (ENADIMSA, 1975, 1977; DELGADO QUESADA et al., 1977).

Actualmente, sin embargo, la mayor parte de la citada alineación magmática se considera como parte integrante de la serie carbonífera de este sector (PASCUAL & PEREZ LORENTE, 1975; GARROTE & BROUTIN, 1979; GABALDON et al., 1983; GARROTE & SANCHEZ CARRETERO, 1983). Esta nueva interpretación permite relacionar los afloramientos de la cuenca de Banajarafe con otros, situados al SE de la misma, incluyendo los localizados al S de Villaviciosa de Córdoba, y otros más aislados que llegan hasta las inmediaciones de Córdoba, donde desaparecen bajo los sedimentos terciarios del Valle del Guadalquivir (véase la distribución de afloramientos en la Fig. VI.3).

Por otra parte, más al NW, la denominada cuenca del Matachel, a pesar de la falta de

continuidad de afloramiento, probablemente representa la prolongación occidental de la cuenca de Banajarafe. Esta atribución puede hacerse en base, fundamentalmente, a la similitud de facies que presentan las series de ambos sectores, principalmente en cuanto a la composición y secuencia de los episodios magmáticos, así como a la presencia de mineralizaciones similares de sulfuros polimetálicos asociadas a los mismos.

En todos los casos la sucesión carbonífera yace en discordancia angular y erosiva sobre materiales más antiguos pertenecientes a diferentes unidades estructurales, los llamados dominios en la bibliografía regional.

Los afloramientos de la denominada cuenca del Matachel son discordantes sobre rocas precámbricas, de edad Rifeense (Sucesiones Montemolín y Tentudia), del dominio de Valencia de las Torres-Cerro Muriano (ARRIOLA et al., en prensa). En la cuenca de Banajarafe el Carbonífero se sitúa sobre la Formación Azuaga (DELGADO QUESADA, 1971) del dominio de Sierra Albarrana (CHACON et al., 1974). Sin embargo, en los afloramientos más orientales, la serie carbonífera recubre en discordancia al Cámbrico inferior del dominio de Córdoba-Alanís (DELGADO QUESADA et al., 1977).

Este hecho de observación permite extraer dos conclusiones importantes de significación regional:

1ª— Buena parte de la estructuración de la Zona Ossa-Morena es anterior al depósito de los materiales del Carbonífero inferior.

2ª— La deformación posterior no ha modificado sustancialmente la distribución de los afloramientos del Carbonífero inferior, al menos en aquellas áreas más proximales de la cuenca sedimentaria.

Aunque existen numerosos cambios de facies, las series estratigráficas de los diferentes sectores presentan una serie de características comunes, las más importantes de las cuales se resumen a continuación.

— Todas las series completas contienen dos partes claramente diferenciadas; un tramo basal predominantemente sedimentario, y otro superior fundamentalmente volcánico.

— En todos los casos los niveles basales son conglomerados y *debris flows*, si bien sus

espesores son muy variables de un sector a otro. La naturaleza de los clastos y cantos está influenciada directamente por el basamento sobre el que se apoyan.

— En conjunto, el tramo inferior contiene materiales depositados en ambientes marinos muy someros, aunque localmente puedan haber existido períodos de emersión. En todo este tramo son abundantes los fragmentos de plantas y fósiles marinos de aguas someras, siendo la bioturbación el rasgo más característico de los intervalos lutíticos.

— En la mayor parte del área los niveles basales del tramo volcánico consisten en material epiclástico, derivado de rocas volcánicas básicas e intermedias. Estas rocas epiclásticas comúnmente presentan estructuras sedimentarias, tales como estratificación cruzada planar de gran escala, típicas de ambientes de playa.

El tramo superior volcánico, aunque muy variable lateralmente, siempre contiene intercalaciones lutíticas de espesor métrico a decamétrico.

A efectos de comparación se incluyen cuatro secciones representativas parciales (Fig. VI.6), correspondientes a: 1. Columna esquemática de la cuenca de Matachel (APALATEGUI HIGUERAS, en prensa); 2. El tramo inferior sedimentario en la cuenca de Benajazafe (GABALDON et al., 1983); 3. La potente pila de material epiclástico que recubre al tramo sedimentario en el Arroyo Orejón, al S de Villaviciosa de Córdoba (GARROTE & SANCHEZ CARRETERO, 1983); y 4. La sucesión en el Santuario de Nuestra Señora de Linares, cerca de Córdoba (LIÑAN, 1978).

Localmente existen capas de carbón, en general de espesor centimétrico. No obstante, en Benajazafe alcanzan potencias de varios metros, siendo objeto de explotación a cielo abierto actualmente.

La estratigrafía detallada del tramo volcánico superior es muy variable y compleja. En resumen, incluye rocas volcánicas y piroclásticas, tanto ácidas —de riolitas a dacitas— como básicas —de basaltos a andesitas—, complicadas por cuerpos intrusivos plutónicos, subvolcánicos e hipoabisales, relacionados genéticamente con ellas. Asociados a algunos términos ácidos existen mineralizaciones exhalativo-sedimentarias de hierro y de sulfuros

polimetálicos, algunas de las cuales son explotables.

Descripciones parciales de este tramo volcánico pueden encontrarse en los trabajos de PASCUAL & PEREZ LORENTE (1975), BAEZA ROJANO et al. (1978) y BAEZA ROJANO et al. (1981), APALATEGUI & HIGUERAS (en prensa), ARRIOLA et al. (en prensa).

Desde el punto de vista bioestratigráfico, LIÑAN (1978), en afloramientos próximos a Córdoba, describió una fauna rica de braquiópodos, corales, bivalvos, gasterópodos, foraminíferos y goniatites que, junto con algunas algas, caracterizan el Viseense medio-superior, siendo los ejemplares de la familia *Gigantoproductidae* los elementos más representativos.

En la cuenca de Benajazafe, recientemente se ha recolectado una fauna variada de bivalvos y braquiópodos que, estudiada por C. WINKLER PRINS, resulta contener elementos marinos de aguas muy someras, en algunos casos propios de ambientes restringidos, de edad Viseense superior. Por otra parte, esta misma cuenca ha suministrado ricas asociaciones de floras y de palinomorfos (determinaciones J. BROUTIN y R. COQUEL) que permiten precisar, con cierto detalle, la cronoestratigrafía de la sucesión estratigráfica. La parte baja del tramo basal resulta ser de edad Tournaisiense superior-Viseense inferior, en tanto que el tramo superior debe ser Viseense superior en base a una asociación de esporas de dicha edad, recogida en una de las intercalaciones lutíticas. No es descartable, sin embargo, que parte de la secuencia volcánica alcance el Namuriense.

En el sector del Matachel, SANCHEZ CELA & GABALDON (1976) citan una microfaua de edad Dinantiense, en los paquetes calizos.

Desde el punto de vista paleogeográfico el tramo inferior ha sido interpretado como el resultado del depósito en una zona de *lagoon*, en el que se desarrollaban pequeños deltas, permitiendo la formación de carbón al colmarse las bahías interdistributarias (GABALDON et al., 1983). Por otro lado, las rocas epiclásticas intercaladas en la unidad volcánica se han interpretado como el resultado de re-

trabajamiento en playas de las rocas volcánicas (GARROTE & SANCHEZ CARRETERO, 1983).

Ambas interpretaciones han sido integradas por GABALDON et al. (1983) en un sistema deposicional general que incluye un área marina somera restringida (*lagoon*) —el tramo inferior actual—, cortada por una alineación de islas volcánicas —el tramo superior—, que la aislaría del mar abierto situado al Norte —los afloramientos actuales de la banda meridional de la cuenca del Guadiato y del Valle de Los Pedroches—.

#### VI.2.1.d *Cuenca de Berlanga*

También afloran materiales del Carbonífero inferior en los alrededores de Berlanga, donde yacen en discordancia angular sobre las rocas precámbricas de la Formación Azuaga del dominio de Sierra Albarrana. Aparecen en una estructura sinclinal cuyo flanco norte está cortado por la falla de Azuaga. Hacia el Oeste, esa estructura simple se divide en dos sinclinales diferentes, separados por una banda estrecha de esquistos precámbricos. Más al Este, en las inmediaciones de Azuaga, aparecen unos afloramientos con iguales características y situados en la misma posición, que deben representar la prolongación oriental de la cuenca de Berlanga.

La serie estratigráfica de esta cuenca, con más de 600 m de espesor, consiste en dos intervalos claramente diferenciados. El intervalo inferior incluye unas capas basales de conglomerados y *debris flows*, a las que siguen unos niveles lutíticos muy bioturbados, con algunas pasadas arenosas, que esporádicamente se ven cortados por avalanchas de material detrítico grosero (*debris flows*). Cerca del cementerio de Berlanga, en el flanco N de la estructura, y pocos metros al S de la falla de Azuaga afloran varios cuerpos lenticulares métricos de calizas, con facies de *grainstones* bioclásticos de crinoides.

La potencia total de este tramo inferior es de unos 100-150 m, y en él se ha recolectado una fauna marina de braquiópodos, bivalvos y crinoides del Viseense superior (Determinación de C. WINKLER PRINS).

El intervalo superior contiene lutitas y areniscas, así como cuerpos canalizados de

conglomerados, que son más potentes y frecuentes hacia el techo. No es raro encontrar niveles delgados de suelos de vegetación, con abundantes raicillas. Los cuerpos de conglomerados y algunos de areniscas muestran estructuras de canales amalgamados, similares a las que se forman en sistemas fluviales anastomosados, siendo las lutitas el resultado de la sedimentación en la llanura de inundación.

En numerosos puntos aparece una flora poco diversificada del Carbonífero inferior, que ha sido atribuida al Namuriense inferior por PEREZ GARCIA (1971), aunque en opinión de R.H. WAGNER (com. pers., 1982) los elementos disponibles no permiten hacer esa precisión.

Teniendo en cuenta todos los datos disponibles, GABALDON et al. (en preparación), proponen que la sedimentación en este área tuvo lugar en un sistema deposicional deltaico s.l. progradante hacia el Norte, demostrado por la importancia creciente de las facies fluviales hacia el techo.

#### VI.2.1.e *Cuencas de Los Santos de Maimona, Bienvenida y Casas de Reina*

Estas tres pequeñas cuencas del Sur de la provincia de Badajoz están ubicadas en una línea de dirección NW-SE, que coincide con una de las principales fallas de desgarre sinistras de la Zona de Ossa-Morena (Fig. VI.3).

Las series carboníferas, en cada una de ellas, son discordantes sobre el Cámbrico inferior del dominio de Córdoba-Alanís (DELGADO QUESADA et al., 1977) e incluyen varias capas de carbón que han sido explotadas históricamente.

En Bienvenida y Casas de Reina, la reducida superficie de los afloramientos junto con la mala calidad de los mismos, han impedido el reconocimiento detallado de la serie estratigráfica.

De forma esquemática, la secuencia consiste en una alternancia de areniscas y lutitas que descansa sobre una parte basal conglomerática, de la que generalmente está despegada. Rocas volcánicas básicas, tanto efusivas como intrusivas, son volumétricamente importantes en la cuenca de Bienvenida, donde constituyen la extremidad occidental del afloramiento carbonífero.



La cuenca de Los Santos de Maimona, de mayores dimensiones y con mejores condiciones de exposición, muestra una sucesión más completa que puede dividirse en cuatro tramos (Fig. VI.7). Los dos tramos inferiores presentan iguales características que los de las otras dos cuencas, siendo además los que peor afloran.

El tercer tramo, bien expuesto a lo largo

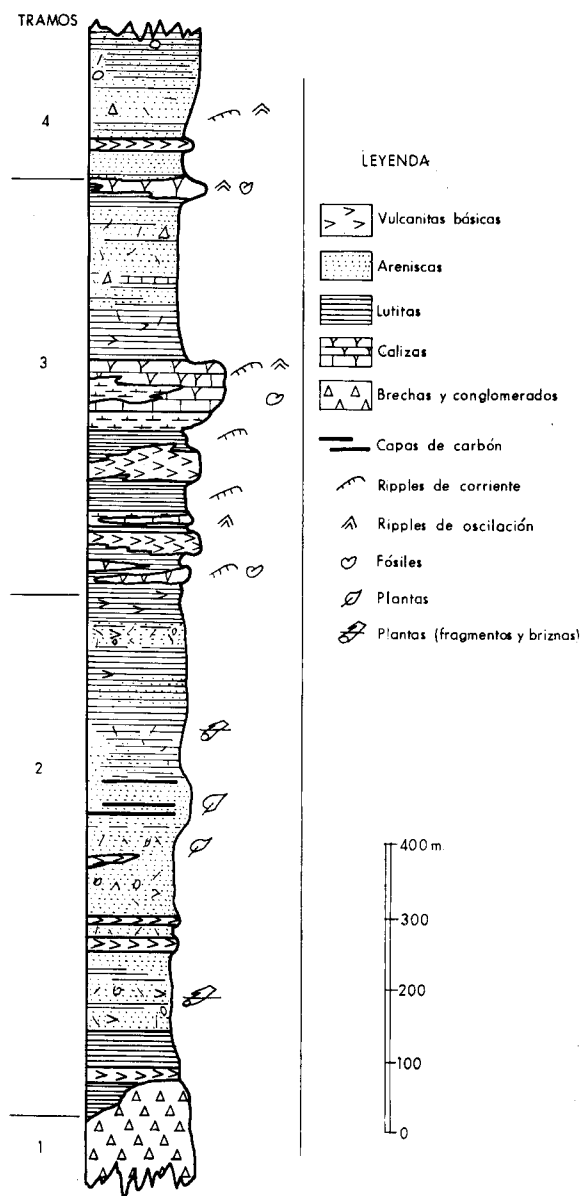


Fig. VI.7.— Columna representativa del Carbonífero inferior de la cuenca de Los Santos de Maimona. Ligeramente modificada de ODRIOZOLA et al. (en prensa).

de la carretera de Zafra a Fuente del Maestre, está constituido por una serie alternante de lutitas, areniscas, calizas y lavas y tobas básicas y ácidas que pasa gradualmente al cuarto tramo, con características parecidas a las del segundo, si bien no aparecen las capas de carbón que presenta éste.

La potencia total de la serie se estima superior a 800 m (ENADIMSA, 1975).

Desde los trabajos de LACAZETTE (1919) y sobre todo, JONGMANS (1951-1956), se conoce la existencia en estas cuencas de una flora abundante, aunque poco variada, de edad Dinantiense, cuyos elementos más representativos son *Lepidodendron losse-ni* WEISS y *Sphenopteridium crassum* LINDLEY & HUTTON (R.H. WAGNER, com. pers., 1983).

Por otra parte, las calizas del tercer tramo, que son fundamentalmente *grainstones* bioclásticos, contienen numerosos fragmentos de corales, braquiópodos, algas, foraminíferos, etc., de edad Viseense superior (C. MARTINEZ, com., pers., 1981).

No se dispone, por el momento, de evidencias suficientes que permitan establecer los ambientes sedimentarios en que se formaron los materiales de estas cuencas. Las series de Bienvenida, Casas de Reina, y los tramos inferiores de Los Santos de Maimona son los más controvertidos a causa de sus pobres condiciones de exposición, que impiden la investigación sedimentológica, y de su contenido paleontológico, poco significativo. Un estudio palinológico reciente ha proporcionado nuevos datos (R. COQUEL, com. pers., 1982) que indican la ausencia casi absoluta de fitoplankton en estas series, lo que sugiere que la influencia marina en ellas fue muy limitada, si es que alguna vez existió.

Por su parte, los tramos superiores de la cuenca de Los Santos de Maimona son, sin lugar a dudas, marinos someros (llanura mareal distal), de acuerdo con su contenido fósilífero y sus estructuras sedimentarias (V. GABALDON, com. pers., 1982).

#### VI.2.1.f Cuenca de Valdeinfierno

Esta pequeña cuenca, de unos 20 Km<sup>2</sup> de superficie, se sitúa en la terminación occidental de la Sierra Albarrana (Fig. VI.3). Es el

único representante de sedimentación exclusivamente continental en el Carbonífero inferior de la Zona de Ossa-Morena, estando, por tanto, desconectada paleogeográficamente del resto de los afloramientos anteriormente descritos.

Contiene una sucesión de materiales muy singular, cuyo rasgo más característico en la

profusión de brechas (*debris flows*), que constituyen aproximadamente un 80% de la misma.

La Fig. VI.8, muestra esquemáticamente una sección a lo largo de la carretera Fuenteo-bejuna-Alanís, junto con las asociaciones de facies más representativas. Este corte se ha modificado ligeramente de GABALDON et al.

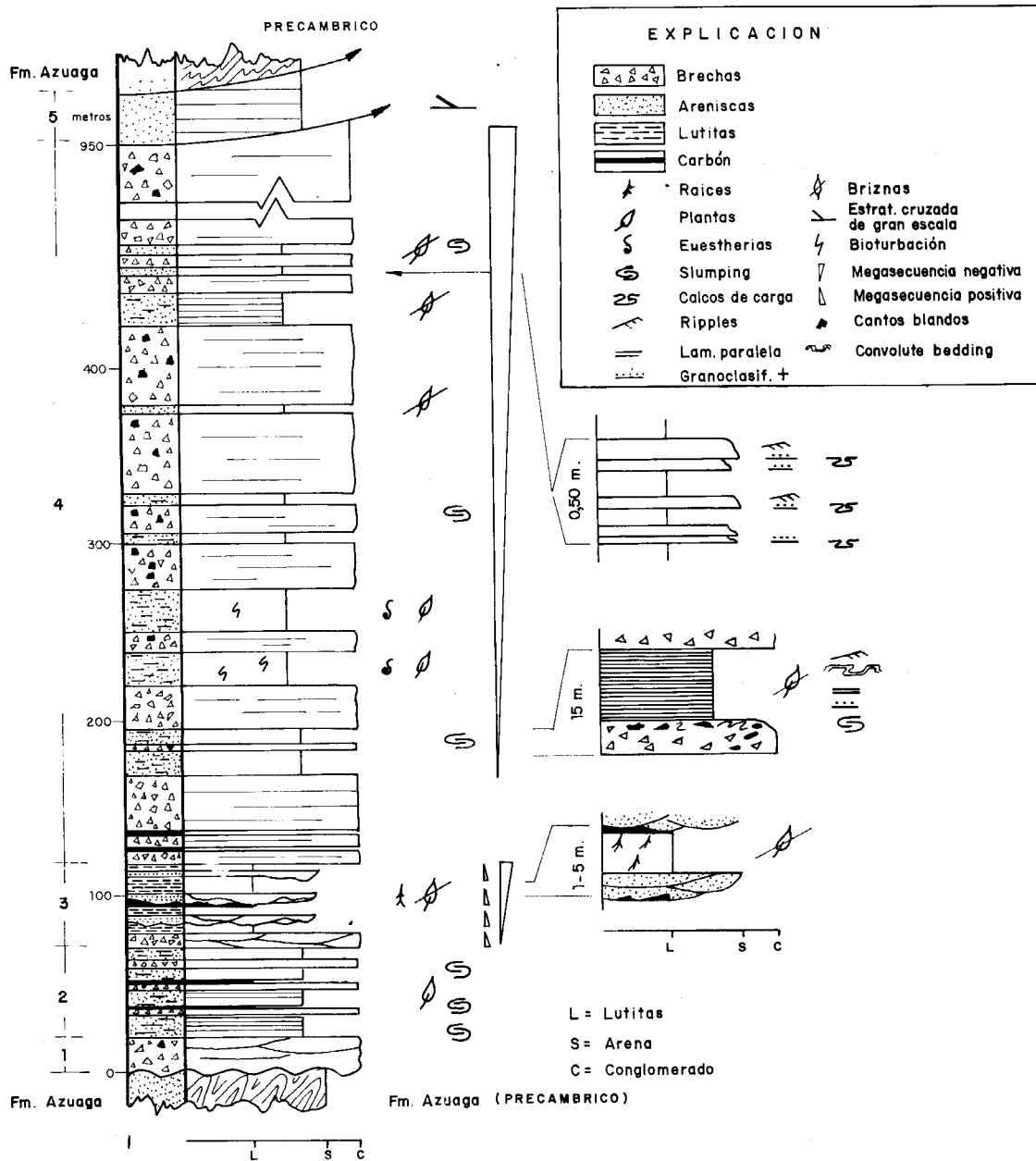


Fig. VI.8.— Esquema de la sección estratigráfica y de las asociaciones de facies más representativas del Carbonífero inferior de Valdeinfierno.

(1983), que distinguen cinco tramos sucesivos.

*Tramo 1.* Consiste en depósitos de *debris-flows* que pasan gradualmente a conglomerados en cuerpos canalizados. Se dispone en discordancia angular y erosiva sobre turbiditas precámbricas de la Formación Azuaga. Las brechas se interpretan como depósitos de tipo *apron*, transportados por flujo gravitacional, que rellenan un relieve creado sinsedimentariamente; en tanto que los cuerpos canalizados superiores probablemente representan sedimentación en áreas proximales de un sistema de abanicos aluviales.

*Tramo 2.* Corresponde a una sedimentación netamente lacustre, en la que se asocian lutitas laminadas con capas turbidíticas aisladas, capas de carbón, y ciclos turbidíticos negativos. Frecuentemente se intercalan capas finas de brechas y niveles de *slumps*.

Este tramo representa sedimentación autóctona (decantación de fango) en una cuenca lacustre. Este proceso continuo se vio interrumpido frecuentemente por corrientes de turbidez y *debris-flows*, causantes de la colmatación de la cuenca, al menos en sus partes marginales, en las que se podrían desarrollar zonas pantanosas. Las capas de carbón de este tramo se interpretan como formadas en tales áreas pantanosas.

*Tramo 3.* La asociación de facies de este tramo consiste en capas canalizadas de areniscas de grano medio que alternan con niveles lutíticos, sobre los que se desarrollan suelos de vegetación potentes. Dichos suelos suelen pasar a capas de carbón extremadamente finas. Esta asociación corresponde a sedimentación en una llanura aluvial, en la que una gran profusión de plantas se enraizarían en los sedimentos de la llanura de inundación.

*Tramo 4.* Es el de más espesor (aproximadamente 800 m) e incluye potentes capas planares de brechas, niveles slumpizados y turbiditas, junto con limolitas y areniscas de grano fino que contienen *Euestheria striata*, un crustáceo de agua dulce.

Al igual que el tramo 2, se considera como el resultado de sedimentación en condiciones lacustres, recreadas por el hundimiento renovado de la cuenca que daría lugar a la formación de un talud activo dentro de la misma,

en el que se generarían los desplomes de brechas (*debris flows*) y las turbiditas y *slumpings* asociados, incluyendo bloques de los propios sedimentos carboníferos depositados previamente.

*Tramo 5.* Aparece desconectado secuencialmente del resto, por tener fallados tanto el techo como el muro. Parece representar un episodio fluvial, aunque su caracterización resulta imposible a causa de la pobre calidad de afloramiento.

La potencia total de la serie es del orden de 1.000 metros.

WAGNER (1978) menciona una flora que caracteriza el Tournaisiense superior. Sin embargo, hallazgos recientes permiten considerar que pueden estar presentes términos más antiguos (J. BROUTIN, com. pers., 1982).

#### VI.2.1.g *El sector de Santa Olalla de Cala*

En este sector, VAN DEN BOOGAARD & VAZQUEZ GUZMAN (1981) han descrito una fauna de conodontos del Carbonífero inferior, incluida en calizas consideradas con anterioridad como Devónico medio.

Pocos kilómetros al Sur de Santa Olalla de Cala afloran unos lentejones carbonatados, de hasta 50 m de potencia, intercalados sobre el llamado Flysch de Terena, una formación turbidítica que constituye el núcleo del Sinclinorio de Barrancos-Honojales (véanse las Figs. VI.2 y VI.3). La secuencia carbonatada aparece recubierta transicionalmente por rocas volcánicas básicas espilitizadas, tanto lavas como rocas piroclásticas. Esta disposición puede seguirse de manera discontinua hasta las proximidades de Villanueva de las Minas.

Una sucesión similar aparece cerca de Castilblanco de los Arroyos, sobre materiales del Devónico superior de la Zona Surportuguesa (véase VI.1).

El contenido de conodontos de las calizas es considerado como de edad Tournaisiense superior-Viseense inferior (VAN DEN BOOGAARD & VAZQUEZ GUZMAN, 1981).

Las calizas son fundamentalmente *grainstones* bioclásticos de crinoides (op. cit.), depositados en un ambiente somero de alta ener-

gía, próximo a costas.

Los afloramientos que aquí se describen constituyen los testigos más septentrionales y marginales de la sedimentación durante el Carbonífero inferior en la cuenca Surportuguesa.

#### VI.2.1.h *Correlaciones y paleogeografía*

El establecimiento de correlaciones fiables a partir de datos bioestratigráficos, exclusivamente, es en extremo difícil a causa de la relativa escasez de evidencias paleontológicas con valor cronoestratigráfico disponibles. Este hecho impide, asimismo, la posibilidad de establecer reconstrucciones paleogeográficas con suficiente aproximación.

No obstante, si a esos pocos datos cronoestratigráficos se añade el examen de los procesos sedimentarios y volcánicos que dieron lugar a las rocas de esta región, se puede intentar, aunque de forma burda e imprecisa, reconstruir un modelo paleogeográfico para la Zona de Ossa-Morena, especialmente durante el Viseense superior, que es el período mejor caracterizado paleontológicamente.

La Fig. VI.9, muestra una reconstrucción paleogeográfica idealizada, que integra todos los datos disponibles, en tanto que la Fig. VI.10 incluye un cuadro de correlación de diferentes columnas, que completan una sección N-S de la cuenca del Norte de la Zona de Ossa-Morena, complementada con la columna representativa de la cuenca intramontañosa de Valdeinfierno.

Los rasgos más relevantes de la paleogeografía de esta región, algunos de los cuales ya han sido avanzados, se pueden resumir como sigue:

— En tiempos del Carbonífero inferior un área continental emergida (¿isla?, ¿microcontinente?) separaba dos cuencas marinas (¿desconectadas?) situadas respectivamente al Nordeste y al Sur de la Zona de Ossa-Morena actual, que constituía dicha parte emergida.

— La sedimentación en la masa emergida tuvo lugar en cuencas lacustres, ¿y fluviales?, siendo la cuenca de Valdeinfierno el único testigo presente de este tipo de sedimentación.

— La línea de costa septentrional tenía una dirección NW-SE, como pone de manifiesto la alineación de facies proximales según esa

dirección. La posición original de la línea de costa meridional no puede determinarse con precisión debido a la escasez de afloramientos y a la deformación posterior.

— En la cuenca Norte existieron al menos dos alineaciones en las que tuvo lugar una actividad ígnea importante. Tales alineaciones eran los rasgos paleogeográficos más relevantes, y controlaron los cambios de facies más significativos.

— La alineación volcánica situada más al Sur, por tanto, más próxima al área emergida, que se corresponde actualmente con la alineación magmática Villaviciosa-La Coronada, constituía un rosario de islas volcánicas que permitió la formación de un área de *lagoon* entre él y el continente, representado por la cuenca de Benjarafe y su prolongación hacia el Este, y hacia el Oeste.

— En la zona costera se desarrollaron deltas, más o menos activos, de los que únicamente queda como testigo el área de Berlanga.

— La alineación volcánica septentrional, representada por los afloramientos de rocas volcánicas de la parte Sur del Valle de Los Pedroches (Alineación Varas-Guadalbarbo), marca actualmente el límite entre las facies someras de plataforma (Banda meridional de la cuenca del Guadiato), muy monótonas, y las muy variadas, aunque con características similares, del Valle de Los Pedroches.

— Por otra parte, poco se puede decir aquí sobre la cuenca situada al Sur de la Zona de Ossa-Morena, puesto que únicamente se han revisado unos pocos afloramientos marginales. El hecho importante a tener en cuenta, es que tales afloramientos constituyen los testigos marginales de la sedimentación en la vasta cuenca Surportuguesa, bien desarrollada al Sur de esta región, en la que también existían alineaciones volcánicas (Faja pirítica) similares a las que aparecen en la cuenca Norte, aunque de mayor envergadura que éstas.

#### VI.2.2 WESTFALIENSE

Materiales westfalienses afloran en la Zona de Ossa-Morena en tres áreas desconectadas entre sí: la cuenca de Peñarroya-Bélmez-Es piel, la cuenca de Villanueva del Río y Minas y la Cuenca de Santa Susana, en Portugal. La

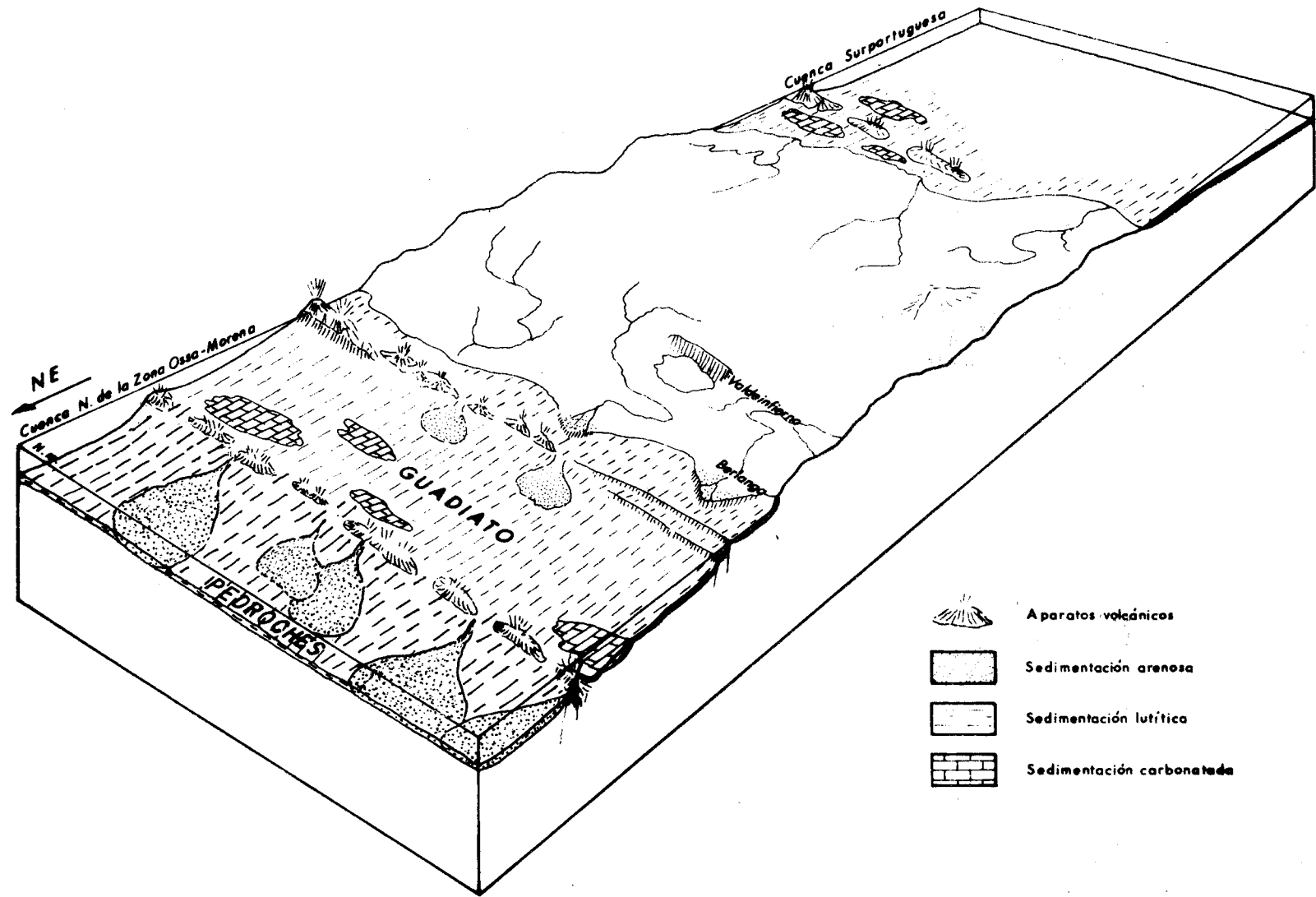


Fig. VI.9.— Esquema idealizado de reconstrucción paleogeográfica de una parte de la Zona de Ossa-Morena en tiempos Viséenses.

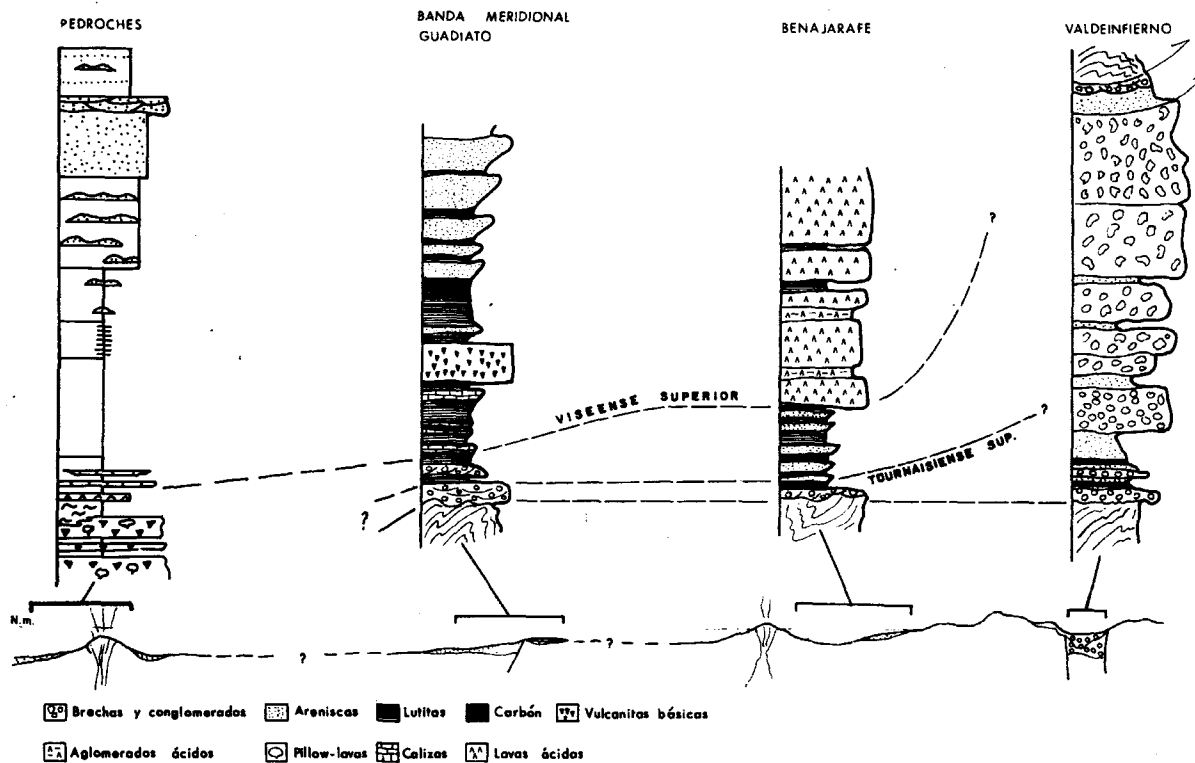


Fig. VI.10.— Esbozo de correlación correspondiente a una sección transversal de la cuenca del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena.

sedimentación, en los tres casos, corresponde a depósitos fluviales y lacustres, aunque la edad de los mismos es diferente; respectivamente: Westfaliense B, Westfaliense A y Westfaliense D.

Una descripción detallada de la cuenca de Santa Susana se puede encontrar en la obra *The Carboniferous of Portugal*, de M.J. LEMOS DE SOUSA y J.T. DE OLIVEIRA, que constituye una publicación especial del X Congreso Internacional de Geología y Estratigrafía del Carbonífero (1983).

En la Fig. VI.11, puede encontrarse la distribución de los afloramientos westfalienses de la parte española de la Zona de Ossa-Morena.

#### VI.2.2.a Cuenca de Peñarroya-Bélmez-Espiel

Como se ha indicado anteriormente (véase VI.2.1.b), esta cuenca constituye la banda septentrional de rocas carboníferas de la cuenca del Guadiato. Se extiende unos 50 Km en dirección NW-SE, con una anchura media de 2

Km, y contiene los más importantes yacimientos de carbón de la región, que son objeto de explotación intensa desde tiempos históricos.

El límite norte de los afloramientos viene marcado por la discordancia angular y erosiva del llamado *Conglomerado Basal* de la sucesión westfaliense sobre cuarcitas y esquistos precámbricos. Por el Sur, los sedimentos fluviales y lacustres que constituyen esta cuenca, son cabalgados por calizas del Viseense superior pertenecientes a la Banda Central.

El conjunto de la sucesión del Westfaliense B está constituida por depósitos continentales formados en un sistema general de abanicos aluviales, en el que es posible diferenciar facies proximales (*debris flows*), depósitos de ríos anastomosados y facies distales lacustres, con cambios de facies espectaculares entre ellas.

Un reconocimiento rápido de la cuenca proporcionaría las siguientes observaciones generales:

- La parte basal de la secuencia está for-

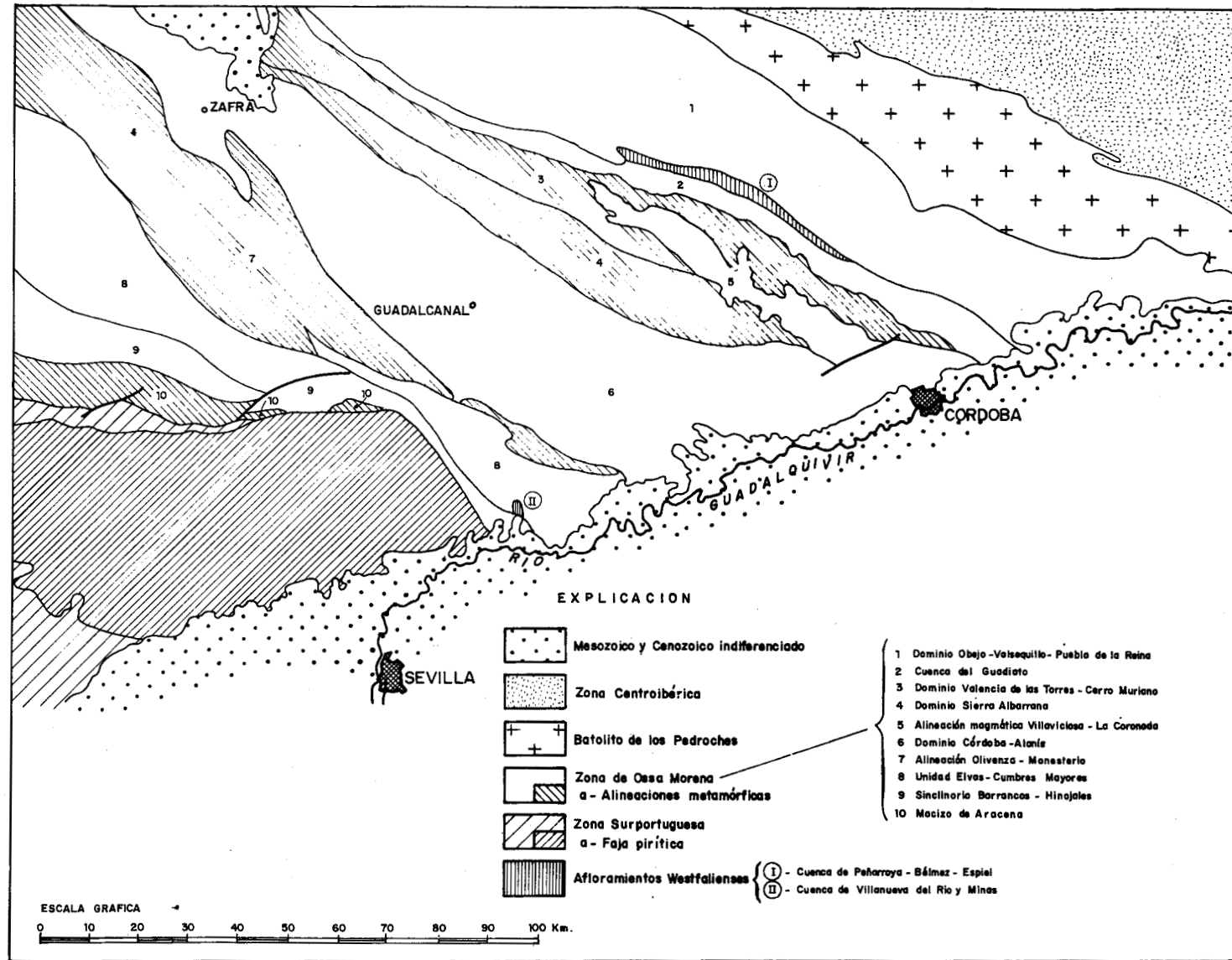


Fig. VI.11.- Distribución de los afloramientos Westfalienses en la parte española de la Zona de Ossa-Morena.

mada por *debris flows* con una estructura de tipo *apron*, que rellenan un relieve preexistente. Hacia arriba pasan a conglomerados y, en menor proporción, areniscas, en cuerpos canalizados amalgamados, cuyas estructuras sedimentarias son características de las facies proximales de un sistema fluvial de baja sinuosidad (facies de cabecera en un sistema de ríos anastomosados). Las medidas de paleocorrientes ponen de manifiesto una dirección dominante del flujo N-S, con sentido hacia el Sur.

— Sobre esta parte basal se dispone, en el sector E de la cuenca, una potente serie ciclotemática constituida por conglomerados, areniscas, lutitas y capas de carbón, mientras que en el sector W (W de Peñarroya) aparece una secuencia, también potente, de lutitas laminadas y capas de carbón, con algunas intercalaciones de areniscas y conglomerados.

No existe acuerdo general sobre la interpretación de esta distribución particular de las facies. Por una parte, ENADIMSA (1976) considera que representa simplemente un cambio lateral de facies, en tanto que otros autores piensan que las lutitas laminadas son superiores a las secuencias ciclotemáticas, a pesar de que la zona de transición aparece cubierta o fallada (R.H. WAGNER, com. pers.).

La sucesión ciclotemática presenta una profusión de estructuras sedimentarias que permiten caracterizar un sistema deposicional de ríos anastomosados, que correrían de ESE a WNW, como queda evidenciado por las direcciones de paleocorrientes y el aumento de la relación lutita/conglomerado hacia el Oeste. En este sentido, es posible constatar que las zonas canalizadas son más potentes y abundantes hacia Espiel (E), en tanto que a la altura de Bélmez son dominantes las facies de llanura de inundación, con abundantes suelos de vegetación y zonas lacustres efímeras, siendo los canales poco importantes y esporádicos. En la Fig. VI.12, se presenta una columna esquemática interpretativa, que representa la serie en la parte central de la banda, en la Mina San Antonio, entre Bélmez y Espiel.

En el sector occidental de la cuenca, al W de Peñarroya, la secuencia de lutitas laminadas, que contiene restos de fósiles de agua dulce (*Naiadites*, *Euestheria* y *Leaia*), probablemente representa el establecimiento de una

zona lacustre más estable en este sector de la cuenca, si bien existen también intercalaciones de niveles con suelos de vegetación (Mina San Ricardo, bajo la capa San Rafael), e incluso otros con características típicamente fluviales (encajantes de la Capa Cervantes).

Dentro de esta cuenca los depósitos de carbón aparecen en distintos tipos de ambientes de sedimentación. Así, los mejores carbones aparecen en el sector occidental, como capas de carbón alóctono depositadas en la sucesión lacustre. Carbones de iguales características se formaron también en las zonas encharcadas de la llanura de inundación, si bien dado el carácter efímero de las mismas, las capas son poco potentes y poco continuas.

Otro tipo de carbón, en este caso autóctono, se formó en las zonas de llanura de inundación, en la que las plantas enraizaron en gran profusión. Localmente constituyen paquetes potentes en los que el carbón alterna continuamente con capas lutíticas con abundantísimas raicillas (Paquete Aurora de la Mina San Antonio).

También hay carbón, el llamado carbón esparítico, formando parte del relleno de canales abandonados. Este tipo no llega a formar capas.

Un hecho llamativo, con significación paleogeográfica, ha sido puesto de manifiesto recientemente por DELGADO et al. (1980) que encuentran, formando parte del llamado abanico aluvial de Espiel, bloques y cantos que presentan un pulimento y estriaciones, que interpretan como originados por un trabajo glacial de los mismos, anterior a su participación como elementos del citado abanico aluvial. Esta interpretación implicaría, dada la baja paleolatitud estimada para esta región en el Carbonífero, la presencia de relieves de varios miles de metros de altitud, capaces de permitir la existencia de un glaciario de alta montaña.

Esta idea ha sido criticada fuertemente (WAGNER, 1983), sin embargo, no es una interpretación única: sedimentos similares de edad Estefaniense que afloran al N de Almadén, han sido considerados de igual forma por COULLAUT et al. (en prensa).

Desde el punto de vista paleobotánico esta cuenca presenta una gran abundancia de



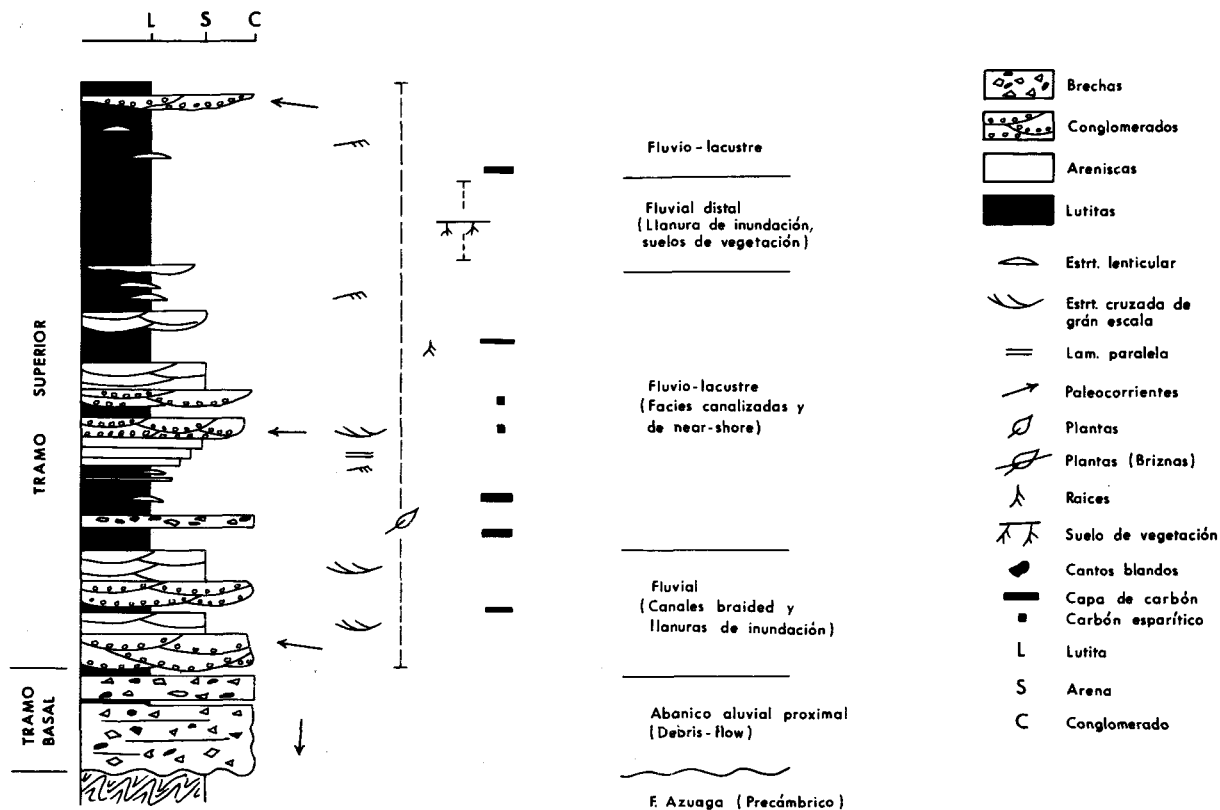


Fig. VI.12.— Columna estratigráfica interpretativa del Westfaliense B del sector central de la cuenca de Peñarroya-Belmez-Espiel (Area de la mina S. Antonio).

plantas. Han sido reconocidas más de noventa especies de macroflora que caracterizan el Westfaliense B. Una relación exhaustiva de las mismas puede encontrarse en WAGNER (1983). También aparecen asociaciones muy ricas de palinomorfos, notándose desfase entre la edad que éstas proporcionan (parte alta del Westfaliense A-extrema base del Westfaliense B) y la ya apuntada, obtenida en base a la macroflora exclusivamente (R. COQUEL, com. pers., 1982).

#### VI.2.2.b Cuenca de Villanueva del Río y Minas

Esta pequeña cuenca de la provincia de Sevilla aparece recubierta, en gran parte de su extensión, por sedimentos terciarios de la campiña del Guadalquivir, aflorando los materiales carboníferos exclusivamente en la terminación Norte de la misma.

La secuencia Westfaliense se dispone en una estructura sinclinal muy suave, en discordancia angular y erosiva sobre materiales pa-

leozoicos, estando constituida por tres tramos sucesivos:

1. Tramo basal. Comienza con unos niveles de brechas (pie de monte) cuyos cantos son de idéntica composición que el sustrato sobre el que se apoyan, seguidos por una serie de cuerpos de conglomerados y areniscas con geometría de canales. La potencia total del tramo es del orden de 25 metros.

2. Tramo productivo. Consiste en una serie eminentemente lutítica en la que destacan cuatro capas de carbón.

Es frecuente encontrar en ella niveles con abundantes raicillas, *tonsteins* y niveles arenosos canalizados. La potencia máxima es de unos 60 metros.

3. Conglomerados superiores. Sobre el tramo productivo aparece erosivamente un paquete, de unos 200 m, constituido por conglomerados y areniscas canalizados, con lutitas intercaladas en menor proporción, que representa la parte más alta visible de la serie de

esta cuenca.

Desde un punto de vista sedimentológico, las facies de la cuenca de Villanueva se encuadran en un sistema deposicional de abanicos aluviales, dentro del cual se pueden distinguir:

— Depósitos fluviales, con facies proximales de un sistema de ríos anastomosados, correspondientes al tramo basal y a parte de los conglomerados superiores.

— Depósitos distales de llanura de inundación con desarrollo notable de suelos y gran profusión de vegetación, en los que se encuentran canales arenosos poco importantes, correspondientes al tramo productivo.

— Parte de los conglomerados superiores corresponden a sedimentos transportados en masa, probablemente en áreas proximales de un abanico aluvial, lo que implica una reactivación del relieve próximo que es la causante de la progradación de las facies proximales sobre las distales del sistema.

La edad de la cuenca ha sido objeto de controversia (véase ENADIMSA, 1975). En la citada obra se estima que la edad es Westfaliense B inferior, en base a una asociación de más de veinticinco especies de plantas. Sin embargo, hallazgos posteriores (R.H. WAGNER, com. pers., 1982) parecen establecer una edad Westfaliense A superior para esta cuenca, hecho que viene confirmado por un estudio reciente de palinomorfos que apuntan una edad Westfaliense A alto, sin que, no obstante, se pueda excluir la base del Westfaliense B (R. COQUEL, com. pers., 1982). En cualquier caso, todos los autores coinciden en considerar esta cuenca de edad diferente a la de Peñarroya-Bélmez-Espiel.

### VI.2.3 STEPHANIENSE DE PUERTOLLANO

Esta cuenca carbonífera, que también contiene pizarras bituminosas, está recubierta en toda su extensión por margas lacustres del Mioceno. De hecho fue descubierta en 1873 por un pozo para agua, habiendo sido objeto de una minería continuada desde entonces.

Los materiales carboníferos de la cuenca de Puertollano se apoyan en discordancia angular y erosiva sobre rocas del Paleozoico inferior de la Zona Centro-Ibérica (Fig. VI.13). Se

incluyen aquí por razones de proximidad a Sierra Morena, y por su aislamiento respecto a otras áreas con sedimentación carbonífera.

La serie de esta cuenca, que alcanza cerca de 500 m de espesor, solamente se puede establecer en base a los datos de minería de interior y del único sondeo que la atravesó en su totalidad (ALVARADO Y MENENDEZ, 1931). Está constituida por materiales terrígenos, con la única excepción de ciertos niveles de aglomerados y tobas que aparecen en la parte baja de la serie.

En base a dichos datos, WAGNER (1983) ha elaborado una columna esquemática (Fig. VI.14), en la que se incluye una interpretación paleoambiental de la misma. En conjunto, los ambientes sedimentarios son principalmente lacustres, notándose una influencia fluvial progresivamente mayor hacia el techo.

Un factor importante en el aporte de sedimento fue debido a la existencia de actividad volcánica que suministró material tobáceo, especialmente en la primera parte de la historia de la cuenca. Así, se han reconocido numerosas intercalaciones de tobas, la mayor parte de las mismas retrabajadas, a lo largo de buena parte de la serie, si bien son claramente menos importantes a medida que aumenta la influencia fluvial. La importancia de dicha actividad volcánica viene confirmada por la presencia de un paquete de aglomerados volcánicos, de 13 m de potencia, que constituye la base de la sucesión Stephaniense.

La extensión máxima del lago viene representada por la formación de pizarras bituminosas, de las cuales se reconocen tres niveles principales, llamados A, B y C localmente. En dichos niveles se encuentra una fauna bien preservada de peces (fundamentalmente paleoníscidos) y de *Euestherias*.

En las zonas marginales del lago probablemente existían zonas pantanosas, donde se formó el carbón. Actualmente se reconocen varias capas, que se han denominado localmente capa 0, capa 1, etc., en sentido descendente.

La existencia de lechos con abundantes raíces y de troncos en posición de vida, entre las capas 3 y 2, implicaría un período de colmatación del lago, al menos en las zonas mar-

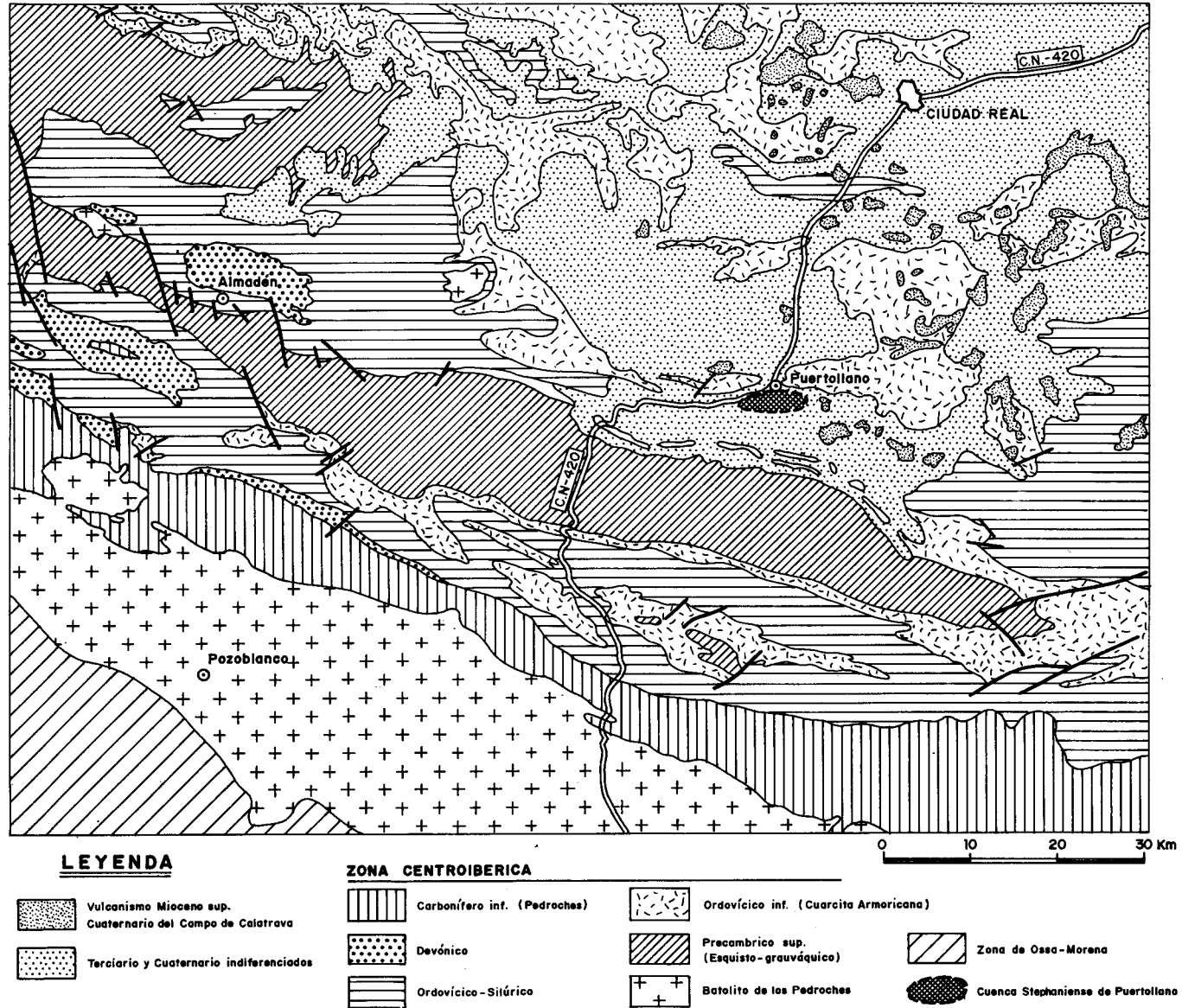


Fig. VI.13.- Esquema de situación de la cuenca Stephaniense B, de Puertollano.

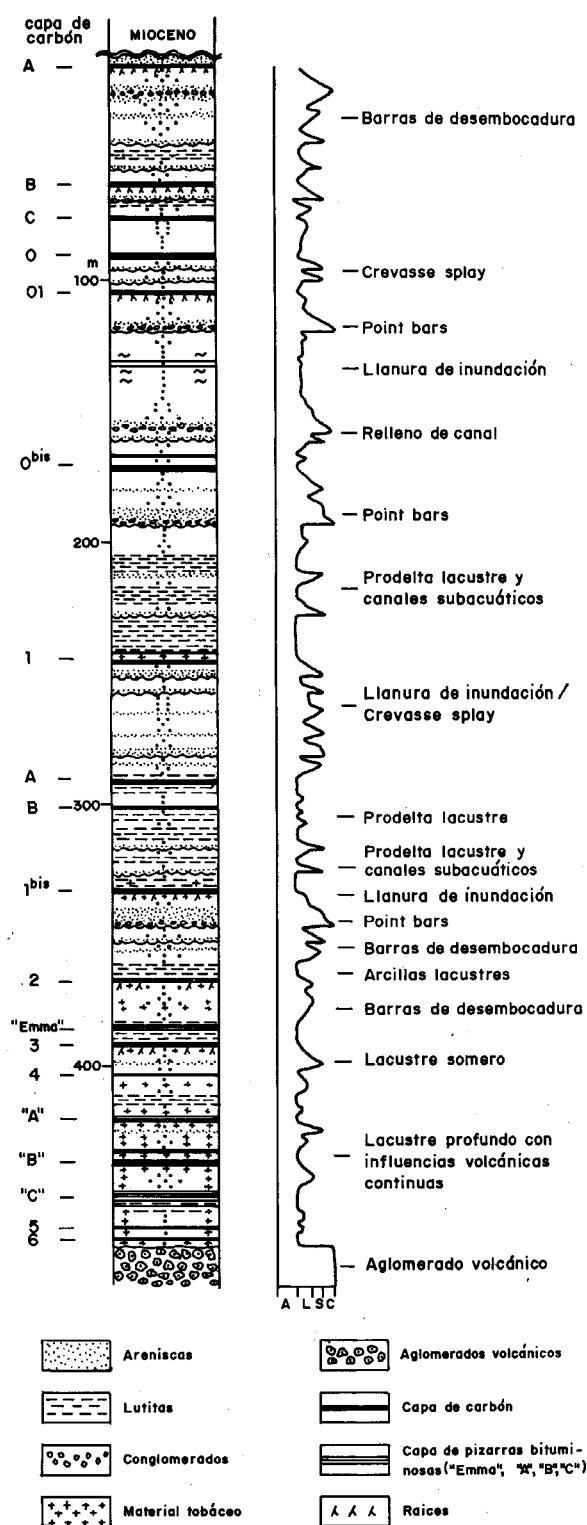


Fig. VI.14.— Columna estratigráfica interpretativa del Stephaniense B de Puertollano. Ligeramente modificada de WAGNER (1983).

ginales. El mismo significado tiene la presencia de secuencias negativas deltaicas, que en muchos casos se ven cortadas por depósitos canalizados ligeramente erosivos.

La edad de la cuenca de Puertollano se ha determinado como Stephaniense B alto, en base a floras compresivas, cuya relación exhaustiva puede encontrarse en WAGNER (1983).

#### VI.2.4 AUTUNIENSE

En la Zona de Ossa-Morena aparecen terrenos de esta edad en afloramientos, desconectados entre sí, en el Norte de la provincia de Sevilla, anteriormente considerados stephanienses (MINGARRO, 1962), o incluso triásicos (Cuenca del Viar). Se disponen en dos áreas separadas unos 30 Km: sector Guadalcanal-San Nicolás del Puerto y cuenca del Viar (Fig. VI.15), cuyas características estratigráficas son bastante diferentes. Ambas áreas tienen en común, el estar constituidas por series continentales postectónicas que se disponen en discordancia angular sobre terrenos paleozoicos y precámbricos, pertenecientes a diferentes unidades de la Zona de Ossa-Morena, e incluso de la Zona Surportuguesa (Cuenca del Viar).

##### VI.2.4.a Cuencas de Fuente del Arco, Guadalcanal, Urbana, Alanís y San Nicolás del Puerto

Estas pequeñas cuencas postorogénicas han sido consideradas como partes de una cuenca única extensa (MINGARRO, 1962), en tanto que BROUTIN (1981) sostiene que, desde un principio, han constituido cuencas diferentes. Sea cual sea el caso, las series que se pueden reconocer en cada uno de los sectores son muy parecidas, y además, la presencia de estructuras sedimentarias que evidencian la acción de un oleaje relativamente importante (*ripples* de oscilación de envergadura notable, *flaser*, *linsen*, etc.) hacen pensar en una cuenca de extensión considerable, que incluiría a todos los afloramientos actuales.

Las mejor conocidas son las cuencas de Guadalcanal y Urbana, en las que BROUTIN (1974, 1977, 1981, 1982) ha realizado un meticuloso trabajo paleobotánico, que le

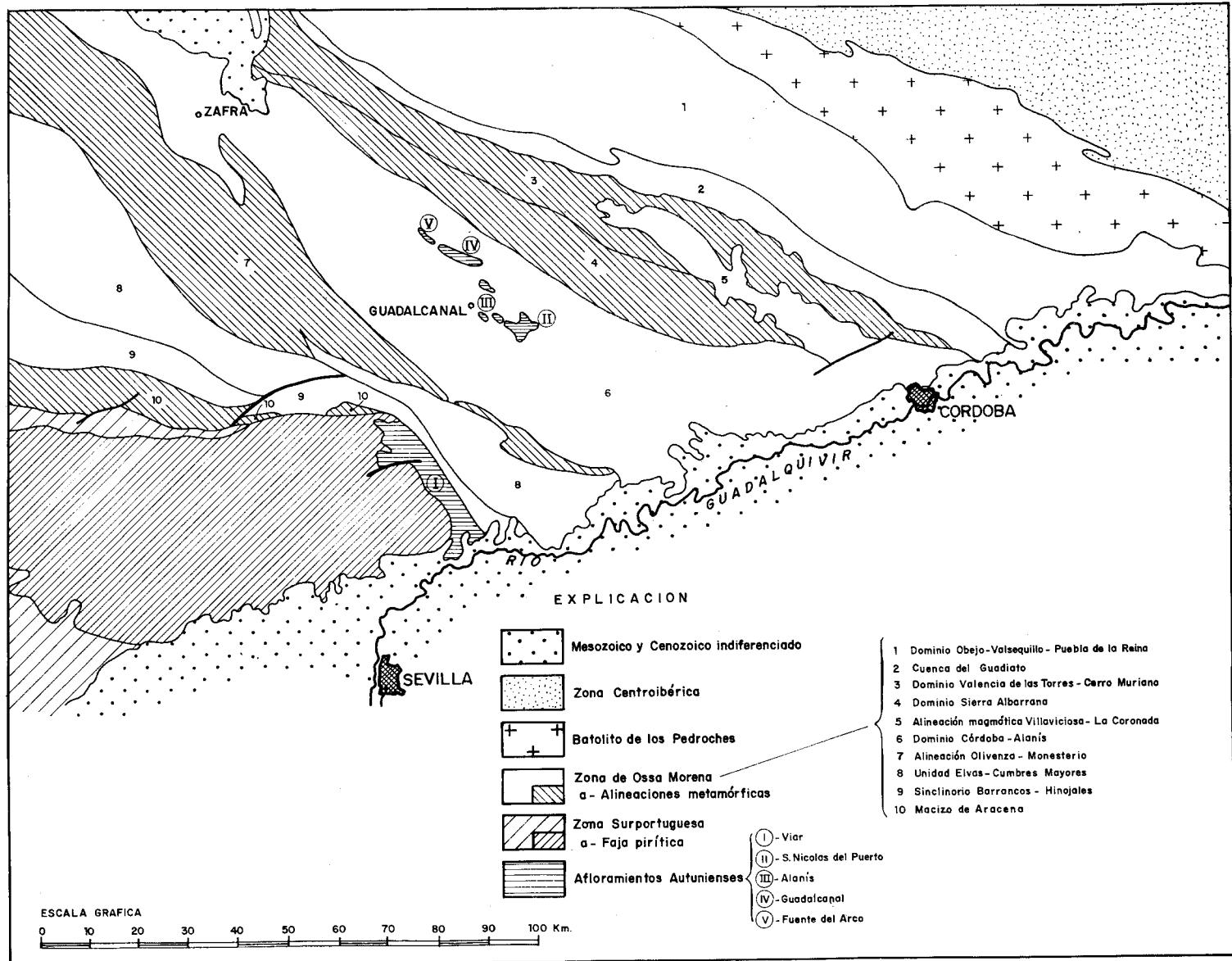


Fig. VI-15.- Distribución de los afloramientos Antunienses de la Zona de Ossa-Morena.

ha permitido precisar la edad de las mismas como fundamentalmente Autuniense superior, si bien, los niveles basales, que no afloran, pueden ser Stephanienses según datos suministrados por sondeos mineros realizados en el sector de El Charco de la Sal, de la cuenca de Guadalcanal.

El espesor expuesto en cada caso es muy reducido, no superando los 20 m en ninguno de ellos, si bien por datos de sondeos o pozos antiguos se conoce que en Fuente del Arco y el sector Oeste de Guadalcanal se alcanzan los 100 m de potencia. Un hecho interesante es que los materiales autunienses fosilizan un paleorelieve relativamente acentuado, como se constata fácilmente en la cuenca de Guadalcanal (Sector del Charco de la Sal) y en el área de Alanís.

La serie consta de un tramo basal arenoso y conglomerático (en las zonas marginales los conglomerados son relativamente potentes, y tienen formas canalizadas de carácter fluvial marcado) sobre el que se sitúa una secuencia "productiva" que comienza con un banco de areniscas groseras con numerosas raicillas que da paso a una capa de carbón de unos 60 cm de espesor, a la que sigue un paquete de lutitas laminadas intensamente bioturbadas (llamadas pizarras azules, localmente) que representan decantación en un ambiente lacustre. En determinados sectores aparece una segunda capa de carbón al techo de las "pizarras azules". Sobre ellas se apoya un paquete, fundamentalmente arenoso, construido por *ripples* de oscilación, en el que son frecuentes las estructuras *flaser* y *linsen*, y a veces, se observan formas canalizadas. Corresponde este paquete a sedimentación en el borde del lago, con influencia importante del oleaje, que confiere a la facies un aspecto de "llanura de mareas", que sólo se puede descartar por la presencia de fósiles de agua-dulce (*Leaia*).

La citada evolución de fluvial a lacustre puede observarse en cada una de las cuencas, si bien los cambios de facies son importantes. En la Fig. VI.16 se presenta un cuadro interpretativo de la evolución de las facies en el sector de El Charco de la Sal, de la cuenca de Guadalcanal, modificado ligeramente de BROUTIN (1981).

En algunos sectores aparecen troncos silicificados en los niveles basales, pero, sin duda, la característica más llamativa, de estas cuencas, es la existencia de una mezcla de floras de orígenes diferentes, tanto macroflora como palinomorfos, puesta de manifiesto recientemente por J. BROUTIN (1981, 1982). Este autor encuentra, sobre un fondo banal de flora stephaniense euroamericana, una asociación compuesta por plantas de origen cathaysiano gondwánico y, en menor proporción, angariadiano, que interpreta como indicativo de la existencia de una conexión real entre la Zona de Ossa-Morena y el continente africano en tiempos pérmicos. La ausencia de tales especies en afloramientos más septentrionales (particularmente Puertollano) invita a pensar en la presencia de una barrera fitogeográfica, de suficiente envergadura como para impedir la migración de dichas especies, entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. ¿Subsistiría, si alguna vez existió, la cadena montañosa capaz de producir glaciario en el Westfaliense de la cuenca de Peñarroya, o en el Stephaniense del Norte de Almadén?

#### VI.2.4.b Cuenca del Viar

Esta cuenca, de unos 30 Km de largo por 5 de ancho (Fig. VI-15), se dispone según una estructura sinclinal muy suave, de dirección NNW-SSE, cuyo flanco NE se ve cortado por un cabalgamiento que produce un fenómeno de arrastre sobre los estratos pérmicos, que llegan a buzarse hasta 80-90° e incluso invertirse en las proximidades del mismo.

La secuencia de esta cuenca contiene tres tramos característicos (Fig. VI.17), que en la mitad Sur de la misma se quedan reducidos a uno sólo por el acúñamiento del tramo intermedio y la igualdad de facies de los tramos primero y tercero.

— El tramo basal, que se apoya en discordancia angular y erosiva sobre materiales paleozoicos y rocas ígneas de las Zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa, consta de una serie de lutitas rojas con intercalaciones canalizadas de conglomerados y areniscas, en las que se intercalan paquetes decamétricos de vulcanitas básicas de composición basáltica. De hecho los primeros bancos en el sector norte, son de lavas basálticas.

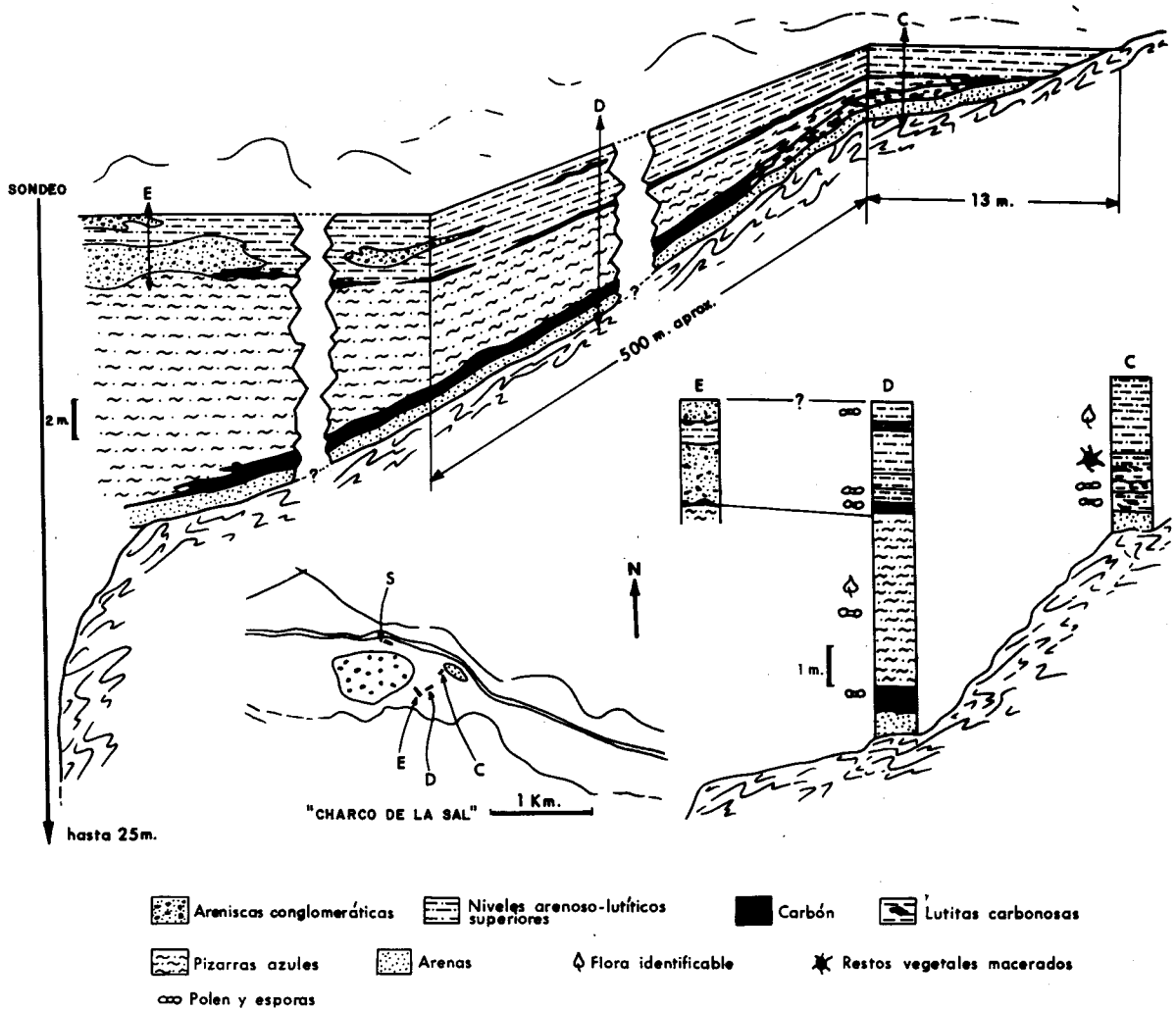


Fig. VI.16.— Esquema de distribución de las facies en la cuenca de Guadalcanal (Sector de El Charco de la Sal). Ligeramente modificado de BROUTIN (1981).

— El tramo intermedio, llamado serie gris, tiene una potencia máxima de 30-35 m, acuñaándose hacia el Sur. Está constituido fundamentalmente por areniscas en las que existen intercalaciones finas de lutitas y, esporádicamente, de calizas. Localmente aparecen unas capas centimétricas silicificadas, que han suministrado una flora en muy buen estado de conservación. GAVALA (1927) señaló la presencia de algunos lentejones delgados de carbón en este nivel.

Las estructuras sedimentarias de este tramo son similares a las del paquete arenoso superior de la cuenca de Guadalcanal (*ripples* de oscilación, *flaser*, *linsen*) si bien, aquí resal-

tan las dimensiones de estas estructuras. Hay bancos arenosos construidos por *ripples* de oscilación de longitud de onda métrica, y altura de varios decímetros.

— El tramo superior, muy parecido al tramo basal, presenta lutitas rojas con intercalaciones canalizadas de areniscas y conglomerados, sin intercalaciones volcánicas en este caso. Este tramo y el basal son imposibles de separar en la mitad Sur de la cuenca, donde falta la serie gris, formando allí una secuencia roja única que alcanza los 600 m de potencia. En este tramo aparecen frecuentemente concreciones carbonatadas en las lutitas, que se interpretan como suelos calcimorfos.

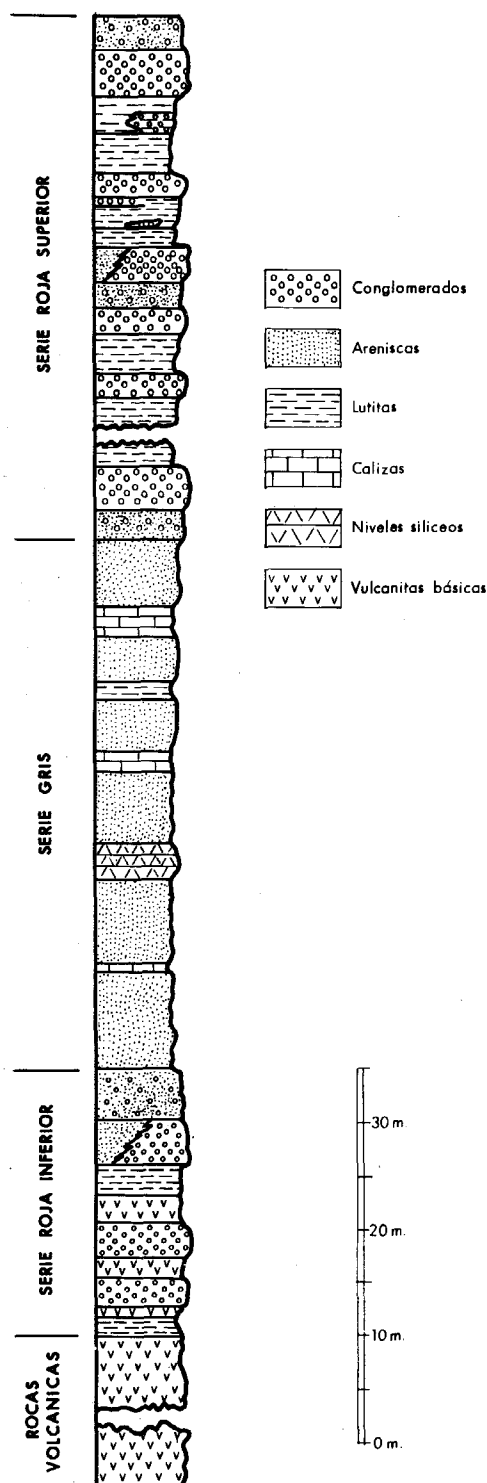


Fig. VI.17.— Columna eauemática de la cuenca del Viar. Ligeramente modificada de MARTIN & RIVAS. (1975).

Desde el punto de vista sedimentológico, los tramos 1° y 3° representan sedimentación fluvial en un sistema de ríos anastomosados, en el que es posible distinguir canales que, a veces, pasan lateralmente a capas de desbordamiento (*crevasse splay*), intercalados en facies de llanura de inundación (lutitas y suelos calcimorfos), si bien aún no se posee una caracterización definitiva del sistema deposicional.

El tramo intermedio gris, representa sedimentación en una zona lacustre con influencia notable de oleaje. Su acuñaamiento hacia el Sur nos indica la situación del borde del lago precisamente al Sur, situándose las facies más profundas hacia el Norte. Por otra parte, las dimensiones de las estructuras debidas a oleaje hacen pensar en un lago de amplia extensión extendiéndose hacia el Norte, sin poder precisar su posible conexión, o no, con el lago en el que se formaron las series pérmicas de Guadalcanal-San Nicolás del Puerto.

BROUTIN (1981) correlacionó el tramo gris de esta cuenca con las series de Guadalcanal, en base fundamentalmente a sus hallazgos en la cuenca del Viar de unas asociaciones de flora y de polen de idénticas características y de las misma edad que las de aquélla (Autuniense superior), si bien es posible que la serie roja superior incluya estratos triásicos (BROUTIN, op. cit.) pues incluye una asociación palinológica diferente en niveles lutíticos de su parte media.

### VI.3 GEOLOGIA ECONOMICA

#### VI.3.a YACIMIENTOS DE CARBON

En conjunto los yacimientos de carbón, de edades Carbonífero y Pérmico de esta región, constituyen el segundo grupo del minero de carbón de España, después de las cuencas Cantábricas, tanto por el volumen disponible, como por el número de explotaciones.

En casi todas las áreas aquí tratadas existen capas de carbón, o al menos indicios de ellas, si bien las zonas mineras principales han sido las cuencas de Puertollano, Peñarroya-Belmez-Espiel y Villanueva del Río, fundamentalmente las dos primeras.



En general los carbones de esta región son de mala calidad, y poseen altos contenidos en cenizas en casi todas las cuencas. Únicamente se han obtenido carbones coquizables en las cuencas de Villanueva del Río, Valdeinfierno y en el sector occidental de la cuenca de Peñarroya (Grupo antracitas). Comúnmente se trata de hullas semigrasas muy sucias, cuya única utilización actual es como combustible en las centrales térmicas de Puertollano y de Puentenuevo (Córdoba).

Se incluye a continuación un cuadro (TABLA VI-1) con una estimación aproximativa de reservas y calidades, elaborado con datos publicados por el Centro de Estudios de la Energía a partir de los inventarios de recursos de carbón realizados por ENADIMSA (1975, 1977). No obstante, las cifras que se exponen pueden haberse modificado sustancialmente, como consecuencia de la campaña intensa de investigación que viene desarrollándose en los últimos años dentro de los programas del Plan Energético Nacional.

Poco se puede decir sobre producciones, a causa del impulso que han sufrido las explotaciones en los últimos años como consecuencia de la crisis energética, que hace anticuados los datos publicados anteriormente a la misma. Como índice, baste decir que en los últimos 5 o 6 años se han comenzado explotaciones a cielo abierto de gran envergadura en las

cuencas de Puertollano (Mina Emma), Peñarroya-Belmez-Espiel (Minas S. Antonio y S. Ricardo), y Benajarafe (Mina Nuestra Señora de Linarejos), complementando en gran medida a la minería de interior que se realizaba hasta entonces.

### VI.3.b MINERALIZACIONES DE SULFUROS

Recientemente, BAEZA ROJANO et al. (1981) han puesto de manifiesto la existencia de mineralizaciones de sulfuros polimetálicos asociados a la secuencia volcánica y volcano-clástica ácida de la alineación magmática de Villaviciosa-La Coronada, que de acuerdo con lo expuesto en el apartado IV.2.1.c, constituye el tramo superior de la serie del Carbonífero inferior de la cuenca de Benajarafe y su prolongación hacia el Este y el Oeste.

Los citados autores han encontrado en el sector denominado La Nava-Las Lomas del Paredón, una estructura sinclinal en la que aparece un tramo basal de rocas volcánicas ácidas, con gran variedad textural e intercalaciones detríticas, al que sigue un tramo de rocas fragmentarias, denominadas tobas híbridas, que se consideran como el resultado del desmantelamiento de aparatos volcánicos. El tramo basal presenta evidencias de haber sufrido un proceso de alteración hidrotermal intenso.

TABLA VI-1

Edad	Cuenca	Reservas	Cenizas	Volátiles	Poder calorífico	Estado actual de las explotaciones
Carbonífero Inferior	Valdeinfierno	900.000 Tm	6%	15,5%	8.000 cal/gr	Investigación
" "	Benajarafe	?	—	—	—	Cielo Abierto
" "	Guadiato. Banda Central (Sector Couce)	3.000.000 Tm	—	—	—	Investigación
Westfaliense A-B	Villanueva del Río y Minas	2.000.000 Tm	5%	26-28%	7.700 cal/gr	Cielo abierto
Westfaliense B	Peñarroya- Belmez-Espiel Grupo Antracita (W)	4.000.000 Tm	40%	8,20%	—	Cielo abierto e interior
	Grupo Hulla (E)	17.000.000 Tm	54%	18,20%	—	Cielo abierto e interior
Estefaniense B	Puertollano	27.000.000 Tm	—	—	—	Cielo abierto
Autuniense	Guadalcanal	—	—	—	—	Cielo abierto

Las investigaciones realizadas hasta el momento han puesto de manifiesto la existencia de tres tipos diferentes de estructuras mineralizadas:

— Un tipo masivo lenticular, que se sitúa invariablemente al techo del tramo basal.

— Un tipo de mineralización diseminada y en fisuras, que presenta zonas de mayor riqueza hacia el muro de la mineralización masiva.

— Un tipo clástico, constituido por clastos de sulfuros en los episodios basales del tramo superior de tobas híbridas.

La paragénesis está constituida en todos los casos por pirita-esfalerita-calcopirita-galena-tetraedita, con presencia esporádica de granos de plata y de oro.

Desde el punto de vista genético, estas mineralizaciones han sido interpretadas (BAEZA ROJANO et al., op. cit.) como de tipo volcanogénico-exhalativo de sulfuros masivos polimetálicos.

Con los datos disponibles hasta el momento la mineralización del sector de Las Lomas del Paredón constituye un yacimiento explotable, si bien de reducidas dimensiones. Por otra parte, el descubrimiento de estas mineralizaciones ha abierto nuevas perspectivas para toda la alineación magmática de Villaviciosa-La Coronada, que está siendo objeto de estudio intenso por parte del Instituto Geológico y Minero de España, dada la profusión de indicios de sulfuros, especialmente de cobre, que existen en todo el área.

### VI.3.c OTROS YACIMIENTOS DE INTERES

Mención especial merecen los niveles de pizarras bituminosas de la cuenca de Puertollano, que fueron explotadas hasta el año 1966. De acuerdo con los datos que aparecen en ENADIMSA (1975) las reservas estimadas de roca vendible, son del orden de  $104 \times 10^6$  Tm, con una ley media en aceite del 21%.

También existen indicios de pizarras bituminosas en las cuencas de Bienvenida y Los Santos de Maimona, sin que los trabajos de investigación realizados por el momento hayan dado resultados positivos.

Por otra parte, la alineación magmática de Villaviciosa-La Coronada, no contiene sola-

mente las mineralizaciones de sulfuros descritas en el apartado anterior, sino que a lo largo de toda ella son abundantísimas las mineralizaciones filonianas de barita, que han sido objeto de minería intensiva en explotaciones pequeñas, algunas de las cuales aún permanecen activas.

Además, también se presentan mineralizaciones exhalativo-sedimentarias singenéticas de hierro (hematites), de tipo *Lahn Dill*, asociadas a la secuencia vulcano-sedimentaria del Carbonífero inferior de la citada alineación magmática (BAEZA ROJANO et al., 1978).

Existen indicios de uranio en el tramo gris intermedio de la cuenca del Viar, que han sido estudiados por la Junta de Energía Nuclear, sin que se disponga de datos sobre la importancia de los mismos.

Desde el punto de vista de las rocas industriales, únicamente se conocen explotaciones de arcillas para la fabricación de ladrillos en la cuenca de Guadalcanal y en la de Puertollano, y las canteras para la extracción de las calizas del Viseense superior de la banda central de la cuenca del Guadiato, que existen en Sierra Palacios y en la Sierra del Castillo, al Sur de Bélmez y Espiel respectivamente.

### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera podido terminarse sin la colaboración de las siguientes personas y organismos: J. BROUTIN (Univ. París 6), R. COQUEL (Univ. Lille), F. PEREZ-LORENTE (Col. Univ. Logroño), F. SIMANCAS (Univ. Granada), C. WINKLER PRINS (Univ. Leiden), O. APALATEGUI (INGEMISA), J. ROBLEDO (P.M.C.), L.A. CUETO (IGME), M. DELGADO (INGEMISA), F.J. ROLDAN, (INGEMISA), A. ARRIOLA (Univ. País Vasco), R. SANCHEZ CARRETERO (Univ. País Vasco), ENCASUR, PROMOTORA DE MINAS DE CARBON (P.M.C.), UNISUR.

Mención especial merece la ayuda recibida de R.H. WAGNER (Univ. Sheffield), V. GABALDON (IGME) y A. GARROTE (Univ. País Vasco).

A todos ellos mi agradecimiento.

#### VI.4 BIBLIOGRAFIA

- ACHA, A. & SUAREZ, E.— Consideraciones sobre las mineralizaciones uraníferas de la Depresión del Viar (Sevilla). *Energía Nuclear*, Año XVI, núm. 78, pp. 479-491. (1972).
- ALMARZA, J.; BURGOS, J.C.; CRESPO, J.L. & MATAS, J.— *Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Bémez*. Trab. Pract. Sedim. Univ. Granada. Inédito. (1973).
- ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, E.; FELGUEROSO, C. & QUINTERO, I.— *Manchas carboníferas en la Provincia de Ciudad Real*. Not. y Com. IGME, núm. 64, pp. 197-212. (1961).
- ALVARADO, A. & MENENDEZ, L.— *Pizarras bituminosas. Datos obtenidos en el sondeo núm. 1 de Puertollano*. Bol. Geol. Min., t. 60, pp. 147. (1930).
- APALATEGUI, O.; GARROTE, A.; HIGUERAS, P.; ODRIOZOLA, J.M. & PEON, A.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 877, Llerena*. IGME. (En prensa).
- APALATEGUI, O. & HIGUERAS, P.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 855, Usagre*. IGME. (En prensa).
- ARMENGOT, J. & MARTINEZ, C.— *El Carbonífero al Sur del batolito de Los Pedroches*. Rev. Esp. Micropal., Núm. Extraord., pp. 211-213. (1972).
- ARRIOLA, A.; CHACON, J.; ERASO, A.; EGUILUZ, L.; GARROTE, A.; SANCHEZ CARRETERO, R. & VARGAS, I.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 829, Villafranca de los Barros*. IGME. (En prensa).
- BAEZA ROJANO, L.J.; RUIZ GARCIA, C. & RUIZ MONTES, M.— *Presencia de formaciones volcanosedimentarias y mineralizaciones de hierro asociadas en el eje magmático La Coronada-Villaviciosa (Córdoba)*. Bol. Geol. Min., t. 89-V, pp. 431-437. (1978).
- BAEZA ROJANO, L.J.; RUIZ GARCIA, C.; RUIZ MONTES, M. & SANCHEZ, A.— *Mineralización exhalativo-sedimentaria de sulfuros polimetálicos en la Sierra Morena Cordobesa (España)*. Bol. Geol. Min., t. 92-III, pp. 203-216. (1981).
- BERNARD, A.J.— *Essai typologique et cadre géotectonique des gisements volcano-sédimentaires d'âge dévono-dinantien de l'Europe Occidentale*. In: "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. Int. CNRS, núm. 243, pp. 293-311. (1977).
- BOOGAARD, M. van den & VAZQUEZ GUZMAN, F.— *Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 5: Lower Carboniferous conodonts at Santa Olalla de Cala (Spain)*. Scripta Geologica, núm. 61, pp. 1-8. (1981).
- BOURBON, A.— *Estudio de la cuenca hullera de Bémez*. Rev. Min. Met. Ing., Serie C, t. 45, pp. 534-540. (1927).
- BROUTIN, J.— *Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal (Nord de la Province de Seville, Espagne du Sud)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 278, Série D, pp. 1709-1710. (1974).
- BROUTIN, J.— *Nouvelles données sur la flore des bassins auto-stéphaniens des environs de Guadalcanal (Province de Seville-Espagne)*. Cuad. Geol. Ibérica, V. 4, pp. 91-98. (1977).
- BROUTIN, J.— *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie-Paris 6, 2 vol. (1981).
- BROUTIN, J.— *Importance paléobiogéographique de la découverte d'une flore continentale mixte dans le Permien inférieur du Sud-Ouest de la Péninsule Ibérique*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 295, série II, pp. 419-422. (1982).
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph. & RIBEIRO, A.— *Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)*. Tectonophysics. V. 78, pp. 161-177. (1981).
- CARBONELL, A.— *Cuenca carbonífera de los Hatillos. Hullas de Valdeinfierno*. Rev. Minera, t. 35. (1917).
- CARVALHO, D.; CORREIA, H.A.C. & INVERNO, C.M.C.— *Contribuição para o conhecimento geológico do grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a faixa piritosa e grupo do Pulo do Lobo*. Mem. e Not. Coimbra, núm. 82, pp. 145-169. (1979).
- COULLAUT, J.L.; BABIANO, F.; VILLOTA, J. & AGUILAR, M.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 808, Almadén*. IGME. (En prensa).
- CROUSILLES, M. & DIXSAUT, C.— *L'association ophiolitique varisque du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne). Aspects structural et métallogénique*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle. Univ. Paris-Sud. Centre d'Orsay. 289 pp. (1977).
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, C.; HENRY, B. & TAMAIN, G.— *L'alineamiento basique-ultrabásico del Varas-Guadalbarbo (Cordoue Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 283, Série D, pp. 1141-1143. (1976).
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, C.; LYS, M. & TAMAIN, G.— *Sur les calcaires du Carbonifère inférieur du Nord de Cordoue (Espagne) et leur âge viséen supérieur d'après leur microfaune*. Ann. Soc. Géol. Nord, v. 46, núm. 4, pp. 399-406. (1976).
- CUETO, L.A.; EGUILUZ, L.; LLAMAS, J.F. & QUESADA, C.— *La Granodiorita de Pallarés, un intrusivo precámbrico en el dominio de Arroyomolinos (Alineación Olivenza-Monesterio, Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal. (En prensa). (1983).
- CHACON, J.— *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doct. Univ. Granada, 728 pp. (1979).
- CHACON, J.; DELGADO, M. & GARROTE, A.— *Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico Meridional)*. Bol. Geol. Min., t. 85-VI, pp. 713-717. (1974).
- CHACON, J. & PASCUAL, E.— *El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena (Sector SW del macizo Ibérico)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 8, pp. 21-35. (1977).
- DELGADO, F.; JIMENEZ, A. & PEREZ LORENTE, F.— *Observaciones acerca del origen fluvio-glacial del conglomerado de Espiel (Namuriense-Westfaliense). Sierra Morena-España*. Temas Geológico-Mineros, núm. 4, pp. 101-120. (1980).
- DELGADO QUESADA, M.— *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., t. 82.III.IV, pp. 277-286. (1971).
- DELGADO QUESADA, M.; LINAN, E.; PASCUAL, E. & PEREZ LORENTE, F.— *Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central*. Studia Geologica, núm. 12, pp. 75-90. (1977).
- DOUBINGER, J. & BROUTIN, J.— *Prémières études palynologiques dans le bassin auto-stéphaniens de Guadalcanal (Nord de la province de Seville, Espagne du Sud)*. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. 18, núm. 4, pp. 1033-1040. (1976).
- DVORAK, J.; MIROUSE, R.; PAPROTH, E.; PELHATE, A.; RAMSBOTTOM, W.H.C. & WAGNER, R.H.— *Rélatios entre la sédimentation, eodévono-carbonifère et la tectonique varisque en Europe centrale et occidentale*. In: "La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. Int. CNRS, núm. 243, pp. 241-273. (1977).
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COULLAUT, J.L. & GARROTE, A.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja núm. 897, Monesterio*. IGME. (En prensa).
- EGUILUZ, L. & QUESADA, C.— *La sucesión precámbrica de la transversal de Monesterio (Badajoz). Nota preliminar*. Temas Geológico-Mineros, núm. 4, pp. 123-141. (1980).
- ENADIMSA.— *Inventario geológico-minero de cuencas carboníferas españolas. III. Cuencas Mariánicas*. 337 pp. (Inédito). (1975).
- ENADIMSA.— *Investigación geológico-minera de la cuenca carbonífera del Guadiato*. (Inédito). (1976).
- ENADIMSA.— *Inventario de recursos nacionales de carbón. Zona Sur de España*. Centro Estudios Energía, 125 pp. (1977).
- FERNANDEZ CARRASCO, J.; GARROTE, A.; ARRIOLA, A.; EGUILUZ, L.; SANCHEZ CARRETERO, R. & PORTERO, J.M.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja núm. 876, Fuente de Cantos*. IGME. (En prensa).
- FLORIDO, P. & QUESADA, C.— *Estado actual de conocimientos sobre el macizo de Aracena. Introducción a la excursión en la parte española. III Reun. Grupo Ossa-Morena*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. (En prensa). (1983).
- GABALDON, V.; GARROTE, A. & QUESADA, C.— *Las cuencas de Valdeinfierno y Benajarfe (Tournaisiense-Viseense). Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales. Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal. (En prensa). (1983).
- GABALDON, V.; GARROTE, A. & QUESADA, C.— *El Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena*. X I.C.C. (En preparación).

- GAMBOA, L. & PACHECO, J.— *Estudio de la cuenca carbonífera de Puertollano (Ciudad Real)*. Bol. Of. Min. Met., núm. 71, pp. 3-72 y núm. 78, pp. 3-20. (1923).
- GARCIA LOYGORRI, A. & ORTUÑO, G.— *Estudio Geológico de la cuenca carbonífera de Villanueva del Río y Minas (Sevilla)*. Jornadas de Sevilla. (1968).
- GARROTE, A.— *Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (prov. de Córdoba)*. Sierra Morena Central. Mem. e Not. Coimbra, núm. 82, pp. 17-39. (1976).
- GARROTE, A. & BROUTIN, J.— *Le bassin tournaisien de Benajarafe (province de Cordoue, Espagne)*. Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. C.R. 104 Cong. Nat. Soc. Sav. Bordeaux, fasc. 1, pp. 175-184. (1979).
- GARROTE, A.; DELGADO QUESADA, M. & CONTRERAS, M.C.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja núm. 900, La Cardenosa. IGME. (En prensa).
- GARROTE, A. & SANCHEZ CARRETERO, R.— *Materiales volcánoclasticos en el Carbonífero inferior, al S-SW de Villaviciosa de Córdoba (Zona de Ossa-Morena)*. Com. Serv. Geol. Portugal. (En prensa). (1983).
- GAVALA, J.— *Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana*. Bol. IGME, t. 49, pp. 5-79. (1927).
- GRANDEUR, F.— *Flore carbonifère du département de la Loire*. Mem. Acad. Sci. Paris, pp. 1-624. (1877).
- GROTH, J.— *Note préliminaire sur le bassin houiller de Bélmez*. Bull. Soc. Géol. France, pp. 83-84. (1911).
- HARTUNG, W.— *Pflanzenreste aus den Sudspanischen Karbon (Nord Provinz Sevilla)*. Jb. Reichstelle Bodenforsch., t. 61, pp. 267-277. (1941).
- I.G.M.E.— *Mapa Geológico de España, escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente*. Hoja núm. 69, Pozoblanco. Serv. Public. I.G.M.E. (1971).
- JIMENEZ, A.; LEYVA, F.; MARTIN, L. & PEREZ LORENTE, F.— *Depósitos de ríos anastomosados en el Namuriense-Westfalense de la cuenca carbonífera de Peñaroya-Bélmez-Espiel (Sector Bélmez-Espiel, Sierra Morena, Córdoba)*. Temas Geológico-Mineros, núm. 4, pp. 71-98. (1980).
- JONGMANS, W.J.— *Note préliminaire sur la flore du Val d'Infierno*. Not. y Com. IGME, V. 19, pp. 189-193. (1949).
- JONGMANS, W.J.— *Las floras carboníferas de España*. Estudios Geológicos, t. 7, núm. 14, pp. 281-330. (1951).
- JONGMANS, W.J.— *Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SO de España*. Estudios Geológicos, t. 12, núm. 29-32, pp. 19-58. (1956).
- JONGMANS, W.J. & MELENDEZ, B.— *El hullero inferior de Valdeinfierno*. Estudios Geológicos, t. 5, núm. 9-10, pp. 191-210. (1950).
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L.N.— *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. Serv. Publ. Minist. Industria. (1974).
- LACAZETTE, F.— *Estudio de la cuenca hullera de Badajoz*. Bol. Of. Min. Met., núms. 24-25. (1919).
- LEFORT, J.P. & RIBEIRO, A.— *La faille Porto-Badajoz-Córdoba a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque Sud-armoricain?* Bull. Soc. Géol. France, (7), t. 22, núm. 3, pp. 455-462. (1980).
- LEMOS DE SOUSA M. & OLIVEIRA J.T.— *The Carboniferous of Portugal*. 10 th. I.C.C. (1983).
- LINAN, E.— *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doct. Univ. Granada, núm. 191, pp. 1-212. (1978).
- LOTZE, F.— *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Goetekt. Forsch. H.6, pp. 78-92. (1945).
- MALLADA, L.— *Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo III: Sistemas Devoniano y Carbonífero*. Mem. Com. Mapa Geol. España, 415 pp. (1927).
- MAMET, B. & MARTINEZ, C.— *Late Viséan microfossils of the Las Caleras Bajas limestone (Córdoba, Spain)*. Rev. Esp. Micropal., v. 13, núm. 1, pp. 105-118. (1981).
- MARTIN, C. & RIVAS, P.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja 940, Castilblanco de Los Arroyos. IGME. (1975).
- MELENDEZ, B. & MINGARRO, F.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 1ª Serie*. Hoja núm. 899, Guadalcanal. IGME. (1962).
- MINGARRO, F.— *Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*. Bol. IGME, t. 73, pp. 469-624. (1962).
- MINGARRO, F.— *Estudio del Carbonífero del norte de la provincia de Sevilla*. Bol. IGME, t. 73, pp. 469-624. (1962).
- NAVARRO, E. & LACAZETTE, F.— *Estudio de la cuenca carbonífera de Los Santos de Maimona (Badajoz)*. Bol. Of. Min. Met., núm. 63. (1922).
- ODRIOZOLA, J.M.; PEON, A.; VARGAS, I.; GARROTE, A. & ARRIOLA, A.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja núm. 854, Zafrá. IGME. (En prensa).
- OLIVEIRA, J.T.; HORN, M. & PAPROTH, E.— *Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, carboniferous of Southern Portugal and on the palaeogeographic development, compared to corresponding units in Northwest Germany*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. 65, pp. 151-168. (1979).
- ORTUÑO, G.— *Middle Westphalian strata in South-West Spain*. C.R. 6th I.C.C. Sheffield. Vol. III, pp. 1275-1289. (1971).
- PARIS, F. & ROBARDET, M.— *Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère*. Bull. Soc. Géol. France, (7), v. 19, núm. 5, pp. 1121-1126. (1977).
- PARRAN, M.— *Nota sobre la geología de la cuenca de Bélmez, en la provincia de Córdoba*. Bol. Com. Map. Geol. Esp., t. III, pp. 169-175. (1876).
- PASCUAL, E. & PEREZ LORENTE, F.— *El magmatismo ácido superficial al Sur de Villanueva del Rey-Villaviciosa de Córdoba (Sierra Morena, Córdoba)*. Cuad. Geol. Univ. Granada, v. 6, pp. 15-30. (1975).
- PELLICO, R.— *Informe sobre las minas de carbón de piedra de la provincia de Córdoba*. Bol. Of. Min. Met., núm. 8, pp. 90-92. (1844).
- PELLICO, R.— *Apuntes sobre la cuenca carbonífera de Villanueva del Río, en la provincia de Sevilla*. Rev. Minera, Serie A, t. 8, pp. 229-238. (1857).
- PEREZ GARCIA, J.— *Estudio de la cuenca carbonífera de Berlanga*. I. Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (1971).
- PEREZ LORENTE, F.— *Geología de la Zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doct. Univ. Granada, núm. 281, pp. 1-340. (1979).
- PEREZ LORENTE, F.— *El conjunto volcánico de edad Carbonífero inferior del Sur de Los Pedroches (Sierra Morena)*. Temas Geológico-Mineros, núm. 4, pp. 203-210. (1980).
- ROBARDET, M.— *L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 283, Série D, pp. 999-1002. (1976).
- RUIZ FALCO, M. & MADARIAGA, R.— *Aportación al estudio de los terrenos carboníferos y primarios de España*. Bol. IGME, t. 55, pp. 147. (1941).
- SANCHEZ CELA, V. & GABALDON, V.— *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA)*. Hoja núm. 856, Maguilla. IGME. (1976).
- SIMANCAS, J.F.— *Evolución tardihercínica de un área situada al NW de la provincia de Sevilla*. Temas Geológico-Mineros, núm. 4, pp. 237-260. (1980).
- SIMON, W.— *Variscische Sedimente der Sierra Morena. Die Schichten von San Nicolás del Puerto*. Senckenbergiana, t. 23, pp. 260-266. (1941).
- SIMON, W.— *Variscische Sedimente der Sierra Morena. Die Viar Schichten*. Senckenbergiana, t. 26, núm. 5, pp. 401-426. (1943).
- SIMON, W.— *Zur Geschichte der Spanischen Sierra Morena. Variscische Sedimente der Sierra Morena. Das Kohlenbecken von Villanueva*. Senckenbergiana, t. 31, núm. 3-6, pp. 299-311. (1950).
- TAMAIN, G. & ROSSI, Ph.— *Le Sud-Est de la Mesete Ibérique et la Chaîne Varisque Ouest-européenne*. In: "La Chaîne Varisque d'Europe moyenne et occidentale". Coll. Int. C.N.R.S., núm. 243, pp. 463-485. (1977).
- TENORIO, B. & NAVLET, A.— *Estudio geológico de la cuenca carbonífera del Viar*. Bol. Of. Min. Met., núm. 40-41. (1920).
- VAZQUEZ GUZMAN, F. & FERNANDEZ POMPA, F.— *Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas*. Mem. IGME, t. 89, pp. 1-130. (1976).
- WAGNER, R.H.— *The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance*. Ann. Soc. Geol. Nord., v. 98, pp. 59-66. (1978).
- WAGNER, R.H.— *Libro guía de la excursión G del X Congreso Internacional de Geología y Estratigrafía del Carbonífero*. (En preparación). (1983).
- WAGNER, R.H. & UTTING, J.— *Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne)*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 264, Série D, pp. 5-8. (1967).
- WEISFLOG, J.D.— *Stratigraphie der Untercarbons in der Mulde von Bélmez-Vacar (Provinz Córdoba, Spanien)*. Tesis Univ. Heidelberg. (1963).

## VII EL CARBONIFERO DE LOS PIRINEOS

*Michel Waterlot\**  
*con la colaboración de*  
*Jean-Marie Charlet\*\**

\* Profesor de Geología. Universidad de Lille (Francia).

\*\* Profesor de Geología. Facultad Politécnica de Mons (Bélgica).

## VII EL CARBONIFERO DE LOS PIRINEOS

### VII.1 GENERALIDADES

Los Pirineos, cordillera de 450 Km de longitud aproximadamente y orientada NOO-SEE, constituye, en general la frontera entre España y Francia. La vertiente francesa es bastante abrupta mientras la española presenta pendientes más suaves. Aunque se han construido túneles en Bielsa y Viella, atravesar los Pirineos sigue siendo difícil y esta cordillera

constituye todavía un obstáculo natural no despreciable. La Fig. VII.1, tomada de JULIVERT et al. (1980), recuerda esquemáticamente la posición de los Pirineos en el conjunto ibérico.

### VII.1.1 LOS GRANDES RASGOS ESTRUCTURALES DE LOS PIRINEOS

Reproduciré aquí la introducción de un

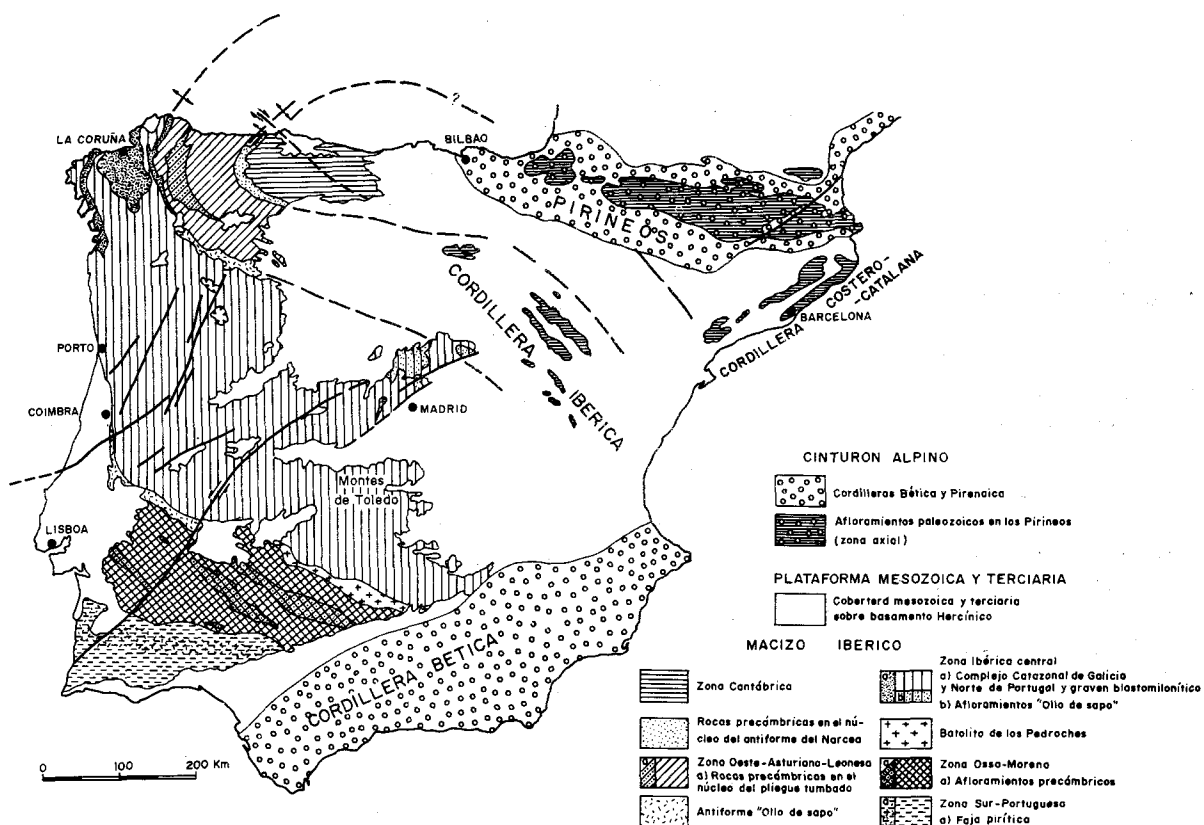


Fig. VII.1.— Unidades estructurales de la Península Ibérica y zonación del macizo Ibérico (según JULIVERT, FONTBOBOTE, RIBEIRO y CONDE, 1972; basado en la zonación de LOTZE, 1945b). Extracto de "The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt" por M. JULIVERT; E.J. MARTINEZ y A. RIBEIRO (1980), Coloquio C6 Congreso Geológico Internacional, París.

trabajo reciente de M. LEQUIN (1982): "La Cordillera pirenaica está constituida por seis zonas alineadas paralelamente a una dirección general N 110° y, a primera vista, simétricamente al eje de la cordillera". (Figs. VII.2 y VII.3).

Clásicamente se distinguen, en efecto, de N a S:

- La zona sub-pirenaica,
- la zona nor-pirenaica,
- la zona primaria axial,
- la zona sur-pirenaica,
- la zona del sinclinal del Aragón,
- la zona de las Sierras marginales.

La zona primaria axial es el esqueleto de la cordillera, está constituida por terrenos paleozoicos que van del Cámbrico al Carbonífero; se admite, cada vez más decididamente, la existencia, en los Pirineos orientales, de formaciones Precámbricas (A. AUTRAN; M. FONTEILLES y C. GUITARD, 1966).

Sin embargo, la evidencia del límite Precámbrico-Cámbrico sigue siendo delicada: la orogénesis hercínica ha desarrollado, por efecto de zócalo, un importante metamorfismo regional que afecta y transforma las series ante-Caradoc en neises y micaesquistos (M. CASTELLAS, 1974).

Sobre estas formaciones "cadomienses" ante-Caradoc reposa una serie paleozoica, no metamórfica, que se desarrolla sin discordancia hasta el Westfaliense lo que parece excluir una influencia apreciable de la orogénesis caledónica en los Pirineos.

Estas series paleozoicas han sufrido los muy importantes efectos de la orogénesis hercínica. Algunas cuencas stephanienses reposan, en discordancia, sobre los sedimentos precedentes plegados. Numerosos macizos graníticos tardi-hercínicos jalonan la zona primaria axial. El macizo de La Maladetta es el más importante de estos macizos graníticos (J.M. CHARLET, 1979).

La zona nor-pirenaica se extiende, en Francia, al Norte de la zona primaria axial de la que está separada por un accidente, la falla nor-pirenaica.

Esta zona constituye un conjunto mesozoico tectonizado y metamorfozido en el seno del cual afloran todavía macizos paleozoicos, los macizos satélites, de estratigrafía idéntica

a la de la zona primaria axial.

Esta zona cabalga hacia el Norte, mediante el importante accidente frontal nor-pirenaico, a la zona sub-pirenaica.

La zona sub-pirenaica antefosa septentrional, está representada por sedimentos marinos que van del Cretácico superior al Mioceno.

La discordancia de las molasas oligo-miocenas sobre las formaciones del Eoceno inferior, pone de manifiesto una fase tectónica, llamada pirenaica, de edad Eoceno superior.

El macizo de Monthoumet constituye, en el seno de este conjunto, un testigo paleozoico de superficie no despreciable.

La zona sur-pirenaica esta formada por una serie mesozoica que no pasa del Cretácico inferior. Se caracteriza por un despegue al nivel del Keupér. Este despegue, debido a movimientos tangenciales Norte-Sur, ha conllevado el cabalgamiento de esta zona sobre el sinclinal del Aragón.

El sinclinal del Aragón tiene valor de antefosa meridional. Está ocupado por formaciones del Eoceno superior, coronadas en discordancia por molasas oligo-miocenas.

La zona de las Sierras marginales (aragonesas y catalanas), enlazadas a la zona sur-pirenaica, presenta una serie estratigráfica que va desde un Triásico, frecuentemente diapírico, a un Luteciense inferior molásico.

La vertiente meridional constituida por la zona sur-pirenaica, sinclinal del Aragón y Sierras marginales, se opone, por tanto, a la vertiente septentrional por la polaridad de las deformaciones y por una tectónica tangencial más marcada.

Entonces los Pirineos pueden parecer como una cadena de doble vergencia, simétrica, estructural y estratigráficamente, en relación a una zona primaria axial.

Sin embargo, desde 1970, estudios detallados han puesto de manifiesto que esta simetría era sólo aparente, pues los empujes tectónicos no se efectuaron según una doble polaridad a partir del eje de la cordillera, sino según una polaridad única ligada al desplazamiento de Iberia hacia el Norte.

En efecto, los datos geofísicos del golfo de Gascuña han puesto de manifiesto que la posición actual de España en relación con Eu-

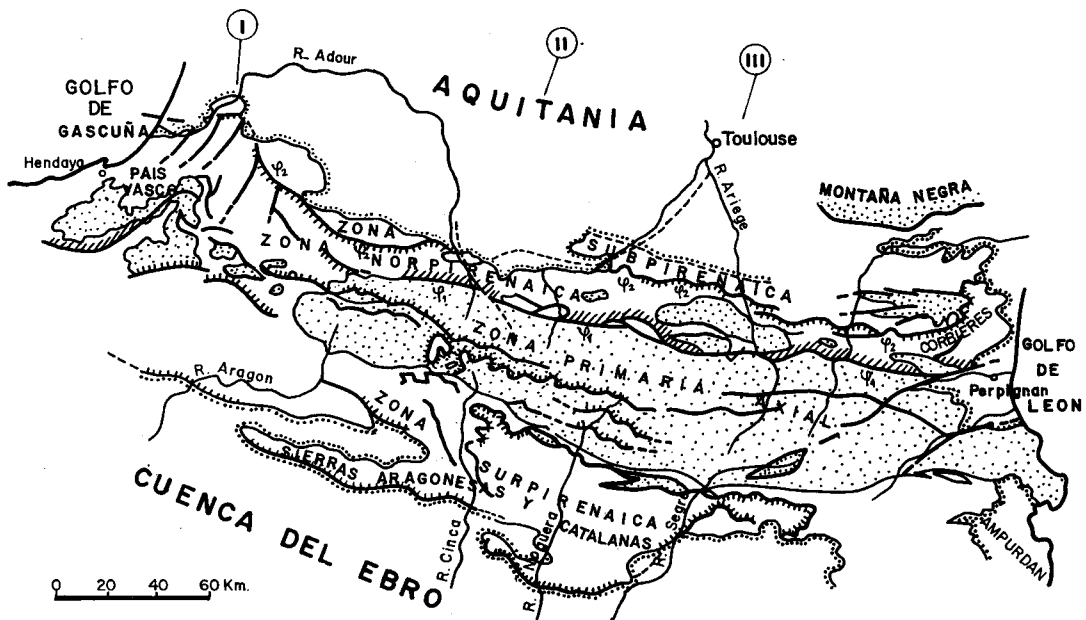


Fig. VII.2.— Bosquejo estructural esquematizado del dominio pirenaico.  
 En punteado: principales afloramientos del zócalo variscico (y precámbrico); en rayado oblicuo: terrenos mesozoicos metamórficos; los puntos alineados señalan el límite de terrenos cenozoicos y cuaternarios, poco o nada deformados en el ante-país o en el seno de depresiones intra-montañosas.  $\phi_1$ : "Falla nor-pirenaica";  $\phi_2$ : Cabalgamiento frontal nor-pirenaico; I, II, III: Posición de los cortes interpretativos de la Fig. VII.3.

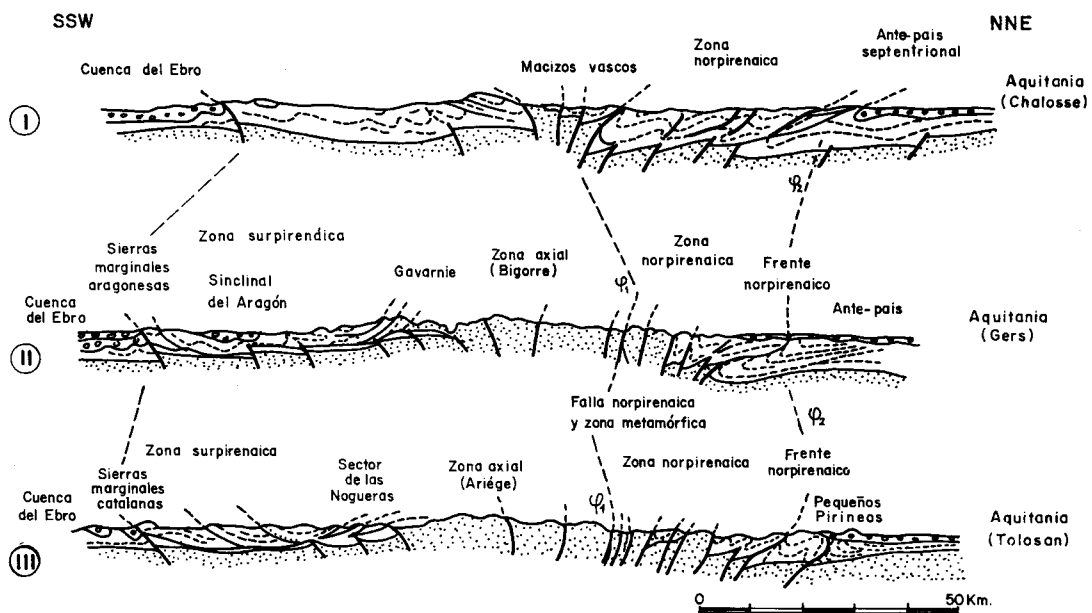


Fig. VII.3.— Cortes geológicos interpretativos.  
 En punteado: armazón variscico; en blanco: series mesozoicas y de la base del Cenozoico; círculos: terrenos oligocenos (y posteriores), principalmente en forma de molasas continentales, poco o nada deformadas en los márgenes de la Cordillera.

Estas dos figuras se han tomado de R. MIROUSE, (1980).



ropa es la consecuencia de una rotación, en sentido levógiro, de Iberia, acaecida entre el Triásico y el Cretácico.

No obstante, aunque todos los autores son unánimes en reconocer la importancia de este movimiento con origen en la apertura del golfo de Gascuña y la evolución estructural post-hercínica de los Pirineos, aparecen divergencias en cuanto a las modalidades del desplazamiento.

Así, el estudio geofísico del golfo de Gascuña y los datos geológicos de la zona nor-pirenaica han llevado a ciertos autores a colocar de nuevo la apertura del golfo y la historia estructural de los Pirineos en un marco transformante: una placa ibérica habría deslizado, entre el Triásico y el Cretácico, a lo largo de una placa Europa y a favor de un desgarre levógiro de 400 Km. A este accidente transformante correspondería la actual falla nor-pirenaica. A partir del Cretácico superior, la subida de Iberia hacia Europa habría inducido el cierre progresivo del dominio pirenaico (P. CHOUKROUNE, 1974; X. LE PICHON; J. BONNIN y J. CL. SIBUET, 1970).

Tectónicas de fractura en el Eoceno superior (fase pirenaica) y en el Plio-Cuaternario han dado después al edificio pirenaico su modelado actual.

Otros autores (E. J. DEBROAS, 1978; B. PEYBERNES, 1979; P. SOUQUET, B. PEYBERNES, M. BILOTTE y E. J. DEBROAS, 1977) rechazan, en base a argumentos paleogeográficos, la hipótesis precedente.

En efecto, según ellos el estudio paleogeográfico del Jurásico y Cretácico no pone de manifiesto ninguna señal de un posible desgarre hectokilométrico. Por el contrario, pondría en evidencia la existencia de un "rift" pirenaico que se habría desarrollado en el Albiense, donde actualmente está la banda metamórfica que bordea la falla nor-pirenaica (Fig. VII.4).

A este "rift" estarían asociados dos accidentes deslizantes, oblicuos respecto a las directrices pirenaicas clásicas (N 110°), y son: Al Oeste, la falla de Bigorre de dirección N 80° y al Este la de Cataluña de dirección N 40°.

La subida de Iberia hacia Europa habría provocado, en una primera fase, el cierre del

"rift" y el movimiento en desgarre moderado de las fallas de Bigorre y Cataluña y, en una segunda fase, la traslación del cratón ibérico sobre el aquitano-languedociense, que habría permanecido estable. La falla nor-pirenaica sería el testimonio actual de este cabalgamiento.

Este modelo ha llevado a sus autores a proponer nuevas subdivisiones de la cordillera (Fig. VII.4). En efecto, las fallas de Bigorre y de Cataluña cortan los Pirineos en tres trozos que, de Oeste a Este, son: los Pirineos vasco-berneses, los Pirineos navarro-languedocienses y los Pirineos catalanes. Además, como la banda metamórfica se generó en el lugar del "rift" albiense, pasa a ser el eje de la cordillera y así determina, al Norte, zonas septentrionales y, al Sur, zonas meridionales. La zona primaria axial no se puede considerar en este esquema como eje y pasa a ser una zona meridional bajo la denominación de "Alta Cordillera Primaria".

#### VII.1.2 LOS GRANDES PASOS DE LA ESTRATIGRAFIA DEL PALEOZOICO DE LOS PIRINEOS

Antes de detallar el estudio de las diferentes cuencas carboníferas de los Pirineos españoles, querría resumir brevemente las series precámbricas y paleozoicas pirenaicas. La Fig. VII.5 (R. MIROUSE en C. POMEROL, 1980) da una buena imagen del conjunto de estas series.

##### El Precámbrico

Aflora principalmente en el macizo francés del Canigou (G. GUITARD, 1970) como ortoneises glandulares que aparecen como elementos de un zócalo cadomiense, conteniendo granitoides recogidos de nuevo por la orogénesis hercínica. También es de señalar la presencia de paraneises que proceden de grauvacas y pelitas (Kinzigitas como las llaman los geólogos de la Selva Negra).

##### El Paleozoico inferior

###### A) *El Paleozoico inferior metamorfizado*

Esta serie tiene una potencia variable entre 1.500 y 4.000 m y parece proceder de la evolución de una sedimentación pelítica. En su

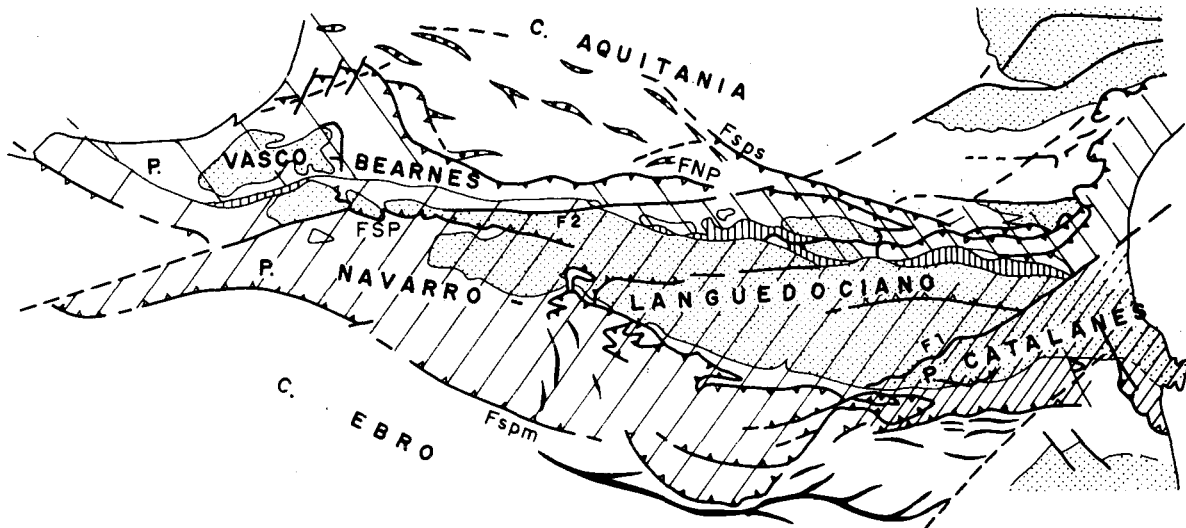
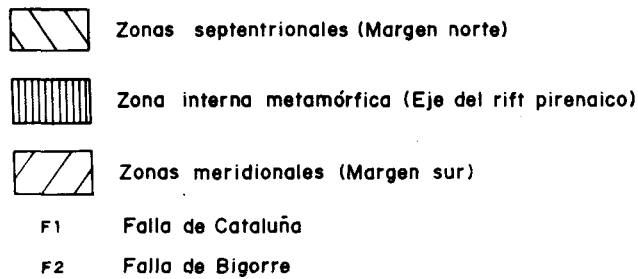


Fig.VII.4.— Nuevo bosquejo estructural de los Pirineos. Trabajos del Laboratorio de Geología de la Universidad Paul Sabatier, Toulouse (tomado de P. SOUQUET et al., 1977).

base está la *serie de Canaveilles* que se atribuye al Cámbrico; se compone de filadios y esquistos sericíticos. Le sigue la *serie de Jujols*, menos metamorfozada, presentando esencialmente una serie de esquistos pizarrosos y, ocasionalmente, pudingas. La “porfirita de Aspres” aparece en la serie en este momento.

Este conjunto parece corresponder al Cámbrico y al Ordovícico excluido el Caradoc superior.

**B) El Paleozoico inferior no metamorfozado**

Corresponde al Caradoc superior, al Ashgillense y al Silúrico.

El *Caradoc superior* y el *Ashgillense* están formados fundamentalmente por grauwacas, areniscas y esquistos calcáreos, conocidos frecuentemente con la denominación de “esquistos perforados con *Orthis actoniae*”.

Este período del Caradoc superior y el Ashgillense, con sedimentación detrítica y

actividad volcánica se presenta como un período de inestabilidad atribuible a la fase Taconica de la orogénesis caledónica.

El *Silúrico* parece mucho más tranquilo, lo que se traduce por una serie de esquistos muy ricos en materias orgánicas llamados, por error, “esquistos carburados”. Su potencia es del orden de 200 m. Esta serie, considerada durante mucho tiempo como poco fosilífera, se presenta, por el contrario, como muy rica en Graptolites, Conodontos, Ostrácodos y Quitinozoarios (J.M. DEGARDIN, 1977, 1978, 1982). Esta serie pelítica blanda, que solamente tiene algunos niveles calizos, tendrá un papel tectónico importante por su plasticidad y el hecho de que esté “emparedada” entre formaciones presilúricas y postsilúricas potentes y duras.

*El Devónico.* Descansa en concordancia sobre el Silúrico

En general, a la escala de la cordillera, se

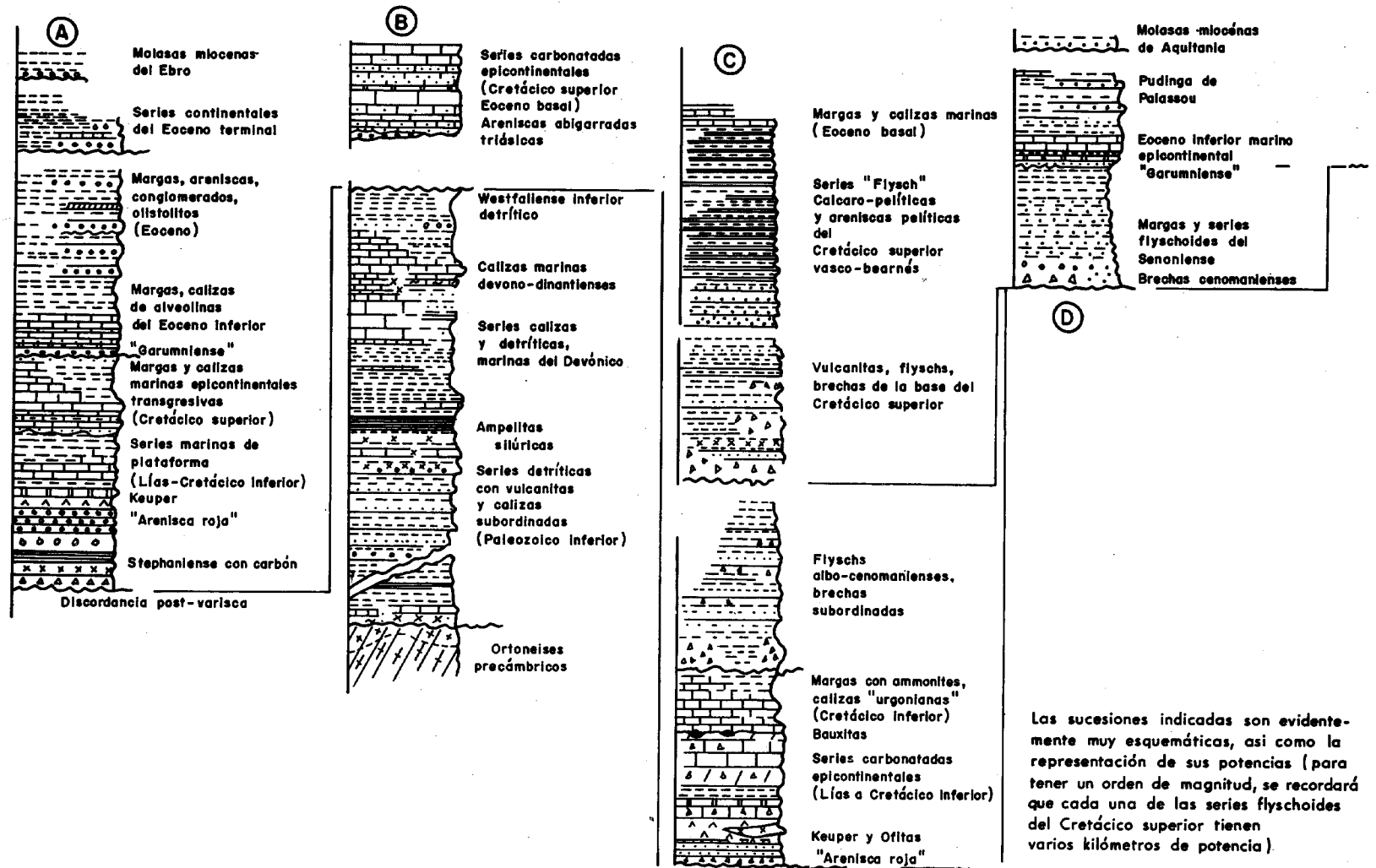


Fig. VII.5.— Ejemplos de series sedimentarias constitutivas de la Cordillera Pirenaica.  
 A: Vertiente española; B: Zona axial de los Pirineos centrales y orientales; C: Dominio nor-pirenaico; D: Antepaís plegado septentrional (Garonne-Ariège).  
 Figura tomada de R. MIROUSE (1980).

puede observar que:

— El Devónico inferior es decididamente pelítico con facies calizas en la parte media (Alta Cordillera Central);

— En el Devónico medio se desarrolla una sedimentación carbonatada frecuentemente arrecifal o para-arrecifal;

— El Devónico superior muestra una reanudación de la sedimentación pelítica, siguiendo la sedimentación calcárea en el centro de la cordillera. El Devónico termina generalmente por las calizas griottes. Estas constituyen más una facies, que se puede encontrar más arriba en la serie, que un piso estratigráfico preciso y limitado.

El Carbonífero se detallará en este estudio. Se piensa con F. BOYER, S. KRYLATOV y D. STOPPEL (1974) que el tránsito Devónico-Carbonífero es, generalmente, continuo y que el hiato Tournaisiense, descrito clásicamente, parece haber sido demasiado generalizado por los autores que han estudiado

el Carbonífero.

Los sedimentos dinantienses, namurienses y westfalienses son las últimas formaciones anteriores a la fase de plegamiento astúrica de la orogénesis hercínica. Este plegamiento se acompañó de aportes graníticos batolíticos ya anunciados desde, a veces, el Devónico. El mejor ejemplo es el constituido por el macizo grano-diorítico de la Maladetta, que se estudiará detalladamente en el cuarto capítulo de este trabajo.

Se desarrollan pequeñas cuencas stephanienses, a veces antracitosas, en discordancia sobre las formaciones hercínicas ante-stephanienses plegadas. Otros ámbitos de sedimentación molásica, posteriores a la orogénesis hercínica, son pérmicos o triásicos inferiores. A veces están acompañados por aportes volcánicos (Pico del Midi d'Ossau en Francia, por ejemplo).

La Fig. VII.6, debida a R. MIROUSE (1980) resume las series paleozoicas de los Pi-

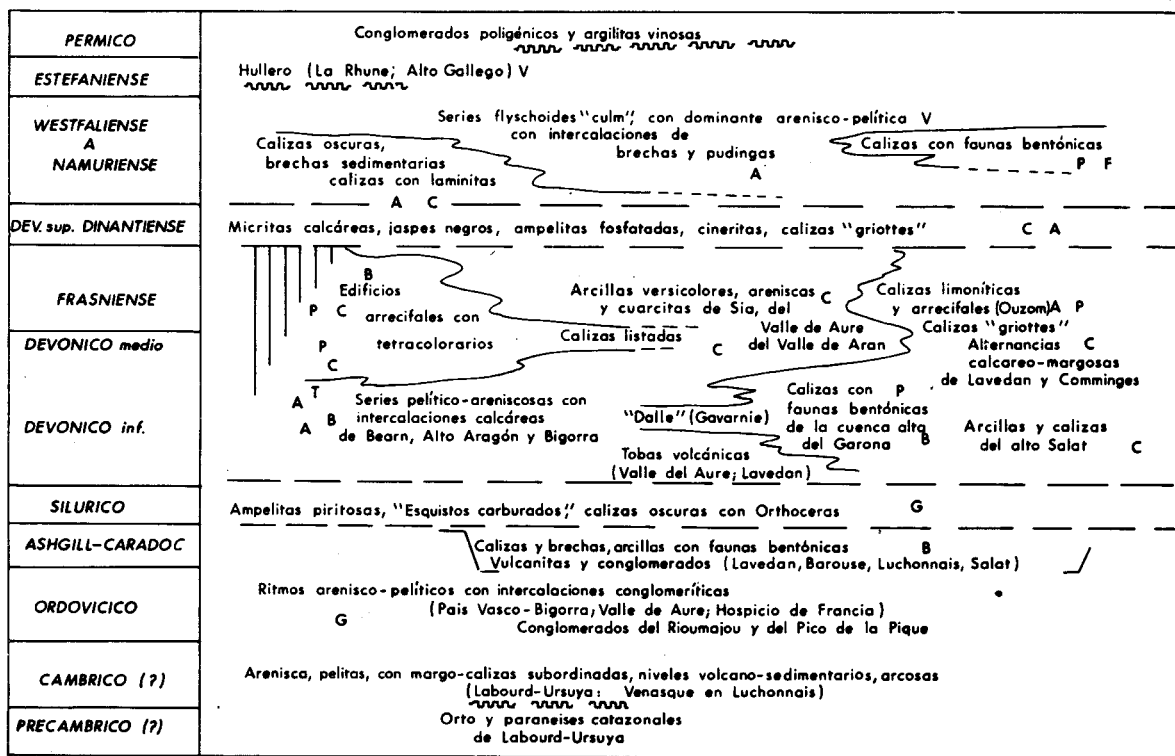


Fig. VII.6.— Series paleozoicas en la parte occidental de la Zona axial de los Pirineos. Fósiles significativos: A: Ammonites. B: Brauiópodos. C: Conodontos. G: Graptolites. P: Corolarios. F: Foraminíferos. T: Trilobites. V: Vegetales. En la parte inferior del cuadro: sectores meridionales y sur-occidentales del armazón axial; en la parte central: sectores meridianos; en la parte derecha: sectores septentrionales. Líneas onduladas: discordancias (según R. MIROUSE en R. BOURROUILH et al., 1980).

rineos, tomando el ejemplo de la parte occidental de la zona axial.

Recordaré, para terminar este capítulo de generalidades, el magnífico artículo de A. SOURIAU (1981) sobre el manto superior bajo Francia, en el que el lector encontrará precisiones interesantes referentes a los Pirineos y, también, una bibliografía básica relativa a este tema.

## VII.2 ESTUDIO DE LAS DIFERENTES CUENCAS CARBONIFERAS

Durante mucho tiempo el estudio del Carbonífero de los Pirineos españoles no ha resultado fácil debido a los problemas de comunicación, a la ausencia de macro y microfaua y sobre todo a causa del dogma de la laguna del Tournaisiense.

Afortunadamente, sucesivos hallazgos paleontológicos (sobre todo micropaleontológicos) permitieron a numerosos autores y, en particular, a F. BOYER, S. KRYLATOV y D. STOPPEL (1974) hacer tabla rasa de este dogma que durante tanto tiempo les había impedido, y este es mi caso, desecharlo (M. WATERLOT, 1967, 1969). Además desde hace ya más de diez años hay que contar con el perfeccionamiento de la red vial en esta parte

de la cordillera, fruto indudable del desarrollo del turismo.

### VII.2.1 GENERALIDADES

A modo de introducción, tomaremos aquí, las propias conclusiones del trabajo ya citado más arriba acompañadas del cuadro estratigráfico que proponen los mismos autores (Fig. VII.7) y del establecido por CL. HEDDEBAUT (1973) (Fig. VII.8).

“No existe, a nuestro entender, otro substrato estratigráfico de las liditas auténticas de los Pirineos y de la Montaña Negra, que las calizas “Supragriottes”. C.

Su edad tournaisiense (Cu I principalmente, a menudo límite Cu I-Cu II $\alpha$  inf. para el techo) y su paso, generalmente progresivo, a las liditas, prueban que estas últimas no aparecen tras una laguna de sedimentación, no son progresivas y, con mayor razón, no constituyen una facies transgresiva.

Un nivel de pizarra (B) separa, no muy a menudo sino siempre, las “Supragriottes” C de las A, en las que todas las zonas de Ammonoideos de do III a do VI parecen estar representadas.

El nivel B, materialización del límite entre el Devónico y el Carbonífero de los Pirineos y de la Montaña Negra, no ha sido datado, pero podría corresponder a las subzonas

CARBONIFERO	H	Arcillas, areniscas y conglomerados poligénicos muy potentes.	
	G	Calizas con muy frecuentes ocurrencias silíceas en la base.	
	F	Jaspes claros con lechos de piroclastitas (en algunas zonas contiene manganeso).	
	E	Intercalaciones caliza a veces rosa o roja y groseramente nodulosa.	0-10 m
	D	Jaspes carbonosos (liditas) con nódulos fosfatados. Muy frecuentemente la base de este nivel está constituida por una arcilla generalmente carbonosa cuyo espesor puede llegar a 1 ó 2 m	hasta 30 m
	C	Supra-“griotte” idéntica a A	2 m
DEVONICO	B	Arcillas	0,2-2 m
	A	Supra-“griotte” = calizas nodulosas grises suprayacentes a la caliza llamada “griotte”.	

Fig. VII.7.— Cuadro estratigráfico sintético del techo del Devónico y de la parte inferior del Carbonífero de los Pirineos y de la Montaña Negra. (Según F. BOYER, S. KRYLATOV y D. STOPPEL, 1974).

	ZONACION DE CEFALOPODOS	ZONACION DE CONODONTOS
NAMURIENSE	Zona de <i>Eumorphoceras</i>	E 2 E 1
VISEIENSE	Zona de <i>Goniatites</i>	Cu III
	Zona de <i>Pericyclus</i>	Cu II $\delta$ Cu II $\beta/\gamma$ Cu II $\alpha$
TOURNAISIENSE	Zona de <i>Gattendorfia</i>	Cu I
ESTRUNIENSE	Zona de <i>Wocklumeria</i>	do VI
FAMENIENSE SUPERIOR	Zona de <i>Gonioclymenia</i>	do V
	Zona de <i>Platyclymenia</i>	do IV do III $\beta$ do III $\alpha$
FAMENIENSE INFERIOR	Zona de <i>Cheiloceras</i>	do II $\beta$ do II $\alpha$
	?	do I/II do I $\delta$ ?
FRASNIENSE	Zona de <i>Manticoceras</i>	do I $\delta$

Fig. VII.8.— Correlación de las Zonas de Conodontos y de las Zonas de Cefalópodos en el Devónico superior y Carbonífero. (Según C. HEDDEBAUT, 1973).

paleontológicas que no han podido definirse en las calizas encuadrantes, como mucho do VI sup. y Cu I inf. Esta atribución es tanto más plausible cuanto que no se ha podido observar aquí el menor indicio en favor de una laguna de sedimentación.

Si, a pesar de todo, existe una laguna de sedimentación próxima al paso del Devónico al Carbonífero, ésta ni puede situarse inmediatamente debajo de las lilitas ni tampoco revestir alguna importancia. Y a fin de cuentas no puede cuestionarse aquí la laguna del Tournaisiense (do VI, Cu I, Cu II inf.).

A este respecto, la zona de extensión de las lilitas, con nódulos fosfatados del Dinantiense, se opone a las zonas devónico-carboníferas desprovistas de ellos, zonas donde no cabe la menor duda de la existencia de una laguna que separa el Devónico del Carbonífero y que desborda ampliamente la del Tournaisiense. Finalmente, es interesante señalar que la historia de los Pirineos y de la Montaña Negra en la época de los movimientos bretones, es comparable a las del Harz y Macizo Renano, en las que W. KREBS (1968) demos-

tró que el paso del Devónico al Carbonífero podía ser continuo.

Describiré las diferentes cuencas carboníferas de W a E. Su posición geográfica se recapitula en la Fig. VII.9.

## VII.2.2 EL CARBONIFERO DE LOS MACIZOS PALEOZOICOS VASCOS

### A) Generalidades sobre la disposición geológica de los macizos paleozoicos vascos

En lo que sigue, me atenderé al texto redactado por C. HEDDEBAUT (1973) en la introducción de su tesis, sólo con ligeras modificaciones:

“Los macizos vascos constituyen, al Oeste de los Pirineos, los últimos afloramientos del zócalo de la Cordillera. En efecto, la zona primaria axial en el meridiano del Pico de Anie, se hunde bruscamente bajo la cobertura sedimentaria post-hercínica del flanco Oeste de esta montaña. La reaparición del material primario y cristalino en el País Vasco se efectúa en la prolongación de esta zona axial con un claro desplazamiento hacia el Norte; ade-

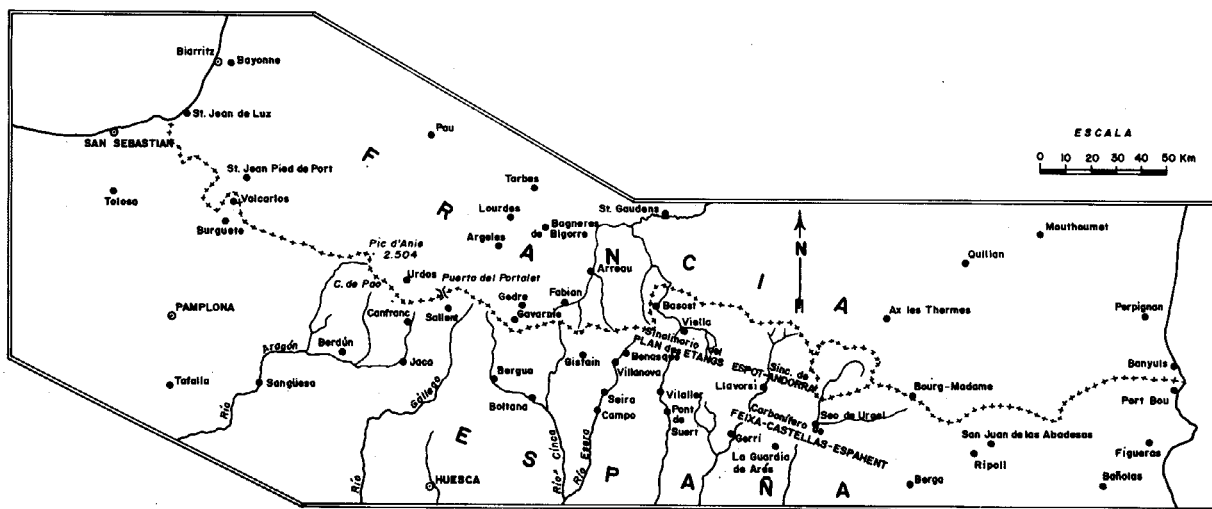


Fig. VII.9.— Mapa esquemático de los Pirineos con las principales localidades citadas en el texto.

más este material ya no forma una banda continua sino que se presenta en macizos separados...

Desde un punto de vista morfológico, la distinción entre los dos flancos de los Pirineos tiende a borrarse: los Pirineos vascos, con cimas que a penas sobrepasan los 1.500 m y puntos que se sitúan a menos de 600 m, no constituyen una barrera continua como sucede en la zona axial.

De acuerdo con P. LAMARE, en los antiguos terrenos del País Vasco se pueden distinguir cinco grandes unidades paleozoicas, aunque esta división... no sea la más natural bajo un punto de vista estratigráfico y estructural. En su conjunto, dibujan una especie de Z aplastada (Fig. (VII.10).

Al Este los macizos gemelos de Igouze y de Mendibelza constituyen la rama inferior. La existencia, casi exclusiva en estas unidades de una espesa cobertura de pudingas de edad cretácica, "pudingas de Mendibelza", así como su estratigrafía paleozoica, les dota de una gran homogeneidad.

La rama inclinada de la Z está formada por los macizos de los Aldudes-Quinto Real y el de la Ursuya-Baygura. Tanto la orientación sub-meridiana de estos dos macizos, en los 40 Km que van de Hasparren a Roncesvalles, como la inflexión de la frontera hacia el Sur a nivel de ellos, corresponden a direcciones estructurales mayores... cuya importancia es ca-

pital para la geología del País Vasco.

El macizo de los Aldudes-Quinto Real tiene una forma vagamente triangular. Al Sur, está separado del Cretácico sur-pirenaico por un accidente. El Paleozoico reaparece no obstante en dos pequeños afloramientos al Sur de Burguete.

El macizo de Ursuya-Baygura comprende en su extremo Norte la masa de los terrenos cristalinos, intruidos por granito, del Labourd...

Los macizos de los Aldudes-Quinto Real y del Ursuya-Baygura están separados por el Permo-Trías especialmente potente de la región Elizondo-Maya al W y de la depresión Saint Jean Pied-de-Port-Baygorry al E. La rama superior de la Z está formada por el gran macizo de las Cinco Villas situado casi totalmente en territorio español. Fundamentalmente esquistoso, su estratigrafía es original con respecto a la de los macizos vascos situados más al E. Está atravesado al Norte, al igual que el pequeño macizo satélite de Rhune-Haya, por un granito muy semejante al del Labourd, el granito de Haya-Tres Coronas."

#### B) Antecedentes históricos de los trabajos geológicos que tratan del País Vasco español y francés

Los primeros trabajos notables son los de P.W. STUART-MENTEATH en 1880 seguidos de los de L. MALLADA (1882).

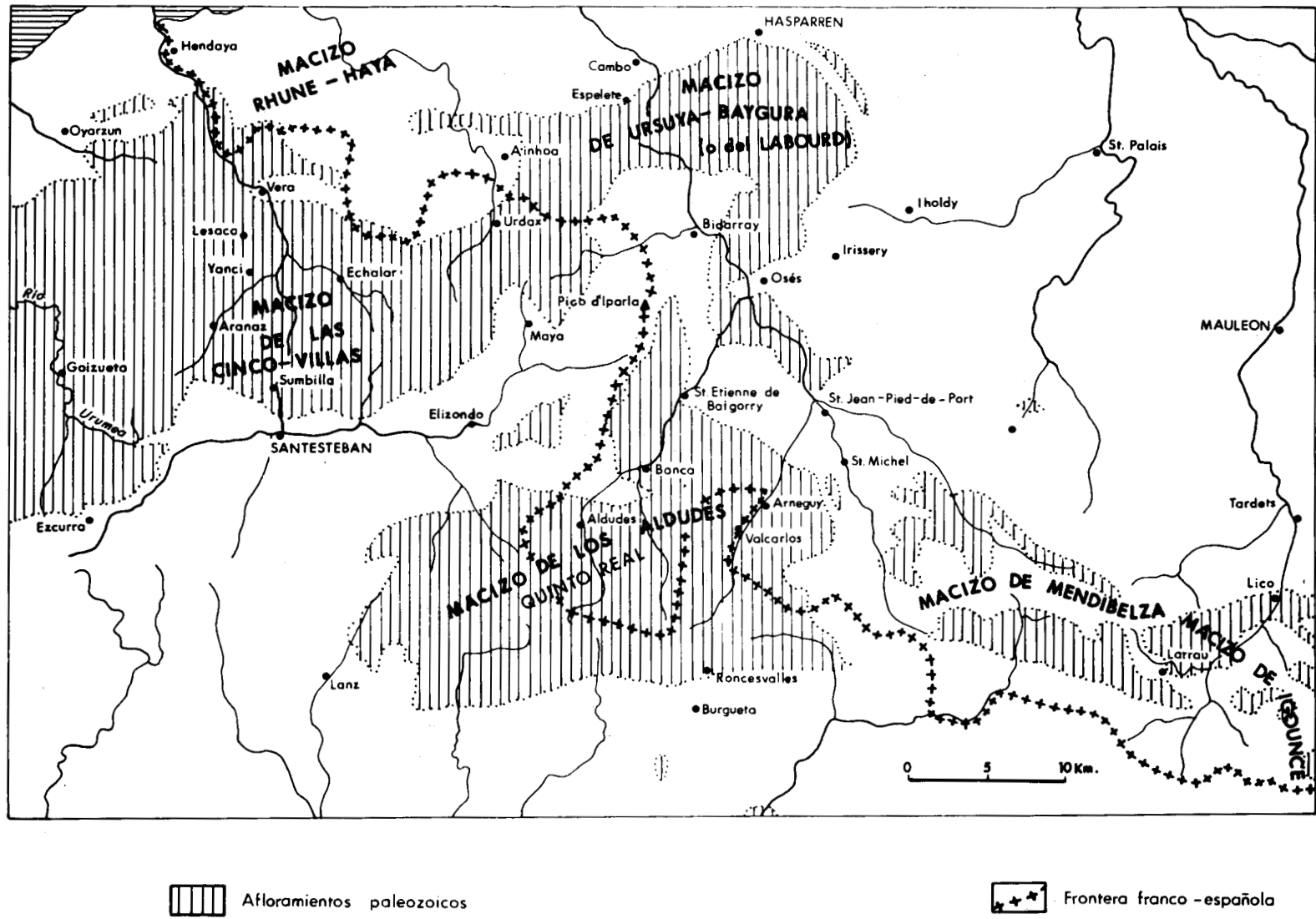


Fig. VII.10.— Macizos Paleozoicos Vascos. Croquis de situación (según C. HEDDEBAUT, 1973).



Con el principio del siglo XX aparecen los resultados de P. TERMIER (1907); L. CAREZ y E. FOURNIER (1910).

L. BERTRAND (1911) y P. VIENNOT (1927) publican en seguida interesantes trabajos muy "nappistas" mientras que el geólogo español P. PALACIOS establecía un mapa del macizo de las Cinco-Villas y de la parte ibérica del macizo de los Aldudes. Los trabajos de G. DUBAR (1925, 1928, 1931) sobre el Devónico y el Carbonífero son prácticamente contemporáneos de la importante memoria de J. W. LAVERDIERE (1930) y de los trabajos del geólogo alemán H. SCHMIDT (1931).

P. LAMARE se interesa más particularmente por las formaciones post-paleozoicas vascas. A él se debe la noción de "Nappe des Marbres" (1936) y de la edad cretácica de las pudingas de Mendibelza (1945) que hasta entonces eran consideradas como pérmicas. No obstante, gran cantidad de estas publicaciones tratan del Paleozoico, aunque los trabajos que proyectaba sobre este punto fueran frenados por la guerra civil española y la segunda guerra mundial.

Desde 1959, el equipo geológico alemán de Clausthal estudia la región de Maya, el Valle del Aritzacun y una gran parte del macizo de las Cinco Villas y del macizo de la Aldudes. Los geólogos franceses G. DAMESTOY (1961); A. CHESTERIKOFF (1963-1964); Ph. LAGNY (1963) y Ph. MAILLARD (1966) estudian los Aldudes, el E. de Ainhoa y Valcarlos mientras que M. CASTERAS (1961), J.P. PARIS (1964) trabajan con M. FREY y J. GALHARAGUE (1967) en el Paleozoico vasco oriental que desembocó en la publicación de la Hoja de Mauleon (2ª edic., 1969).

Los importantes trabajos de Cl. HEDDEBAUT (1964 y sobre todo 1973) constituyeron uno de los pilares de la geología paleozoica vasca.

Recientemente apareció una pequeña síntesis de la Geología del País Vasco de A. DEBOURLE y R. DELOFFRE (1976), aunque conviene señalar que los autores no se interesaron particularmente por el territorio español ya que trabajaban en el marco, un tanto especializado, de una Guía Geológica Regional de la Colección MASSON. Citemos, para terminar, los muy interesantes trabajos de J.M. DE-

GARDIN (1979) más especialmente orientados a las formaciones silúricas.

### C) *Los grandes rasgos geológicos del Carbonífero del País Vasco*

Cl. HEDDEBAUT, en su importante memoria de 1973, distingue dos partes de diferente estratigrafía (Fig. VII.11).

1. Una Occidental que Cl. HEDDEBAUT denomina  $U_1$

Corresponde a la mayor parte del Macizo de Cinco Villas, a la prolongación NE de éste al E de Ainhoa y de Urdax así como a una banda estrecha en el borde meridional del macizo de Labourd.

En esta primera unidad  $U_1$ , el Carbonífero es esencialmente pizarroso y contiene una pudinga característica con lilitas. Descansa sobre formaciones de calizas en plaquetas que aparecen como el equivalente de las "griottes", probablemente famenienses, que este autor describe en los Macizos de Mendibelza y de Aldudes.

Bajo estas calizas no se encuentran ni las areniscas agrauwacadas con *Cystospirifer verneuilli* ni las areniscas verdes frasnienenses que caracterizan la parte oriental, que, definimos seguidamente.

2. Una parte Oriental que Cl. HEDDEBAUT llama  $U_2$

Corresponde a los macizos de Igounce, Mendibelza, Aldudes, al Monte Baygura, a la región del Jarra y del Arradoy, a los valles de Laxia y del Aritzacun y a la parte Sur Oriental del macizo de las Cinco Villas.

Con excepción de algunas lagunas locales, en esta parte están expresados todos los términos del Devónico y en particular la facies "arenisca verde" del Frasnienense. Por otro lado el Silúrico, el Devónico y el Carbonífero se hallan en continuidad estratigráfica.

La Fig. VII.11, tomada de la memoria de Cl. HEDDEBAUT, recapitula los grandes rasgos de esta estratigrafía comparada.

### D) *Un ejemplo: El Carbonífero del Macizo de las Cinco Villas* (Fig. VII.12)

Propongo este ejemplo por estar el Macizo de las Cinco Villas situado casi por completo en territorio español. Su nombre ha sido

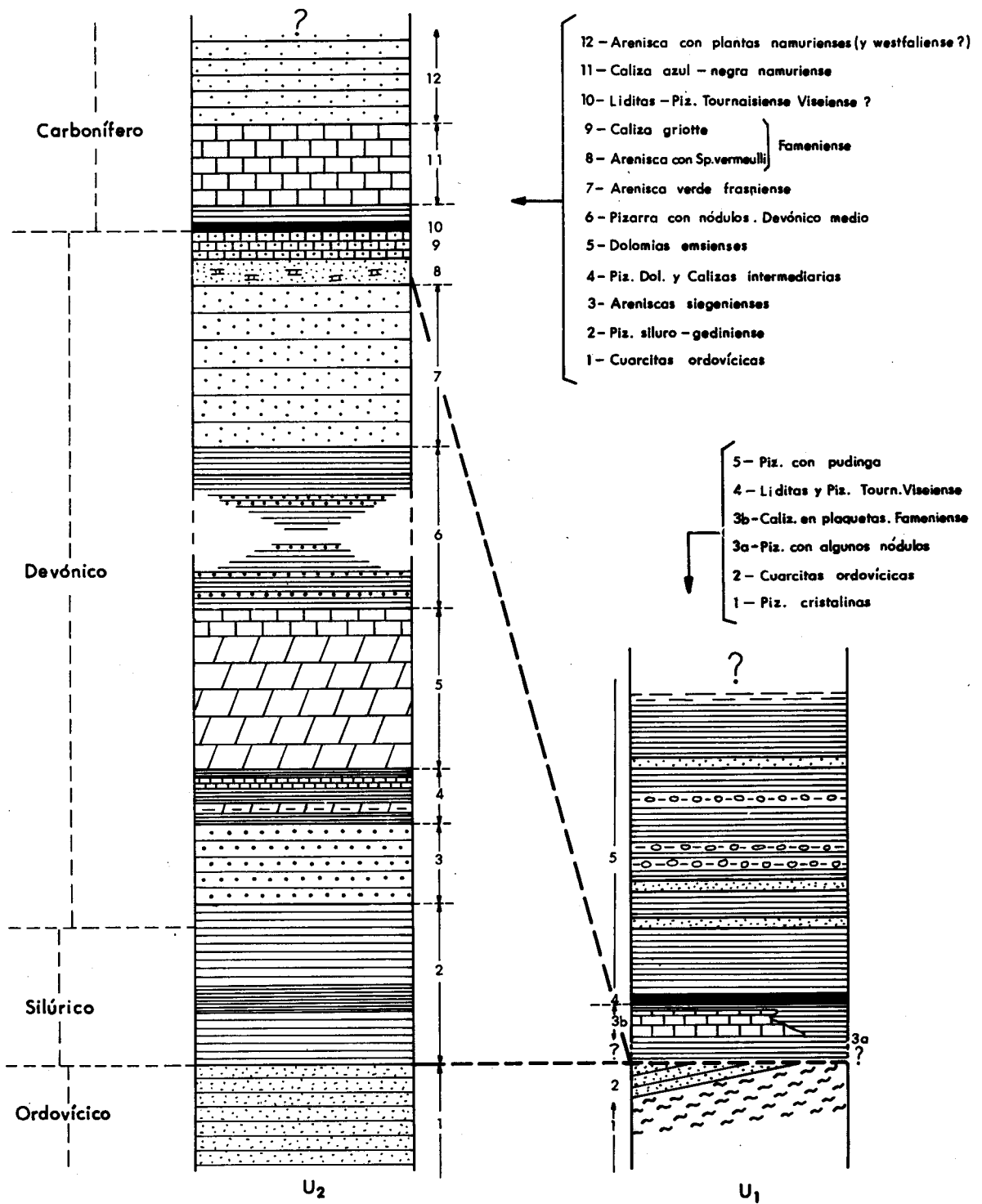


Fig. VII.11.— Estratigrafía comparada de los macizos de los Aldudes y Mendibelza (U<sub>2</sub>) y de la región al NE de Ainhoa (U<sub>1</sub>), (según Cl. HEDDEBAUT, 1973).

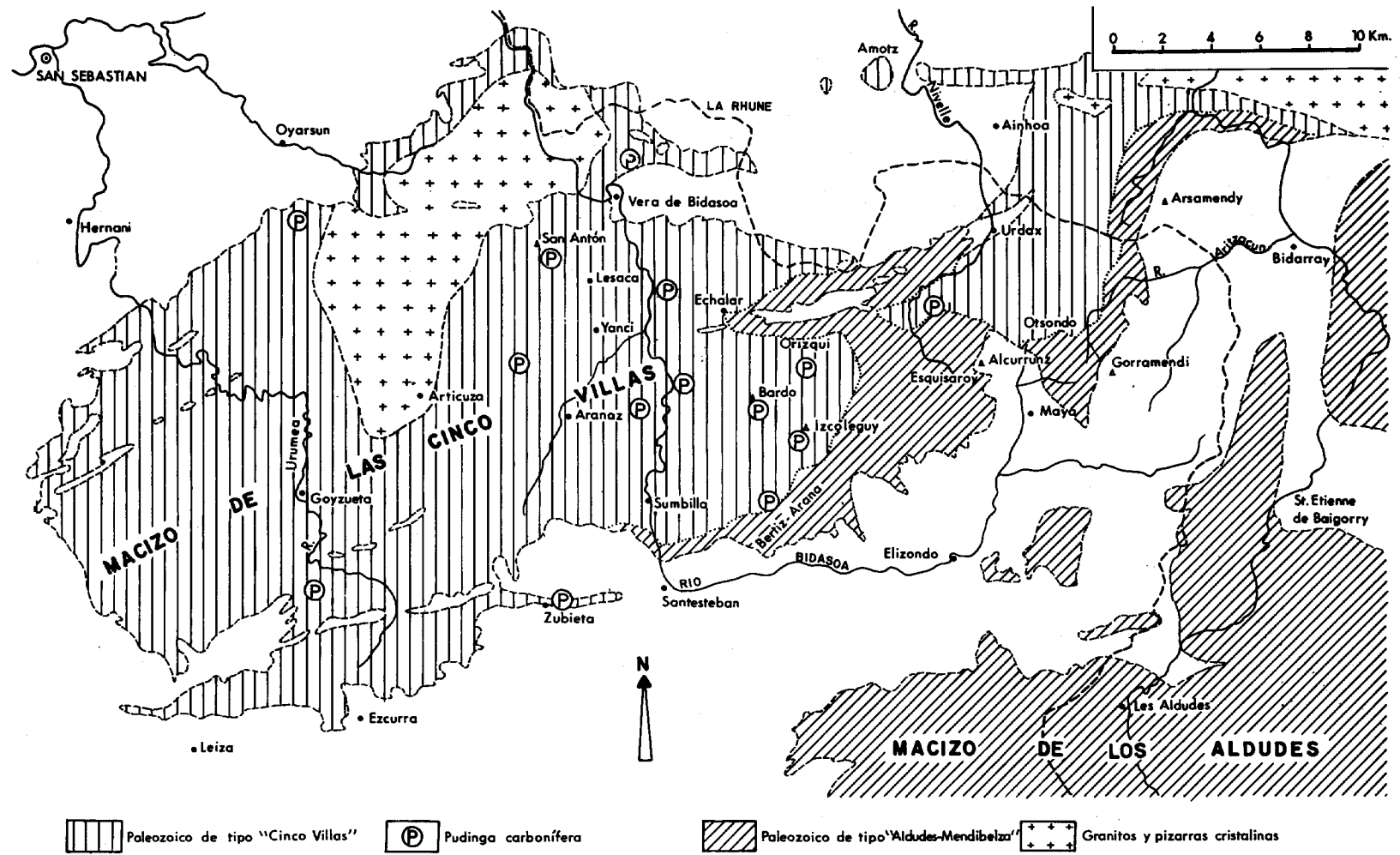


Fig. VII.12.— Afloramientos paleozoicos del Macizo de las Cinco Villas (según Cl. HEDDEBAUT, 1973).

sugerido por CAMILLE JUILLIAN a P. LAMARE basándose en las cinco villas de la Montaña Navarra: Aranaz, Echalar, Lesaca, Vera de Bidasoa y Yanci.

Este macizo es, aún actualmente, el menos conocido de los macizos vascos, a causa de la monotonía de las formaciones que lo componen y de su desalentador recubrimiento forestal (Mapa según Cl. HEDDEBAUT, Fig. VII.12).

En este macizo, Cl. HEDDEBAUT (1973) distingue dos tipos de formaciones:

— El “tipo Aldudes-Mendibelza”. Se trata de formaciones devónicas, bastante fosilíferas, del tipo descrito por este autor en los Aldudes y Mendibelza (tipo U<sub>2</sub>);

— El “tipo de Cinco Villas”. Se trata de formaciones devónicas y carboníferas poco fosilíferas y de una gran monotonía de facies, que durante mucho tiempo se han considerado como azoicas. Uno de los elementos más notables de este Carbonífero es la presencia de una pudinga muy característica (cf. infra.).

En este rápido estudio, daré un corte (Fig. VII.13) extraído de la memoria de Cl. HEDDEBAUT (1973) durante cuya elaboración tuvo ocasión de descubrir numerosos fósiles. Recordaré rápidamente, a continuación, las conclusiones a que llega este autor a propósito de las formaciones de “tipo Cinco Villas”:

1. El Devónico y el Carbonífero antestephaniense están aquí muy desarrollados.

2. Las facies aparecen distintas a las descritas en los otros macizos vascos:

— Las “calizas griottes” están reemplazadas por calizas en plaquetas o en finos lechos;

— la caliza azul-negro namuriense parece ausente;

— las areniscas con plantas del Carbonífero del Macizo de Mendibelza y del Macizo de los Aldudes no están aquí a penas representadas. Están reemplazadas por pizarras con microritmos que contienen pocos elementos florísticos, por otro lado, mal fosilizados. En esta serie se desarrolla una pudinga muy característica.

Esta pudinga se compone de un cemento arenoso o arcilloso que contiene guijarros de pequeño tamaño (2 a 3 cm) de cuarzo, cuarcitas y liditas negras. Estos últimos sedimentos se hallan igualmente en finos lechos “normales” en la serie. El mapa del Macizo de Cinco Villas (Fig. VII.12) da una idea de la repartición de los principales puntos de afloramiento de estas interesantes formaciones conglomeráticas.

### VII.2.3 LAS CUENCAS CARBONIFERAS DEL OESTE DE LA ZONA PRIMARIA AXIAL

Trataré aquí, rápidamente, de los afloramientos carboníferos situados entre el meridiano del pico de Anie al Oeste y el meridiano de Torla al Este. Sólo trataré, en este rápido estudio, algunos ejemplos de entre los más típicos.

Entre los trabajos de los dos últimos decenios, relativos a estas formaciones, citaré los de C.J. VAN DER LINGEN (1960), H. WENSINK (1962), J.G.J. VAN LITH (1968), R. MIROUSE (1962), M. WATERLOT (1967, 1969), F. BOYER, S. KRYLATOV y D. STOPPEL (1974), M.F. PERRET (1980).

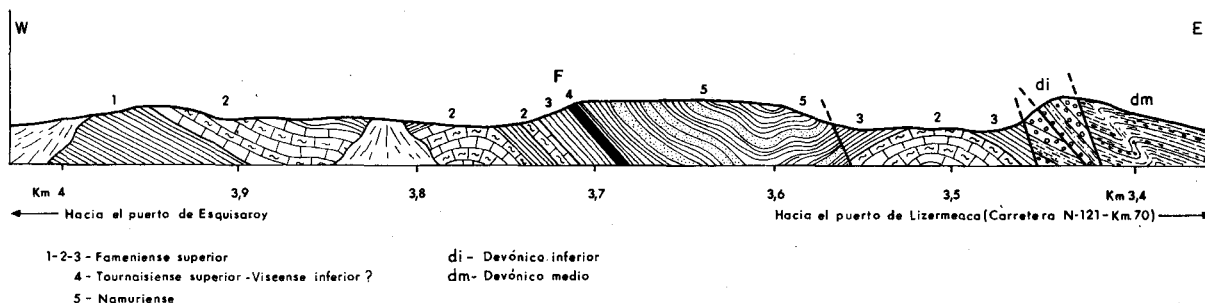


Fig. VII.13.— Corte fosilífero de la carretera del puerto de Esquisaroy (según Cl. HEDDEBAUT, 1973).

**A) Estudio estratigráfico general**

En esta parte de la Cordillera Pirenaica española, se puede descubrir la estratigrafía del Paleozoico, siguiendo a P. MARKS y H. WENSINK (1970), de la manera siguiente (Fig. VII.14):

Los trabajos de F. BOYER et al. (1974) han demostrado, también aquí, la ausencia de la laguna del Tournaisiense.

Los principales afloramientos carboníferos españoles de esta región son los siguientes:

1) Carbonífero del Aragón (sinclinal Pe-ne Bloque-Pic Rouge).

2) Carbonífero de la terminación meridional del Carbonífero de la Cuenca de Urdos.

— Canal Astún, Canal Roya, región de les Calcites, Pic Soques.

— Afloramientos comprendidos entre el granito de Caterets y el granito de Panticosa.

— La Pista Grande.

— Hoya de Balsera.

— Alto Valle del Barranco de Culivillas.

3) Carbonífero del Valle de Bujaruelo (valles de Otal, de Ara y de Lapazosa).

Se encontrará en M. WATERLOT (1967, 1969) una detallada descripción de las condiciones de afloramiento de estas zonas carboníferas.

Detallaré, a continuación, un ejemplo de

estos afloramientos. Se trata del de la región de la Estación Internacional de Canfranc que se puede referir al estudio de conjunto de la Pista Grande (G. VAN DER LINGEN, 1961; R. MIROUSE, 1962; M. WATERLOT, 1967, 1969 y P. MARKS y H. WENSINK, 1970).

**B) Un ejemplo de afloramiento carbonífero del Oeste de la parte española de la zona Primera Axial: el Alto Valle del río Aragón, a la altura de la Estación Internacional de Canfranc**

Propongo este ejemplo porque su detallada cartografía, es actualmente clásica (G.J. VAN DER LINGEN, 1960; M. WATERLOT, 1967, 1969; P. MARKS y H. WENSINK, 1970). Estos últimos autores han publicado además (1970, Tabla I, Tabla II y Tabla III) tablas con una estratigrafía muy precisa de esta zona, basada en el estudio de los Conodontos.

Por otro lado esta zona tiene accesos fáciles y las diferentes facies del Devónico, del Carbonífero calizo, del Carbonífero detrítico, del Permo-Trías y del Cretácico superior son suficientemente claras y el estudio local de esta región no plantea actualmente ningún problema particular.

En el restringido marco de este trabajo, en lugar de una descripción detallada, haré referencia a cuatro documentos:

<b>WESTFALIENSE</b>	Formaciones detríticas arenisco-pelíticas, que se pueden atribuir al Namuriense y Westfaliense.
<b>NAMURIENSE</b>	
<b>DINATIENSE</b>	Calizas que en parte, muestran facies "griotte". La base de esta serie pertenece al Devónico y el techo a la base del Carbonífero. La potencia total puede alcanzar 150 m.
<b>DEVONICO superior</b>	
<b>DEVONICO medio</b>	Calizas, en parte arrecifales, que se pueden atribuir en lo fundamental, al Devónico medio. Potencia máxima: 400 m.
<b>DEVONICO inferior</b>	Sedimentos detríticos, fundamentalmente pelíticos, de edad devónica basal, que pueden alcanzar 500 m de potencia.

Fig. VII.14.— Cuadro resumen de la estratigrafía del Paleozoico superior del Oeste de la Zona Pirenaica Axial (según P. MARKS y H. WENSINK, 1970).

a) Una vista panorámica del valle del río Aragón a la altura de la Estación Internacional de Canfranc. Extracto de M. WATERLOT (1967, 1969, ligeramente modificado) (Fig. VII.15).

b) Un mapa geológico del Paleozoico del valles del Aragón cerca de la Estación Internacional de Canfranc (Fig. VII.16).

c) Un cuadro de recapitulación de la fauna de Conodontos descubiertos en esta región (Fig. VII.17).

d) Un cuadro de correlaciones entre esta parte de los Pirineos españoles y otras regiones de Europa y América del Norte. Su comparación con la Fig. VII.8, debida a Cl. HEDDEBAUT (1973) resultará muy útil (Fig.

VII.18).

Estos tres últimos documentos, a veces con ligeras modificaciones, se deben a P. MARKS y WENSINK (1970).

El estudio y la comparación de estos documentos es fácil y permitirá al lector hacerse una buena idea de la Geología del Carbonífero de esta parte de la Cordillera Pirenaica española.

#### VII.2.4 EL CARBONIFERO DEL SINCLINORIO DEL "PLAN DES ETANGS"

##### A) Localización geográfica e histórica del estudio

Este sinclinorio forma una elipse alargada

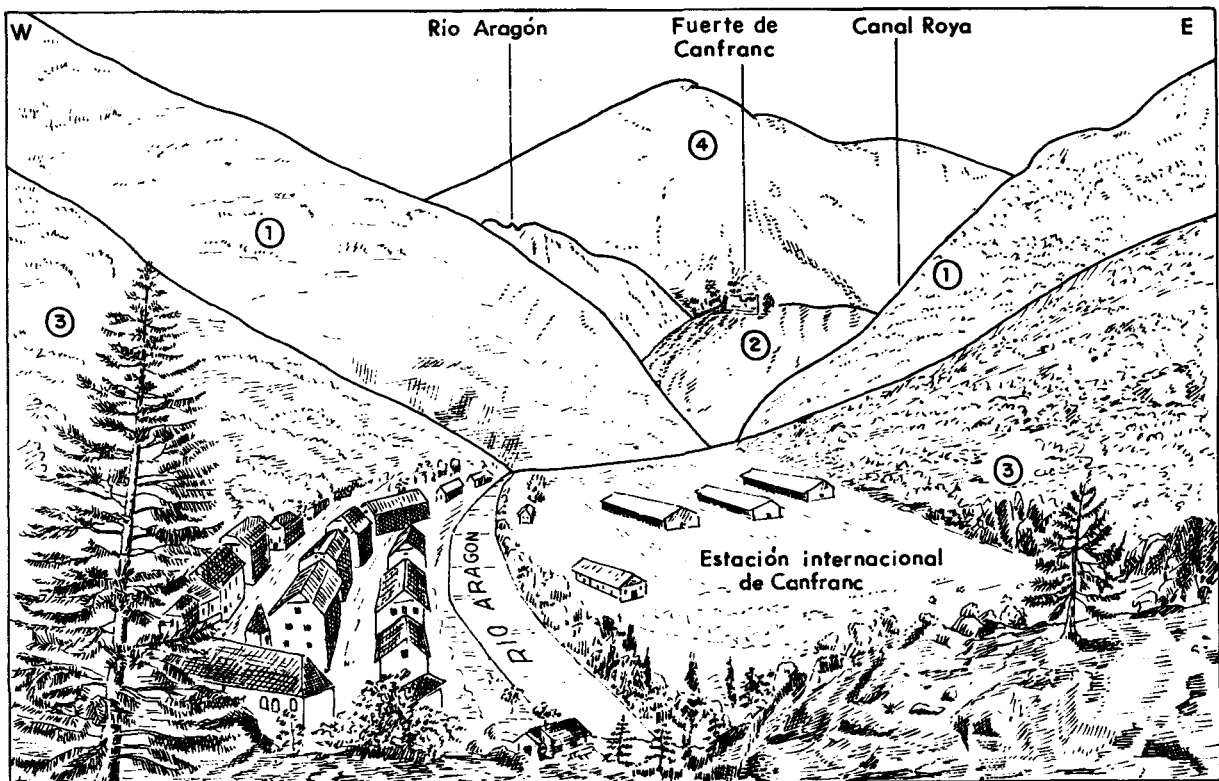


Fig. VII.15.— Vista panorámica del valle del río Aragón a la altura de la Estación Internacional de Canfranc.

4: Permo-Trías de la Raca; 3: Namuriense y Westfaliense. Pizarras y areniscas feldespáticas de la Estación Internacional de Canfranc; 2: Devónico superior y Dinantiense calizo de la Fortaleza de Canfranc; 1: Devónico medio que constituye, a la izquierda, los contrafuertes del Monte Tobazo y, a la derecha, el flanco meridional del bajo valle del Canal de Izas.

Vista, orientada W-E, tomada un poco más abajo de la Estación Internacional de Canfranc. En primer plano las pendientes arboladas del Devónico medio, comenzando inmediatamente al S de la depresión en la que está situada la Estación Internacional. En segundo plano, las areniscas y pizarras (3) de la parte superior del Carbonífero ante-stephaniense que determina, en la topografía, la depresión ya citada. En un tercer plano, las calizas (1) del Devónico medio, que determinan, por su mayor resistencia a la erosión, un claro resalte en la topografía. En cuarto plano, el basamento de la fortaleza de Canfranc formado por un anticlinal compuesto de sedimentos calizos del Devónico superior y de la base del Carbonífero (2). En un último plano, los sedimentos permo-triásicos (4) de la montaña de La Raca (según M. WATERLOT, 1969).

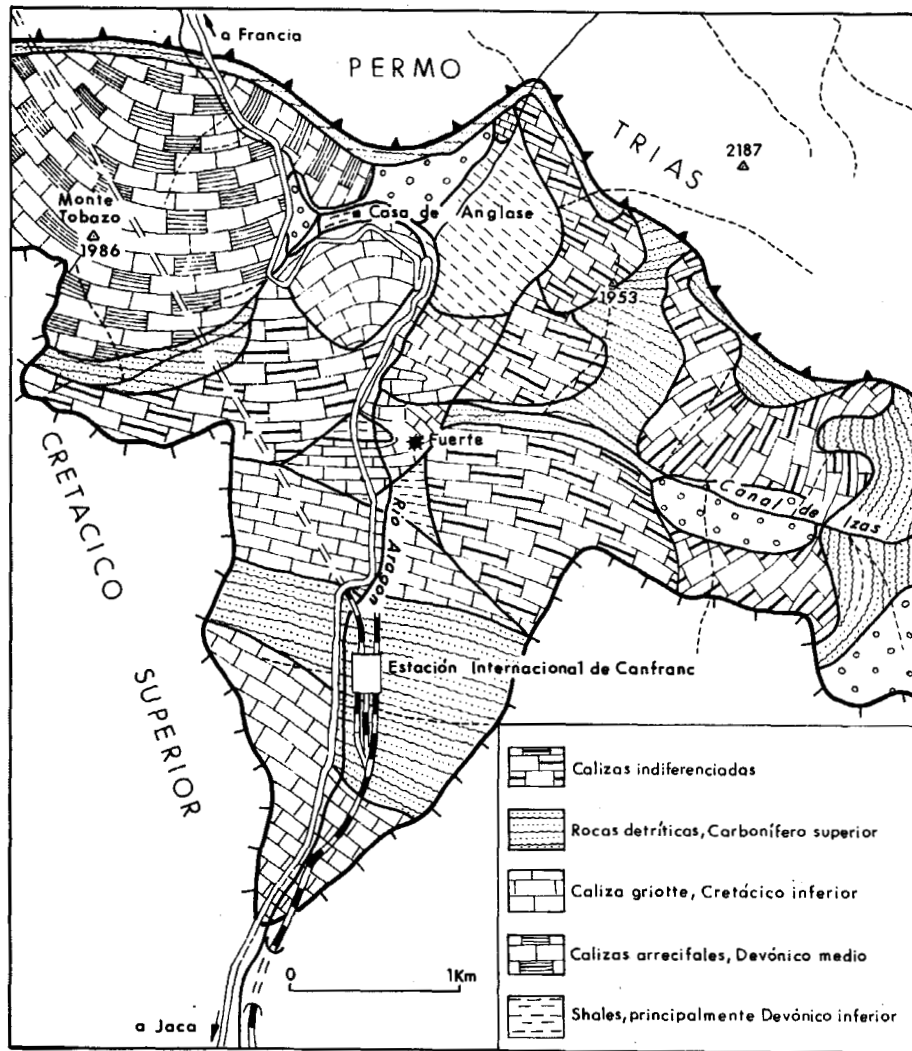


Fig. VII.16.— Mapa geológico del Paleozoico del valle del Aragón en la región de la Estación Internacional de Canfranc (Fig. debida principalmente a G. VAN DER LINGEN, según P. MARKS y H. WENSINK, 1970).

da de O a E de unos 20 Km de longitud desde el Hospital de Benasque al O hasta el río de Valarties al E. Su anchura máxima, visible en el Agujero del Toro (Forat de Aigualluts), es de unos 5 Km. Está, pues, situado en España entre el extremo Occidental del macizo granítico de la Maladetta y la frontera franco-española.

Conocido desde hace 150 años por los geólogos pirenaicos, al principio fue considerado como de edad silúrica (Gothlandiense). Fue DUROCHER (1844) quien por primera vez citó la posible edad carbonífera de este conjunto. Entre los principales autores que

han estudiado esta región citamos: H. SCHMIDT; M. GOURDON; M. DALLONI (1910), J. DE LIZAUR y ROLDAN (1951), B.G. ESCHER (1953) y W.F. KLEINSMIEDE concluyeron el carácter parálico de la cuenca descrita como discordante sobre los sedimentos devónicos subyacentes.

A partir de 1963, hemos podido demostrar (Ch. DELATTRE y M. WATERLOT) que no existía discordancia. En mi trabajo de 1967, estudié detalladamente este sinclinorio comentando el clásico error de considerar como devónicas las formaciones calcáreas situadas bajo los sedimentos namurienses y westfa-

CUADRO III

CASA DE ANGLASE F. CANFRANC	BIOZONAS	G. DELICATUS	G. PUNCTATUS	G. CUNEIFORMIS	G. ANTEXANUS	G. TYPICUS	G. SEMIGLABER	G. SYMMUTATUS	G. BILINEATUS	G. COMMUTATUS COMMUTATUS	G. COMMUTATUS NODOSUS	G. GIRTYI	G. MACER
MUESTRA Nº	SIN FAUNA												
W 22b	ZONA GNATHODUS MACER												
W 30													
W 18a													
W 31	ZONA GNATHODUS COMMUTATUS NODOSUS												
W 17a													
W 26	ZONA GNATHODUS COMMUTATUS COMMUTATUS												
W 9													
W 8													
W 27	ZONA GNATHODUS COMMUTATUS COMMUTATUS												
W 4													
W 3													
W 2	ZONA GNATHODUS TYPICUS												
W 1a	ZONA S. ANCHORALIS												
W 1a													

Fig. VII.17.— Distribución de Conodontos en la caliza "griotte", en la parte superior del valle del río Aragón (según P. MARKS y H. WENSINK, 1970).

lienses.

No obstante planteé el problema de la posibilidad de una edad carbonífera para estas calizas (1969, p. 63 y p. 167); posteriormente ha sido claramente reconocida esta edad carbonífera (H.A. VAN ADRICHEN BOOGAERT in J.H.N. WENNEKERS, 1968).

#### B) Estudio estratigráfico

El Devónico que rodea al Carbonífero del "Plan des Etangs" se compone de mármoles masivos o en plaquetas cuya parte superior es de edad Devónico superior.

Estas formaciones marmóreas, que son claramente visibles en el paisaje, pero cuyo estudio detallado es difícil, son seguidas de los primeros sedimentos carboníferos.

En la composición del Carbonífero del sinclinal del "Plan des Etangs" se pueden distinguir dos conjuntos:

1. En la base, un conjunto calcáreo de

unos 10 m de potencia situado encima de las formaciones marmóreas devónicas superiores y que yo consideré también como Devónico superior en otras ocasiones (cf. supra). Debido al descubrimiento de Conodontos (H.A. VAN ADRICHEM BOOGAERT, op. cit.), estas formaciones calcáreas han podido ser atribuidas al Tournaisiense.

2. Encima, y formando la parte esencial del conjunto carbonífero, viene una importante serie detrítica compuesta de areniscas, pelitas y algunos conglomerados. La monotonía de esta serie, que sólo se rompe por un nivel de calcoesquistos negros dispuestos en plaquetas, ayuda a la cartografía.

Esta serie es poco fosilífera y la búsqueda de microfauna (M. LEQUIN, 1982) se ha revelado decepcionante. Recordamos el descubrimiento de *Calamites* mal conservados y de *Proshumardites karpinskyi* Rauser-Tschernoussowa. Este goniatites ha permitido atri-



CUADRO IV

CASA DE ANGLASE MUESTRA Nº	F. CANFRANC	BIOZONES	ALEMANIA (BISCHOFF 1957, VOGES 1960)	BELGICA (CONIL y al 1964)	INGLATERRA			NORTE AMERICA		
					ZONA DE CONODONTOS DE AVON GORCE (RHODES, y al 1969)	CORRELACION CON ZONAS TETRACORAL	STAFFORSHIRE (HIGGINS 1962)	VALLE ALTO MISSISSIPPI (COLLINSON y al 1962)	MISSOURI (THOMPSON 1967)	
							ZONAS DE CONODONTOS	SERIES	ZONAS DE CONODONTOS	SERIES
W30	W22b	SIN FAUNA	E2							
		ZONA DE GNATHODUS MACER								
W31	W18a W17a	?	E1	E1						
		ZONA DE GNATHODUS COMMUTATUS NODOSUS								
W9			Cu III /	V3c	ZONA DE GNATHODUS GIRTYI COLLINSONI	D3				
W26 W27	W8 W7	ZONA DE GNATHODUS COMMUTATUS COMMUTATUS	Cu III /	V3b	ZONA DE GNATHODUS MONONODOSUS	D2				
W4 W3				?V3a	ZONA DE MESTOGNATHUS BECKMANNI- GNATHODUS BILINEATUS	D1				
W2 W10a		ZONA DE GNATHODUS TYPICUS	Cu II 6	V1-2	ZONA DE A.GEMINUS	D1				
					ZONA DE T.VARIANS	S				
W1a		ZONA DE SCALIOGNATHUS ANCHORALIS	Cu II 8 /	Tn 3b	ZONA DE C.UNICORNIS	C2				
					ZONA DE M.BECKMANNI- P.BISCHOFFI					
					ZONA DE POLYGNATHUS LACINATUS	C1				

Fig. VII.18.— Biozonación de Conodontos de la caliza "griotte", en la parte superior del valle del río Aragón, y su correlación con otras series. (Según P. MARKS y H. WENSINK, 1970).

buir al Namuriense una parte de la serie detritica. El límite entre el Namuriense y el Westfaliense todavía no se ha podido precisar.

La Fig. VII.19 extracto de M. LEQUIN (1982), recapitula la estratigrafía de esta serie cuya potencia máxima es de 6 a 700 m a la altura del Pico de Salies.

C) *Grandes rasgos tectónicos del Sinclinorio del "Plan des Etangs"* (Fig. VII-20).

La tectónica de este sinclinorio aparece, en su conjunto, como bastante simple. Este conjunto está compuesto de una banda sinclinal alargada desde el Hospital de Benasque hasta Valartíes. En medio del borde septentrional, esta parte central se complica con un sinclinal anejo llamado Mompus. Al E de Forat des Aigualluts, al Sur del anticlinal devónico

de la Tuca Blanca, se desarrolla el importante sinclinal de Pico Pomeró.

La parte Occidental del sinclinorio está dividida en varios pequeños sinclinales elementales, a causa del levantamiento del eje.

Todos estos pliegues son en general de forma tosca y sus planos axiales están dirigidos hacia el S.

En lo que concierne a las fallas, se puede notar un conjunto de ellas NWW-SEE, siendo el más importante de estos accidentes la prolongación oriental de la falla del Caillaouas. Esta importante falla se prolonga hacia el E y se la puede seguir bien hasta el nivel de Espot donde se amortigua en los niveles silúricos blandos.

Otro conjunto importante de accidentes fallados corresponde a las fallas Norte-Malade-

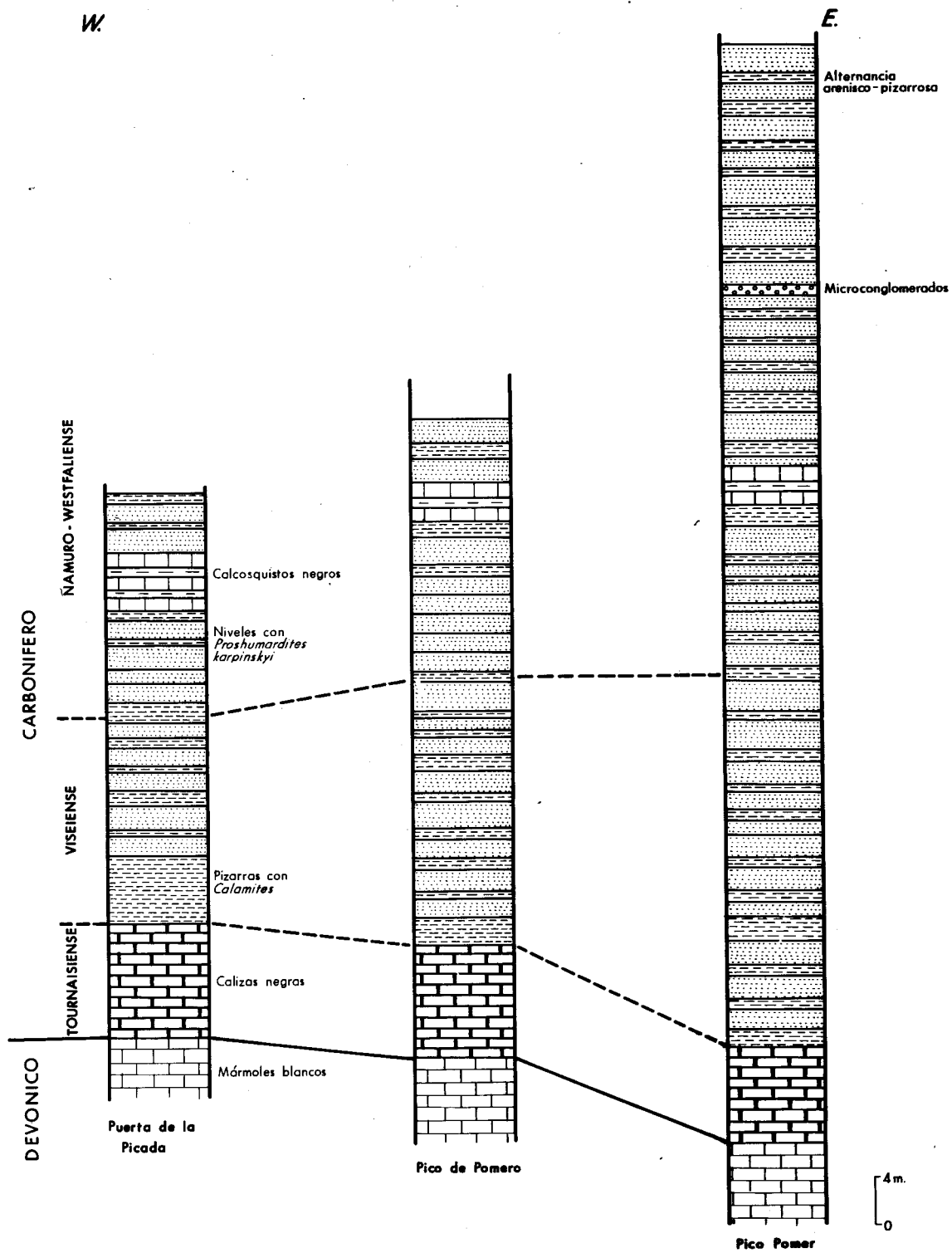


Fig. VII.19.— Estratigrafía del Sinclinorio carbonífero de Plan des Etangs. Figura tomada de M. LEQUIN (1982). Estudio geológico del Alto Valle del Esera (Pirineos Centrales Españoles). Diploma de Estudios de 3<sup>er</sup> Ciclo (D.E.A.), Lille.

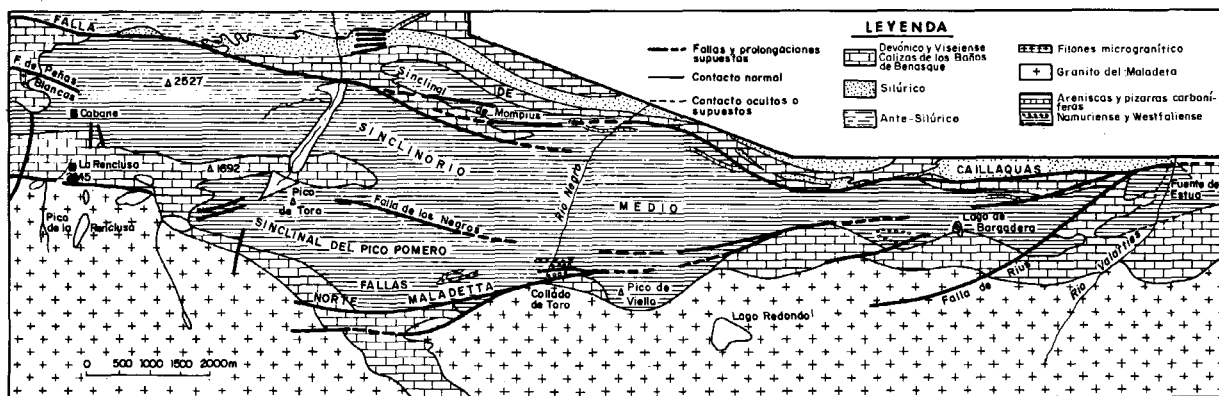


Fig. VII.20.— Mapa Geológico del Sinclinorio Carbonífero de Plan des Etangs. Los sedimentos antedevónicos situados al N del sinclinorio se han representado en base a la Hoja 7 del "Geological Map of the Central Pyrenées" realizado por MM. de SITTER, ZWART y KLEINSMIEDE. Figura extraída de M. WATERLOT (1969). Contribución al Estudio geológico del Carbonífero ante-stephaniense de los Pirineos Centrales Españoles. Mem. IGME, t. LXX, 1969.

tta, situadas al Norte del macizo granítico de la Maladetta y que recorta en tiras el Devónico y el Carbonífero del borde septentrional del macizo granítico.

Pocos trabajos microtectónicos se han realizado en esta parte de la cordillera. M. LEQUIN (1982) acaba de realizar una primera aproximación de este tipo de estudio.

#### D) Estudio sedimentológico de las formaciones carboníferas del "Plan des Etangs"

Es esta parte de la cordillera donde mejor hemos podido estudiar la génesis del Carbonífero y en particular de sus formaciones detríticas a partir de las formaciones anteriores. Este estudio se ha fundado principalmente en los métodos de termoluminiscencia, del análisis granulométrico de las areniscas y de la relación cuarzo-feldespato y nos ha permitido (M. WATERLOT, 1967, 1969; J.M. CHARLET y M. WATERLOT, 1969) proponer para la cuenca carbonífera del "Plan des Etangs", futuro sinclinorio, la historia recopilada en los dos bloques diagramas adjuntos. Para los detalles el lector podrá remitirse a los estudios antes citados (Fig. VII.21 y Fig. VII.22).

### VII.2.5 CARBONIFERO DE LA REGION DE BENASQUE, DE CERLER Y DE VILLANOVA

#### A) Benasque y Cerler

En la región de Benasque (Huesca), los sedimentos pelíticos negros, ampliamente re-

presentados al S de la aldea, largo tiempo considerados como ante-silúricos (M. DALLONI, 1910; H. SCHMIDT, 1961; A. ALASTRUE, A. ALMELA y J.M. RIOS, 1957; M. WATERLOT, 1961), según los trabajos de la Escuela de Leyden han sido considerados como carboníferos. De acuerdo pues con estos trabajos holandeses, la región de Benasque debería ser considerada como un vasto sinclinal tumbado de núcleo carbonífero en lugar de un anticlinal de núcleo ante-silúrico. Esta posibilidad fue rápidamente expuesta y recordada por mí (M. WATERLOT, 1969, p. 108).

Los recientes trabajos de L.M. RIOS (1977) basándose en los estudios efectuados en los campamentos organizados por la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, apuntan interesantes precisiones sobre la serie de Cerler y de los Picos Labert. Resumo la estratigrafía propuesta por este autor en el cuadro (Fig. VII.23), ilustrado con un corte debido igualmente a este autor (Fig. VII.24), que va desde los Picos Labert hasta el Sur de la Sierra Negra pasando por la Montaña de la Rueda.

#### B) Villanova

Villanova es un pueblecito situado al N de Castejón de Sos, no lejos de esta localidad, y situado en la carretera de Benasque.

Al nivel del punto donde cruza el Esera, no lejos de la marmolería, se encuentra una serie carbonífera de fácil acceso, estudiada

Figs. VII.21 y VII.22.— Bloques-diagramas mostrando la génesis de los sedimentos detríticos carboníferos del Sinclinorio de Plan des Etangs. Figuras tomadas de M. WATERLOT (1969). Contribución al Estudio geológico del Carbonífero ante-stephaniense de los Pirineos Centrales Españoles. Mem. IGME, t. LXX, 1969. (La leyenda es común para las dos figuras).

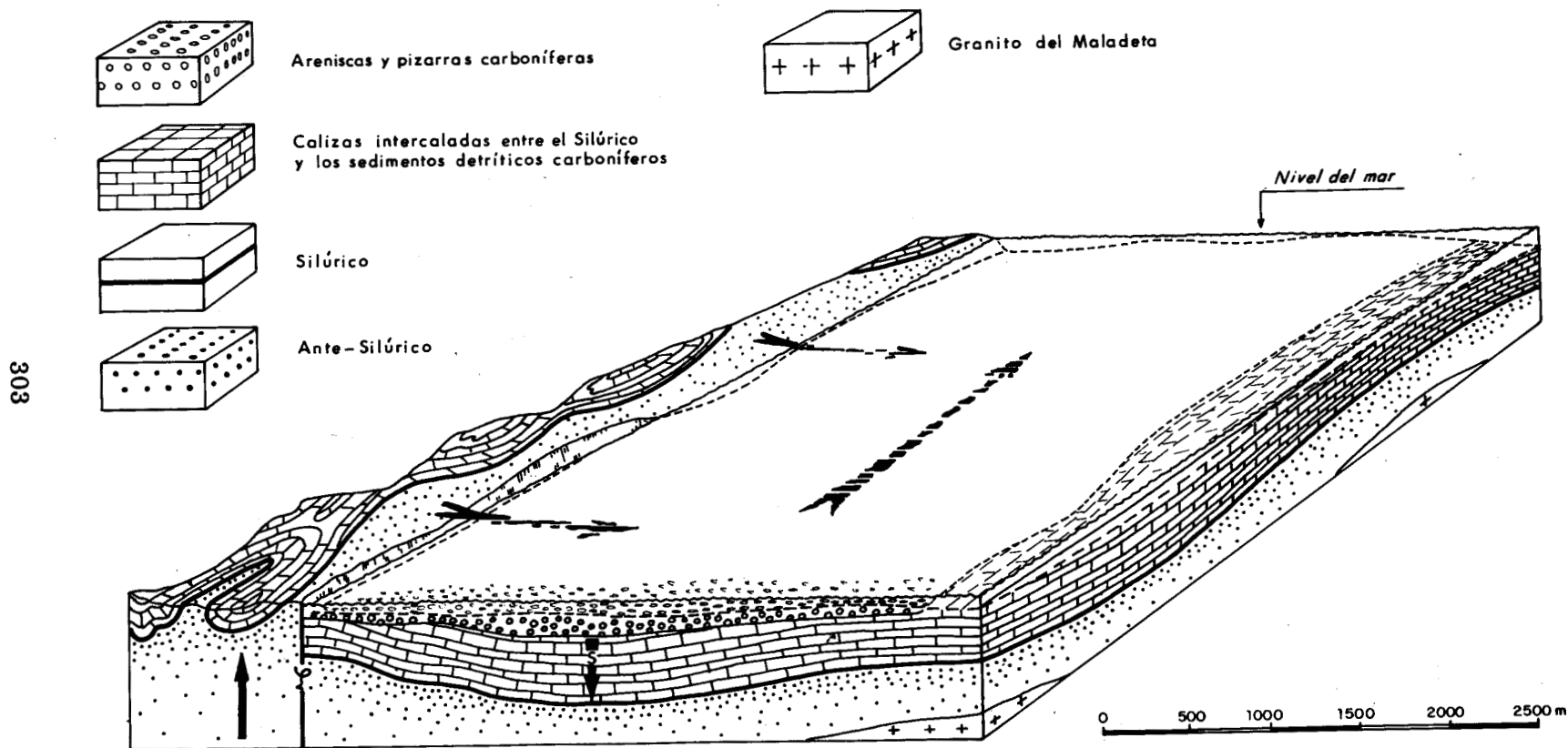
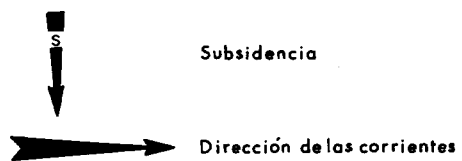


Fig. VII.21.— Génesis de los primeros sedimentos detríticos carboníferos. Las formaciones cuarzo-feldespáticas ante-silúricas, afloran debido a los movimientos orogénicos y tectónicos posteriores a los depósitos calcáreos. La erosión de los relieves así formados da lugar a las formaciones detríticas carboníferas. Estas se depositan en concordancia, al S., en una región que no queda prácticamente deformada por las manifestaciones tectónicas evocadas antes. Aún más al S, comienza a manifestarse el granito del Maladetta.

Movimientos de los bloques tectonizados



304

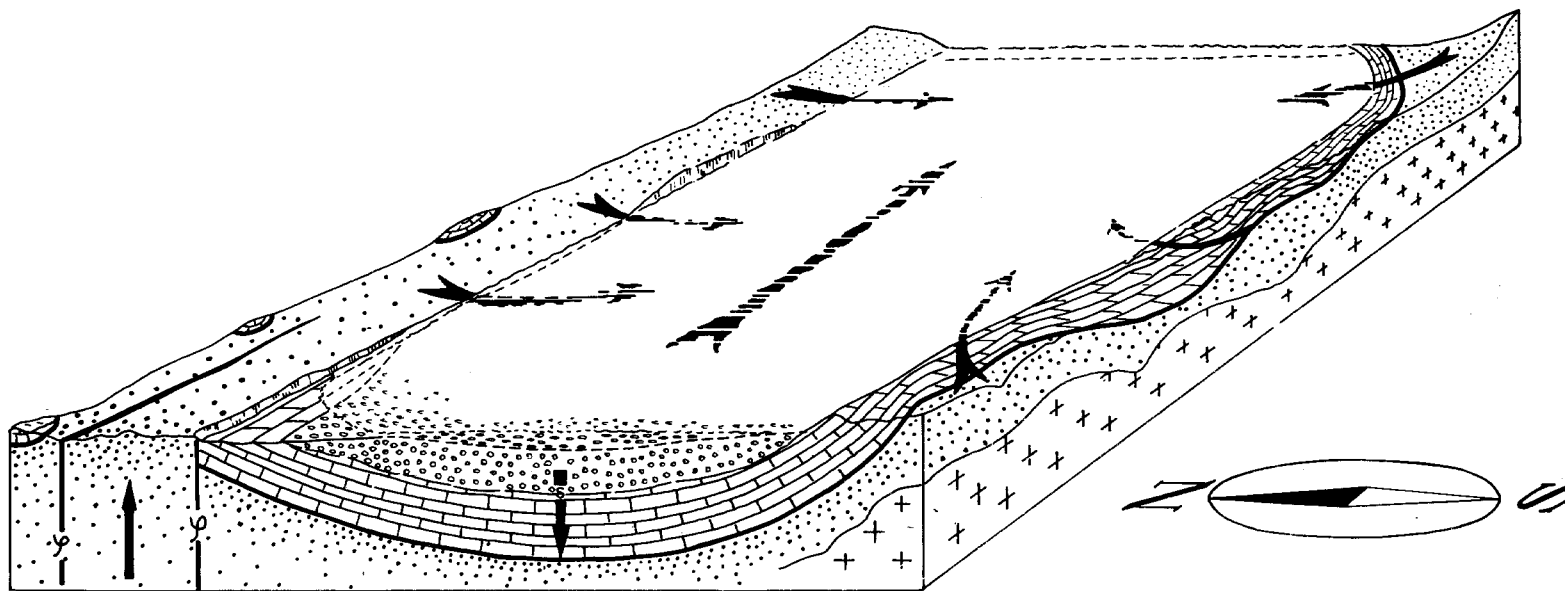


Fig.VII.22.— La erosión de las formaciones ante-silúricas ha persistido y ha continuado alimentando la deposición de areniscas feldespáticas y pizarras carboníferas que se acumulan en una zona subsidente. Al S, el granito continúa individualizándose. A la altura de lo que constituirá más tarde la zona anticlinal del Maladetta aflora ya una parte de las formaciones ante-silúricas cuya erosión determina una alimentación desde el S hacia el N.

H	Carbonífero detrítico	Areniscas y grauwacas en bancos de uno a tres metros alternando con pizarras negras. Facies idénticas a la facies detrítica del Plan des Etangs.
D <sub>6</sub> H	Carbonífero basal y Devónico superior	Calizas negras en gruesos bancos, beige en la base. Crinoides, Ortoce-rátidos, Cefalópodos, <i>Poteriocrinites</i> sp. del Devónico superior <i>Pseudorthoceras senecum</i> FLOWER del Devónico superior.
D <sub>5</sub>	Devónico	Pizarras negras que muestran en su base recurrencias de D <sub>4</sub> y a techo niveles de areniscas calcáreas.
D <sub>4</sub>		Calizas grises a veces versicolores con niveles pizarrosos (formación Ma-ñanet de MEY)
D <sub>3</sub>		Pizarras negras
D <sub>2</sub>		Caliza gris masiva.
D <sub>1</sub>		Alternancia de pizarras y de calizas grises.
S	Silúrico	Pizarras ampelíticas del Silúrico.

Fig. VII.23.— Paleozoico de la región de Cerler (Huesca), (según L.M. RIOS, 1977). El paso Devónico-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, Provincia de Huesca. Bol. IGME, t. LXXXVIII-IV, (300-305), 6 páginas.

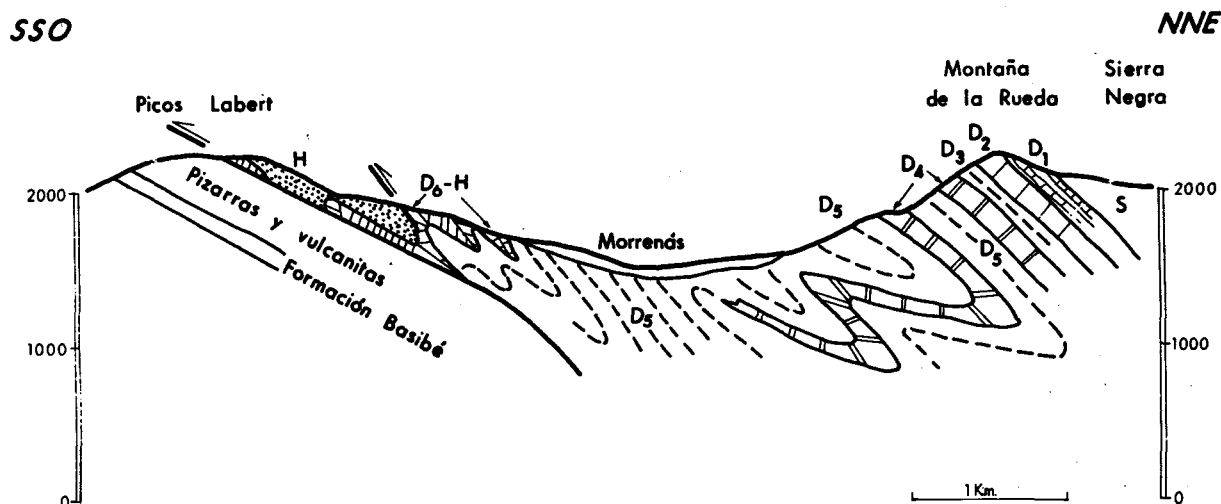


Fig. VII.24.— El paso Devónico-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero de los ríos Esera y Baliera, Provincia de Huesca. (Según L.M. RIOS, 1977, Bol. IGME, t. LXXXVIII-IV, 300-305, 6 páginas).

por P.H.W. MEY (1967), M. WATERLOT (1967, 1969) y recientemente revisada por L.M. RIOS (1977). Resumiendo y sintetizando los trabajos de estos autores, se llega al cuadro siguiente (Fig. VII.25).

Otros afloramientos de esta parte de la provincia de Huesca habían sido considerados como carboníferos por J. ZANDVLIET (1960), P.H.W. MEY (1967), M. WATERLOT

(1967, 1969). Con toda razón L.M. RIOS (1977) recuerda que la atribución al Carbonífero de la región de Ramasué, del circo de Castanesa y de las pizarras llamadas "Carbonífero de Vilaller" es dudosa y no se ha basado nunca en descubrimientos paleontológicos indiscutibles.

Este autor atribuye estos diversos afloramientos al Devónico.

H	20 a 30 m	Pizarras y areniscas groseras feldeespáticas en bancos potentes. Facies y caracteres de termoluminiscencia idénticos a los de la serie detrítica carbonífera del Plan des Etangs.
D <sub>6</sub> H probable	100 m 15 m	Calizas negras bien estratificadas con liditas mal diferenciadas. Calizas beigeas.
D <sub>5</sub>	4 m	Pizarras gris oscuro con pasadas centimétricas de calizas arenosas.

Fig. VII.25.— El Devónico y Carbonífero en la región de Villanova (Huesca).

### VII.2.6 EL CARBONIFERO DE LA REGION DE TORRE DE CAPDELLA-AGUIRO

Estas formaciones carboníferas están situadas al S de Torre de Capdella, a cada orilla del río Flamisell. Estos sedimentos son conocidos como carboníferos desde el siglo pasado y dieron lugar a algunas explotaciones de hulla.

No obstante, el estudio geológico sistemático empieza con M. DALLONI (1930) así como lo que este mismo geólogo denomina la "banda de Eril Castell".

Continúan en seguida los trabajos de geología aplicada de A.H. SAMPELAYO (1942) destinados a la Sociedad Minera Industrial del Pirineo, y los trabajos sintéticos de A. ALMELLA y J.M. RIOS (1947). Estas publicaciones preceden a los trabajos de L.U. de SITTE y J.H. ZWART que precisan la estructura de esta región. En cuanto a mí (M. WATERLOT, 1967, 1969) seguí con el estudio de este conjunto y propuse la serie estratigráfica esquematizada de la Fig. VII.26 y que se puede considerar, bajo un punto de vista histórico, como representante del estado de nuestros conocimientos en 1967, sobre la estratigrafía del Devónico superior y del Carbonífero de esta región.

Los trabajos de P.H.W. MEY (1968) tienden a modificar estos conceptos. Para este autor los primeros depósitos carboníferos de la región de Aguiró son Westfaliense D y resedimentan un Devónico plegado y afectado por la esquistosidad. Encima de estas formaciones P.H.W. MEY, describe una potente formación de conglomerados e, igualmente, "vulcanitas" de edad stephaniense.

En la región de Aguiró se encuentran for-

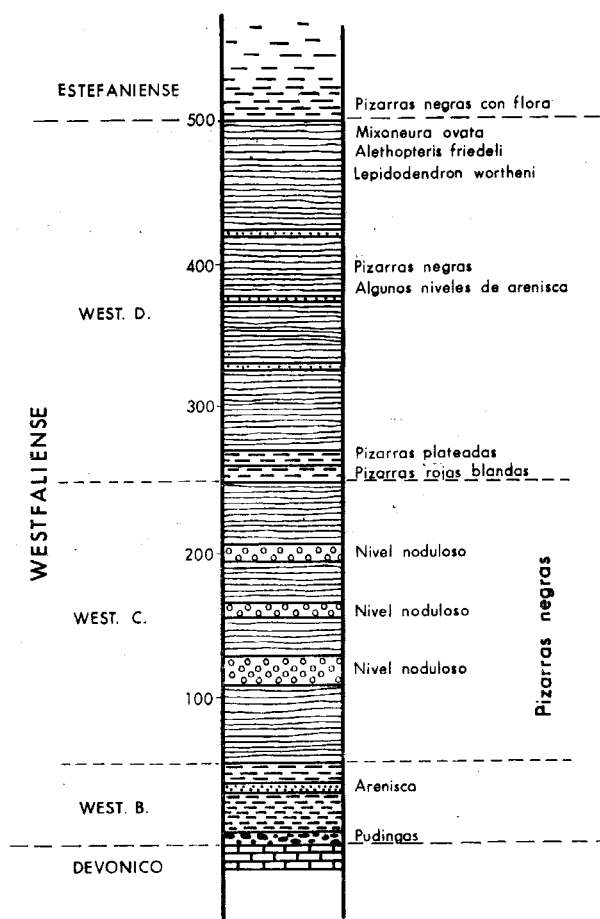


Fig. VII.26.— Carbonífero de Torre de Capdella-Aguiró. Serie estratigráfica (1967). Figura tomada de M. WATERLOT (1969).

maciones stephanienses de esquistos pizarrosos finos que contienen:

- Callipteridium aff. pteridium* SCHL.
- Pecopteris pluckeneti* SCHL.
- Pecopteris cyathea* SCHL.
- Pecopteris polymorpha* BRONGN.

*Alethopteris grandini* BRONGN.

*Odontopteris reichi* GUTB.

Estas formaciones, recubiertas en sus bordes por formaciones permo-triásicas, se continúan hacia el E y se las encuentra un poco al S de Sort, cerca del pueblo de Enviny en la orilla derecha del Noguera Pallaresa (véase Capítulo VII.3).

#### VII.2.7 EL CARBONIFERO DEL SINCLINORIO DE ESPOT-ANDORRA (SINCLINAL DE LLAVORSI)

##### A) Localización geográfica e histórica del estudio

Yo propuse en 1967 el nombre de Sinclinorio de Espot-Andorra para reemplazar al de Sinclinal de Llavorsi, pues este nuevo término me parecía expresar mejor la amplitud de esta estructura a escala de los Pirineos españoles.

Los primeros estudios modernos que le conciernen son los de M. DALLONI (1930) que tratan del "Carbonífero de la Alta Pallaresa-Andorra". A estos primeros trabajos le sigue la síntesis sobre la geología de la Provincia de Lérida por A. ALMELA y J.M. RIOS (1947) y luego los trabajos de J. ZANDVLIET (1960), M. WATERLOT (1967, 1969), J.J.A. HARTEVELT (1970), Ch. VINCHON (1977) y D. BOURKE (1979).

El plano esquemático adjunto, extracto de D. BOURKE (1979), muestra la posición geográfica y los grandes rasgos del entorno geológico de este sinclinorio (Fig. VII.27).

##### B) Tectónica de conjunto y generalidades

Como se ve, el sinclinorio forma una banda alargada de W a E en forma de media luna con concavidad hacia el N y atravesado por numerosos torrentes y ríos. Este sinclinorio isoclinal está fallado:

— Por accidentes NWW-SEE, alguno de los cuales constituye la prolongación hacia el E de la falla de Caillaouas;

— por accidentes fracturantes posteriores, orientados NE-SW.

Siguiendo la opinión de J. ZANDVLIET (1960) y en ausencia de argumentos indiscutibles en contra, atribuí al Carbonífero el núcleo del sinclinorio por las razones siguientes:

\* El Cambro-Ordovícico y el Silúrico datado se conocen muy bien en la región tal y

como han demostrado C. VINCHON (1977) y D. BOURKE (1979) por no citar otros trabajos bastantes recientes;

\* la estructura de conjunto del pliegue puede difícilmente considerarse como no sea bajo la forma de un vasto sinclinorio isoclinal;

\* las formaciones pizarrosas, que atribuímos al Carbonífero detrítico, están situadas sobre la Formación de Mañanet que K.Th. BOERSMA (1973) propone datar como de Eifeliense a Viseiense gracias al descubrimiento de Conodontos.

En las líneas que sigue, recordaré brevemente la estratigrafía de la Formación Mañanet, antes de abordar rápidamente, bajo la forma de una columna estratigráfica comentada, los sedimentos pelíticos del núcleo del sinclinorio que constituyen la *Formación de Civis*.

##### *Formación de Mañanet*

La primera mención de esta formación fue hecha por P.H.W. MEY (1968) que propuso el término de "Mañanet griottes" que J.J.A. HARTEVELT sugiere reemplazar por el término de Formación de Mañanet.

El corte original fue descrito al Norte del pueblo de Mañanet (Lérida) a lo largo del camino de mulas que sigue la orilla occidental del río Mañanet.

P.H.W. MEY (1968) describe esta formación como compuesta de calizas multicolores nodulosas, con niveles interestratificados de pizarras y calcosquistos rojos y verdes.

Recordemos que el descubrimiento de Conodontos por K.Th. BOERSMA (1973) en Castelles, permitió a dicho autor proponer dar a esta Formación de Mañanet una edad que va del Eifeliense al Viseiense. K.Th. BOERSMA cree poder indicar aquí, una laguna del Tournaisiense.

##### *Formación de Civis*

Esta formación debe su nombre a la serie de lutitas negras muy pizarrosas descritas por J.J.A. HARTEVELT (1970) cerca del pueblo de Civis al Norte de Seo de Urgel (Lérida).

D. BOURKE (1979) da de la Formación de Civis, para la región que aquí interesa, la siguientes descripción:

"Para la mayoría de los autores, la Formación de Civis se compone de una monótona serie de esquistos pizarrosos azul-negro que en



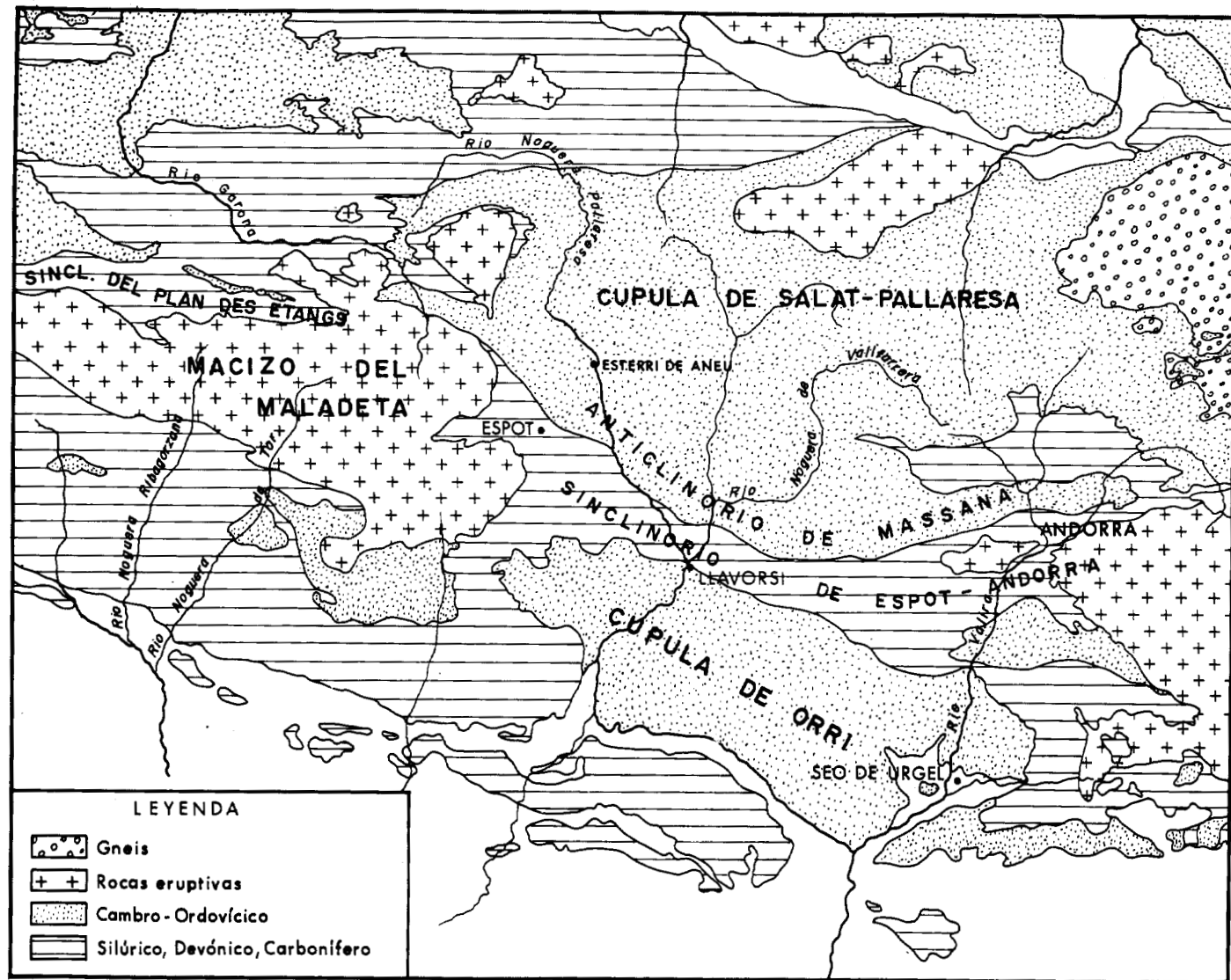


Fig. VII.27.— Figura tomada de D. BOURKE (1979) (ligeramente modificada). Estudio geológico de la terminación oriental del Macizo del Maladeta y sus contornos, región de Espot (Provincia de Lérida, Pirineos españoles). Tesis de Universidad, Lille.

la base de la formación, contienen algunas capas de pelitas y de areniscas gris-claro o plateadas.

En la Formación se encuentran micas blancas por doquier. Localmente se encuentran finos lechos (1 a 20 cm) de pelitas y areniscas micáceas, pero la estratificación está con frecuencia fuertemente enmascarada por la esquistosidad.

Cerca de las fallas afloran con frecuencia venas de cuarzo subparalelas a la esquistosidad, las cuales alcanzan más de 2 m de anchura y constituyen, a veces, masas muy importantes como en el punto x: 991,7; y: 892,2. A menudo están plegadas y fuertemente "abundadas". También se encuentran "kinks", cerca de las fallas, en esta formación.

No obstante las capas inferiores cerca del límite con la Formación de Mañanet muestran generalmente "kinks". Estos últimos son, probablemente, el resultado de movimientos diferenciales entre la Formación de Mañanet y la Formación de Civis.

A menudo se encuentran en esta formación filones ácidos y básicos que son subparalelos a la esquistosidad pero que cortan los límites de las formaciones bajo un ángulo pequeño..."

El estudio de esta formación resulta muy delicado debido a la ausencia de macro y microfaua. No obstante el hallazgo de Conodontos en el techo de la Formación de Mañanet permite pensar que la base de la Formación de Civis es más reciente que el Viseense.

H. GROSS UFFENORDE et al. (1972) lanzaron la hipótesis de que la Formación de Civis era de edad Emsiense-Frasniense (Serie de Villaler). K.Th. BOERSMA (1973, p. 305), rechaza esta idea.

Yo propongo como ejemplo de serie de esta región un "log" estratigráfico del Noguera de Cardós. Este importante torrente, de dirección sensiblemente N-S, corta el sinclinorio en su centro y pasa por Llavorsi (Fig. VII.28).

## VII.2.8 EL CARBONIFERO DE FEIXA CASTELLAS ESPAHENT

### A) Generalidades y antecedentes del estudio

Esta zona carbonífera se extiende sobre unos 15 Km y su anchura máxima es del or-

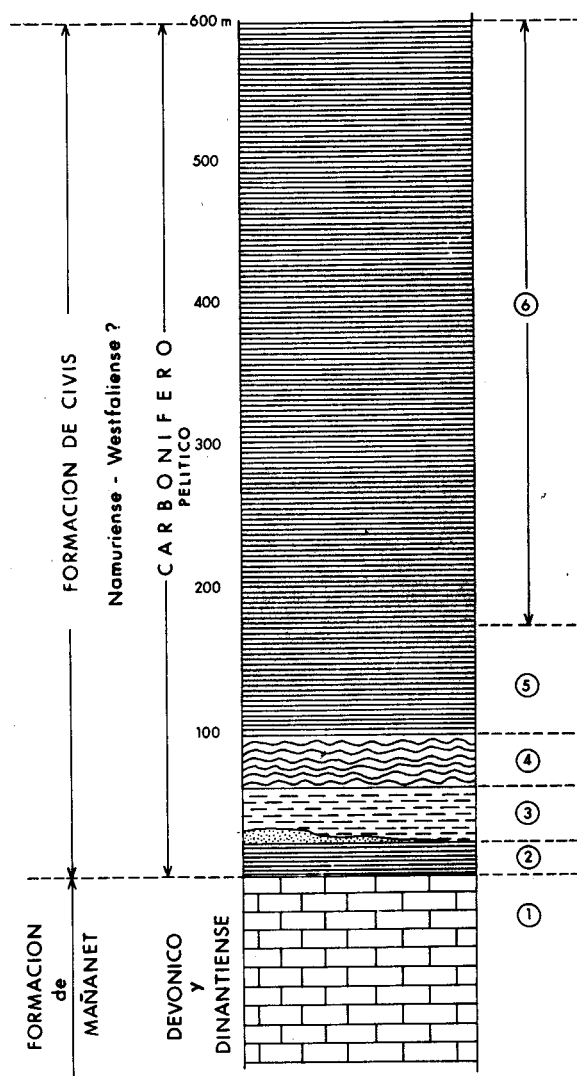


Fig. VII.28.— La Noguera de Cardós: 1: Formación de Mañanet; 2: pizarras plateadas; 3: pizarras rojas y verdes con un nivel areniscoso en el flanco meridional del sinclinorio; 4: pizarras rojas micáceas; 5: pizarras micáceas negras que se vuelven rojas en superficie; 6: pizarras negras. (Según M. WATERLOT, 1969, figura modificada).

den de 6 Km. Está situada al Sur de la carretera que va de Sort a Seo de Urgel por Rubió y Parroquia de Orto. Esta zona está atravesada por el río de Castellás que desemboca, algo aguas arriba de Espahent, en el río de la Guardia, que a su vez es afluente del río Segre por intermedio del río Pallerols.

La parte principal de esta zona se prolonga por un sinclinal accesorio de pequeño tamaño, que propongo llamar sinclinal de Espa-

hent (Fig. VII.29) (M. WATERLOT, 1967, 1969).

Los primeros trabajos geológicos que conciernen a esta parte de la cordillera, se deben a O. MENGEL (1910), que estableció las grandes líneas geológicas “del islote primario de La Guardia” del que forman parte las formaciones descritas aquí abajo. Este autor atribuye ya el conjunto del Carbonífero, al Dinantiense, y considera el islote primario de La Guardia como “una capa ondulada, arrastrada hacia el Norte por un empuje que viene del Sur, sobre un Trías seccionado por una falla transversal”.

Después, esta zona fue estudiada por Ch. JACOB...

Los trabajos prosiguen con la escuela holandesa,...

Estos últimos autores describen un afloramiento (SE 30), situado en la carretera de Seo de Urgel a La Guardia de Arés, a 5 Km al W del río Segre en el que destacan:

— Las calizas supragriottes A con formaciones del do VI inferior Tournaisiense a techo.

- Shales (potencia 20 cm) B.
- Calizas “supragriottes” (1,40 m) C.
- Liditas D (después de una laguna de visibilidad de 1 m).

Es conveniente, pues, atribuir al Dinantiense la parte superior de la serie calcárea que, a falta de argumentos micropaleontológicos, yo atribuí enteramente al Devónico (M. WATERLOT, 1967, 1969).

#### B) La Serie estratigráfica carbonífera

Puede pues, ahora, ser descrita de la manera siguiente (Fig. VII.30):

En la base, una serie de calizas supra-griottes de arcillas y de liditas que, con F. BOYER et al., se pueden atribuir al Dinantiense. Encima, una potente serie de areniscas y micropudingas cuya gran monotonía sólo se rompe por un bello nivel de pudinga llamado de Castellás y por un nivel de caliza de Crinoideos. La Fig. VII.30 adjunta, da una estimación de esta estratigrafía, allí donde me ha parecido más completa, en la región de La Guardia de Arés.

#### C) Los grandes rasgos tectónicos de la región

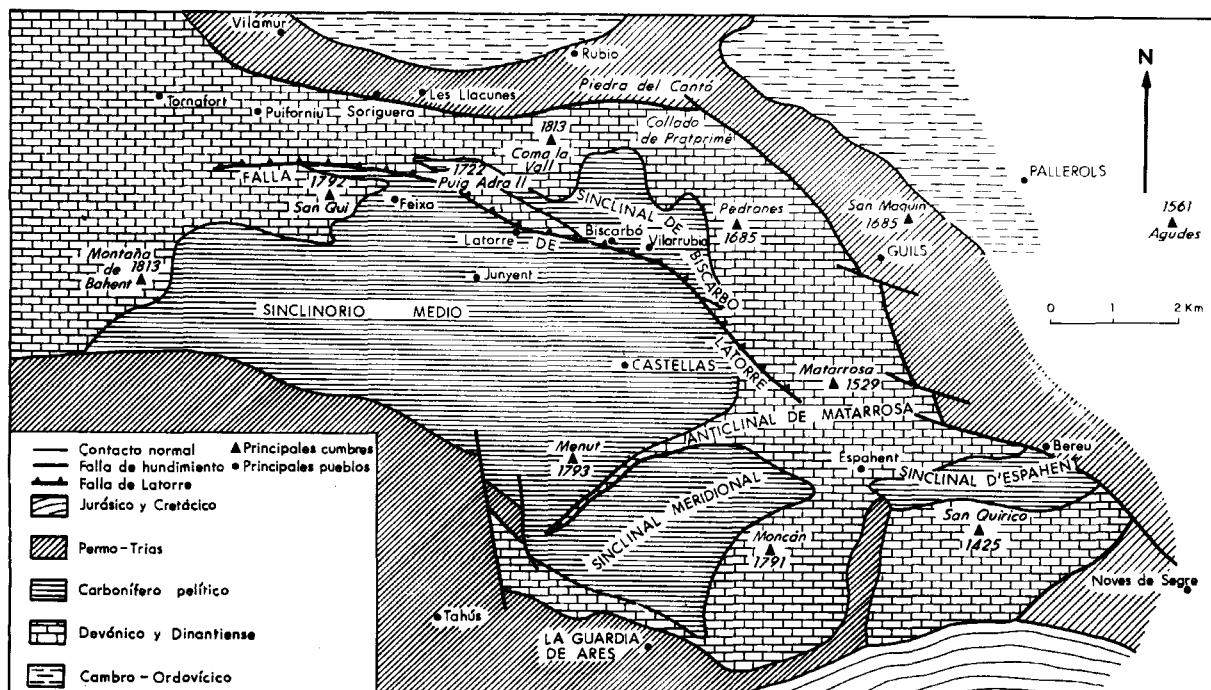


Fig. VII.29.— Mapa geológico de la cuenca carbonífera ante-stephaniense de Feixa-Castellás-Espahent (según M.WATERLOT, 1969).

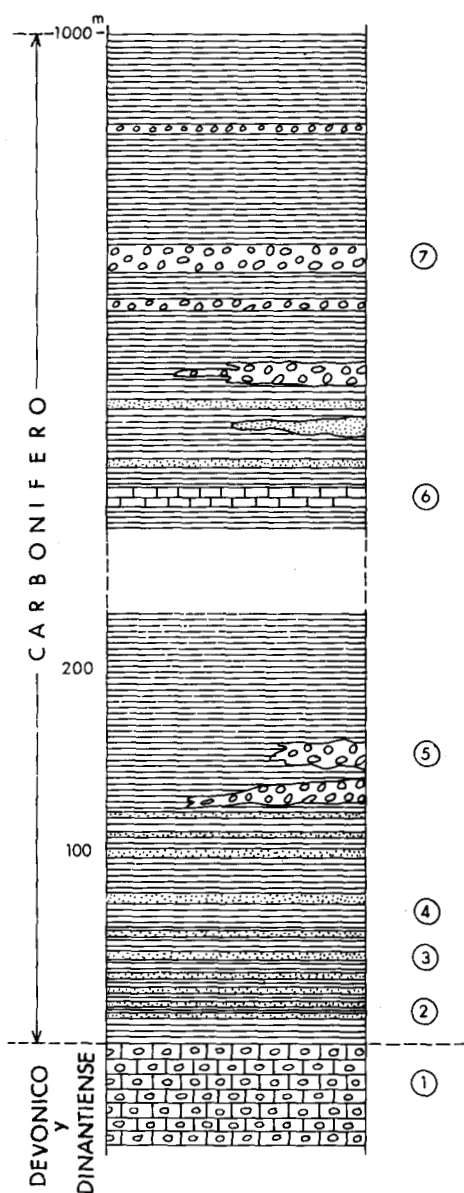


Fig. VII.30.— Feixa-Castellás-Espahent; región de La Guardia de Arés. 1: Formaciones calcáreas del Devónico superior y del Dinantiense; 2: areniscas; 3 y 4: areniscas rojas blandas; 5: areniscas y micropudingas; 6: niveles con Crinoideos; 7: pudinga de Castellás (según M. WATERLOT, 1969).

de Feixa-Castellás-Espahent están brevemente expuestos en el mapa y los cortes adjuntos (Figs. VII.29 y VII.31)

La cuenca carbonífera de Feixa-Castellás-Espahent aparecen como una sucesión de pliegues inclinados hacia el Sur.

Unos de los rasgos importantes de esta cuenca es la falla de Latorre de dirección ge-

neral NWW-SEE y buzamiento N 35. Falla el anticlinal volcado de Puig Adrall y desplaza el sinclinal de Biscarbó hacia el Sur, cabalgando la parte septentrional del actual sinclinorio medio. La mayoría de los pliegues que afectan a esta cuenca están orientados según esta dirección NO-SEE, pero el anticlinal de Matarossa tiene una dirección diferente NE-SO.

Estas deformaciones han continuado tras la orogénesis terciaria que, por otro lado, es responsable de una tectónica fracturante que provoca una red de pequeñas fallas verticales.

D) *Estudios sedimentológicos* basados en la granulometría y la termoluminiscencia de estas formaciones (M WATERLOT, 1967, 1969) tienden a demostrar que una región sur-oriental emergida, plegada por las primeras manifestaciones post-dinantienses (fase sudeítica), constituye el relieve abastecedor de una sedimentación detrítica muy-grosera en la región de Espahent, arenisco-pelítica a la altura de La Guardia de Arés y calcáreo-pelítica y arenosa en los alrededores de Biscarbó. A veces, aportes mucho mayores, interrumpen la lógica de estas series y se traducen por la génesis de conglomerados.

### VII.3 EL STEPHANIENSE

#### VIII.3.1 GENERALIDADES

Las formaciones sedimentarias stephanienses de los Pirineos son formaciones molásicas, claramente discordantes sobre su substrato, conteniendo con frecuencia una flora clasificable y, a veces, antracitosas. Estas formaciones stephanienses constituyen la parte inferior de un conjunto detrítico post-orogénico que se sigue con las formaciones permotriásicas.

Aunque ahora es susceptible de algunos retoques locales, el cuadro propuesto por P. ROGER (en M. CLIN et al., 1970) se presenta como un ensayo de correlación de las formaciones detríticas post-hercínicas de los Pirineos todavía utilizable (Fig. VII.32).

Eligiré, en el párrafo siguiente, tres ejemplos de cuencas stephanienses antracitosas, con el fin de dar una idea de este tipo de

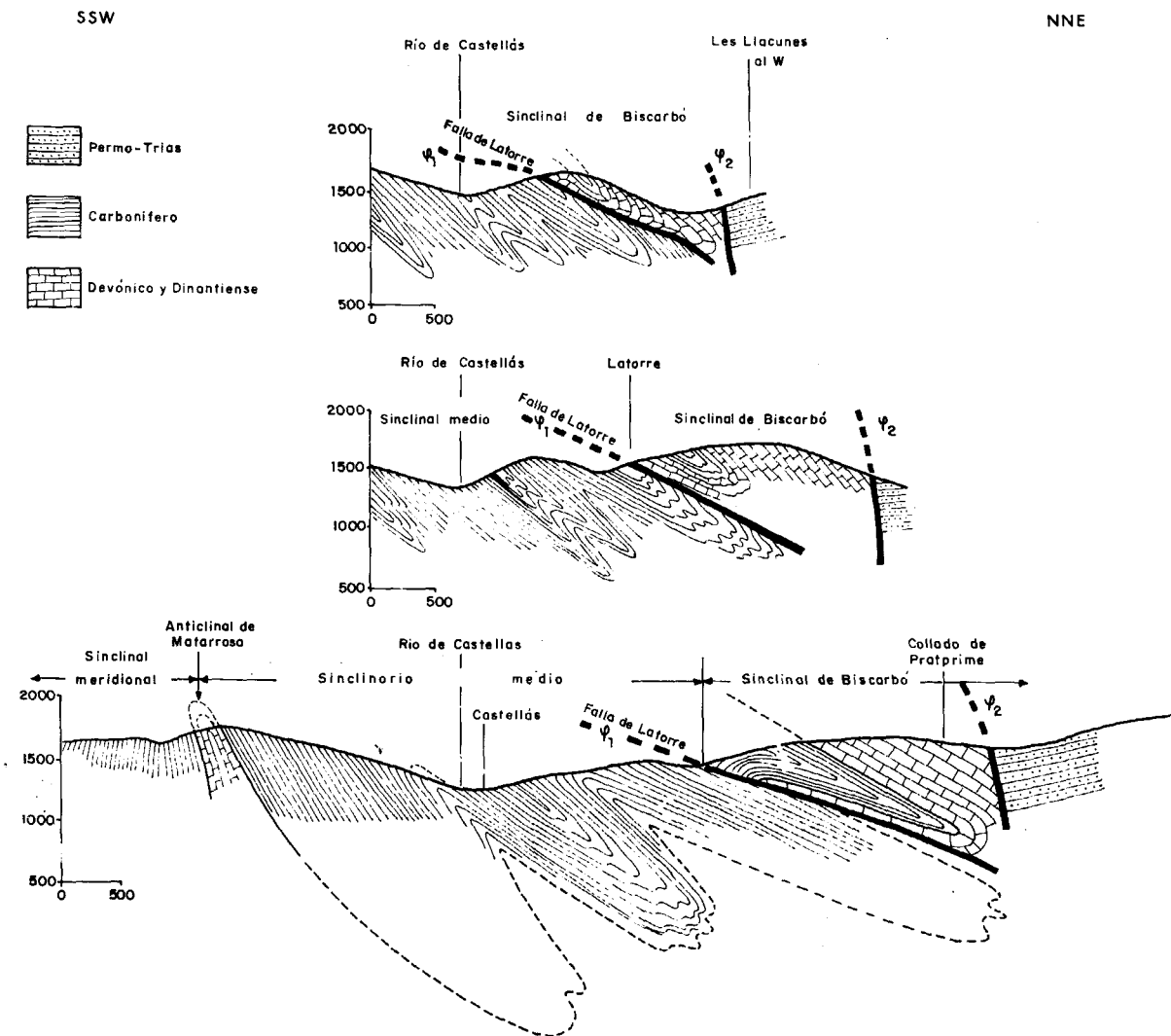


Fig. VII.31.— Cortes geológicos del Carbonífero de Feixa-Castellás-Espahent. (Según M. WATERLOT, 1969).

formaciones en los Pirineos. Serán, de Oeste a Este:

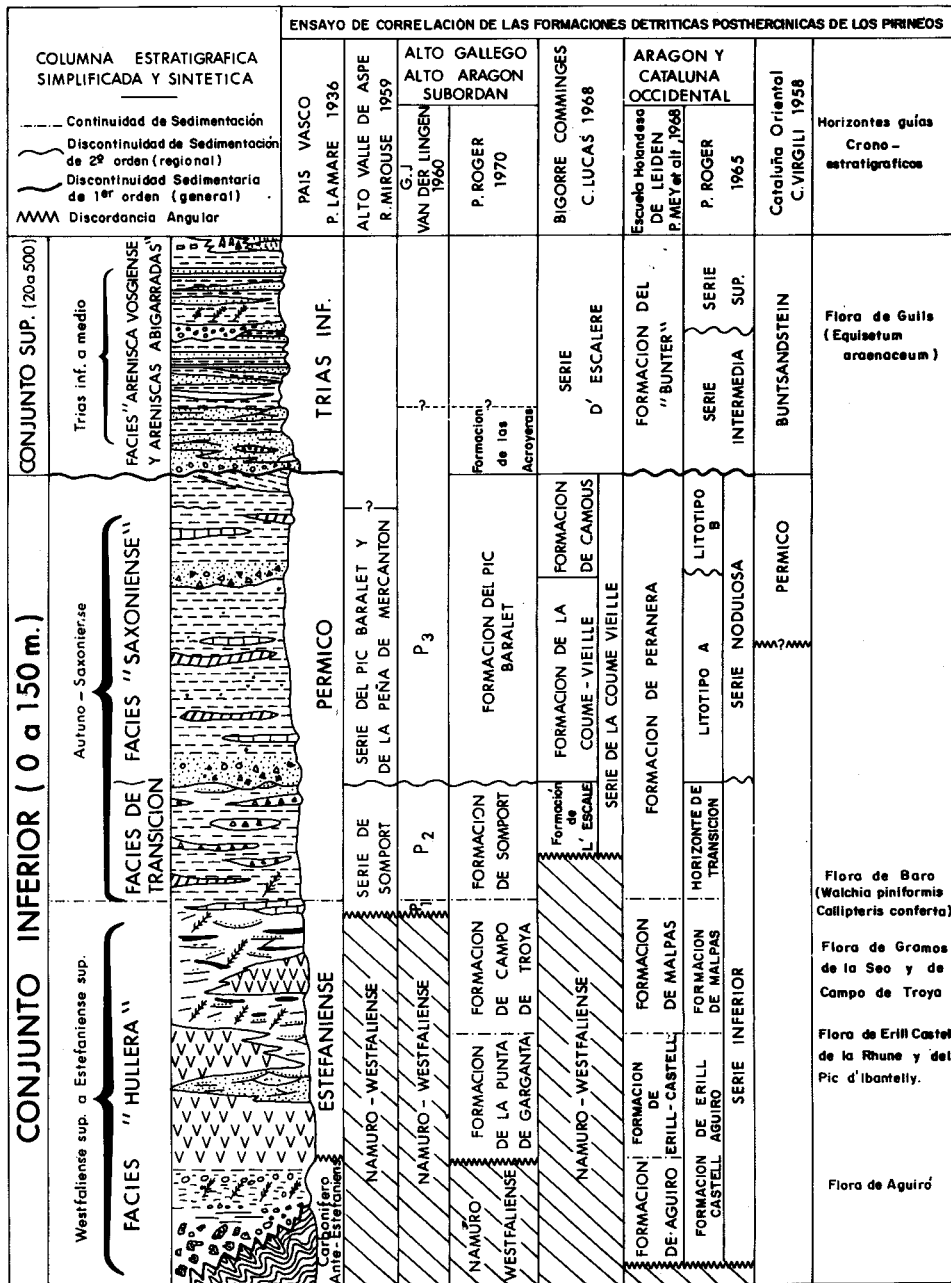
- El Stephaniense del Collado del Portalet al O de la cordillera.
- El Stephaniense de Enviny en el centro de la cordillera.
- El Stephaniense de San Juan de las Abadesas al E de la cordillera.

### VII.3.2 ESTUDIO SIMPLIFICADO DE TRES CUENCAS STEPHANIENSES ANTRACITOSAS DE LOS DE LOS PIRINEOS ESPAÑOLES

A) *El Stephaniense del Collado del Portalet*  
Cerca del Collado del Portalet, al O de

Sallent de Gállego, en la parte alta del valle del barranco de Cullivillas, afluente del río Gállego, en el lugar llamado *Campo de Troya*, hay una explotación antigua de carbón, casi abandonada, que, como su nombre indica, ha sido difícil de estudiar.

Allí los sedimentos están muy tectonizados y la tectónica tangencial se desarrolla fácilmente. P. CORSIN, merced a los descubrimientos de Cl. HEDDEBAUT, ha podido atribuir una edad Stephaniense superior a las formaciones posteriores a la orogénesis hercínica del Campo de Troya. Estas formaciones stephanienses están recorridas por efusiones



- |   |  |                                      |   |  |   |
|---|--|--------------------------------------|---|--|---|
| 1 |  | Brechas poligénicas                  | 5 |  | Filón capa. Roca volcánica masiva                       |
| 2 |  | Pudingas principalmente monogénicas  | 6 |  | Carbonatos en bancos y en nódulos                       |
| 3 |  | Areniscas y pelitas                  | 7 |  | Argilitas con pseudomorfosis de sal. Yesos y carniolas. |
| 4 |  | Nivel con plantas - Capas carbonosas |   |  |   |

Fig. VII.32.— Columna estratigráfica simplificada y sintética, con ensayo de correlación de las formaciones detríticas post-hercínicas de los Pirineos (según P. ROGER, 1970 in M. CLIN, C. HEDDEBAUT et al., 1970). 1: Brechas poligénicas; 2: Pudingas principalmente monogénicas; 3: Areniscas y pelitas; 4: Nivel con plantas. Capas carbonosas; 5: Filón-capas. Roca volcánica masiva; 6: Carbonatos en bancos y nódulos; 7: Argilitas con pseudomorfosis de sal. Yesos y carniolas.

volcánicas, de tipo andesítico, que se pueden comparar a las, geográficamente vecinas, del Pic du Midi d'Ossau. Aquí, en el Campo de Troya, las determinaciones de edad absoluta han dado una edad Stephaniense para estas rocas volcánicas; aparecen como contemporáneas de las formaciones detríticas.

#### B) *El Stephaniense de Enviny*

Ya he mencionado el problema del Stephaniense de Enviny en el estudio del Carbonífero de Torre de Capdella-Aguiró. Al Este de Enviny, pequeño pueblo situado en las alturas de la orilla derecha del Noguera Pallaresa, hay una serie stephaniense poco fosilífera, que forma un sinclinal pinzado, cubierto al Sur y al Este por formaciones triásicas, y yaciendo, al Norte, sobre sedimentos devónicos (E. MERIAUX y M. WATERLOT, 1969). El corte adjunto (Fig. VII.33), debido a L.U. de SITTER (1959), da una idea de la estructura de esta región. Aquí, los sedimentos stephanienses son pelíticos pero tienen algunos niveles areniscosos y calcáreos. El carbón stephaniense, de mala calidad, tiene poco interés económico y sólo se explota localmente y de forma discontinua. Recordemos la presencia, algo al O, del yacimiento stephaniense de Aguiró ya mencionado anteriormente.

#### C) *El Stephaniense de San Juan de las Abadesas*

El yacimiento stephaniense está al NE de Ripoll y fue, durante mucho tiempo, de bastante importancia económica, pues proveía a Cataluña. Constituía, a principios del siglo

XX, el tercer yacimiento de la Península Ibérica.

La tectónica de esta cuenca, esquematizada aquí (Fig. VII.34) según un mapa a 1:200.000 de A. AUTRAN, G. GUITARD y E. RAGUIN (1963), se caracteriza por un deslizamiento con pendiente N. Este accidente determina el cabalgamiento de sedimentos paleozoicos ante-carboníferos sobre las formaciones stephanienses. Este accidente cabalgante está orientado O-E y cortado por varias fallas de hundimiento que son, sensiblemente, sub-meridianas.

La serie stephaniense está constituida por areniscas bastas, ricas en moscovita, microconglomerados, pelitas pizarrosas y, naturalmente carbón. En compañía de Cl. DELATTRE, he podido encontrar todos los fósiles vegetales, clasificados por P. CORSIN y J.P. LAVEINE, e indicados por M. DALLONI (1930). Esta flora da una edad Stephaniense medio y superior a esta cuenca.

#### VII.3.3 EJEMPLOS DE CARBONES STEPHANIENSES

Describiré rápidamente, aquí, los carbones procedentes de las tres cuencas descritas anteriormente (E. MERIAUX y M. WATERLOT, 1969).

##### A) *Características químicas y técnicas*

Resumiré mediante este cuadro, las diferentes características químicas y técnicas de los carbones considerados.

Como se ve, los carbones del Portalet y de Enviny son antracitas, mientras los de San

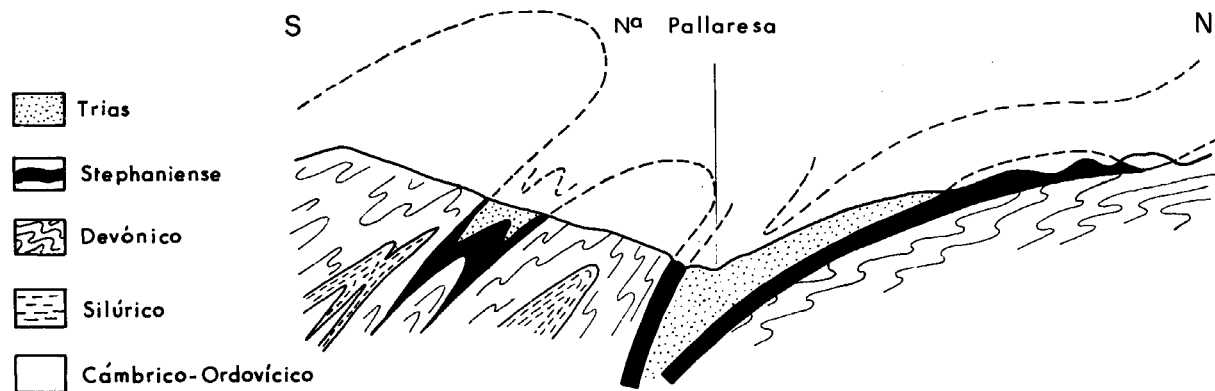


Fig. VII.33.— Corte a la altura de Enviny (según L.U. de SITTER, 1959 in M. WATERLOT, 1969).

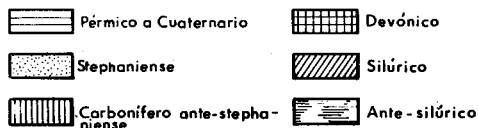
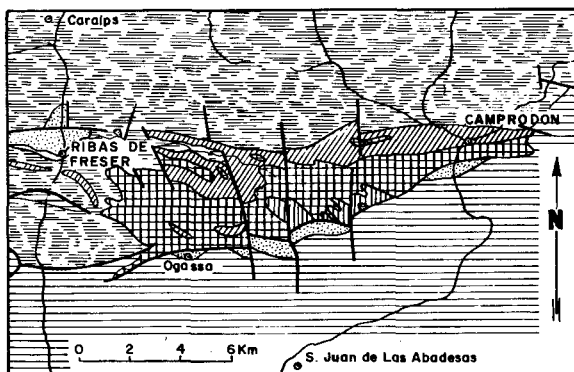


Fig. VII.34.— Mapa geológico simplificado de la región de San Juan de las Abadesas (según AUTRAN, GUITARD y RAGUIN, 1963, in E. MERIAUX y M. WATERLOT, 1969).

Juan de Las Abadesas pueden clasificarse en la categoría de semigrasos (grupo IV, AFNOR). En dos conjuntos de muestras los porcentajes de cenizas eran muy elevados.

#### B) Estudio petrográfico

El estudio cualitativo de las antracitas stephanienses de los Pirineos españoles permite demostrar que los macerales mejor conservados son los ligados a la esclerotinita. Se han descubierto megaesporas, las microesporas parecen totalmente borradas. El análisis cuantitativo no había sido posible con ocasión de esta primera aproximación, por el alto rango de estos combustibles.

A este respecto conviene, no obstante, señalar que la influencia del vulcanismo no parece haber sido determinante en la adquisición del rango de combustibles. Por ejemplo, los

carbones stephanienses de San Juan de las Abadesas, aunque vecinos de manifestaciones volcánicas importantes, están menos evolucionados que los de Enviny, a los que no ha afectado este tipo de fenómeno.

## VII.4 LOS GRANITOS INTRUSIVOS LIGADOS A LA OROGENESIS HERCÍNICA

### VII.4.1 GENERALIDADES

La orogénesis hercínica, y más concretamente su fase astúrica, determinó en el conjunto de los Pirineos una fase magmática sintectónica responsable de la formación de neises y de migmatitas por metamorfismo general de los terrenos anteriores al Caradoc. Esta noción, clásica, ha sido ya expuesta al principio de este artículo.

Por otra parte, esta misma orogénesis ha sido marcada por la intrusión de una veintena de macizos graníticos, algunos de gran tamaño (Maladetta y Mont-Louis-Andorra, por ejemplo). Como recuerdan M. CASTERAS y E. RAGUIN in J. DEBELMAS (1974):

*“Esta cratonización del dominio pirenaico señala el fin del ciclo geosinlinal hercínico.”*

La Fig. VII.35, extraída del artículo evocado más arriba, ilustra bien la repartición de los neises por una parte, y de los granitos por otra.

Los macizos graníticos pirenaicos, cuya composiciones oscila comúnmente entre las granodioritas y los granitos monzoníticos, se encuentran en los terrenos paleozoicos no metamórficos en los que intruyen hasta el Carbo-

Origen de las muestras	Porcentaje de materias volátiles	Contenido de cenizas	Indice de hinchamiento
Collado del Portalet Minas del Campo de Troya	3,2	8,6	0
Yacimiento de Enviny Salida Norte del Pueblo	5,6	77	0
San Juan de las Abadesas			
Minas de Pinter	16,5	62,2	2



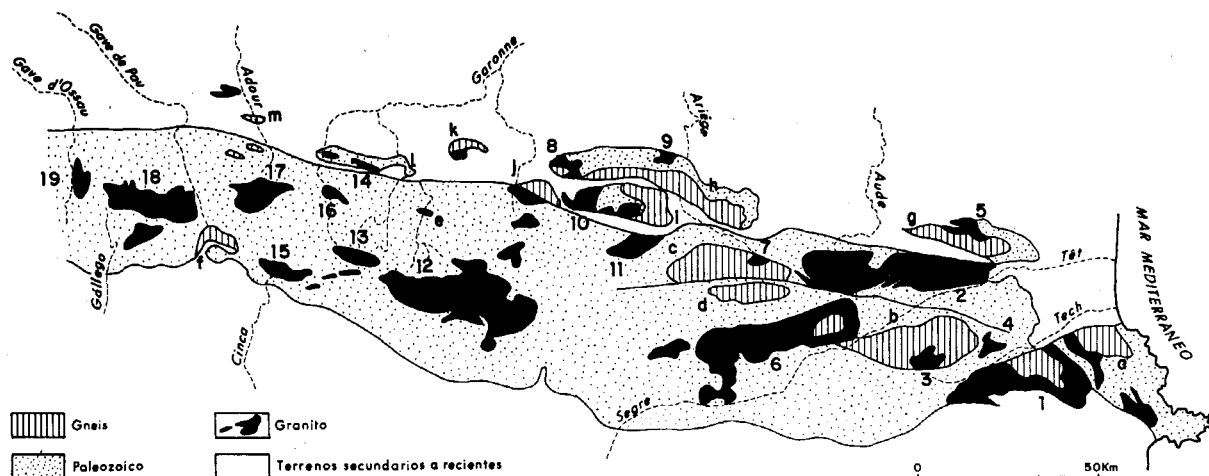


Fig. VII.35.— Neises y granitos de los Pirineos (según M. CASTERAS, 1974, con la colaboración de E. RAGUIN in J. DEBELMAS, 1974) "Géologie de la France, Doin Ed.": Los macizos de gneis están indicados con letras; los de granito con cifras. Macizos de neises: Alberes, a; Canigou, b; Aston, c; l'Hospitalet, d; Bagnères de Luchon-Bosot, e; Gavarnie, f; Agly, g; St. Barthélemy-Arize, h; Trois-Seigneurs, i; Castillon, j; Milhas, k; Barousse, l; Bagnères de Bigorre, m. Macizos de granito: St. Lauren de Cerdans-La Junquera, 1; Millas-Quérigut, 2; Costabona, 3; Batere, 4; St. Arnac, 5; Mont Louis-Andorra, 6; Ax, 7; Soulan, 8; Foix, 9; Ercé, 10; Bassiés, 11; Maladetta, 12; Caillaouas, 13; Ferrere en-Barousse, 14; Bielsa, 15; Borderes, 16; Néovielle, 17; Cauterets, 18; les Eaux Chaudes, 19.

nífero detrítico antè-stephaniense inclusive. Su contacto con las formaciones encajantes viene marcado por una aureola metamórfica neta que conlleva el desarrollo de toda una serie de minerales, algunos de los cuales aparecen como bastante típicos del dominio pirenaico (idocrasa o vesuvianita, "dipiro" etc.). Los conglomerados del Permo-Trías contienen frecuentemente cantos o elementos provenientes de la erosión de estos granitos.

Tomaremos como ejemplo, en el estudio que sigue, el macizo granítico de la Maladeta, estudiado en detalle desde 1966 por J.M. CHARLET y su equipo de petrógrafos de Mons (Bélgica). Se trata del único macizo granítico pirenaico importante enteramente situado en territorio español.

#### VII.4.2 UN EJEMPLO DE MACIZO GRANITICO COMPLEJOVARISCICO: LA MALADETTA (PIRINEOS CENTRALES ESPAÑOLES) (Fig. VII.36)

(Párrafo redactado por J.M. CHARLET, Profesor de la Facultad Politécnica de Mons, Bélgica).

##### A) Introducción:

En contacto con las series carboníferas

de "Plan des Etangs", al Oeste, y del sinclinal de Espot-Andorra al Este, el macizo de la Maladetta pertenece a los granitos variscos circunscritos a la zona primaria axial pirenaica. Forma un vasto dominio granítico de más de 400 Km<sup>2</sup> con condiciones de observación particularmente favorables gracias a la elevada altitud del macizo (generalmente superior a 2.000 m), a la presencia de numerosas zonas lacustres pulidas por la acción de los glaciares y a la existencia de valles profundamente encajados.

Los contornos del macizo, ya esbozados por M. DALLONI (1910, 1930), han sido revisados por el equipo holandés del profesor H.J. ZWART, (W.F. KLEINSMIEDE, 1960; J. ZANDVLIET, 1960; P.H.W. MEY, 1967 y 1968; J.H.N. WENNEKERS, 1968). A pesar de todo, el macizo propiamente dicho no fue objeto más que de breves reconocimientos; en los mapas recientemente publicados por la Universidad de Leyden, sigue siendo representado como una granodiorita homogénea con biotita.

Un estudio geológico y petrográfico, comenzado en 1966 (J.M. CHARLET, 1968 y 1974) mostró sin embargo que la Maladetta es, en efecto, un macizo complejo, constituido



por numerosos tipos petrográficos. Se han definido recientemente dos grandes unidades (J.M. CHARLET, 1979):

— La unidad central y oriental de Bohí donde los granitos y granodioritas de grano grueso con biotita y anfíbol afloran ampliamente (tipos  $\gamma$  2).

— La unidad occidental de Aneto donde aflora principalmente un granito con biotita, moscovita y cordierita (tipo  $\gamma$  3) y donde las granodioritas tipo  $\gamma$  2 están principalmente representadas por facies de grano medio, ricas en biotita y anfíbol.

#### B) *Las relaciones del macizo granítico con su encajante:*

El contacto de los granitoides de la Maladetta con su encajante paleozoico es intrusivo o tectónico (falla Maladetta-Norte ya puesta de relieve por los holandeses, falla de Baños de Bohí, falla de Pala d'Eriexe). Cuando el contacto es normal, siempre es neto, con aspecto vertical y generalmente buzando hacia el Sur. En los bordes tanto septentrionales como meridionales, el contacto, generalmente bien visible en las paredes rocosas, buza hacia el Norte; puede ser, o bien concordante a gran escala con las estructuras sedimentarias encajantes (Unidad de Aneto) o bien netamente secante (región de Tahull-Capdellá). En el primer caso, se aprecia, genéticamente ligada a la aparición del granito, una esquistosidad de flujo ( $S_2$ ) y una serie de microplicajes decimétricos que afectan a las calizas devónicas (M. LEQUIN, 1982).

#### C) *La edad del granito:*

Los granitos de los Pirineos centrales están considerados clásicamente como hercínicos (Stephaniense-Pérmico inferior según M. DALLONI, 1910 y 1930).

El metamorfismo de contacto de la Maladetta afecta a las formaciones detríticas de "Plan des Etangs" cuya edad está comprendida entre el Namuriense (M. WATERLOT, 1964) y el Westfaliense. Además, algunos retazos pérmicos(\*) (W.F. KLEINSMIEDE, 1960) constituidos por areniscas gruesas rojizas y filitas violáceas, no metamórficas, reposan so-

bre la zona septentrional del macizo (región de Tredos). El metamorfismo de contacto es pues post-Namuro-Westfaliense y ante-Pérmico. De la misma manera, los microgranitos afaníticos de la región de Bano y de Fonchana-Castanesas que consideramos como contemporáneos a la aparición del granito de la Maladetta (J.M. CHARLET, 1971), son intrusivos en las formaciones devónico-carboníferas y están recubiertos, discordantemente, por esquistos y areniscas rojas del Pérmico.

Por último, una isocrona 87-Rb 87-Sr realizada en las granodioritas de la unidad de Bohí, da una edad de  $277 \pm 7$  M.A. (A. MICHARD-VITRAC, F. ALBAREDE, CH. DUPUIS y M.D. TAYLOR, 1979).

#### D) *El metamorfismo de contacto de los granitoides:*

La sucesión en el tiempo y en el espacio de las paragénesis propuestas resulta de los estudios detallados del borde meridional de la unidad de Aneto (J.M. CHARLET, 1977), de la parte oriental de la unidad de Bohí (D. BOURKE, 1979) y más recientemente del borde septentrional de la unidad de Aneto (M. LEQUIN, 1982).

En la distribución de los minerales de metamorfismo, hay que distinguir las paragénesis pertenecientes a la secuencia calcáreo-pelítica del Devónico, a las secuencias pelíticas del Devónico y del Carbonífero y a la secuencia ampelítica del Silúrico.

En la secuencia calcáreo-pelítica, a partir del borde del macizo aparecen:

— Una asociación con idocrasa-diópsido-wollastonita-grosularia, siempre estrechamente ligada al contacto de los granitoides y que hemos podido localizar en todos los cortes estudiados. El análisis estructural nos indica que es netamente polifásica con la sucesión siguiente: idocrasa y diópsido-wollastonita (destabilización de la idocrasa en provecho de la grosularia);

— Una paragénesis con grosularia que desborda a la de las asociaciones con idocrasa-granate y que a veces viene acompañada de un anfíbol de tipo hornblenda;

— Una paragénesis con actinolita 1-epi-

(\*) Son esquistos y areniscas rojas del Saxoniense-Thuringiense.

dota-calcita distribuida en la parte externa de la aureola; la actinolita adopta una orientación paralela a la esquistosidad  $S_2$  ligada genéticamente a la aparición del granito.

Además, una paragénesis con actinolita 2-calcita-epidota-cuarzo se superpone a veces a las asociaciones precedentes. Aparece ligada a una fase tardía de deformación; la actinolita se presenta con una facies asbestiforme muy desarrollada que habíamos descrito en el valle del Esera (J.M. CHARLET, 1977) y que hemos visto de nuevo, muy desarrollada en la parte oriental del macizo (Espot-Llesuy).

Por último, minerales del grupo de las werneritas ("dipiros") son muy frecuentes en el borde de la unidad de Aneto. Sin embargo no los hemos encontrado nunca en el borde de la unidad de Bohí. Aparecen como posteriores a la paragénesis con actinolita-1. Su presencia en la parte externa de la aureola de metamorfismo de los granitoides hercínicos merece ser subrayada, teniendo en cuenta que el "dipiro" ha estado siempre considerado como tipomorfo del metamorfismo pirenaico.

Las secuencias pelíticas, menos favorables a la aparición de una gran variedad de paragénesis, presentan principalmente un desarrollo de andalucita y de cordierita en los esquistos y corneanas del Cambro-Ordovícico, del Devónico y del Carbonífero. No obstante merece recordarse la presencia de una paragénesis con granate almandino en las corneanas con biotita del Devónico de la región del Esera (J.M. CHARLET, 1977). La desestabilización del granate en relación con la fase de hibridación de las rocas básicas es un elemento importante que demuestra la existencia de un polimetamorfismo en el contacto de los granitoides. En otras paragénesis de baja temperatura con cuarzo-clorita-epidota-albita o tapizado de zeolitas corresponden en la secuencia pelítica a la fase con actinolita-2 de las facies carbonatadas.

En la secuencia ampelítica del Silúrico se identifican a veces dos fases de metamorfismo:

— Una está caracterizada por la frecuencia de andalucita (quiastolita) que pasa a silli-

manita en el contacto de los granitoides (J.M. CHARLET, 1977; D. BOURKE, 1979)\*;

— Otra más tardía y marcada por la desestabilización de la andalucita y de la sillimanita: paragénesis de muscovita-cuarzo (D. BOURKE, 1979).

Señalemos además la existencia de un metamorfismo de carácter regional que se traduce en los esquistos silúricos por el desarrollo de cloritoide y por un grado de cristalinidad elevado de las illitas (dominio de la epizona) (C. VINCHON, 1978). Además, la presencia de enclaves de esquistos cristalinos en ciertos granitoides o ciertos filones de microgranitos, testimonia la existencia, a escala regional, de un zócalo fuertemente metamorfizado.

*En resumen*, en un dominio afectado por un metamorfismo regional más o menos intenso, se ha desarrollado, en relación con la aparición de los granitoides, toda una serie de paragénesis nuevas:

— Una fase precoz con granate almandino en relación estrecha con facies básicas;

— Una sucesión más o menos compleja de fases (en el borde del macizo, fase de alta temperatura generalmente seguida por una retromorfosis) y que aparecen ligadas a la aparición de las granodioritas y de los granitos con biotita y anfíbol (tipo  $\gamma$  2);

— Una paragénesis con escapolita ("dipiro") que parece estar asociada a los granitos con cordierita (tipo  $\gamma$  3);

— Una paragénesis de baja temperatura (epidota-actinolita o epidota-clorita) en relación con una fase tardía de deformación.

Según la extensión en el seno de las diversas unidades de los principales tipos petrográficos, esta sucesión de paragénesis será más o menos completa. La comparación de los datos obtenidos en el borde de las unidades de Aneto (J.M. CHARLET, 1977) y de Bohí (D. BOURKE, 1979) es, en este aspecto, instructiva (no hay granate almandino ni "dipiro" en los cortes estudiados de la aureola de contacto de la unidad de Bohí).

E) *Los granitoides:*

Las facies básicas  $\gamma$  1:

En el borde meridional de la unidad de

\* Una bella sillimanita en estrella fue observada en la región de Espot (D. BOURKE, 1979).

Bohí se individualizan facies básicas de grano fino a los cuales hemos denominado "facies básicas de Tahull". Afloran en unos 5 Km<sup>2</sup> y están constituidos por una gran variedad de tipos petrográficos que varían desde gabroritas con augita e hiperstena a gabros o dioritas cuarcíferas.

En la unidad de Aneto las facies básicas afloran más esporádicamente. Forman, o bien algunos pequeños macizos hectométricos aislados en el encajante metamórfico del Valle del Esera, o bien la parte más externa de la unidad con estructura concéntrica de Aneto. Los verdaderos gabros son muy raros; los tipos petrográficos dominantes están representados por gabros o dioritas cuarcíferas.

Los granitos y granodioritas  $\gamma$  2:

La unidad de Bohí está constituida en su mayor parte por una granodiorita  $\gamma$  2b de grano grueso, con biotita y anfíbol que pasa progresivamente hacia la parte central a granitos  $\gamma$  2c, porfiróides de grano grueso con biotita o con biotita y anfíbol. El límite  $\gamma$  2b— $\gamma$  2c, muy laxo siempre, viene marcado principalmente por la aparición de porfidoblastos, de feldespatos alcalinos, frecuentemente con macla de Carlsbad.

En la unidad de Aneto, la granodiorita  $\gamma$  2a de la Maladetta tiene grano medio, con biotita y anfíbol; aflora en la periferia del macizo.

Si los granitoides  $\gamma$  2 presentan tipos petrográficos variados, están, sin embargo, todos caracterizados por la abundancia de enclaves esencialmente representados por rocas básicas de grano fino (enclaves microgranudos).

Los granitos con biotita y cordierita  $\gamma$  3 y los leucogranitos de borde:

En toda la unidad de Bohí se individualizan cuerpos o macizos constituidos por granitos de grano medio con biotita y frecuentemente cordierita o moscovita. Además, todos están caracterizados por la presencia de enclaves de esquistos cristalinos o de lentejones muy micáceos. Se encuentran sin embargo varios tipos petrográficos.

El granito de Tredos se distingue de las facies habituales  $\gamma$  3 por un grano netamente fino y por la ausencia casi general de moscovita y de cordierita ( $\gamma$  3a). El granito melano-

crático de Beciberri, a menudo porfiroide, es rico en biotita ( $\gamma$  3b).

Los granitos más leucocráticos de los Circo ( $\gamma$  3d) están ellos mismos constituidos por varias facies una de las cuales, porfiroide, aflora en el Circo de l'Estany Negre de Bohí y en el borde del Circo de Colomers.

El granito de Arties presenta fuertes analogías con el granito de Cumbres ( $\gamma$  3c) que aflora en el corazón de la unidad de Aneto. Este último es un granito de grano medio, porfiroide con biotita, moscovita, cordierita y megacristales de feldespatos alcalino maclado frecuentemente según Carlsbad. Está recortado por una red de juntas tapizadas por agujas de turmalina negra.

Los granitos de tipo  $\gamma$  3 se diferencian también por la presencia de enclaves (cuadro 1). De una manera general, las facies melano-cráticas son más ricas en enclaves de esquistos cristalinos; acompañados a veces por enclaves de rocas microgranudas.

Los leucogranitos se individualizan igualmente en el borde de las unidades de Bohí y de Aneto.

En el borde meridional o septentrional de la unidad de Aneto afloran igualmente granitos leucocráticos de grano fino, con láminas de biotita o nódulos centrimétricos de cordierita. Intruyen a las corneanas de contacto o a las granodioritas  $\gamma$  2 en forma filoniana o en pequeñas masas de algunas decenas de m<sup>2</sup>.

F) *Las relaciones geométricas y cronológicas entre los granitoides:*

Contacto entre las facies básicas  $\gamma$  1 y las granodioritas  $\gamma$  2

En la Unidad de Bohí (región de Tahull) este contacto es franco, estando los gabros de grano fino invadidos por filoncillos de granodiorita  $\gamma$  2 de grano grueso. En las proximidades del contacto hay grandes enclaves de gabros o dioritas cuarzosas aisladas en la granodiorita.

En la unidad de Aneto, el tránsito  $\gamma$  1— $\gamma$  2 es muy progresivo. Viene marcado hacia el corazón del macizo, por una disminución del porcentaje en ferromagnesianos (anfíbol y biotita) y por una importancia creciente de la fase granítica.

Contacto entre los granitos de tipo  $\gamma$  2 y  $\gamma$  3:

		Enclaves microgranudos	Enclaves de esquistos cristalinos
Unidad de Bohí	Granitoides de tipo $\gamma 2$	Muy abundantes, a veces con zonas de enclaves	Ausentes
	Granito de Tredos $\gamma 3a$	Frecuentes	Presentes pero más raros
	Granito de Beceiberri $\gamma 3b$	Bastante frecuentes	Frecuentes
	Granito de los Circos $\gamma 3d$ Circo de l'Estany Negre Circo de Colomers	Bastante raros Muy raros o ausentes	Bastante raros Muy raros
Unidad de Aneto	Granitoide de tipo $\gamma 2$	Muy abundantes áreas con zonas de enclaves	Ausentes
	Granito de Cumbres $\gamma 3c$	Frecuentes a bastante frecuentes	Frecuentes

CUADRO NUM. 1

En la Unidad de Bohí, estos contactos son francos, regulares y a veces están subrayados por un "stockscheider" o son sinuosos. Los granitos  $\gamma 3$  penetran en filones en las granodioritas de tipo  $\gamma 2$ . Además, los granitos  $\gamma 3$  de grano fino o medio contienen frecuentemente enclaves de granitoide de facies  $\gamma 2$ . En fin, en numerosos casos, se ve cómo las granodioritas  $\gamma 2$  "encapuchan" a los granitos con cordierita  $\gamma 3$  (Circo del Estany Negre de Bohí).

En la unidad de Aneto, el contacto entre las facies de grano medio  $\gamma 2$ — $\gamma 3$  es generalmente progresivo, verificándose el paso en unos pocos metros o pocas decenas de metros. Viene dado por:

— La aparición del anfíbol.

— La aparición de la moscovita, de la cordierita, de los megacrístales de feldespatos alcalinos y de las juntas turmaliníferas.

De todos modos, existen, a nivel de este contacto, ciertas modalidades de variaciones, siendo en algunos casos franco y sinuoso (itinerario de Aneto, Portillón superior) en otros marcado por una alternancia de bandas de granito con cordierita y de facies anfíbolíticas de grano fino (cf. granito de Tredos).

G) *Los complejos filonianos:*

Cabe diferenciar:

— Unas fases heterogéneas constituidas por bloques, enclaves o xenolitos de rocas básicas aisladas en una matriz de naturaleza aplítica que contiene a veces cordierita  $\gamma 3$ .

— Aplitas con nódulos o manchas de turmalina y con cordierita ( $\gamma 4$ ).

— Aplitas banales o a veces con agujas de turmalina, pegmatitas gráficas ( $\gamma 5$ ).

— Rocas anchibasálticas ( $\gamma 6$ ).

— El microgranito potásico de las cumbres ( $\gamma 7$ ).

En la Unidad de Bohí, un potente complejo aplitopegmatítico se alarga sobre una decena de Km desde el Estany Gemena hasta el Circo de Colomers. Le hemos dado el nombre de complejo de la presa de Cavallers. Los filones de aplita con manchas o escarapelas de turmalina y con cordierita, de potencia métrica a decamétrica forman en la parte central del complejo una láminas subhorizontales intrusivas en las granodioritas  $\gamma 2$ ; esta disposición es visible en más de 100 m de altura a lo largo de la carretera que asciende hasta el embalse de Cavallers. Los tipos petrográficos adoptan además una disposición groseramente zonal con las aplitopegmatitas  $\gamma 5$  en el borde y en la parte central las aplitopegmatitas  $\gamma 4$ .

Las relaciones geométricas entre los filones(\*) permiten establecer un orden cronoló-

\* Todos los puntos donde hemos podido observar tales relaciones se han situado en el mapa fig. VII 36.

gico de las apariciones: fase heterogénea diabasa-aplita  $\gamma^3$ -complejo aplitopegmatítico con manchas de turmalina y cordierita  $\gamma^4$ -apilita  $\gamma^5$ -rocas anchibasálticas  $\gamma^6$ .

Los filones de microgranito potásico de las cumbres  $\gamma^7$  tan frecuentes en la unidad de Aneto, están totalmente ausentes en la unidad de Bohí.

En la unidad de Aneto, las aplitopegmatitas adoptan una disposición groseramente zonal concéntrica con facies graníticas: en el centro, filones de aplita con manchas o soles de turmalina y con potencias de a veces varios metros; se pasa, en una zona intermedia, a filoncillos de turmalina que tapizan las juntas de las cumbres y, por último, en las facies granodioríticas a pegmáticas aplíticas no turmaliníferas o con agujas de turmalina.

Filones de rocas básicas recortan el complejo. Son rocas heterogéneas (enclaves de rocas básicas en una matriz aplítica) en filones de a veces varios metros de potencia, o bien rocas emparentadas con los anchibasaltos de la unidad de Bohí.

Por último, una de las características típicas de la unidad de Aneto es la abundancia de filones de microgranito potásico con bellos fenocristales de cuarzo automorfo y de feldespatos alcalinos blancuzcos en diques subverticales de varios metros a varias docenas de metros de potencia y generalmente con un borde afanítico de varios decímetros. Afloran, con aspecto submeridiano, desde el borde septentrional al borde meridional de la unidad, pasando por la zona de picos de Aneto-Maladetta. Los hemos denominado "microgranitos de las Cumbres". Recortan el complejo aplitopegmatítico del Aneto y parecen ser igualmente posteriores a las rocas filonianas básicas.

Sus relaciones geométricas mutuas permiten establecer el orden cronológico de apariciones siguientes:

Complejo aplitopegmatítico con manchas de turmalina y cordierita  $\gamma^a$  — fase heterogénea diabásica — aplita  $\gamma^3$  — aplitas banales o con agujas de turmalina  $\gamma^5$  — rocas anchibasálticas  $\gamma^6$  — microgranitos de las Cumbres  $\gamma^7$ .

H) *Las facies orientadas:*

Los granitos adoptan a veces una textura orientada subrayada por la disposición de las láminas de biotita, de las agujas de anfíbol, de los megacristales de feldespatos alcalinos y por el alargamiento de los enclaves básicos.

En la unidad de Aneto, así como en la de Bohí, las facies orientadas forman un anillo más o menos continuo alrededor del corazón de la unidad.

En la unidad de Aneto, la orientación es N 50-60° O en el borde meridional del macizo, groseramente paralela al contacto del granito con el encajante y a la dirección de los pliegues principales. Sin embargo es N-S o N 20° ) en el corte de Cregueña.

En la unidad de Bohí, la orientación general es N 65-75° E en la región del túnel de Viella, N 5-15° O en el barranco de Beciberri y N 50° O en el valle de Bohí.

I) *Los enclaves; su relación con los granitoides:*

Entre los enclaves de los granitoides de la Maladetta se pueden diferenciar: fragmentos de rocas encajantes, rocas básicas, esquistos cristalinos y rocas cargadas de micas.

Los fragmentos de rocas encajantes son de todas las dimensiones (kilométricas o centimétricas). Están localizadas principalmente en el extremo occidental del macizo (corte del Esera) con facies de corneanas (con granate (almandino o grosularia), con cordierita...). En otras zonas parecen ser relativamente raras.

Las rocas básicas son bastantes numerosas y principalmente localizadas en las facies  $\gamma^2$ . En la unidad de Aneto, son poco frecuentes en el borde del macizo pero se vuelven más abundantes hacia el contacto  $\gamma^2$ — $\gamma^3$ ; se pasa de una densidad de 1 a 2 enclaves por m<sup>2</sup> en el borde de la unidad a una densidad de 10 a 20 enclaves por m<sup>2</sup> a un centenar de metros del contacto con las facies con cordierita.

Muy localmente, por cierto, la densidad es tal que se desarrolla una verdadera facies heterogénea sobre algunos m<sup>2</sup> volviéndose los enclaves más abundantemente que la matriz (campo de enclaves).

A veces, el contacto entre las facies heterogéneas y las granodioritas desprovistas de enclaves es neto, estando la matriz de los enclaves más cargada en ferromagnesianos que la

granodiorita encajante. Los enclaves básicos varían generalmente desde el tipo 1 de grano fino y contorno neto a un tipo 2 de grano análogo al de la matriz y contorno laxo; por otro lado, los enclaves están a veces rodeados por una franja cuarzo-feldespática.

Como en la unidad de Aneto, las granodioritas de las unidades de la Noguera de Tor y de Capdella son ricas en enclaves básicos; muy localmente se desarrollan igualmente campos de enclaves y facies heterogéneas.

Si en las facies  $\gamma$  2, los enclaves son generalmente numerosos y de naturaleza principalmente básica, en los granitos  $\gamma$  3 son menos frecuentes y petrográficamente más variadas. Según las facies granítica considerada, se pueden encontrar esquistos cristalinos, enclaves ricos en mica, rocas eruptivas básicas (gabro cuarzoso, diorita) y granodiorita del tipo  $\gamma$  2.

La presencia de esquistos cristalinos y de lentejones ricos en micas en enclaves dentro de los granitos con cordierita de las unidades de Aneto y de Bohí constituye un rasgo característico. Esencialmente diferenciadas de los enclaves de corneanas, hay rocas netamente orientadas constituidas por una alternancia de lechos cuarzofeldespáticos y de los lechos con biotita, moscovita, granate, cordierita y sillimanita. Los mismos enclaves de esquistos cristalinos son a veces abundantes en los microgranitos de las Cumbres de la unidad de Aneto

(región de Llosas, por ejemplo).

**J) Comparación entre las unidades de Aneto y de Bohí:**

Las unidades de Aneto y de Bohí son netamente diferentes por la naturaleza y la disposición de los tipos petrográficos de los satélites filonianos y de los enclaves.

La unidad de Aneto presenta una estructura zonal concéntrica con rocas básicas del tipo  $\gamma$  1 en el borde, en una zona intermedia las granodioritas de tipo  $\gamma$  2 y en el centro los granitos con cordierita y moscovita de tipo  $\gamma$  3 que constituyen el tipo petrográfico predominante. Todos los granitoides son de grano medio y sus contactos son generalmente muy progresivos. La disposición zonal concéntrica de la unidad viene además subrayada por la repartición de las aplitopegmatitas y de los enclaves básicos. Gruesos filones de microgranito potásico más tardíos y de dirección submeridiana recortan el conjunto de la unidad.

En la Unidad de Bohí la estructura zonal concéntrica viene esencialmente subrayada por la distribución de los granitoides de tipo  $\gamma$  2: granodiorita con biotita y anfíbol en el borde, granito porfiroide con biotita en el centro; los granitos con cordierita del tipo  $\gamma$  3 forman, en cambio, toda una serie de cuerpos intrusivos perforando aquí o allá a los granitoides del tipo  $\gamma$  2. Además la repartición de los enclaves (densidad, facies heterogéneas) no adoptan una disposición zonal concéntrica.

Bloque de la Capella de San Santa Rita	No hay granitoide de tipo $\gamma$ 3 No hay complejo aplítico con manchas de turmalina
Bloque de Capdella	No hay granitoide de tipo $\gamma$ 3 No hay complejo aplítico con manchas de turmalina
Bloque de l'Estany Gerbe	Algunos raros granitoides de tipo $\gamma$ 3 Algunas aplitas con manchas de turmalina
Bloque de la Noguera de Tor	Numerosos macizos de granitoides de tipo $\gamma$ 3 Complejos aplitopegmatíticos con manchas de turmalina frecuentes y potentes

CUADRO 2



comparable a la de la unidad de Aneto.

Por último, los complejos de las aplitopegmatitas son, a escala del macizo, orientados transversalmente al alargamiento de la unidad y a la disposición de los granitoides del tipo  $\gamma$  2.

La ausencia de filones de microgranito potásico es un rasgo suplementario que distingue a estas dos unidades.

Sin embargo las unidades de Bohí y de Aneto presentan un cierto número de parecidos:

- \* Los mismos tres grandes tipos petrográficos: facies básica  $\gamma$  1 granodiorita con biotita y anfíbol  $\gamma$  2 — granito con biotita y cordierita  $\gamma$  3;

- \* aplitopegmatitas con nódulos, manchas o soles de turmalina;

- \* filones básicos tardíos;

- \* asociaciones íntimas aplita-diabasa.

Como hemos subrayado en nuestros primeros trabajos (J.M. CHARLET, 1968), la repartición de los granitoides y de los complejos aplitopegmatíticos demuestra que la unidad de Aneto corresponde a un nivel estructural más profundo que el de la unidad de Bohí.

#### K) *La tectónica:*

El macizo de la Maladetta ha sido sometido a acciones cataclásticas que se tradujeron por una milonitización más o menos completa a lo largo de las grandes zonas falladas. Se encuentran generalmente todos los estados de deformación: milonitas nodulosas con bloques graníticos, granitos esquistificados, que pasan a filonitas verdosas, como en el valle de la Noguera-Ribargorzana, granitos epidotizados como en el valle del río San Nicolau, granitos más o menos aplastados con numerosas juntas cloritosas.

La recristalización es generalmente muy débil de manera que las milonitas constituyen las zonas de mínima resistencia a la erosión (valles, collados, regiones lacustres).

Entre los accidentes mayores se pueden citar:

- La zona milonitizada de la Noguera Ribargorzana, profunda cicatriz entre las unidades de Bohí y de Aneto.

- Las zonas falladas del río San Nicolau, de la Ratera y de Baños que dividen a la unidad de Bohí en cuatro bloques tectónicos

diferenciados: bloque de la Capella de Santa Rita, bloque de la Noguera de Tor, bloque de Capdellá, bloque de l'Estany Gerbe.

La repartición de los granitoides y de los filones aplitopegmatíticos en el seno de la unidad de Bohí (cuadro núm. 2) muestra que los bloques periféricos de la Capella de Santa Rita, de l'Estany Gerbe y de Capdellá, están hundidos con respecto al bloque central de la Noguera de Tor y corresponden pues a niveles estructurales menos profundos.

De una manera general, jugaron en varias ocasiones, dos familias de zonas fracturadas conjugadas (NS y NO por un lado y NO-SE y NE-SO por otro).

#### L) *Síntesis de los datos geológicos, petrográficos y geoquímicos:*

La Maladetta es un batolito constituido por varias unidades diferentes donde las facies petrográficas son muy variadas y adoptan a veces una disposición zonal concéntrica. La cartografía cuidadosa de los macizos graníticos indica que tal disposición se observa con más frecuencia. En el dominio pirenaico, tenemos los casos de los macizos de Bordères (A.H. FORGHANI, 1964 y 1965), de Cauterets-Panticosa (F. DEBON, 1968 y 1975), de la parte septentrional del macizo de Quérigut (J. LETERRIER, 1968 y 1972), de Eaux Chaudes (F. DEBON, 1976). Descendiendo al detalle, sin embargo, las modalidades de contacto (franco o paso progresivo), de asociación en el tiempo (aparición más precoz en el centro o en el borde) las diferentes facies petrográficas pueden ser muy variables. Estos hechos bastan ya para demostrar las numerosas dificultades que surgieron cuando se trató de elegir un modelo genético.

En 1968, no habiendo estudiado más que la parte occidental del macizo y a la luz de una tendencia aparentemente cálcica de los granitoides (granodiorita con anfíbol) y de la presencia de enclaves metasedimentarios con granate grosularia en el extremo occidental de la aureola granodiorítica de la unidad de Aneto, fuimos tentados de atribuir al endomorfismo la causa de la repartición en estructura concéntrica de las facies petrográficas  $\gamma$  2— $\gamma$  3. Posteriormente, gracias a un primer estudio petroquímico, demostramos (J.J.

CHARLET, 1971) que los granitoides de la Maladetta acusaban una tendencia aluminosa y una deficiencia sódica. Por otra parte, el levantamiento de la parte oriental del macizo, se desprende la falta de relación sistemática entre el quimismo de las facies de borde y el de las formaciones encajantes. Las facies básicas de Tahull están en contacto con las del Cámbrico-Ordovícico esencialmente pelítico; inversamente el granito de dos micas de Arties aflora en el seno de formaciones carbonatadas del Devónico.

Una serie de nuevas observaciones en la unidad de Bohí (J.M. CHARLET, Ch. DUPUIS, 1974) muestran la existencia de dos grandes conjuntos petrográficamente diferentes:

— Facies de grano muy grueso, con frecuente hornblenda y que comprenden granodioritas con anfíbol  $\gamma$  2b que pasan en continuidad a granitos porfiroides con biotita  $\gamma$  2c. Una fase básica asociada a esta filiación estaría representada por las facies de Tahull (gabros con augita e hiperstena);

— facies de grano medio o de grano fino, con frecuente cordierita y que van desde granitos  $\gamma$  3 a filones aplíticos con turmalina, pasando por pequeños macizos de leucogranito. Es una foliación prácticamente continua y a la cual está ligada una fase básica representada por las diabasas en frecuente asociación con las aplitopegmatitas o los filones de granito con cordierita.

El contacto entre los dos conjuntos es franco, siendo el segundo indudablemente posterior al primero y formando, en el seno de las facies  $\gamma$  2, toda una serie de cuerpos intrusivos que van desde los macizos graníticos a los complejos filonianos aplitopegmatíticos.

Se ve pues que la cristalización fraccionada de un sólo y único magma no pudo ser el origen de la diferenciación observada.

Los datos recientes sobre las relaciones entre los grandes conjuntos petrográficos de las unidades de Bohí y de Aneto y sobre el contenido de los enclaves de los granitoides tienden a demostrar que la individualización de los tipos petrográficos está ligada a la inter-

vención en proporción variable de dos grandes términos: uno de naturaleza básica, el otro de naturaleza pelítica (J.M. CHARLET, 1979).

#### M) Aportación de la Geoquímica isotópica y síntesis general:

Con el fin de precisar los últimos modelos, consecuencia de los estudios geológicos y petrográficos, se han efectuado una serie de trabajos geoquímicos bajo el impulso de Ch. DUPUIS y con la colaboración del Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de París VI (A. MICHARD-VITRAC, F. ALBAREDE, Ch. DUPUIS, H.D. TAYLOR, 1979 y 1980). Se han dirigido esencialmente hacia la parte oriental del macizo (unidad de Bohí), allí donde las tres facies ( $\gamma$  1— $\gamma$  2— $\gamma$  3) bien expuestas, están en contacto franco. Se han utilizado isótopos de origen radiogénico (Estroncio y Plomo) e isótopos estables (Oxígeno).

Se han obtenido los resultados siguientes:

— Solamente las granodioritas (facies  $\gamma$  2) suministran una isocrona por el método Rb/Sr correspondiente a una edad  $277 \pm 6$  M.A. con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,7117 \pm 3$ . Las gabronoritas (facies  $\gamma$  1) parcialmente contaminadas por la granodiorita tienen relaciones iniciales más bajas (0,708-0,711) mientras que los granitos  $\gamma$  3 las tienen más elevadas por término medio (0,712-0,715).

— Estas tres grandes series petrográficas se distinguen por la composición isotópica del oxígeno(\*)  $\delta\text{O}^{18} = 8,7-9,7$  para las facies  $\gamma$  1;  $\delta\text{O}^{18} = 9,4-10,4$  para las facies  $\gamma$  2 y  $\delta\text{O}^{19} = 10,3-11,3$  para las facies  $\gamma$  3.

— La composición isotópica del plomo de los feldespatos es homogénea de una facies a otra y con un carácter netamente radiogénico lo que sugiere que el plomo de origen cortical es el componente dominante. La edad "modelo" de este plomo es de unos 280 M.A.

El fraccionamiento isotópico a nivel del estroncio y del oxígeno demuestra que los diferentes tipos petrográficos no pueden provenir de una diferenciación de un magma único, conclusión que corrobora la que se desprende de los más recientes datos petrográficos (J.M. CHARLET, 1979).

\* Recordemos que para el manto, la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vale 0,703 y el  $\delta\text{O}^{18}$  vale 5 a 6.

El diagrama de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en función de los valores  $\delta\text{O}^{18}$  muestra una correlación lineal que puede extrapolarse hasta los valores obtenidos en el manto. Traduce la relación genética entre los tres tipos petrográficos en un proceso donde la intervención de los dos componentes es manifiesta pero donde la componente cortical queda isotópicamente preponderante. En este estado, se barajan varias hipótesis:

- Mezcla de dos magmas.
  - Hibridación de un material cortical con un magma de origen intermedio o del manto.
  - fusión de diferentes términos de una serie vulcano-sedimentaria caracterizada por la presencia de un componente básico y pelítico.
- Para los autores (A. MICHARD-VITRAC, F. ALBAREDE, Ch. DUPUIS, H.P. TAYLOR, 1980), la última de las hipótesis aparece como la más plausible. Puede conducir a imaginar varios orígenes para esta serie vulcano-sedimentaria.

— Una zona de subducción con un término basáltico oceánico y otro sedimentario pelágico.

— Series metamórficas pertenecientes a una corteza continental.

El primer origen, evocado por varios autores (véase la síntesis de B.F. WINDLEY, 1979) no parece poder admitirse teniendo en cuenta la vasta distribución espacial de los granitos variscos de composición petrográfica análoga y con ausencia de los principales caracteres de zonas de subducción (cinturón ofiolítico, metamorfismo de alta presión).

De esta manera, los estudios geoquímicos vienen a completar y precisar los rasgos esenciales que se desprenden de los estudios geológicos y petrográficos:

\* La existencia en todos los estados de evolución del macizo de dos componentes de naturaleza diferente: uno de origen básico, el otro de origen pelítico y que aparecen en la individualización de tres facies petrográficas principales (gabronoritas, granodioritas, granito con cordierita), en la naturaleza de los enclaves (tonalitas y esquistos cristalinos) y su distribución preferente en las diferentes facies petrográficas y en la dualidad o asociación básica-ácida a nivel de filones y complejos filo-

nianos.

\* Un origen de la filiación básica-ácida que debe buscarse probablemente en la fusión de una serie vulcano-sedimentaria cuya presencia, a través de los granitoides, aclarará, quizás, con una nueva aurora, la paleogeografía de este dominio hercínico.

\* Un metamorfismo en el contacto de los granitos, netamente polifásico y que traduce una serie de reactivación térmica responsable de la aparición sucesiva de las diferentes facies petrográficas. Debe hacerse una mención muy particular a propósito de la idocraza, mineral típico del metamorfismo de contacto de los granitoides variscos de la zona primaria axial y a propósito de las escapolitas consideradas hasta ahora como típicas del metamorfismo pirenaico.

## VII.5 ENSAYO DE CONCLUSION PARA EL ESTUDIO DEL CARBONIFERO DE LOS PIRINEOS ESPAÑOLES

Un breve análisis *tectónico* de los acontecimientos orogénicos hercínicos de los Pirineos se ha propuesto recientemente por A. AUTRAN (1980) en la "Memoria explicativa" del "Mapa Geológico de Francia y de su plataforma continental a 1:1.500.000", editado por el Bureau de Recherches géologiques et minières (Francia).

Este análisis, muy documentado y muy claro, es también, evidentemente, válido para los Pirineos españoles. Será de utilidad al lector remitirse a él.

Daré después un ensayo de resumen, muy simplificado, en forma de cuadro, de la *estratigrafía* de las formaciones carboníferas de los Pirineos españoles.

Como puede verse en el curso de este breve estudio, el análisis de las formaciones carboníferas de los Pirineos españoles es todavía incompleto y no satisfactorio. Subsisten numerosas dudas e incertidumbres, por ejemplo y en particular en la parte oriental de la cordillera, sobre la edad exacta de las formaciones atribuidas al Carbonífero.

Las dificultades de la investigación sobre el terreno y la relativa pobreza de la fauna y

PERMICO	Facies rojas "saxonienses" que pueden contener rocas volcánicas  — Paso al Pérmico por un Autuniense <i>versicolor</i>
STEPHANIENSE	Depósitos regulares de areniscas a veces feldespáticas, de conglomerados y pelitas conteniendo a menudo hulla. Coladas e intrusiones andesíticas frecuentes
<i>Discordancia post-variscica</i>	
WESTFALIENSE Y NAMURIENSE	Namuriense y Westfaliense con una sedimentación clástica que muestra una alternancia de pelitas y de areniscas feldespáticas. Facies de tipo flysch que indican el comienzo de la orogénesis hercínica. En algunas regiones centrales y occidentales, el Namuriense inferior puede mostrar una sedimentación carbonatada. El Westfaliense A está mejor diferenciado que los niveles superiores, mal definidos. La serie namuriense y westfaliense no contiene prácticamente hulla y los fósiles son bastante raros.
DINANTIENSE	Calizas viseienses cuyo techo puede ser, a veces, detrítico y pasar al Namuriense. Liditas asociadas a veces, a depósitos fosfatados y a una sedimentación manganesífera (Tournaisiense superior a Viseinse inferior) Calizas, calizas dolomíticas y dolomías del Tournaisiense inferior.
<i>Paso continuo Devónico-Dinantiense</i>	

Fig. VII.37.— Cuadro esquemático del Carbonífero de los Pirineos Españoles.

flora fósiles constituyen también obstáculos no desdeñables para el estudio de estos sedimentos.

Sin embargo es muy alentador constatar hasta qué punto, en veinte años, los esfuerzos conjugados de los geólogos españoles, holan-

deses, alemanes, belgas y franceses han hecho progresar nuestros conocimientos sobre estas formaciones carboníferas que, por su posición en el tiempo y en el espacio, constituyen la clave de toda aproximación al estudio, apasionante, de los fenómenos hercínicos.

## VII.6 BIBLIOGRAFIA

Con el fin de *disminuir* al máximo este artículo, sólo doy las *referencias esenciales, generales y bastantes recientes*. Las obras y artículos citados a continuación contienen gran número de referencias que, reunidas, permitirán al lector tener una bibliografía completa de los Pirineos e, inclusive, del conjunto del Paleozoico Pirenaico.

- BOURKE, D.— *Etude géologique de la terminaison orientale du Massif de la Maladetta et de ses abords (Province de Lérida, Pyrénées espagnoles)*. Thèse Doct. Univ. Lille, 69 pags., 21 pl. (1979). Bibliographie importante.
- BOURROUILH, R. et al.— *Essai sur l'évolution paléogéographique,*

*structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée*. 26<sup>o</sup> Congrès Géol. International, Paris. Ann. Soc. Géol. Nord, (Lille), t. XCIX, 1<sup>o</sup> fasc., pp. 159-188, (1980). Bibliographie importante.

- BOYER, F., KRYLATOV, S. et STOPPEL, D.— *Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydienes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne Noire (France, Espagne)*. Geol. Jb., ser. B., 3 fig., 6 tabl. (1974).
- CASTERAS, M.— *Les Pyrénées in Géologie de la France par DEBELMAS J.*, pp. 296-345. (1974). Importante bibliographie (avec la collaboration de RAGUIN E. pour les granites et les gneiss du socle pyrénéen). Doin éd.
- CHARLET, J.M.— *Les Massif granitique de la Maladetta (pyrénées centrales espagnoles)*. Synthèse des données géologiques. Ann. Soc. géol. Belgique, t. 102, pp. 313-223, (1979) Bibliographie importante.
- CLIN, M.— *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XIX, 444 p., 4 pl., 1 carte. (1910). Très importante bibliographie.
- CLIN, M.— *Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys*. Thèse

- d'Etat, Nancy (1959). Mém. Bur. Rech. Géol. et min., núm. 27, 379 p., 27 pl., 1 carte (1964).
- DALLONI, M.— *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XLIX, 444 p., 4 pl., 1 carte. (1910). Très importante bibliographie.
- DALLONI, M.— *Etude géologique des Pyrénées catalanes*. Ann. Fac. Sc. Marseille, t. XXVI, 373 p., 14 pl., 1 carte. (1930). Très importante bibliographie.
- DEBELMAS, J.— *Géologie de la France*. Doin éd. Paris (1974).
- DEGARDIN, J.M.— *Contribution à l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)*. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Lille, 355 p., 69 fig., 12 pl. (1977).
- HEDEBAUT, Cl.— *Etudes géologiques dans les Massifs Paléozoïques basques*. Thèse d'Etat, Lille, 263 p., 11 pl., 64 fig., (1973). Importante bibliographie.
- JULIVERT, M. et al.— *The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt*. 26<sup>o</sup> Congr. Géol. Intern. Paris, Ann. soc. Géol. Nord, Lille, t. XCIX, 1<sup>o</sup> fasc., pp. 132-158. (1980). Importante bibliographie.
- LEQUIN, M.— *Etude géologique de la haute vallée de l'Esera (Pyrénées centrales espagnoles)*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Lille, 56 p. (1982). Importante bibliographie.
- MARKS, P. et WENSINK, H.— *Conodonts and the age of the "griotte" limestones formation in the Upper Aragon Valley (Huesca, Spain)*. I. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, B. 73, núm. 3, pp. 238-275. (1970).
- MERIAUX, E. et WATERLOT, M.— *Caractères pétrographiques de houilles stéphanien des Pyrénées espagnoles*. Ann. Soc. Géol. Nord, t/LXXXIX, 3 pl., pp. 299-308. (1969).
- MEY, P.H.W.— *Geology of the upper Ribagorzana and Tor valleys central Pyrenees, Spain*. Leidse Géol. Meded., 41, pp. 229-292. (1968).
- MICHARD-VITRAC, A.; ALBAREDE, F.; DUPUIS, Ch., TAYLOR, H.P.— *The genesis of Variscan (Hercynian) Plutonic rocks: Interferences from Sr, Pb, and O* Studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees (Spain). Contribution to Mineralogy and Petrology, 72, pp. 57-72. (1980).
- MIROUSE, R.— *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiales des Pyrénées*. Thèse d'Etat, Toulouse, 1963. Mém. Expl. Carte Géol. dét. France, 451 p., 26 pl., 1 carte. (1966).
- MIROUSE, R.— Article "Pyrénées" in *France Géologique. Grands Itinéraires*. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, Ed. (1980).
- RIOS, L.M.— *El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al Carbonífero en los ríos Esera y Baliera, Provincia de Huesca*. Boletín Geológico y Minero de España, t. LXXXVIII-IV, (300-305), 6 paga. (1977).
- SOUQUET, P. et al.— *Nouvelle esquisse structurales des Pyrénées*. Travaux du Labo. de Géol. de l'Université Paul Sabatier, Toulouse. (1977).
- SOURIAU, A.— *Le manteau supérieur sous la France*. Bull. Soc. géol. France, t. XXIII, núm. 1, p. 65-81. (1981). Bibliographie importante.
- VINCHON, C.— *Contribution à l'étude pétrographique du Silurien des Pyrénées centrales espagnoles*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Lille, 86 pages. (1977).
- WATERLOT, M.— *Contribution à l'étude géologique du Carbonifère antéstéphanien des Pyrénées centrales espagnoles*. Thèse d'Etat, Lille, 380 p., 10 pl., 4 cartes. (1967). Même texte un peu réduit Mem. Inst. Geológico y Minero de España, T. LXX (1969).
- WATERLOT, M.— *Grands faits stratigraphiques et paléogéographiques du Carbonifère anté-stéphanien des Pyrénées centrales espagnoles*. Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XI, p. 502-510. (1969).
- WENSINK, H.— *Paleozoic of the Gallego and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees*. Estudios geologicos vol. XVIII, pp. 1-74. (1961).

## VIII EL CARBONIFERO DE LAS CADENAS COSTERAS CATALANAS

*Anadón, P.\* , Julivert, M.\*\* y Sáez, A.\*\*\**

\* Inst. de Geol. Jaime Almera C.S.I.C. BARCELONA

\*\* Departamento Geotectónica Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma Bellaterra (Barcelona).

\*\*\* Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica. Universidad de Barcelona. 2

## VIII EL CARBONIFERO DE LAS CADENAS COSTERAS CATALANAS

### VIII.1 GENERALIDADES

Las Cadenas Costeras Catalanas son dos alineaciones montañosas menores (Cadena Prelitoral y Cadena Costera), muy heterogéneas por lo que se refiere a su constitución y que se orientan más o menos paralelamente a la costa mediterránea. Estas cadenas están formadas tanto por materiales del zócalo paleozoico como por materiales de la cobertera-terciaria; incluso varias de las cotas más importantes de la Cadena Prelitoral corresponden geológicamente a los materiales terciarios del borde de la cuenca del Ebro. Hacia el S, las Cadenas Costeras Catalanas se relacionan con la Cordillera Ibérica. En este sector la cobertura mesozoico-terciaria presenta una estructura en pliegues que es la prolongación de las estructuras de la Cordillera Ibérica que giran para orientarse paralelamente a la costa mediterránea. Hacia el N. por el contrario, se pasa gradualmente a una tectónica de bloques y el zócalo paleozoico aflora ampliamente. Una fosa tectónica, la depresión prelitoral (La Selva, Vallés, Penedés, Camp de Tarragona), orientada NE-SW separa las dos cadenas, Costera y Prelitoral.

Una gran extensión de la parte paleozoica de las Cadenas Costeras Catalanas está ocupada por granitoides tardíos. Las principales áreas paleozoicas no graníticas son de SW a NE las siguientes: bloque del Priorat-Prades, Tibidabo, Montseny, Montnegre, Guillerics, Gavarres y una estrecha franja a lo largo de la Cadena Prelitoral, cabalgando a los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro (fig. VIII.1).

Los terrenos carboníferos afloran en diversos puntos distribuidos a lo largo de las Cadenas Costeras Catalanas, pero sólo en la parte S ocupa el Carbonífero una extensión considerable. Los afloramientos más septen-

trionales se encuentran en el Montnegre y en el Montseny. En el Montnegre, el Carbonífero forma una pequeña franja orientada E-W, desde cerca de Malgrat hasta el collado de Orsaviña.

En el Montseny, se encuentra dispuesto en dos áreas: en el área de Cánoves, formando probablemente la prolongación de la franja del Montnegre, y en una pequeña área al NE de Aiguafrega. Otro grupo de afloramientos de pequeñas dimensiones se encuentra en los alrededores de Barcelona, en los cerros al pie del Tibidabo (El Putxet, etc.), en Santa Creu d'Olorde, en Sant Bertomeu (junto a Molins de Rei), en Papiol y cerca de Gavá. Finalmente, en la parte meridional de las Cadenas Costeras Catalanas existe una importante área carbonífera que se extiende por la Sierra de Miramar, por todo alrededor de las Muntanyes de Prades y por el Priorat.

### VIII.2 LA SUCESION CARBONIFERA

La sucesión carbonífera es similar a la que se encuentra en los Pirineos Orientales y en la Montagne Noire. Su parte basal está formada por un nivel de liditas con nódulos fosfáticos, de 10 a 20 m de espesor y de edad probablemente Tournaisiense. Este nivel puede faltar en algunas localidades (Esplugas de Francolí; ASHAUER & TEICHMULLER, 1935), debido probablemente a deslizamientos submarinos, más bien que a falta de depósito. Por encima de las liditas se encuentra en algunas localidades (Montnegre), un horizonte carbonatado de 15-30 m de espesor, formado por calizas, con estructuras nodulosas en algunos casos, pero comúnmente dolomitizadas o recrystalizadas. En otras localidades (alrededo-

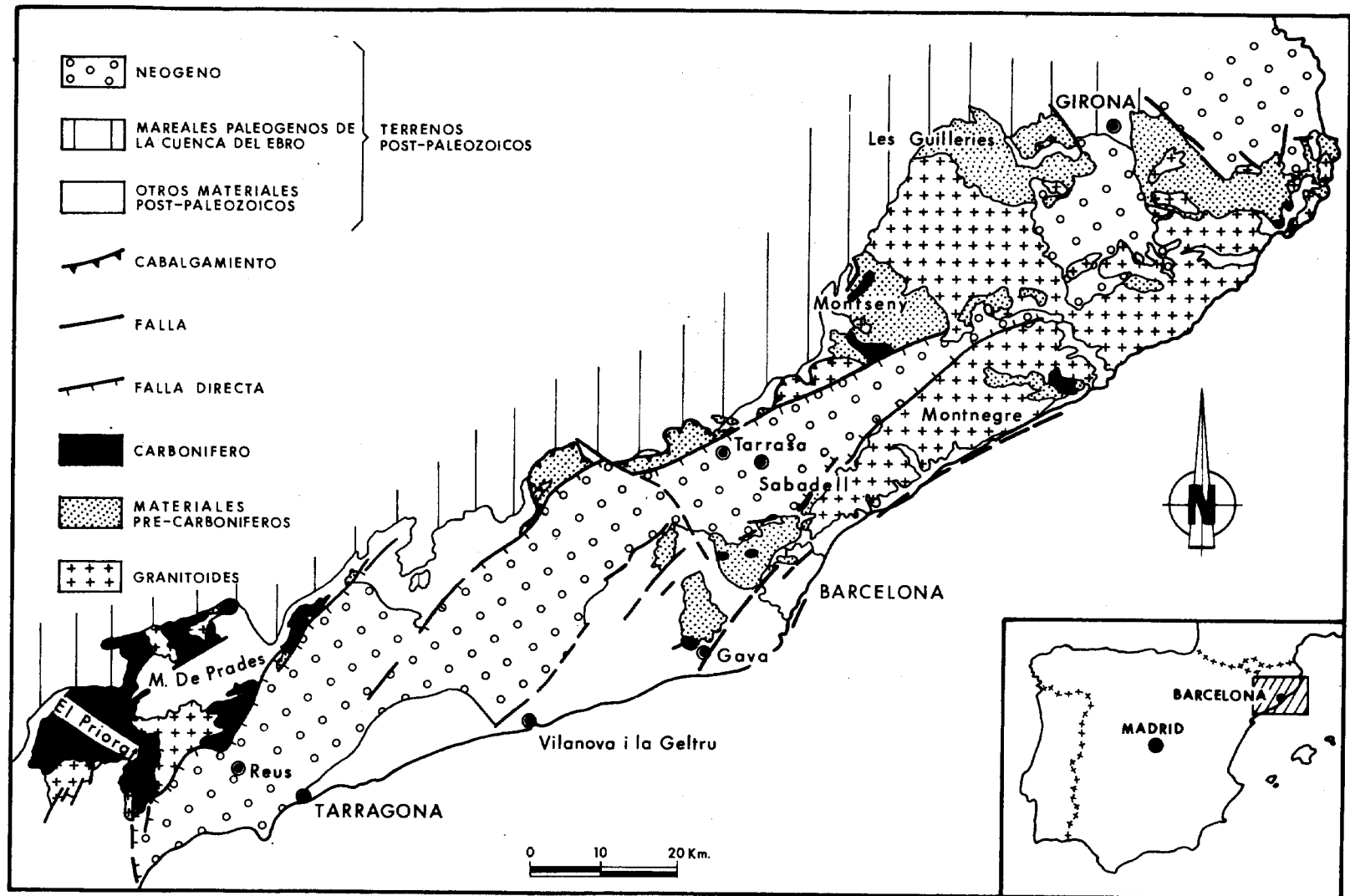


Fig. VIII.1.— Esquema geológico de las Cadenas Costeras Catalanas, con la posición de los principales afloramientos de materiales carboníferos



res de Barcelona, Montseny), por encima del nivel de liditas se encuentran 10-30 m de pizarras verdes y púrpuras, que contienen interes-tratificadas tan solo algunas capas delgadas de calizas. El nivel de calizas del Montnegre no ha proporcionado hasta ahora fauna alguna, pero en los alrededores de Barcelona y en el Montseny, las pizarras púrpuras han dado una fauna Viseense (PRUVOST, 1912; SCHRIEL, 1929) con *Dreверmania* (*D.*) *pruvosti* (R. & E. RICHTER) y en la Sierra de Miramar STATTEGER (1980) ha encontrado Conodontos de edad Tournaisiense final y Viseense inferior (zonas de *-anchoralis* y de *-typicus*) en las calizas que posiblemente corresponden al mismo nivel que las del Montnegre. Así pues, por encima del nivel de liditas se encuentra ya sea en forma de un nivel calizo-dolomítico bastante compacto, ya sea en forma de capas delgadas dentro de una serie pizarrosa.

En el Montnegre, en algunas localidades puede faltar el nivel de calizas, probablemente debida a deslizamientos o a erosión submarina; el hecho de que en las localidades en que el nivel calizo falta existan conglomerados puede hacer pensar en que faltan por erosión.

Los dos niveles descritos (de liditas y de calizas-pizarras púrpuras) representan el Tournaisiense y por lo menos parte del Viseense y su escaso espesor indica una sedimentación condensada. En contraste, por encima se encuentra una espesa sucesión con la típica facies culm (=flysch), propia de las series hercianas sintectónicas. Donde esta serie está mejor representada es en El Priorat, donde alcanza más de 2000 m de espesor. En los afloramientos de los alrededores de Barcelona solo unas pocas decenas de metros de su parte más baja se encuentran conservados y en el área del Montseny-Montnegre el espesor conservado es de unos pocos centenares de metros.

Aunque la serie culm consta esencialmente de pizarras y areniscas, los conglomerados son frecuentes en todas las localidades y en el Priorat existen varios horizontes de calizas intercalados en la mitad inferior de la serie. Los conglomerados son en general microconglomerados, pero localmente los hay también con cantos de hasta 10-20 cm de diámetro; en estos casos son frecuentes los cantos

de granito, señalados por primera vez en Malgrat (Montnegre) (FONTBOTE & JULIVERT, 1954) y hallados después en muchas más localidades tanto en el Montnegre como en la sierra de Miramar y en el Priorat (JULIVERT & MARTINEZ, 1980).

La serie culm, hasta el presente, había proporcionado como restos fósiles tan solo una reducida flora hallada cerca de su base en El Putxet, junto a Barcelona, a finales del siglo pasado (ALMERA, 1889; SAPORTA, 1891a, b), y aún en la actualidad la información paleontológica de que se dispone es escasa. Por ello su edad no puede establecerse aún con exactitud. Por su posición por encima de las capas con *Dreверmania* se atribuyó a la serie culm una edad del Viseense superior y Namuriense, y por su gran espesor ASHAUER & TEICHMULLER (1935) pensaron que en El Priorat podía alcanzar incluso el Westfaliense.

Las capas con *Dreверmania* constituyen por el momento prácticamente el único nivel que puede trazarse a lo largo de gran parte en las Cadenas Costeras Catalanas. La presencia de *Dreверmania* ha sido reconocida en el valle del Avencó al NE de Aiguafreda (J. GANDL, comunicación personal) y en Cánoves (Montseny); en Can Puig (Papiol), Vallcarca y San Bertomeu (alrededores de Barcelona), localidades donde se conoce desde ALMERA (PUBL. JUNTA CIENC. NAT. BARCELONA, 1918), con el nombre de *Phillips bitneri* (Kittl). En todas estas localidades el citado fósil procede de niveles semejantes, consistentes en pizarras más o menos calcáreas de coloraciones rojas o verdosas que alternan con capas delgadas de calizas y que en conjunto forman una sucesión poco potente (10-30 m) que se apoya sobre las liditas atribuidas al Tournaisiense.

El horizonte de *Dreверmania* no ha podido por el momento ser reconocido en el Priorat, aunque algunos trilobites de este género (determ. J. GANDL) han sido hallados en la carretera de Poboleda a la Vilella Alta, cerca del ramal a Scala Dei. Se trata de todos modos de una especie nueva, aunque afín a *D.* (*D.*) *pruvosti*. Datos más precisos pueden aportar los conodontos presentes en varios niveles de calizas que se encuentran intercalados en la parte inferior de la serie Culm del Priorat y

que están actualmente en estudio.

Los resultados preliminares (SAEZ, 1982) confirman la edad por lo menos Namuriense de gran parte de la serie Culm en el Priorat (la mejor preservada de la Cadenas Costeras Catalanas), ya que también cerca del ramal de Scala Dei se ha localizado un nivel de caliza que ha proporcionado (*Gnathodus commutatus*, *Gnathodus bilineatus bollandensis*, y *Gnathodus homopunctatus*), (Determinación de M.F. PERRET, de Toulouse). Por encima de este nivel la serie Culm alcanza unos 2000 m de espesor. Estas dataciones confirman la edad Namuriense de por lo menos parte de la serie Culm y permiten pensar en una edad Westfaliense de la parte superior, lo que coincidiría con las edades asignadas en el Macizo de Montalbán en la Cordillera Ibérica (QUARCH, 1975).

Desafortunadamente, la relación de estos niveles de caliza con respecto a la base de la sucesión no queda del todo clara. Por debajo de ellas, desde el km 12,5 hasta La Vilella Alta, donde afloran los materiales precarboníferos en el núcleo de un anticlinal, se encuentran areniscas, calizas y liditas, sin que por el momento se pueda precisar en qué medida se trata de repeticiones tectónicas o de una sucesión más o menos caótica de materiales debido a deslizamientos gravitacionales.

### VIII.3 SIGNIFICADO DE LAS FACIES CARBONIFERAS

Como se ha apreciado en el apartado anterior, la sucesión carbonífera de las Cadenas Costeras Catalanas presentan en general tres tramos sedimentológicamente bien diferenciados: un tramo basal constituido por liditas atribuidas al Tournaisiense, otro de calizas y pelitas atribuido al Viseense y un tramo superior que presenta las características detríticas de la facies Culm (tramos A, B y C en la fig. VIII.2).

Las liditas se presentan en general muy replegadas y ligadas a material volcánico (Mi-

ramar), o vulcanosedimentario (Priorato). Esto último junto con el hecho de la presencia de Radiolarios hace pensar que se trata de depósitos de un ambiente submarino pelágico, de cierta profundidad.

Las calizas son en general micríticas, con escasa fauna y con una monotonía de facies que dificulta su interpretación sedimentaria, aunque todo hace pensar que las condiciones de su depósito siguen siendo pelágicas.

La serie Culm presenta las características de los depósitos de abanico submarino con facies de diversos subambientes.

La serie general descrita anteriormente muestra notables diferencias en la zona del Priorato, donde los tramos A y B no están bien diferenciados. En dicha sucesión carbonífera, que alcanza más de 2500 m de potencia, ya desde la base, muestra unas características detríticas muy acusadas. Las liditas se presentan replegadas, en niveles estratiformes y masas entre areniscas y microconglomerados masivos o ligeramente acanalados.

Las calizas igualmente se presentan tanto como "slumps", con potencias inferiores a 3 m., intercalados en los materiales detríticos de la mitad inferior de la sucesión, como en forma de diversos niveles delgados entre las turbiditas del tramo superior. Estos niveles podrían interpretarse como depositados en zonas de pie de talud.

El tramo turbidítico superior está constituido por tres megasecuencias negativas, de unos 500 m de potencia cada una, de progradación de lóbulo de abanico submarino. Cada megasecuencia está ordenada a su vez en secuencias negativas de orden decamétrico en las que, de base a techo, aumenta la relación arena/lutita y el espesor del término arenoso de las secuencias de Bouma. En la parte inferior de las megasecuencias predominan las secuencias de Bouma de tipo Tce que caracterizan a los depósitos de lóbulo distal, mientras que en la parte superior aparecen secuencias propias del lóbulo proximal (Tbce y Tabce); la culminación, a techo de cada megasecuencia, la constituye un tramo arenoso-conglomerático, de hasta 150 m de potencia, de depósitos de canal de abanico medio (SAEZ, 1982).

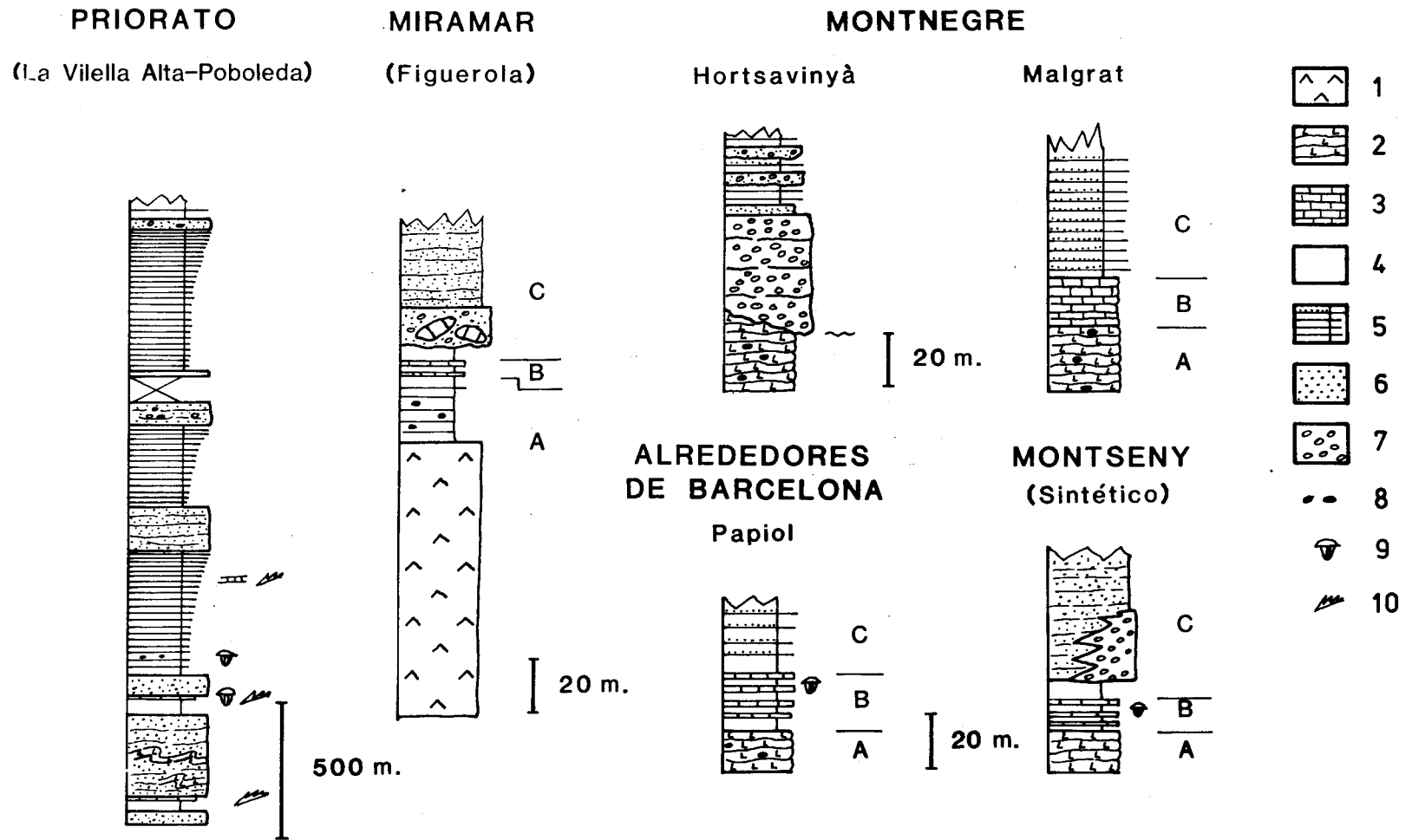


Fig. VIII.2.— Sucesiones estratigráficas esquemáticas del Carbonífero de las Cadenas Costeras Catalanas.  
 1: Nivel volcánico; 2: Liditas. 3: Calizas. 4: Pizarras. 5: Alternancia de pizarras y areniscas (turbiditas). 6: Areniscas. 7: Conglomerados. 8: Nódulos fosfatados. 9: Trilobites (Drevermania). 10: Conodontos. A: Tramo de liditas. B: Tramo de calizas y pizarras. C: Facies Culm.

#### VIII.4 BIBLIOGRAFIA

- ALMERA, J.— *Descubrimiento del Carbonífero inferior o Culm en el Putxet y Vallcarca*. Crónica Cientif., 12: 393-396. (1889).
- ASHAUER, H. & TEICHMULLER, R.— *Die variszische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens*. Abh. Ges. Wiss. Gött. math. phys. Kl., 3: 1-79. (1935).
- FONTBOTE, J.M. & JULIVERT, M.— *Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercinianos en Cataluña*. C.R. 19 Congr. Géol. Internat. (Alger), Sect. 18 (part 3): 575-591. (1954).
- JULIVERT, M. & MARTINEZ, F.J.— *The Paleozoic of the Catalan Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean)*. Newsletter (F.P. Sassi Edit.) IGCP núm. 5, 2: 124-128. (1980).
- PRUVOST, P.— *Sur l'âge des schistes puorprés de Papiol, près de Barcelone*. Ann. Soc. Géol. Nord, 61: 263-283. (1912).
- PUBL. JUNTA CIENC. NAT. BARCELONA.— *Enumeració de les espècies fòssils dels terrenys paleozoics de la província de Barcelona recollides en la preparació del Mapa Geològic de Catalunya* pel Dr. D. Jaume Almera, Dean amb la col·laboració del Dr. D.M. Faura i Sans, Pvre. An. Junta Cienc. Nat. 1918: 119-134. (1918).
- QUARCH, H.— *Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (Östliche Iberische Ketten, NE Spanien)*. Geol. Jb., 16: 3-43. (1975).
- SAEZ, A.— *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales paleozoicos de la parte central del Priorat (Tarragona)*. Univ. de Barcelona, Dpto. de Estrat. y Geol. Hist. (Tesina de Licenc., ined.): 1-86. (1982).
- SAPORTA, M. de.— *Caracterización del Culm en el Putxet y Vallcarca*. Crón. Cientif., 14: 113-114. (1981a).
- SAPORTA, M. de.— *Culm des environs de Barcelone*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 9:59-61. (1981b).
- SCHRIEL, W.— *Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirgen Ebromündung und Ampurdan*. Abh. Ges. Wiss. Gött. math. phys. Kl., 14(1): 62-141. (1929).
- STATTEGER, K.— *Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Karbon im Priorat (Katalanisches Küstengebirge, Spanien)*. Mitt. Österr. Geol. Ges., 73:153-162. (1980).

## **IX EL CARBONIFERO DE MENORCA**

*A. Obrador*

**Departamento de Estratigrafía Universidad Autónoma de Barcelona.**

## IX EL CARBONIFERO DE MENORCA

### IX.1 INTRODUCCION Y ESTRATIGRAFIA

El Carbonífero está ampliamente representado en la Isla de Menorca y muestra, desde el punto de vista litológico, dos conjuntos bien individualizados: uno inferior con claro predominio de la sedimentación autóctona y otro superior eminentemente turbidítico.

Las primeras referencias a la existencia del Paleozoico en Menorca se remontan a 1865 aunque fue HERMITE (1879) quien de-

mostró paleontológicamente su pertenencia al Devónico, citando además la posible presencia del Carbonífero. Desde entonces nuevos hallazgos han permitido precisar la edad de este Paleozoico siendo BOURROUILH (1973) el primer autor que presenta una reconstrucción estratigráfica y sedimentológica de estos materiales diferenciando los dos conjuntos antes mencionados y separando cartográficamente el Devónico del Carbonífero. (Fig. IX-1).

El Carbonífero basal caracterizado por

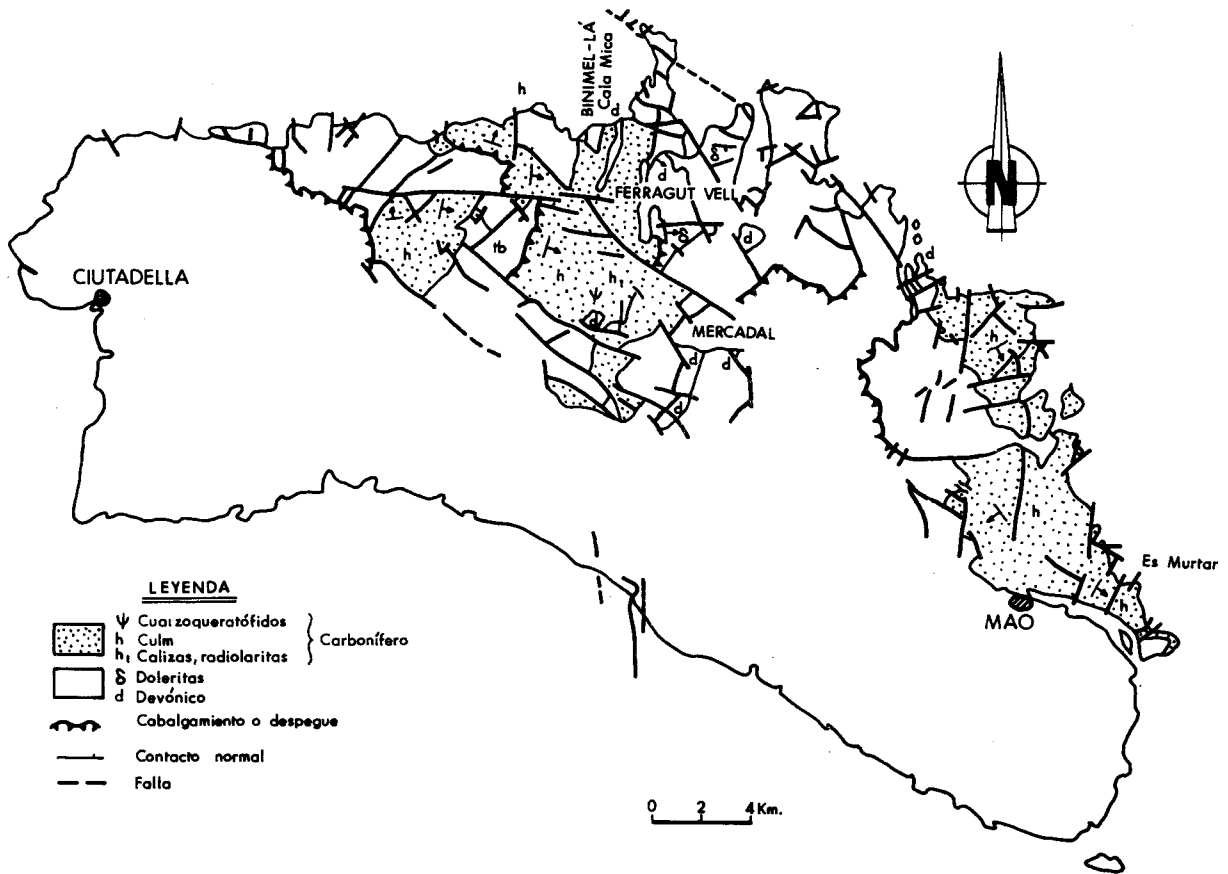


Fig. IX.1.— Mapa de situación de los afloramientos paleozoicos de Menorca, según BOURROUILH (1973) simplificado.

una sedimentación autóctona aflora únicamente en la zona central de la Isla siendo los cortes más representativos los existentes en la zona de la costa entre cala Mica y S'Escull d'es Francés (Binimel-lá). En el interior otro corte interesante es el de Ferragut Vell (HOLLISTER, 1934).

En todos estos cortes la base del Carbonífero está constituida por una colada fangosa que fue interpretada por SCHINDEWOLF (1951) como una tillita glacial y posteriormente reinterpretada por GOMEZ DE LLARENA (1956) como un sedimento turbidítico.

La edad de la misma es algo imprecisa ya que los fósiles que contiene (Corales, Braquiópodos, Trilobites, Crinoides, Conodontos etc.) son retrabajados siendo atribuida por BOURROUILH (1973) al Devónico superior (Frasniense o ligeramente posterior).

En algunos puntos los niveles más altos del Devónico y la serie de tránsito devónico-carbonífera se asocian a rocas eruptivas básicas (espilitas y doleritas) (Fig. IX-2). Es debido a ello y al hecho de que el contacto Devónico-Carbonífero aparezca casi siempre tectonizado que BOURROUILH (1973) plantea la posibilidad de la existencia de una posible laguna estratigráfica entre ambos. En nuestra opinión tal laguna no existe a pesar de las notables diferencias entre los sedimentos turbidíticos devónicos y los carboníferos (BOURROUILH, 1973, STATTEGGER, 1979, BUCHROITHNER et al. 1980, LLOMPART et al. 1979-80).

De hecho los sedimentos atribuidos al Carbonífero basal están constituidos por radiolaritas, pelitas carbonosas negras, nódulos fosfatados asociados tanto a las radiolaritas como a las pelitas carbonosas, calizas micríticas y pelitas rojas. En conjunto representan un tramo litológico eminentemente no detrítico que abarca hasta el Viseense superior. Este carácter habla en favor de la existencia de importantes cambios paleogeográficos en la cuenca que alcanza en este momento su máxima profundidad y alejamiento de las zonas emergidas colindantes.

Los niveles superiores, facies Culm, corresponden a sedimentos turbidíticos íntimamente relacionados con cañones submarinos y

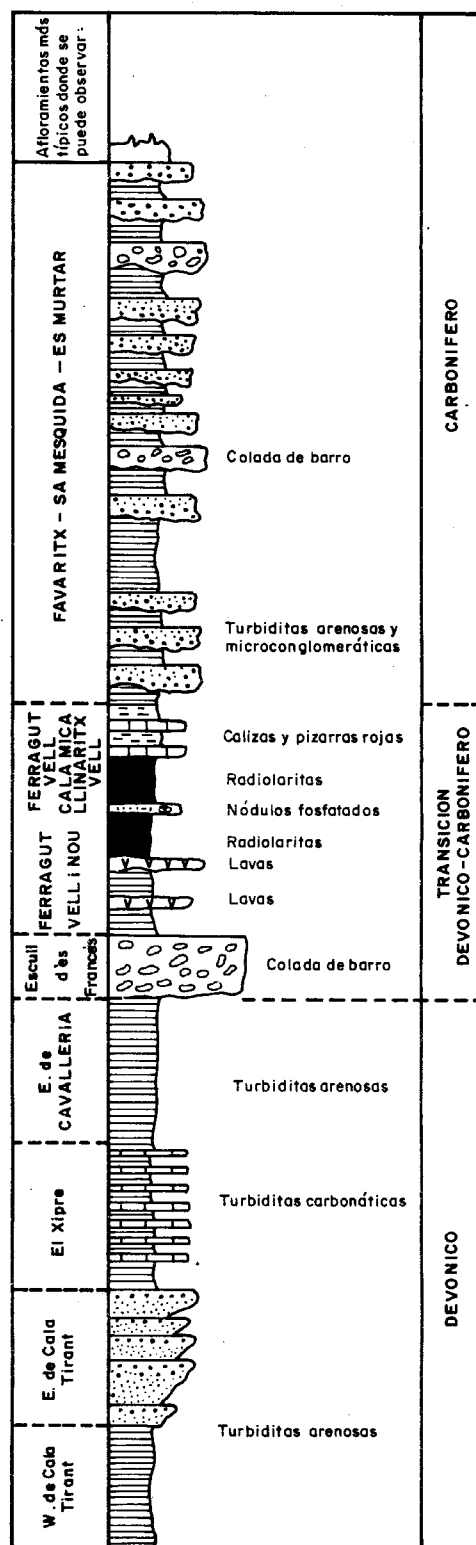


Fig. IX.2.— Serie sintética del Paleozoico menorquín, según LLOMPART et al. (1979-80).

sus áreas de sedimentación adyacentes (OBRADOR et al. 1978) que, en algunas zonas y de manera especial en los niveles inferiores están íntimamente relacionados con una sedimentación calcárea considerada autóctona (BOURROUILH, 1973). Se trata de niveles continuos o lenticulares que se intercalan con las facies turbidíticas más distales (con relación a los depósitos de abanico submarino profundo) constituidas por una alternancia de pelitas bioturbadas y no bioturbadas con débiles intercalaciones de areniscas de grano fino.

Un dato interesante a señalar es que los niveles conglomeráticos existentes en esta serie y atribuidos a depósitos de flujos gravitativos contienen junto a cantos calcáreos con faunas retrabajadas del Devónico superior (presentes también en los conglomerados resedimentados de esta edad —BOURROUILH, 1973, BUCHROITHNER et al. 1980), cantos de rocas eruptivas, metamórficas y graníticas que para BOURROUILH (1973) deben constituir el zócalo de Menorca de edad pre-Loekoviense. Estas diferencias y la existente entre las asociaciones de minerales pesados que presentan las areniscas del Devónico y las del Carbonífero sugieren un área fuente diferente en cuanto a composición y/o situación. Paralelamente mientras la mayoría de autores aceptan que las turbiditas devónicas proceden de una plataforma carbonatada situada al Sur (BOURROUILH, 1973) los datos acerca de las paleocorrientes de los sedimentos carboníferos son más ambiguos, o al menos no han sido integrados en el análisis conjunto de la cuenca

paleozoica (ROSELL et al., 1969, BOURROUILH et al., 1980). Así BOURROUILH (1973) señala la existencia en las grauwacas d'Es Murtar de *flute cast* de dirección N-S con un sentido de desplazamiento hacia el S y la procedencia del E de los niveles conglomeráticos de la Punta Negra (Ses Carotes) de esta misma localidad, sin dar a estos hechos una mayor importancia. Igual conclusión se desprende del trabajo de OBRADOR et al., (1978) al señalar que gran parte de los materiales carboníferos pertenecen a un sistema distributivo de un abanico submarino que progradó en general hacia el SW. Recientemente el estudio de la composición y área fuente de las areniscas y grauwacas del Devónico y del Carbonífero de Menorca realizado por HENNINGSSEN (1982) ha puesto de manifiesto que las zonas de procedencia se situaban al N y no al S como generalmente se había admitido.

Por último queremos señalar que los poco frecuentes restos fósiles localizados en las facies Culm de Menorca, ya sea "in situ" ya retrabajados indican que esta facies se desarrolla desde el Viseense superior hasta el Namuriense B como mínimo, alcanzando espesores superiores a los mil metros.

La emersión de la serie paleozoica de Menorca debe realizarse en el Namuriense superior-Pérmico inferior y provoca la inyección de cuarzo-queratófiros apoyando la idea de la existencia de un zócalo rígido próximo a la superficie (BOURROUILH, 1973).

## IX.2 BIBLIOGRAFIA

- BOURROUILH, H.— *Stratigraphie sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears)*. Paris, 2 vols., 822 pp., 196 figs., 95 láms., 6 láms. f.t., 2 map. geol., 2 lám. cart. f.t., 2 map. top. f.t. (1973).
- BOURROUILH, R.; COCOZZA, T.; DEMANGE, M.; DURAND-DELGA, M.; GUERARD, S.; GITARD, G.; JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J.; MASSA, D.; MIROUSE, R. & ORSINI, J.B.— *Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de France et de l'Ouest de la Méditerranée*. Coll. C 6. Géologie de l'Europe, 26 Congr. Geol. Intern. Paris, pp. 159-188. Paris. (1980).
- BUCHROITHNER, M.F.; FLUGEL, E.; FLUGEL, H.W. & STATTEGGER, K.— *Die Devongerölle des paläozoischen Flysch von Menorca und ihre paläogeographische Bedeutung*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159, pp. 172-224. Stuttgart. (1980).
- GOMEZ DE LLARENA, J.— *Observaciones geológicas en el Flysch cretácico-nummulítico de Guipuzcoa*. T. II. Monografías del Instituto "Lucas Mallada" de Investigaciones Geológicas. Núm. 15. Madrid. (véase "La brecha del Escallo del Francés en el Devónico de Menorca", pp. 26-30). (1956).
- HENNINGSSEN, D.— *Zusammensetzung und Herkunft der sandigen Gesteine des Devons und Karbons von Menorca (Balearen, Mittelmeer)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 12, pp. 736-746, Stuttgart. (1982).
- HERMITE, H.— *Etudes Géologiques sur les îles Balears. Première partie: Majorque et Minorque*. Paris, 362 pp., 60 figs., 5 láms. (1879).
- HOLLISTER, J.S.— *Die Stellung der Balearen im variscischen und alpinen Orogen*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl. III, Heft. 10, pp. 124-154, 16 figs., 2 láms. Berlin. (1934).
- LLOMPART, C.; OBRADOR, A. & ROSELL, J.— *Geología de Menorca*. En *Enciclopedia de Menorca*. T. 1, pp. 1-83. Obra Cultural Balear de Menorca. Ciutadella. (1979-80).
- OBRADOR, A.; ESTRADA, R. & ROSELL, J.— *Facies de abanico submarino en el Paleozoico de la isla de Menorca*. Estudios geol., 34, pp. 133-138, Madrid. (1978).



ROSELL, J.; OBRADOR, A. & MERCADAL, B.— *Sobre la presencia de flysch en los sedimentos paleozoicos de la isla de Menorca*. Acta Geol. Hispanica. T. IV, núm. 1, pp. 1-4. Barcelona. (1969).

SCHINDEWOLF, O.H.— *Glaziale Erscheinungen im Oberdevon von*

*Menorca*. Akad. Wiss. Lit. Abh., Math.-Nat. Kl., 1, pp. 7-21. Mainz. (1951).

STATTEGGER, K.— *Schwermineraluntersuchungen im Devon und Karbon von Menorca (Spanien)*. Mitt. österr. geol. Ges., 70, pp. 43-48. Wien. (1979).

**X EL CARBONIFERO DE LAS CORDILLERAS BETICAS**

*Hans-Georg Herbig*

Institut für Paläntologie. UNIVERSITÄT ERLANGEN-NÜRNBERG

## X EL CARBONIFERO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

### X.1 INTRODUCCION

Las rocas paleozoicas solamente se encuentran en las zonas internas del Orógeno Bético y distribuidas en todas sus unidades tectónicas: de base a techo, Nevado-Filábrides, Alpujárrides y Maláguides. Solamente el Maláguide comprende estratos con escaso metamorfismo de epizona a carencia de metamorfismo, y cuya edad se atribuye al Ordovícico?, Silúrico-Carbonífero y al Permotriásico. Los estratos paleozoicos están caracterizados por una extraordinaria escasez de fósiles, uniformidad petrográfica y por una intensa tectónica de fragmentación e imbricación. Los sedimentos son depósitos típicos de cuenca profunda o de talud continental, muchas veces presentan caracteres de flysch.

Hasta ahora las rocas del Devónico y Car-

bonífero no habían sido diferenciadas; el término "Devónico-Dinantiense" había sido usado para describir la sucesión de argilitas-grauwackas. Por tanto la distribución geográfica del Carbonífero s.s. no es conocida. La Fig. X.1, muestra la distribución de las rocas del Paleozoico no metamórfico y Permotriásico.

Los mayores afloramientos Paleozoicos se encuentran en la provincia de Málaga. Las cubetas terciarias de Granada, Guadix y Baza interrumpen la alineación a lo largo del límite Norte de la zona interna: Sedimentos paleozoicos aparecen en la zona de Cogollos-Vega al NE de Granada y en el corredor de Vélez Rubio al Oeste de Lorca (BLUMENTHAL, 1933). Hacia el E, sólo se conocen rocas permotriásicas y triásicas de la unidad Maláguide, que llegan hasta la Sierra Espuña (FALLOT, 1929; PAQUET, 1962a, 1962b). Además se

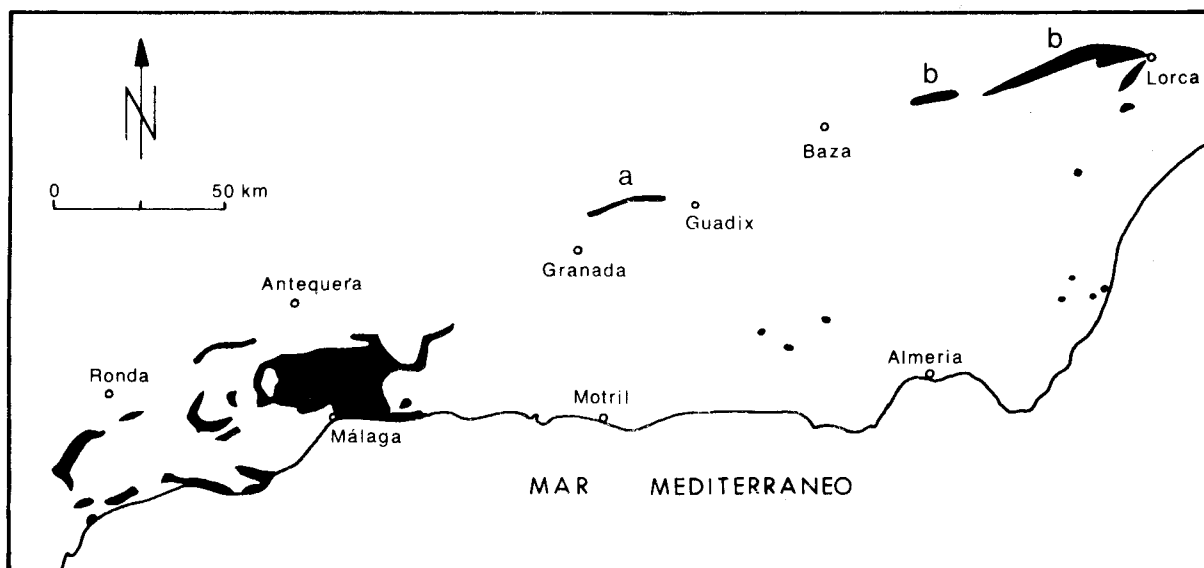


Fig. X.1.— Distribución de las rocas no metamórficas de la unidad maláguide. Se omiten los afloramientos permotriásicos del noroeste de Lorca en la Sierra de la Tercia y en la Sierra Espuña. a: zona de Cogollos Vega. b: Corredor de Vélez-Rubio.

conocen pequeños afloramientos aislados, al Sur de Sierra Nevada (BODENHAUSEN et al., 1967; DURAND DELGA, 1968; JACQUIN, 1968) y en las sierras costeras entre Almería al Sur y Mazarrón al NE (BOOY & EGELER, 1961; EGELER & BOOY, 1962).

## X.2 TRABAJOS PREVIOS Y CONOCIMIENTO ACTUAL

La estratigrafía del Carbonífero Maláguide es de poco conocida. ALVAREZ DE LIÑERA (1851) fue el primero en señalar la presencia de rocas paleozoicas en la provincia de Málaga, seguido entre otros por MACPHERSON (1874), MICHEL-LEVY & BERGERON (1889) y DE ORUETA (1917). La mayor contribución al conocimiento de la estratigrafía y tectónica del Paleozoico Maláguide fue hecha por BLUMENTHAL (1927-1950).

Basado en unos restos mal conservados de *Calamites* o *Asterocalamites*, BLUMENTHAL (1927, 1930) reconoció la existencia de un Devónico superior-Carbonífero inferior en facies Culm. MICHELAU (1943) confirmó la existencia del Carbonífero inferior por medio de fósiles. Encontró, *Spirifer* cf. *duplicostata*, *Linoproductus* sp. y el ichnogénero *Dictyodora liebeana* dentro de una sucesión argilolítico-grauwáckica. En el "Conglomerado Poligénico" suprayacente se han encontrado corales resedimentados del Viseense (*Carcinophyllum* sp., *Dibunophyllum* sp. y algunos Clisiophyllidae no determinables); fue datado como post-Viseense. El goniatites *Homoceratoides kitchini* BISAT encontrado en una alternancia de argilolitas y grauwackas situada al Este de la Cordillera Bética señala una edad de Carbonífero medio (NAVARRO & TRIGUEROS, 1960, 1963b).

El Oeste de la Cordillera Bética fue estudiado en detalle por KOCKEL (1958, 1959), KOCKEL & STOPPEL (1962), MOLLAT (1968) y BUNTFUSS (1970). MAUTHE (1971) da un resumen de los resultados y una información adicional se da por MON (1971). La mejor referencia de la zona de Cogollos-Vega es de GARCIA-DUEÑAS & NAVARRO-VILA (1976) y NAVARRO-VILA (1976). El

Este de la Cordillera Bética, especialmente el corredor de Vélez Rubio, fue estudiado por MAC GILLAVRY et al. (1960), MAC GILLAVRY & GEEL (1962) y ROEP & MAC GILLAVRY (1962); de especial interés son los artículos de RONDEEL (1965), SOEDIONO (1971) y GEEL (1973).

El desarrollo geológico del Paleozoico y, especialmente del Carbonífero de la Cordillera Bética puede resumirse como sigue; el espesor de los sedimentos es impreciso debido a la fuerte tectonización (MAUTHE, 1971).

La base del Paleozoico no metamórfico son las "calizas alabeadas", 200-500 m de espesor que están en concordancia sobre filitas y pizarras filíticas. Son lajeadas, tableadas, azul oscuras a negruzcas, sin fósiles con bastante cantidad de cuarzo detrítico y feldespato. Están intercaladas con argilolitas filíticas, argilolitas arenosas y grauwackas calcáreas con características de flysch (GEEL, 1973). Algunos autores creen, que las calizas pasan lateral y verticalmente a grauwackas, con sólo algunas capas de calizas intercaladas. FONDEEL (1965, p. 46) y GEEL (1973, p. 30) interpretan las "calizas alabeadas" como grauwackas carbonatizadas. Dentro de la serie de "calizas alabeadas" se encuentran lentejones de calizas de diferentes petrofacies, interpretadas como olistolitos (KOCKEL & STOPPEL, 1962, p. 151; MOLLAT, 1968, p. 479; véase también descripciones dadas por BLUMENTHAL, 1930, p. 70-71).

La base de las "calizas alabeadas" se asocia al Silúrico inferior, debido a una faunula de graptolites encontrada en la parte superior de las argilolitas filíticas infrayacentes en el Rif de Marruecos (AGARD et al., 1958). El límite estratigráfico superior de esta serie estéril es un punto de controversia. Faunas de conodontos procedentes de los lentejones calcáreos alóctonos indican una edad Wenlockiense superior a Eifeliense (KOCKEL, 1958, 1959). BLUMENTHAL (1949, p. 42) descubrió restos indeterminables de plantas, próximas a las capas calizas más altas y sugirió una edad Devónico medio o superior. KORNPROBST (1974) estableció una edad Fameniense para unas calizas con conodontos cuya situación estratigráfica y tectónica no está suficientemente conocida. GEEL (1973) interpretó las

series calcáreas de las "calizas alabeadas" y las series suprayacentes de argilolitas y grauwackas como isocronas conectadas por un cambio lateral de facies. Atribuyó una edad Fameense superior-Viseense.

Al menos en el Oeste de las Cordilleras Béticas esta sugerencia es refutable: las series de argilolitas y grauwackas empiezan con un horizonte de lidita en su base; (este horizonte de 5 a 15 m de espesor está siempre situado algunos metros por encima de las últimas capas de las "calizas alabeadas") La lidita de estratificación regular y de plegamiento intensivo podía haber actuado como capa lubricante causando movimientos laterales de cizalla en los estratos suprayacentes (MON, 1971, p. 27). Un horizonte semejante de lidita se conoce en todos los otros fragmentos del bloque de Alborán (Rif, Macizo de Chenoua, Pequeña y Gran Kabylia, Menorca). Este nivel se considera la base del Carbonífero (BOURROUILH, 1973; BOURROUILH & GORSLINE, 1979). En las Cordilleras Béticas, MOLLAT (1968, p. 481) cita una fauna de conodontos de edad Viseense inferior dentro de un estrato calizo situado sobre el horizonte de lidita (véase Fig. X.2, colum. 4). KOCKEL & STOPPEL (1962) también encontraron conodontos del Carbonífero inferior en calizas semejantes (véase Fig. X.2, colum. 5).

Normalmente el horizonte de lidita está directamente recubierto por grauwackas y argilolitas de unos 200 m de espesor. En los alrededores de Almogía, NO de Málaga, KOCKEL & STOPPEL (1962) y MON (1971) subdividen esta secuencia en dos partes: en la parte inferior, llamada "grauwackas de Retamares", de 40 a 60 m de espesor, predominan las grauwackas y numerosas intercalaciones de conglomerados y microconglomerados. Estos conglomerados corresponden al "Gesprengelte Konglomerate" de BLUMENTHAL (1930). GEEL (1973) creó el nombre "Miembro de los Conglomerados Polimícticos". La parte superior, tiene 150 m de espesor, es una típica secuencia de argilolitas que por meteorización dan color verde oliva típica, y que contienen solamente algunas capas de grauwackas. Localmente las grauwackas presentan secuencias de Bouma y marcas de corriente (GEEL, 1973, p. 25).

De especial interés son los lentejones calizos parcialmente embutidos disarmónicamente dentro de las argilolitas y grauwackas; parecen estar restringidos a las "Grauwackas de Retamares", interpretándose como olistolitos (MAUTHE, 1971, p. 8; BOURGOIS, 1978, p. 263; véanse las descripciones de BLUMENTHAL, 1930, p. 70-71). Los lentejones calizos han sido datados por conodontos como de edad Gedinense hasta Dasbergense (do V) (KOCKEL & STOPPEL, 1962). Los escasos cantos de calizas del "Miembro de los Conglomerados Polimícticos" (de acuerdo con su microfacies en su mayor parte pelágica de carbonatos de aguas profundas) presentan conodontos del Givetiense-Viseense inferior (cu III alpha/beta) (GEEL, 1973; BUCHROITHNER et al., 1980). El "Conglomerado Polimíctico" y la sucesión suprayacente de argilolitas-grauwackas, por eso, se depositaron en tiempos post-Viseense inferior.

Yacente sobre la serie de grauwackas y argilolitas sigue el "Conglomerado Poligénico" (BLUMENTHAL, 1930) (sinónimo: Conglomerado (poligénico) de Marbella, BLUMENTHAL, 1949; Miembro de los Conglomerados de Marbella, GEEL, 1973). El espesor de esta unidad alcanza 100 m; los afloramientos forman lentejones discontinuos. El sedimento corresponde a un típico depósito de "debris flow" (BOURROUILH, en BOURGOIS et al., 1970; ROEP, 1974; DIDON & GARCIA-DUEÑAS, 1976; investigaciones propias). Consistente en un barro que soporta granos. Los componentes polimícticos representan un espectro completo de tamaño de grano incluyendo una matriz arenosa y cantos de considerables dimensiones. Cantos de rocas ígneas y metamórficas bien redondeados, alcanzan tamaños superiores a los 30 cm de diámetro. Bloques calizos no redondeados, presentan tamaños superiores a unos metros cúbicos, en algunos afloramientos. GEEL (1973, p. 27), incluso, menciona bloques superiores a 20 m. Estas calizas provienen de ambientes de agua someras muy diferentes a estos, conteniendo muchas algas calcáreas, foraminíferos y corales. Los conodontos son escasos (BUCHOITHNER et al., 1980; HERBIG & MAMET, en presa). Las calizas tienen una edad comprendida entre el Viseense supe-

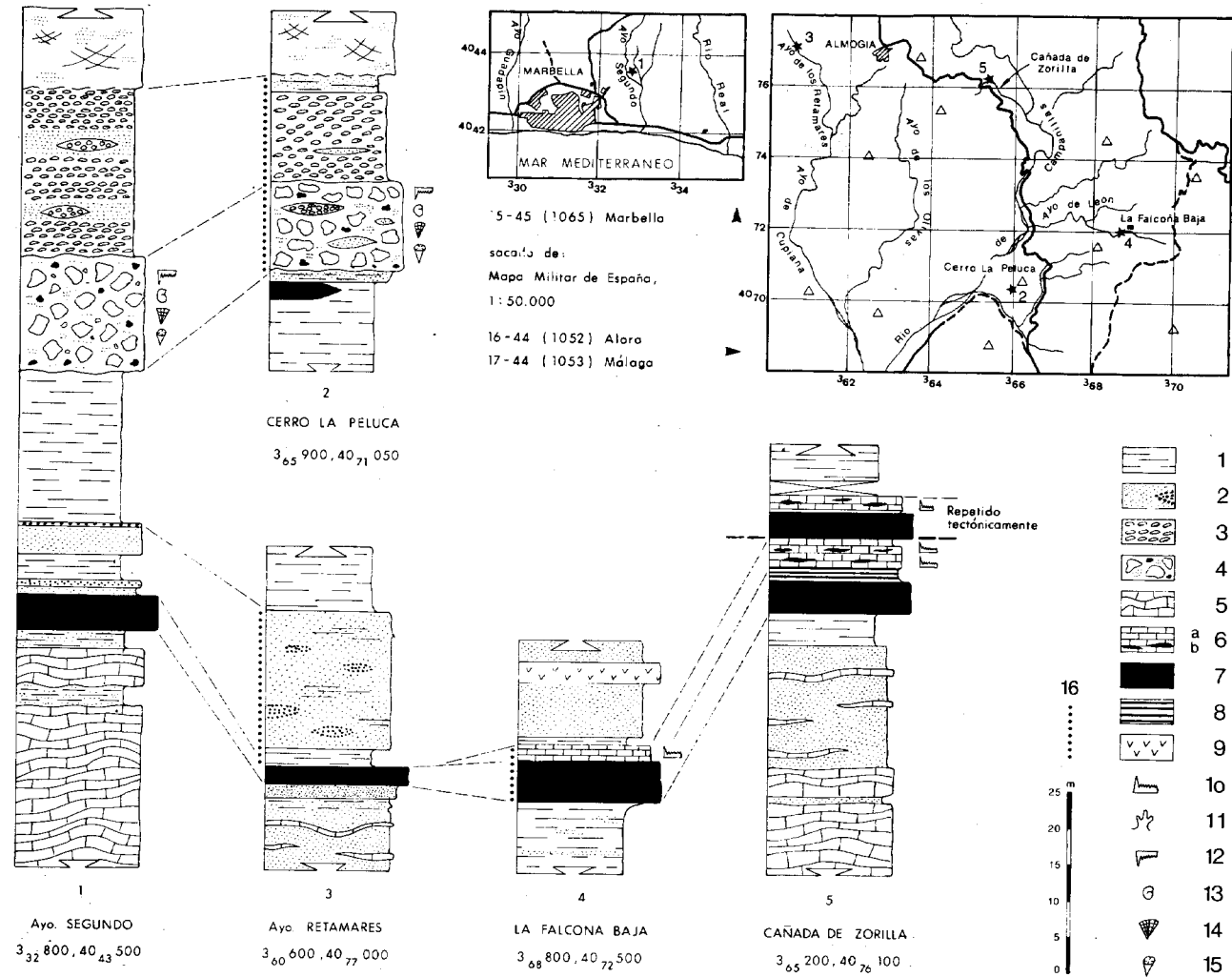


Fig. X.2.— Columnas del Paleozoico no metamórfico de los Maláguides. Columna 2 modificada según BLUMENTHAL (1928), columnas 3 y 5 modificadas según KOCKEL y STOPPEL (1962). La localización de las columnas está indicada por coordenadas UTM.

Leyenda: 1: argilolitas y limolitas; 2: grauwackas, conglomerados intercalados; 3: conglomerados polimícticos y sedimentos de "debris flow" sin componentes calizos; 4: sedimentos gruesos de "debris flow" con abundantes componentes calizos; 5: calizas del tipo "calizas alabeadas"; 6: calizas pelágicas, a: sin sílex, b: con nódulos y capas de sílex; 7: liditas; 8: argilolitas silíceas; 9: sill gabroide; 10: conodontos; 11: *Dictyodora liebeana*; 12: conodontos resedimentados; 13: foraminíferos resedimentados; 14: algas resedimentadas; 15: corales resedimentados; 16: columnas de tipo como se indica en el texto (X.3.2).

rior y Bashkiriense inferior (MICHELAU, 1943; BLUMENTHAL, 1949; AZEMA, 1961; BOULIN & LYS, 1968, GEEL, 1973; BUCHROITHNER et al., 1980). Por tanto la deposición de los Conglomerados de Marbella tuvo lugar en tiempo post-Bashkiriense inferior.

Una discordancia en la base de los Conglomerados de Marbella es un tema de discusión: MICHELAU (1943) señaló una discordancia angular al Sur de Almogía, MON (1971), sin embargo, no mencionó ninguna discordancia en la misma región, MOLLAT (1968) postuló una discordancia en los alrededores de Marbella. Estas observaciones son debidas probablemente a características sedimentológicas de los "debris flows" (canales en las argilolitas infracentes), más bien que a acontecimientos tectónicos. BOURGOIS (1978) describió los Conglomerados de Marbella yaciendo en discordancia sobre las "calizas alabeadas" al Sur de Ardales. Esto probablemente es de origen tectónico, especialmente porque el contacto en dirección Norte-Sur no está claramente visible: KOCKEL (1963) indicó varias grandes fallas de la misma dirección en este área. (¿Estructura de graben terciario? en Carratraca-Ardales). En el Oeste de la Serranía de Ronda FELDER (1978) observó la ausencia de esquistosidad y de minerales metamórficos en el Conglomerado de Marbella, en comparación con las argilolitas y las grauwackas infracentes. El postuló, que los movimientos principales hercínicos ocurrieron antes de la deposición del conglomerado. Pero es posible que debido a la mayor competencia de estos sedimentos enmascaren el desarrollo de tales características.

En el techo del Conglomerado de Marbella, localmente, algunas argilolitas y grauwackas (BLUMENTHAL, 1928; MICHELAU, 1943; AZEMA, 1961), se encuentran seguidas inmediatamente por las capas rojas del Permotriásico. La edad de las capas rojas de conglomerados, areniscas y limonitas es poco conocida. El único fósil conocido de las Cordilleras Béticas es *Voltzia heterophylla* BRONG., datando el Anisiense superior (MICHELAU, 1943). En el Rif, MILLIARD (1959) descubrió *Lebachia (Walchia) piniformis* SCHLOTH., sugiriendo una edad Pérmica. BOURROUILH (1973) señaló Pérmico superior

para unas esporas procedentes de Menorca.

La secuencia Permotriásica en la Provincia de Málaga se presenta despegada de su substrato Paleozoico y transportada al Norte (AZEMA, 1961; BOULIN, 1970; MON, 1971). En el Este de las Cordilleras Béticas, están ampliamente representadas las unidades tectónicas del Maláguide de edad Permotriásico-Mesozoico, totalmente despegada de su substrato Paleozoico (e.g. corredor de Vélez Rubio: ROEP & MAC GILLAVRY, 1962; Sierra de Espuña: PAQUET, 1962a, b).

### X.3 ESTRATIGRAFIA

#### X.3.1 ESTRATIGRAFIA LOCAL

La estratigrafía del Paleozoico no metamórfico del Maláguide queda reflejada con cierto detalle en la Fig. X.2. De especial interés es la columna núm. 1 que comprende una secuencia completa que se inicia con las "calizas alabeadas" hasta el Permotriás. El contacto con el Permotriás no es visible.

Todas las columnas incluyen un horizonte de lidita de espesor y litología semejante. Las muestras presentan solamente radiolarios recristalizados e indeterminables. En todas las columnas, algunos metros bajo las liditas, la primera capa de caliza detrítica de las "calizas alabeadas" se encuentra intercalada entre argilolitas y grauwackas. Por tanto la lidita puede usarse como horizonte guía en las columnas del Paleozoico.

En las columnas núms. 4 y 5 calizas gris claro, finalmente bandeadas con unas argilolitas delgadas se sitúan sobre las liditas. Las calizas desaparecen lateralmente. En las calizas tectónicamente deformadas de la columna núm. 5, se encuentran intercalados nuevos niveles y lentejones de sílex. Las micritas homogéneas, con radiolarios, presentan formas de fuerte disolución y algunas veces apariencia nodular. Son calizas típicas pelágicas. Dos muestras con conodontos de la columna núm. 4 dan *Doliognathus dubius*, *Paragnathodus commutatus*, *G. homopunctatus*, *G. cuneiformis*, *G. delicatus*, *G. semiglaber*, *G. typicus*, *Polygnathus communis communis* y un ejemplar resedimentado de *Palmatolepis*. Esta

fauna es típica desde la parte inferior de la zona de *anchoralis-latus* a la parte superior de la zona de *typicus* (LANE et al., 1980). *G. commutatus* y *G. homopunctatus* se conocen desde la base de la zona de *anchoralis-latus* en los Pirineos (BUCHROITHNER, 1979). Por tanto el horizonte puede ser atribuido a la zona de *anchoralis-latus*. Cinco muestras de conodontos de la columna núm. 5 dan *Dollymae bouckaerti*, *Gnathodus cuneiformis?*, *G. delicatus*, *G. punctatus*, *G. typicus*, *Paragnathodus cf. commutatus*, *Protognathodus praedelicatus* y algunas especies resedimentadas de *Icriodus*, *Palmatolepis* y *Polygnathus*. Por la presencia de *Dollymae bouckaerti*, esta fauna parece representar la zona Superior de *typicus* (LANE et al., 1980). Sin embargo en el Oeste de los Pirineos, PERRET (1977) encontró *Dollymae bouckaerti*, junto con *Doliognathus latus* y *Scaeliognathus anchoralis* en la zona de *anchoralis-latus*.

En resumen, las calizas a techo de las liditas, se las considera como pertenecientes a la ¿parte superior? de la zona de *typicus* e inferior de la de *anchoralis-latus*, i.e. parte superior del Tournaisiense (Tn 3c).

Al Este de la Cordillera Bética, GEEL (1973) descubrió un horizonte semejante de micritas finamente bandeadas suprayacentes a las liditas y grauwackas sobre ellas. Esta "lengua más reciente del Miembro Calizas con Conodontos" presenta conodontos de edad Viseense inferior-superior. BOURROUILH (1973) describió columnas semejantes en Menorca. Típicas calizas pelágicas, suprayacentes a las liditas, dan conodontos del Viseense medio/Namuriense inferior; otra serie suprayacente de calizas peláticas contiene foraminíferos Viseenses (V 3b).

### X.3.2 SINTESIS ESTRATIGRAFICA

En conclusión, la siguiente serie estratigráfica puede establecerse para el Paleozoico no metamórfico de la Cordillera Bética (Fig. X.3).

1. Las series de las "calizas alabeadas" abarcan del Silúrico inferior al Fameniense. Su base corresponde a las primeras capas calizas,

que yacen sobre las argilolitas filíticas. Su techo está situado bajo el horizonte de lidita. Contiene olistolitos calcáreos con conodontos de edad Wenlockiense a Eifeliense. MICHELAU (1943) y MON (1971) propusieron el nombre formal de *Formación Santi Petri*. El nombre deriva del anticlinal de Santi Petri, extrañamente N-S entre Alora y Almogía. Una columna tipo, no está definida hasta ahora.

2. Como en los otros fragmentos del bloque de Alborán, un horizonte de lidita señala la base del Carbonífero. Representa la mayor parte del Tournaisiense. En la parte superior se desarrollan localmente delgadas capas de calizas pelágicas de la parte inferior de la zona de *anchoralis-latus*. El nombre formal de *Formación la Falcoña* se ha propuesto para este importante horizonte guía, compuesto de liditas y localmente calizas. La columna núm. 4 (Fig. X.2) está dibujada como columna tipo. El nombre proviene de la proximidad al Cortijo de la Falcoña Baja.

3. Al techo de la Formación Falcoña sigue una secuencia de variable espesor, de argilolitas y grauwackas. Contiene olistolitos de calizas con conodontos de edad Gedinniense a Dasbergiense. La secuencia de argilolitas y grauwackas comprende desde la base del Viseense hasta el post-Bashkiriense inferior. Debido a su típica apariencia en los alrededores de Almogía fue propuesto por MON (1971) el nombre formal de *Formación Almogía*. Debido a la fuerte fragmentación tectónica es difícil definir una columna tipo, pero se distinguen los límites superior e inferior. La secuencia empieza al techo de las liditas o calizas de la Formación Falcoña y termina bajo las rocas psefíticas de la Formación Marbella o bajo las capas rojas del Permotriásico. La Formación Almogía puede localmente dividirse en dos miembros.

3a. Directamente sobre la Formación Falcoña sigue una sucesión predominantemente de grauwackas con conglomerados intercalados. Su base coincide con la de la Formación Almogía, su límite superior está definido por las últimas capas masivas de grauwackas justo antes del inicio de una sedimen-



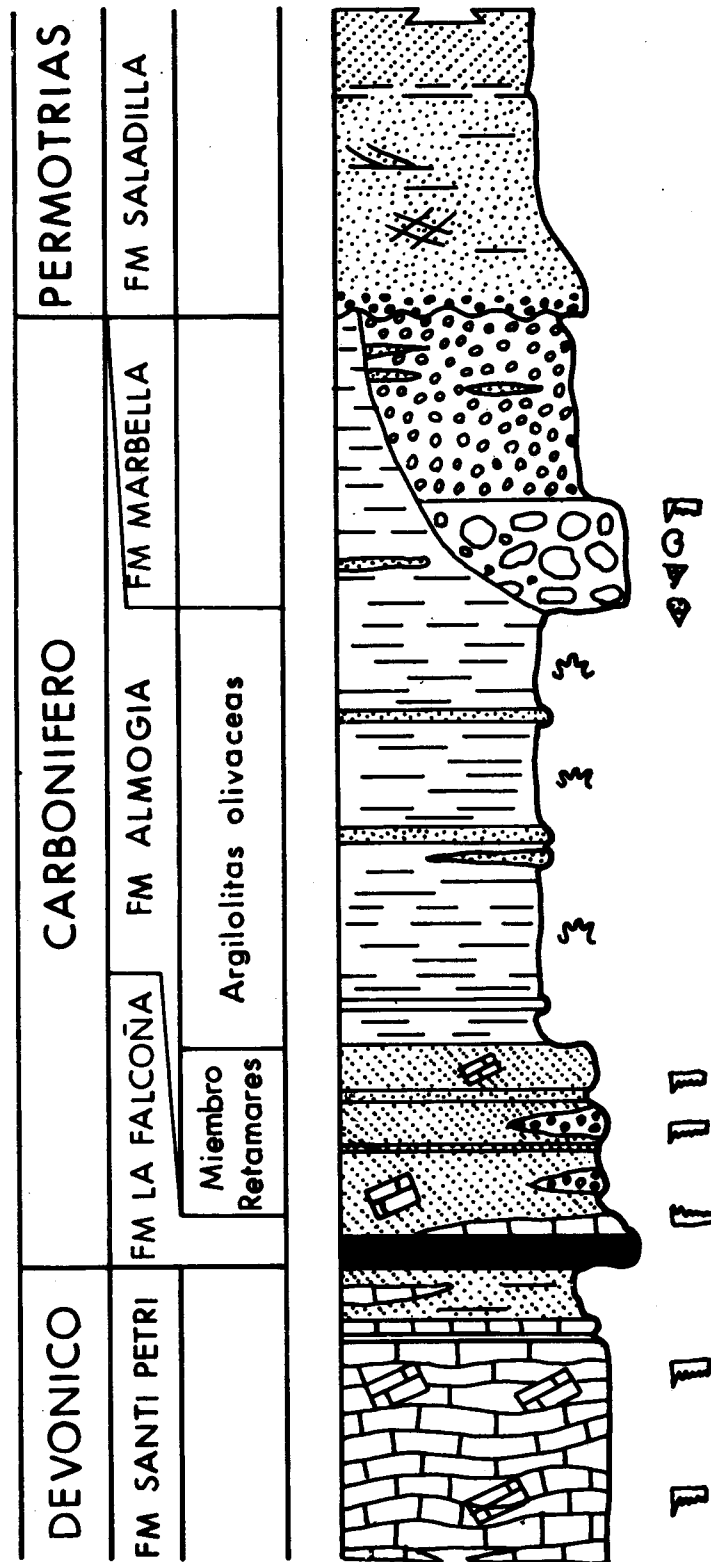


Fig. X.3.— Columna idealizada del Paleozoico no metamórfico de la unidad Maláguide. Leyenda como en la fig. X.2.

tación predominantemente argilolítica, KOCKEL & STOPPEL (1962, p. 141) propusieron el nombre formal de *Miembro de Retamares*. La columna tipo está situada en la parte superior del Arroyo de Retamares de donde proviene el nombre (KOCKEL & STOPPEL, 1962, fig. 4; en este artículo, Fig. X.2, columna núm. 3). Dentro del Miembro Retamares existen lentejones de conglomerados, formados principalmente por cantos de cuarzo aunque también contiene algunos cantos calizos. La fauna de conodontos señalan una edad para esta unidad post-cu III alpha/beta. GEEL (1973) propuso el nombre de Miembro de los Conglomerados Polimícticos. Se considera como un nombre informal por el carácter discontinuo en espacio y tiempo de estos lentejones de conglomerados. Estratigráficamente el Miembro Retamares abarca una edad desde la base del Viseense a una post-cu III alpha/beta.

3b. Al techo del Miembro de Retamares se desarrollan argilolitas con capas de grauwackas intercaladas. Por el típico color verde olivá de las argilolitas meteorizadas, BLUMENTHAL (1930) propuso el nombre de "Olive-Shales" ("Argilolitas Oliváceas"). Este nombre informal puede usarse hasta que se defina una columna tipo. La base de este miembro se apoya sobre el techo de las últimas capas masivas de grauwackas del Miembro Retamares, el techo, bajo rocas psefíticas de la siguiente unidad, o bajo el Permotriásico. Su base estratigráfica es post-cu III alpha/beta, su techo post-Bashkiriense inferior.

4. Al techo de la Formación Almogía se desarrollan, en lentejones, sedimentos de "debris flow" con componentes polimícticos. Son de edad post-Bashkiriense inferior. GEEL (1973) propuso el nombre de Miembro de los Conglomerados de Marbella de acuerdo con BLUMENTHAL (1949). En este artículo se propone el nombre formal de *Formación Marbella* por la significación sedimentológica y paleogeográfica de los sedimentos de "debris flow". El nombre, proviene del pueblo de Marbella; en este área la formación está ampliamente representada. El nombre "Conglomerado Poligénico" debería abandonarse para evitar confusión con el Conglomerado Polimíctico de la Formación Almogía. Como columna tipo se propone la excelente exposición

del corte en el escarpe al SSO del Cerro La Peluca. Localmente es posible una división en dos unidades. La unidad inferior está predominantemente compuesta de grandes cantos rodados de calizas. La unidad superior de componentes polimícticos de menor tamaño; los cantos calizos son escasos o faltan. Grau-wackas y microconglomerados pueden estar intercalados.

5. Al techo de la Formación Almogía, localmente sobre el techo de la Formación Marbella, se han depositado sedimentos rojos continentales de edad "Permotriásica". GEEL (1973) propuso el nombre formal de *Formación Saladilla* en la parte Este de las Cordilleras Béticas. Este nombre debería ser usado también en la parte Oeste del Orógeno.

#### X.4 VOLCANISMO

Las rocas volcánicas del Paleozoico Maláguide son bastante poco conocidas: BLUMENTHAL (1930, p. 91) señaló diques volcánicos en la región de Málaga. AZEMA (1961, p. 139) citó volcanitas básicas de la misma región, cortando argilolitas y grauwackas. KORNPROBST (1974, p. 209) reconoció la abundancia de diques básicos al N y E de Málaga. MOLLAT (1968, p. 479) y BUNTFUSS (1970, p. 390) describió aptitas y diabasas, que cortan el Paleozoico inferior como diques y sills; estos terminan bajo o dentro de la Formación Falcoña. Estas rocas corresponden a una fase volcánica de la transición Devónico-Carbonífero. Este volcanismo con espilitas y doleritas se ha puesto de manifiesto en Menorca (BOURROUILH, 1973).

A lo largo de la carretera de Colmenar-Málaga se presentan diques de diabasas, con un espesor que varía de uno a más de diez metros, cortando argilolitas filíticas, "calizas alabeadas", argilolitas y grauwackas. La descripción mineralógica de estas rocas corresponde a la de las diabasas dada por MOLLAT (1968) y BUNTFUSS (1970). Probablemente no intruyen rocas del Carbonífero. Un sill, de 4 a 5 m de espesor situado unos 20 m sobre la Formación Falcoña en su localidad tipo es evidentemente de edad más moderna (Fig. X.2, columna núm. 4). Su contenido mineralógico

y textura difiere claramente de la de las diabasas. La roca de grano grueso está fuertemente descompuesta. Pirita, calcita y clorita son pseudomorfos de los abundantes minerales máficos; también los feldespatos están principalmente albitizados y carbonatizados. Se presentan como accesorios titanita y apatito. Este sill se considera originalmente como una roca gabroide. La edad de esta intrusión se desconoce pero debe ser más reciente que la base del Visense. Posiblemente puede correlacionarse en el tiempo con el volcanismo post-Namuriense de Menorca (BOURROUILH, 1973), pero habría que insistir, que por lo menos dos fases magmáticas pueden probarse en el Paleozoico superior de la Cordillera Bética.

## X.5 EL PROBLEMA DE LA OROGENESIS HERCINICA

Desde hace mucho tiempo se discute una orogénesis Hercínica en las Cordilleras Béticas. Hoy parece estar confirmado por diversas observaciones. Ya BLUMENTHAL & FALLLOT (1935) postulan una serie Permotriásica transgresiva sobre las rocas Paleozoicas plegadas en la zona de Cogollos-Vega. FOUCAULT & PAQUET (1971) describen una estructura plegada Paleozoica, parcialmente erosionada y cubierta por rocas Permotriásicas en la misma área. También MICHELAU (1943) pensó en una secuencia Permotriásica cubriendo en ligera discordancia estratos plegados Paleozoicos de diferente edad. NAVARRO & TRIGUEROS (1963a, b) señalan pliegues semejantes de dirección E-O en la provincia de Murcia. BOURROUILH (en BOURGOIS et al., 1970, p. 369) señaló un conglomerado en la base de la secuencia Permotriásica reposando sobre rocas Paleozoicas volcadas, al E de las Cordilleras Béticas. Finalmente ROEP (1974) reunió varias indicaciones de una orogénesis Hercínica en el corredor de Vélez Rubio. Puso de manifiesto el fuerte contraste de facies entre las turbiditas, "debris flow", y las capas rojas continentales Permotriásicas, así como las fuertes diferencias en la composición de los minerales detríticos del Paleozoico y de las areniscas Permotriásicas. Otras indicacio-

nes son un plegamiento y fracturación más generalizado en las rocas paleozoicas, junto con la existencia de estructuras con esquistosidad, que están ausentes en las pelitas Permotriásicas.

Argumentos importantes están a favor de una orogénesis Hercínica que originaría el metamorfismo de las unidades de las Cordilleras Béticas: determinaciones radiométricas de edad de un metagranito en la unidad Nevado-Filábride dan una edad de  $269 \pm 9$  m.a. (PRIEM et al., 1966). Esta intrusión está conectada probablemente con una fase de fractura tardi-Hercínica (PUGA, 1971). En ciertas series del Nevado-Filábride de Sierra Nevada, generalmente considerada como basamento Pre-Pérmico, PUGA & DIAZ DE FEDERICO (1976) describen restos de minerales y texturas de un metamorfismo pre-Alpino. Sugieren una edad Hercínica de este metamorfismo. Una indicación de movimientos tectónicos Hercínicos es una alineación tectónica N 120-140° E observada en el E de las Cordilleras Béticas e interpretada de edad como final del Hercínico (AZEMA et al., 1974, p. 156). La misma alineación se observó en Menorca, junto con otra alineación de fracturas menos importante iniciada en el pre-Hercínico y reactivada durante el final del Hercínico (BOURROUILH, 1973).

## X.6 CONCLUSIONES PALEOGEOGRAFICAS

Todas las rocas no metamórficas de los Maláguides son sedimentos depositados en aguas de mayor profundidad que el nivel de base de las olas. La ausencia total de fósiles en las calizas de la Formación Santi-Petri contradice la interpretación de depósitos de plataforma (BOURROUILH & GORSLINE, 1979). Por otra parte la existencia de olistolitos y algunas características de flysch, señalan la existencia de talud continental. La Formación Santi Petri, por tanto, se interpreta como una unidad flyschoides calcárea depositada en la parte inferior del talud continental, o en su base; las condiciones ambientales no cambiaron entre el Silúrico inferior y el Devónico superior. La fuente paleogeográfica y tectónica de los

olistolitos calcáreos es desconocida. Durante el Tournaisiense (Formación Falcoña) cesa la influencia continental. Fangos de Radiolarios y localmente fangos carbonatados se depositaron en una cuenca pelágica. Esto significa, que durante el Devónico superior el talud continental retrocedió y la cuenca se amplió. Probablemente en este contexto intruyeron los diques y sills en las zonas de tensión. Al principio del Viseense, empezó la sedimentación de flysch de la Formación Almogía. Los sedimentos detríticos gruesos del Miembro Retamares indican movimientos orogénicos y fuerte erosión en una tierra emergida no localizada (¿fase sudética?). Al mismo tiempo, el talud continental progradó y redujo la cuenca Carbonífera. La asociación de grauwackas, lentejones de conglomerados y olistolitos calcáreos en el Miembro Retamares sugiere una sedimentación en un sistema de cañones y abanicos (canyon-fan-system) en la parte inferior del talud continental. En la transición a las "Argilolitas Oliváceas" ("Olive-Shales") se estableció una sedimentación de talud continental aparte de cañones, caracterizada por el ichnogénero de aguas profundas *Dictyodora liebeana*. En época post-Bashkiriense inferior la sedimentación de "debris flow" de la Formación Marbella indica una nueva inestabilidad tectónica de una tierra emergida, en la que rocas metamórficas y magmáticas eran erosionadas y transportadas a una plataforma carbonatada bien diferenciada. Poco tiempo después, estas rocas fueron erosionadas junto con las calizas de plataforma y redepositadas como sedimentos submarinos de "debris flow"

en la parte superior de un sistema de cañones-abanicos (canyon-fan-system). La Formación Marbella, da pruebas, por tanto, de la progradación de un frente orogénico proveniente de un área de tierras emergidas hacia el borde de cuenca. La tierra emergida se supone estar conectada con la placa Africana (BOURROUILH & LYS, 1977; BUCHROITHNER et al., 1980). Poco tiempo después empezaron los movimientos orogénicos en la cuenca propia y cesó la sedimentación Paleozoica. Los movimientos Hercínicos finales (¿fase Astúrica?) son responsables de la fracturación y del suave plegamiento. Originó algunas intrusiones magmáticas. Las secuencias de rocas paleozoicas se levantaron sobre el nivel del mar y después de tiempos de erosión y no sedimentación empezó la sedimentación continental Permotriásica de las capas rojas de la Formación Saladilla.

#### AGRADECIMIENTOS

Mi reconocimiento al Prof. Dr. SCHMIDT-EFFING (Marburg) por su apoyo, al Prof. Dr. W. BAUSCH (Erlangen) por su investigación petrográfica de láminas delgadas, al Prof. Dr. W. BUGGISCH (Erlangen) por su ayuda en la determinación de las faunas de conodontos y al Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen) guiando las investigaciones en las Cordilleras Béticas. Muy agradecido también al apoyo económico del Deutsche Forschungsgemeinschaft (proyecto F1 42/44).

#### X.7 BIBLIOGRAFIA

- AGARD, J.; DESTOMBES, J.; MILLIARD, Y. & MORIN, P.— *Sur l'existence du Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au Nord de Tétouan (Maroc septentrional)*. C.R. Acad. Sci., 246, 2778-2780; Paris. (1958).
- ALVAREZ DE LINERA, A.— *Reseña geognóstica y minera de la provincia de Málaga*. Revista minera, 2; Madrid. (1851).
- BODENHAUSEN, J.W.A.; FONTBOTE, J.M. & SIMON, O.W.— *Sur la présence d'éléments du Bétique de Málaga au sud de la Sierra Nevada, près de Chérin (Espagne méridionale)*. Geol. Mijnb., 46, 397-399; 's Gravenhage. (1967).
- AZEMA, J.— *Étude géologique des abords de Málaga (Espagne)*. Estud. geol., 17, 131-160; Madrid. (1961).
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. & RANGHEARD, Y.— *Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares*. Soc. Géol. France, Bull., (7), 16, 140-160; Paris. (1974).

- BLUMENTHAL, M.— *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central und Südwest-Andalusien*. Ecl. geol. Helv., 20, 487-532; Basel. (1927).
- BLUMENTHAL, M.— *L'existence du Bétique de Málaga dans la région de Grenade*. C.R. Acad. Sci., 187, 1059-1062; Paris. (1928).
- BLUMENTHAL, M.— *Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Río Guadalhorce*. Ecl. geol. Helv., 23, 41-293; Basel. (1930).
- BLUMENTHAL, M.— *Das Paläozoikum von Málaga als tektonische Leitzone im alpidischen Andalusien*. Geol. Rdsch., 24, 170-187; Berlín. (1933).
- BLUMENTHAL, M.— *Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el Río Guadalhorce y el Río Verde*. Bol. Inst. geol. min. España, 62, 11-203; Madrid. (1949).
- BLUMENTHAL, M. & FALLOT, P.— *Observations géologiques sur la Sierra Arana entre Grenade et Guadix*. Mem. Soc. Esp. Hist. Nat., 1, 9-74; Madrid. (1935).
- BOOY, T DE, & EGELER, C.G.— *The occurrence of Bétic of Málaga*.

- ga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE Spain). Geol. Mijnb., 40, 209-218; 's Gravenhage. (1961).
- BOULIN, J.— Les zones internes des cordillères bétiques de Málaga à Motril. Ann. Hébert et Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., 10, 1-239; Paris. (1970).
- BOULIN, J. & LYS, M.— Nouveaux repères paléontologiques dans le Carbonifère des Monts de Málaga (Espagne méridionale). C.R. Acad. Sci. (D), 266, 1561-1563; Paris. (1968).
- BOURGOIS, J.— La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol., 3<sup>ème</sup> sér., 30, 1-445; Besançon. (1978).
- BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, Y. & RANGHEARD, Y.— Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques. Ann. Soc. Géol. Nord, 90, 347-393; Lille. (1970).
- BOURROUILH, R.— Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison Nord-Orientale de Cordillères Bétiques en Méditerranée Occidentale. Thèse de Doctorat des Sciences, 822 p.; Paris. (1973).
- BOURROUILH, R.; COCOZZA, T.; DEMANGE, M.; DURAND-DELGA, M.; GUÉIRARD, S.; GUITARD, G.; JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J.; MASSA, D.; MIROUSE, R. & ORSINI, J.B.— Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée. Ann. Soc. géol. Nord, 99, 159-188; Lille. (1980).
- BOURROUILH, R. & GORSLINE, D.S.— Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean. Bull. Geol. Soc. America, 90, 1074-1083; Boulder. (1979).
- BOURROUILH, R. & LYS, M.— Sédimentologie et micropaléontologie d'olistostromes et coulées boueuses du Carbonifère des zones internes bético-kabylo-rifaines (Méditerranée occidentale). Ann. Soc. Géol. Nord, 97, 87-94; Lille. (1977).
- BUCHROITHNER, M.F.— Die Conodontenchronologie im Karbon der Pyrenäen. Mitt. österr. geol. Ges., 70 (1977), 75-118; Wien. (1979).
- BUCHROITHNER, M.F.; FLÜGEL, E.; FLÜGEL, H.W. & STATTEGGER, K.— Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon "Flysch" der Betsichen Kordillere, Spanien. Facies, 2, 1-54; Erlangen. (1980).
- BUNTFUSS, J.— Die Geologie der Kustenketten zwischen dem Rio Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche Betsiche Kordillere/Südspanien). Geol. Jb., 88, 373-420; Hannover. (1970).
- DIDON, J. & GARCIA-DUENAS, V.— Les cordillères Bétiques centrales et orientales. Bull. Soc. Géol. France, (7), 18, 583-599; Paris. (1976).
- DURAND-DELGA, M.— Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne). C.R. Acad. Sci., (D), 266, 190-193; Paris. (1968).
- EGELER, C.G. & BOOY, T. DE.— Signification tectonique de la présence d'éléments du Bétique de Málaga dans le Sud-Est des Cordillères Bétiques avec quelques remarques sur les rapports entre Bétique de Málaga et Subbétique. Livre Mém. Prof. P. Fallot, 1, 155-162; Paris. (1962).
- FALLOT, P.— Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et España (Prov. de Murcie). C.R. Acad. Sci., 188, 404-406; Paris. (1929).
- FELDER, Th.E.— Zur geologischen Entwicklung der Betsichen Internzonen der westlichen Serrania de Ronda (Prov. Málaga, Spanien). Mittl. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule u. d. Univ. Zürich, NF., 222, 169 p.; Zürich. (1978).
- FOUCAULT, A. & PAQUET, J.— Sur l'importance d'une tectogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères bétiques (S de la Sierra Arana, Prov. Grenade, Esp.). C.R. Acad. Sci., (D), 272, 2765-2768; Paris. (1971).
- GARCIA-DUENAS, V. & NAVARRO-VILA, F.— Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). Bull. Soc. géol. France, (7), 18, 641-648; Paris. (1976).
- GEEL, T.— The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (Southern Spain). GUA papers of Geol., Ser. 1, 5, 178 p.; Amsterdam. (1973).
- HERBIG, H.-G. & MAMET, B.— Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain). C.R. X. Congr. Strat. Geol. Carbonifère, Madrid 1983. (En prensa).
- JACQUIN, J.-P.— Données nouvelles sur la géologie de la Sierra de Gador. Bull. Féd. Soc. Hist. Nat. Franche-Comté, ser. 4, 70, 88-93; Besançon. (1968).
- KOCKEL, F.— Conodonten aus dem Paläozoikum von Málaga (Spanien). N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1958, 255-262; Stuttgart. (1958).
- KOCKEL, F.— Conodontos del Paleozoico de Málaga. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 53, 149-164; Madrid. (1959).
- KOCKEL, F.— Die Geologie des Gebietes zwischen dem Río Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien). Geol. Jb., 81, 413-480; Hannover. (1963).
- KOCKEL, F. & STOPPEL, D.— Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España). Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 68, 133-170; Madrid. (1963).
- KORNPROBST, J.— Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). Not. Mem. Serv. Geol., No. 251, 256 p.; Rabat. (1974).
- LANE, H.R.; SANDBERG, C.A. & ZIEGLER, W.— Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. Geologica et Palaeontologica, 10, 117-164; Marburg. (1980).
- MAC GILLAVRY, H.-J. & GEEL, T.— Note préliminaire sur la série géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l'Espagne). Livre Mém. Prof. P. Fallot, 1, 169-174; Paris. (1962).
- MAC GILLAVRY, H.-J.; ROEP, Th.B. & GEEL, T.— Notes on the Betic of Málaga near Vélez Rubio (SE Spain). Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 63, 623-626; Amsterdam. (1960).
- MACPHERSON, J.— Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda. Imprenta Revista Médica; Cádiz. (1874).
- MAUTHE, F.— La geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental). Bol. Inst. Geol. Min. España, 82, 1-36; Madrid. (1971).
- MICHELAU, P.— Das Paläozoikum der Betsichen Ketten nord-westlich von Málaga. unpubl. thesis, 44 p.; Berlin. (1943).
- MICHEL-LEVY, A. & BERGERON, J.— Etude géologique de la Serranía de Ronda, Mission d'Andalousie. Mém. Acad. Sci., 30, Paris. (1889).
- MILLIARD, Y.— Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc). C.R. Acad. Sci., 249, 1051-1052; Paris. (1959).
- MOLLAT, H.— Schichtfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betsiche Kordilleren, Südspanien). Geol. Jb., 86, 471-532; Hannover. (1968).
- MON, R.— Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga). Bol. Inst. Geol. Min. España, 82, 132-146; Madrid. (1971).
- NAVARRO, A. & TRIGUEROS, E.— Nuevo yacimiento paleontológico en las series béticas (Vélez Blanco-Lumbreras). Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 59, 37-40; Madrid. (1960).
- NAVARRO, A. & TRIGUEROS, E.— La geología Murciana. Not. Com. Inst. Geol. Min. España, 70, 201-204; Madrid. (1963a).
- NAVARRO, A. & TRIGUEROS, E.— Problemas de las Béticas españolas. Bol. Inst. Geol. Min. España, 74, 415-469; Madrid. (1963b).
- NAVARRO-VILA, F.— Los Mantos Alpujarrides y Malaguides al N de Sierra Nevada. Tesis doct. Univ. Bilbao, 288 S.; Bilbao. (1976).
- ORUETA, D. DE.— Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Mem. Inst. Geol. Min. España, 28, 571 p.; Madrid. (1917).
- PAQUET, J.— Contribution à l'étude géologique de la Sierra España (Province de Murcie, Espagne). Ann. Soc. géol. Nord, 82, 9-17; Lille. (1962a).
- PAQUET, J.— Les différentes unités de la Sierra de l'España (province de Murcie, Espagne). C.R. Acad. Sci., 255, 2995-2997; Paris. (1962b).
- PERRET, M.F.— Données récentes de la micropaléontologie dans l'étude du Carbonifère marin des Pyrénées. Ann. Soc. Géol. Nord, 97 (1976), 77-85; Lille. (1977).
- PRIEM, H.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H. & VERSCHURE, R.H.— Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneiss and metagranite in the eastern Betic Cordilleras (South-eastern Sierra de los Filabres). SE Spain. Geol. Mijnb.,

- 45, 184-187; Den Haag. (1966).
- PUGA, R.E.— *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental, Cordilleras Béticas, España*. Tesis doctoral Univ. Granada, 673 p.; Granada. (1971).
- PUGA, E. & DIAZ DE FEDERICO, A.— *Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain)*. Cuad. Geol., 7, 161-171; Granada. (1976).
- ROEP, Th.B.— *The hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE Spain: a discussion*. Geol. Mijnb., 53, 245-247; 's Gravenhage. (1974).
- ROEP, Th.B. & MAC GILLAVRY, H.J.— *Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Málaga of the Vélez Rubio region (SE Spain)*. Geol. Mijnb., 41, 423-429; 's Gravenhage. (1962).
- RONDEEL, H.E.— *Geological investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-Eastern Spain*. Thesis, 161 p.; Amsterdam. (1965).
- RONDEEL, H.E. & SIMON, O.J.— *Betic Cordilleres*. In: SPENCER, A.M. (ed.), *Mesozoic-Cenozoic orogenic belts — data for orogenic studies*. Geol. Soc. Spec. Publ., 4, 23-35; London. (1974).
- SOEDIONO, H.— *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería — South Eastern Spain*. Thesis, 141 p.; Amsterdam. (1971).

**XI — THE CARBONIFEROUS IN SPAIN**  
**ABSTRACTS**

## XLI INTRODUCTION

*F. Velando Muñoz*

Outcrops of Carboniferous terrain in Spain are described here. The distribution in chapters is equivalent to the following studied zones:

II Zona Cantábrica.

III Area septentrional del Macizo Ibérico y Sierra de la Demanda.

IV Cordillera Ibérica (Sectores de Henarejos y Montalbán).

V Zona Surportuguesa.

VI Area meridional de la Zona Centroibérica y Zona de Ossa-Morena.

VII Pirineos.

VIII Cadenas Costeras Catalanas.

IX Menorca.

X Cordilleras Béticas.

This distribution is based on geographical criteria, in the analysis of contributions, made by working teams or single scientists, and also in references from literature.

The content in the different chapters shows a certain heterogeneity both in length and in level of detail. This is due to the different amount of knowledge existing on each zone.

In any case a difficulty may arise from the unequal quality of data when trying to integrate into a single volume all the information on Carboniferous in Spain.

The character of "Inventory" resolves, at least partially, this difficulty. This is also improved by the different points of view of each author, enriching the whole study and opening avenues for new research.

Finally, it has to be underlined that present knowledge does not justify undertaking a synthesis of the Carboniferous in Spain.

It seems to be more convenient, to consider independent units that constitute the ideas of each author.

## XLII THE CARBONIFEROUS OF NORTHWEST SPAIN

### XLII.1 INTRODUCTION

*J. Truyols Santonja*

Carboniferous rocks in Northwest Spain are spread over 9000 km<sup>2</sup>, mainly within the Cantabrian Zone of the Iberian Massif as defined by LOTZE (1945) (Fig. II-1). They are of great interest because the stratigraphic sequence is almost continuous, quite thick and with interbedded workable coal seams. The structure of the zone is quite complex, with numerous overthrusts and nappes that have been deformed subsequently. The structural evolution determined the existence of differentiated units with particular Carboniferous sequences. Two of them are well defined: the Picos de Europa Area in the East and the Central Coal Basin in the middle, with the Ponga Nappe Area in between. The Central Coal Basin is in turn surrounded by the Fold and Nappe Area in the West and South. The Pisuegra Carrion Area lies in the Southeastern Corner (Fig. II-2). All these structural divisions were born in the Hercynian orogeny whose main deformation period was the "Asturian Phase". Post-tectonic Carboniferous sediments spread over the limits of the Cantabrian Zone lying unconformably on this and the neighbouring West-Asturian-Leonian Zone of LOTZE (op. cit.).



## XI.II.2 HISTORIC DEVELOPMENT OF KNOWLEDGE OF THE CARBONIFEROUS IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS

*J. Truyols Santonja*

The Carboniferous of Northwest Spain has been long known for its coal wealth, but detailed stratigraphic and tectonic reconnaissance has not been available until recently since the first publication on it was of EZQUERRA DEL BAYO and others (1831).

In the development of the knowledge about the Cantabrian Carboniferous, several stages can be separated. In the first period, up to 1880, the first stratigraphic data were gathered and a primitive cartography of the territory drawn. Of special interest in this epoch are the works by PAILLETTE and VERNEUIL, PRADO and VERNEUIL, SCHULZ, ORIOL, etc. The second period starts in 1881 with the withdrawal of the great monographic work by BARROIS in which for the first time, a stratigraphic sequence of the Carboniferous in Central Asturias was established. The productive sequence of the Central Coal Basin was subsequently subdivided by ADARO on lithologic grounds, in a scale that was not practically modified up to 1940. ADARO was also the first to map the Central Coal Basin. The third period began in 1940, after the Spanish Civil War with publication of numerous monographies on different aspects of the geology of the Southern flank of the Cantabrian Mountains. Nevertheless, the starting point for this period was the deliverance in 1943 of a Memory by DELEPINE that pushed the modern biostratigraphic studies in the Cantabrian Carboniferous. At the beginning of the 50'S several facts occurred that favored progress of Carboniferous geological investigations. One was the publication of the first official geologic maps by the Instituto Geologico y Minero de España at a scale of 1:50.000 in eight sheets of a first sequence that was interrupted in 1970, being the remaining ones almost completed presently in a second sequence. On the other hand, the Geology School was created in Oviedo, starting investigation in these years and being greatly diversified in the last epoch. Also at the beginning of the 50'S started the organized geologic research by foreign schools in the Cantabrian Mountains. Outstanding was the contribution of the dutch geologists, initiated by JONGMANS and continued by WAGNER and by the geologists of the University of Leiden, with regional description in a first period and more restricted studies in a latter one, which covered most of the Southern Flank. It is also to note the role of several german groups (Munster, Tübingen, Frankfurt, etc.). In 1971 was published for the first time a 1/200.000 scale map of the whole Cantabrian zone by the I.G.M.E (although it was made by geologist of the University of Oviedo). Finally, we must mention the recent studies on the Asturian Central Basin, which were begun in 1963 by the Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A., and by a geologist team from the B.R.G.M. (France), the development of which, carried out, by the group of the mentioned company with the collaboration of the Geological Survey of the Empresa Nacional "Hulleras del Norte", S.A., since 1978, has continued till our days. These works, extended in the last years to another Asturian zonas, have led to improve the geological understanding of the most important spanish coalfield, reaching an outstanding advance on the modern Carboniferous geology of this area and a basic and more detailed knowledge of its stratigraphical and structural characteristics. The general lines of the results obtained have been published within the S.C.C.S meeting held in Asturias in 1970, and in the Compte Rendu of the VII International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology, in 1971.

All these studies have contributed to the international knowledge of the Cantabrian Carboniferous. Its interest even increased after WAGNER proposed in 1967 the recognition of the Cantabrian as a new stage of the Upper Carboniferous. In 1970, the International Subcommittee on Carboniferous Stratigraphy organized a field meeting in the Pajares Pass and after that date investigations and international participation greatly increased.

## XI.II.3 CANTABRIAN CARBONIFEROUS BASIN

*J. Truyols Santonja*

The Carboniferous Basin spread out indeed much further from its present limits in the Cantabrian Mountains. There isn't a complete sedimentary continuity of the Carboniferous deposits with the Devonian

ones, although Lower and Middle Paleozoic rocks are represented as a fairly continuous succession, and several hiatuses are present near the Devonian-Carboniferous boundary, whose depositional environment was also quite different. The Siluro-Devonian Basin occupied a platform in the Fold and Nappe and Pisuerga-Carrion Regions, also spreading over the Astur-Leonese Zone. In the Picos de Europa and Ponga Regions, an emerged land constituted the Cantabrian Block, levelled out in the Devonian. In the Upper Famennian, deposition of the Ermita Sandstones took place over most of the Cantabrian Mountains.

The oldest Carboniferous deposits were laid on the just-formed detrital platform, starting with 50 m of biomicritic and siliciclastic sediments followed by pelagic limestones that make up the whole Lower Carboniferous, including the base of the Namurian. Later on, a shift occurred of the direction of sediment inflow due to uplift of the Astur-Leonese Zone, as the first indication of crust instability in that area, giving rise to basin subdivision in different sedimentary environments along the Middle and Upper Carboniferous. The initially marine sedimentation changed to paralic with formation of coal seams in the Central Coal Basin, where the sequence reached more than 6000 m. In the Eastern part, the marine conditions prevailed nonetheless and in the Picos de Europa, the succession was almost entirely of calcareous character. Upper Carboniferous sediments are unconformable on older ones and of predominant continental deposits with the exception of the Northeastern corner where marine conditions were maintained.

#### XI.II.4 MIDDLE AND LOWER CARBONIFEROUS OF THE FOLD AND NAPPE REGION

*J. Truyols Santonja and L. Sánchez de Posada*

The Fold and Nappe Region is made up of several units thrust over towards the arc or "Asturian Knee" that sometimes can be true nappes. Two main realms can be differentiated: the Somiedo Correcilla Unit and the Sobia-Bodon Unit with their own Carboniferous sequences. The areal extent of Carboniferous terranes in the Fold and Nappe Region nearly reaches 1.200 km<sup>2</sup>, with only one fourth of them in the Somiedo-Correcilla Unit preserved in the synclinal cores. The rest is in the Sobia-Bodon Unit.

Lower Carboniferous is developed in a condensed sequence (50 m) with three lithostratigraphic units: the Baleas Fm. (biomicritic limestones), Vegamian Fm. (black shales) and the Genicera Fm. (red nodular limestones). The first one belongs usually to uppermost Famennian and Lower-Middle Tournaisian, the second one to Upper Tournaisian and the third to uppermost Tournaisian, Viséan and Lowermost Namurian. Dating of these formations has been possible through the find of Goniatitids and Conodonts in special. All three formations are not present in every section. In some instances (like at Entrago), the Baleas Fm. is followed by the Genicera Fm. with a stratigraphic gap in between. In other cases (Olleros Section) only Vegamian and Genicera Formations are present while the Baleas Fm. is missing, the stratigraphic gap being then at the base of the sequence. The complete section appears only in a few sections (like in Genicera), with all three formations present. At the top of the Genicera Formation, the red nodular limestones change to a pinkgray colour with Goniatites and Conodonts of Namurian A age (E<sub>1</sub> and E<sub>2</sub>). In other instances, instead of these beds there are green or reddish marls known as Olaja Beds or Entomozoan Shales with Goniatites and Ostracods of the same age.

Different Middle Carboniferous successions are found in the Somiedo-Correcilla and Sobia-Bodon Units. In the first one, above the Olaja Beds, there is a terrigenous sequence, the Olleros Fm. as a lateral equivalent of the calcareous Barcaliente Fm. The Olleros Fm. is of turbiditic character and usually presents graded-bedding and other sedimentary structures. The Barcaliente Fm. is made up of black, phoetid and usually laminated limestones. In some sections, like at Olleros de Alba, the limestones show up above the Olleros Fm. but at other places (La Robla, San Adrián, Antromero), they are at the base with variable thickness from a few tens of meters to 400 m. Organic remains (Goniatites, Conodonts, spores) indicate a Namurian A age and also Namurian B in some instances. The initially condensed sedimentation in the Lower Carboniferous and the beginning of Namurian A, changed to rapid in this stage since there are fossils of E<sub>2</sub> age not only in the Olaja Beds underneath but also in the middle and upper part of the turbidites. The uppermost Carboniferous beds in this unit belong to Namurian B.

In the Sobia-Bodon Unit there is a different sequence. Above the Lower Carboniferous beds, there are uniformly deposited the dark, phoetid limestones of the Barcaliente Fm., followed by the light bioclastic

limestones of the Valdeteja Fm., both of which known long time ago as the Caliza de Montaña (Mountain Limestone). On top of these carbonates, terrigenous sequences predominate with some calcareous intercalations that in San Emiliano and Teverga are known as the San Emiliano Formation. They are platform sediments that grade to paralic at the top, with coal seams of variable thickness. In other cases they have turbiditic character. Macro and microfaunal finds (abundant Brachyopods, Goniatites, Fusulinids, Conodonts, spores) allowed dating these sequences as well as the floral remains in carbonaceous beds. The age of the Valdeteja Formation usually is Namurian A-B or B but its top is considerably diachronic and sometimes will arrive to almost complete disappearance. The San Emiliano Formation and its lateral equivalents belong to the Upper Bashkirian and basal Moscovian. In the Bernesga Valley, the terrigenous sequence exceptionally reaches the Podolskian. Coal seams begin from the upper Namurian A in La Camocha (Northern area) and from the Westphalian A-B in Teverga and San Emiliano (Southern area).

## XI.II.5 MIDDLE AND LOWER CARBONIFEROUS IN THE CENTRAL COAL BASIN

### *J. Truyols Santonja*

The Central Coal Basin, 1300 km<sup>2</sup> wide, is almost exclusively made up of Carboniferous sediments up to 6000 m thick of alternant marine and continental character. The stratigraphic sequence partly reminds the one in the Fold and Nappe Region, in special that in the Sobia-Bodon Unit, but it is different in age. The lower part of the sequence is represented by the marine Genicera and Barcaliente Formations, while the Baleas, Vegamian and Valdeteja Formations are missing. There is then a basal stratigraphic gap comprising all the Tournaisian. On the other hand, the Valdeteja Formation is substituted by terrigenous sediments. All these rocks and also the remaining Carboniferous succession of the Central Coal Basin have been separated in different units like formations named "paquetes" (packs) according to mining colloquial language. In the first "paquetes", Fresno and Levinco, marine sedimentation proceeded with shales, sandstones and limestones, the last ones forming a thick bed of 85 m in the Levinco Unit near the Eastern border of the Basin, known as the Peña Redonda Limestone here and with changing denominations further East. In the above units, Llanón, Tendeyón and Caleras the sedimentary environment is predominantly marine but the first continental intercalations with economic coal seams appear. In the rest of the sequence there is a mixed sedimentation of paralic conditions, like in the Generalas, San Antonio, Maria Luisa, Sotón, Entrerregueras, Sorriego and Modesta-Oscura, the last ones being predominantly continental. Limestone beds are less frequent, shales, sandstones and in some instances conglomerates taking over. In the Northwestern border, terrigenous sedimentation is greatly developed due to the deltaic character of the same, showing that the source area of the Coal Basin sediments was in the Western emerged land in the Upper Paleozoic.

Although fossil remains are relatively abundant in the Central Coal Basin sequences, dating them poses many unresolved problems. Most useful elements are macroflora, spores and foraminifera. The macrofaunas are less known as a whole with the exception of Brachyopods. The lowermost formations (Genicera and Barcaliente) are of the same age as their equivalents in the Fold and Nappe Region. In the Peña Redonda Limestone is probably the transit between Bashkirian and Lower Moscovian, while calcareous beds above have always produced microfaunas of different Moscovian divisions (including probably the base of Myachkovian in the Modesta-Oscura Unit). Macrofloras and spores give Westphalian ages in these units. More than one half of the Carboniferous sequence (practically all the productive succession) belongs to the Westphalian D as the forms of this age already appear in the upper part of the Tendeyón Unit and are frequent from the Caleras Unit. Nevertheless, the uppermost levels of the sequence still pose some problems concerning its age since some authors assigned them to the Stephanian without any evidence of an intervening unconformity that could mark the beginning of this stage. Modern studies tend to set these levels in the Upper Westphalian D.

In spite of the existing knowledge on the age of this sequence it is not easy to correlate the different beds because of the sediment thicknesses, the lateral facies changes shown by deltaic environments and the complex folding of the rocks. The only tonstein cited up to date (in the Sotón Unit) could be used as a reference level in that respect.

The Basin continues towards the South in the so-called Piedrafita-Lillo Basin in which lithology is relatively

different because of the predominant marine sedimentation of shales, limestones and sandstone beds with scarce coal seams. Foraminiferal finds showed that Bashkirian and most of the Moscovian are represented as in the Central Coal Basin.

#### XI.II.6 LOWER AND MIDDLE CARBONIFEROUS IN THE PONGA REGION

*J. Truyols Santonja*

Carboniferous sediments occupy 1100 km<sup>2</sup> in the Ponga Region, with intermediate characters compared to the Central Coal Basin and Picos de Europa Region. In the Ponga Nappe sections (San Juan de Beleño) which is a characteristic structural unit of the Region, Carboniferous rocks lie on Lower Ordovician quartzites (in general with a few Upper Devonian sandstones in between). In the lower part of the succession there are, as in the Central Coal Basin, the Genicera and Barcaliente Formations, with the Baleas and Vegamian Formations missing. Nevertheless the last ones are present in other sections (Felechosa, Oseja de Sajambre, San Antolín) below the Genicera Formation. On top of the Barcaliente Formation, there is a continuous condensed sequence (30 m) of variegated shales known as the Ricacabiello Formation, rich in haematite and manganese nodules. It is followed by the Beleño Formation, represented by a monotonous sequence of shales and sandstones, the carbonate Escalada Formation 200 m thick and the Fito Formation, made up of shales and limestones intercalations. The total thickness of the Carboniferous sequence in San Juan de Beleño nearly reaches 1500 m and it does not show the paralic character of the Central Coal Basin, but a marine environment with scarce continental intercalations and coal seams.

Paleontological content of this unit and of its northeastern termination indicates that the Ricacabiello Fm. belongs to the Namurian B and is in time, a lateral equivalent of the Valdeteja Formation and perhaps also in part of the San Emiliano Formation. The Beleño Formation should correspond (although it hardly has any fossils) to the Uppermost Bashkirian and Lowermost Moscovian since the superposed Escalada Formation bears fusulinids of Podolskian age. Finally, the Fito Formation belongs to the Upper Podolskian-Myachkovian.

A sequence similar to the one in San Juan de Beleño appears in the Campo de Caso Thrust between the Ponga Nappe and the Central Coal Basin, with intermediate sedimentary character. The age of the different formations is also intermediate. The Escalada Formation of the Ponga Nappe is but the same lithostratigraphic unit known in the Central Coal Basin as the Peña Redonda Limestone. Nevertheless, this formation was Upper Bashkirian-Lower Moscovian in the Coal Basin, while in San Juan de Beleño it is Podolskian and in the Campo de Caso Kashirian-Podolskian.

The turbiditic sequence of Pendueles is of outstanding character. It is made up of a 380 m thick sequence lying on top of the Valdeteja Formation, predominantly calcareous in the lower part and terrigenous in the upper one. The Foraminifers found throughout seem to point to an equivalence between the middle part of the same and the Escalada Formation, although the mutual relations are not yet established.

#### XI.II.7 UPPER CARBONIFEROUS WEST OF THE PICOS DE EUROPA

*J. Truyols Santonja*

Upper Carboniferous sequences are unconformable on older rocks because of the Hercynian orogenic activity. In the Cantabrian Mountains, West of the Picos de Europa, Upper Carboniferous sediments form scattered outcrops surpassing the Cantabrian Zone limits and spreading over the Narcea Antiform and the West-Asturian-Leonese Zone. They are exclusively of terrestrial origin, with basal breccias, conglomerates, sandstones, shales and coal seams with cyclical development, without limestone formation. Sedimentation occurred on a preexisting landscape due to the Hercynian uplift. It seems probable that most of the presently isolated

outcrops would be originally connected in wider basins subsequently dissected. In the Picos de Europa and Pisuerga-Carrion Units, where basal Upper Carboniferous shows up (Cantabrian), lowermost beds sometimes are of marine character and are less independent of the underlying Carboniferous sequence.

In the West-Asturian-Leonese zone, the most important outcrops are in the Bierzo (one of the widest in NW Spain with 296 km<sup>2</sup>), Tormaleo, Ibias and Figueras areas. Fossil flora indicates a Stephanian B or B-C age. In the Bierzo, the total thickness can reach 1800 m. On the Narcea Antiform are the outcrops of Tineo, Cangas de Narcea, Carballo, Rengos, Villablino and La Magdalena. With the exception of the Villablino outcrop, 95 km<sup>2</sup> in extent, the rest are not over 20 km<sup>2</sup>. The stratigraphic succession is similar to the former ones and the age also Stephanian B or B-C.

The La Magdalena Basin is also on the Narcea Antiform but seems to be connected to the basins related to the Sabero-Gordon Fault like the Ciñera-Matallana and Sabero, more than 100 km<sup>2</sup> wide together and the best known of the basins West and Southwest from Picos de Europa. The Sabero Basin contains 2500 m of sediments and its fossil flora dates them as Stephanian B, although the lowermost beds in the Sabero Basin have brackish horizons of the Upper Stephanian A.

Less important are the outcrops related to the Leon Fault like the one in Puerto Ventana Pass where Stephanian B floras have been found. Finally, there are scattered small outcrops of this age like the ones in Arnao or Ferroñes North of Oviedo, whose interest is more historic than economic since they were amongst the first ones to be noticed in Northern Spain.

## XI.II.8 CARBONIFEROUS OF THE PICOS DE EUROPA REGION

*L. Sánchez de Posada and J. Truyols Santonja*

The Carboniferous of the Picos de Europa Region is outstanding in the sense of being almost exclusively made up of carbonates in an area 1000 km<sup>2</sup> wide. These were originally attributed to the Mountain Limestone, but investigations carried out in the last years showed up a much more complex sequence. The Carboniferous succession lies on top of the Lower Ordovician quartzites or Upper Devonian Sandstones. In some instances, like in the Nevandi River Section (Frontal Unit of the Southern Picos de Europa Area), it starts with the Las Portillas Formation which is a lateral equivalent of the Baleas Formation. Follows the Genicera Fm. as in the rest of the Cantabrian Mountains. In other sections like in Covadonga (Northern Picos de Europa Area), below the Genicera Formation, only the Vegamian Formation is found, with the Las Portillas Formation missing. On top of the Genicera Formation, is always present the Barcaliente Formation followed by the Valdeteja Formation (both of which constitute the Mountain Limestone) although these two formations are not as easy to separate in this area. On top of them is the Picos de Europa Formation, also made up of carbonates and difficult to tell from the former one. This lithologic sequence belongs to the Lower and Middle Carboniferous and can be more than 1000 m thick. The Lower Carboniferous has been determined in that Region mainly through the find of Conodonts and the Middle Carboniferous through the Fusulinids. The Valdeteja Formation which would not be younger than Bashkirina in the Western regions (and even used to be older than Lower Bashkirian), can reach the basal Moscovian as in the Nevandi section. The Picos de Europa Formation spreads generally along the Moscovian, as a lateral equivalent of the Escalada Formation and also of great part of the Beleño Formation and the whole Fito Formation of the Ponga Region.

Upper Carboniferous sediments in the Picos de Europa Region are also unconformable and with different characteristics. In the Northern Area (Gamonedo-Cabrales) it is represented by a paralic sequence with conglomerates, sandstones, shales, limestones and some coal seams. In the base are Kasimovian faunas, and above it Cantabrian and Stephanian floras. To the East (Panes), Upper Carboniferous sediments are marine with limestones at the base (Puentellés Formation) with Kasimovian faunas and turbidites on top (Cavandi Formation) of the same age. To the South, turbiditic sediments prevail with big olistoliths, forming the Lebeña Formation of Kasimovian age.

*E. Martínez García; R.H. Wagner; L. Lobato;  
L. Fernández and J.L. Alonso*

The Eastern or Palentian Region of the Cantabrian Zone contains a wide variety of Carboniferous sediments which are to some extent developed differently to those to the West and North. These sediments occur in four major successions separated by unconformities corresponding to the Palentian, Leonian, Asturian and Saalian tectonic phases (of Westphalian B, late Westphalian D, Stephanian A, and early Permian ages, respectively). The pre-Palentian group of formations commences with a highly condensed carbonate succession, with the occasional presence of siliceous shales at the base. These have been identified, rightly or wrongly, with the Vegamián Formation further West. They are followed, disconformably, by nodular limestones, generally of grey colour, although reddish limestones also occur. These limestones, only about 25 m thick, range in age from late Tournaisian to early Namurian, and contain at least two major stratigraphic gaps in the lower part. They are identified with the Genicera Formation further West, and constitute perhaps the most constant lithological unit in the entire Cantabrian Zone. They are followed by thinly bedded limestones of the Barcaliente Formation which is succeeded in turn by the more massive limestones of the Valdeteja Formation. Uplift taking place prior to the deposition of the Valdeteja Formation eliminated most of the Barcaliente Formation in part of the Palentian Region, particularly in the Sierra del Brezo and some nappe structures derived from the same general area.

In a substantial part of the Eastern Region these early carbonate formations, of Namurian age, are not exposed and the first Carboniferous rocks found are those of the Perapertú Formation, another carbonate sequence dated as early Moscovian (and probable Westphalian A) and characterised, above all, by carbonate debris flows in mudstones. Siliciclastics turbidites also occur in this formation. A fairly generalised uplift leading to subaerial karst phenomena, separates this Perapertú Formation from another turbiditic succession, about 1,000 m thick, which contains mass flow conglomerates and also important sandstone intervals (Carmen Formation). The Ruesga Fault (often regarded as the eastern continuation of the León Line but possibly quite different) separates an area in the South where important uplifts occurred (leading to the elimination of most of the Barcaliente Formation and all of the Perapertú Formation) from an area in the North where the succession is more complete. This important thrust (on which later vertical movements occurred as well) brings different facies realms into juxtaposition. North of the fault the condensed facies of Mississippian age are slightly less condensed. Uplifts were more severe south of the Ruesga Fault, and certain facies changes occurred which are still rather poorly understood.

The post-Palentian, pre-Leonian succession is also quite variable in different parts of the area but there is no longer any trace of the shortening associated with the Ruesga Fault which must have been mainly a product of the Palentian tectonic phase. The succession commences with the Curavacas Conglomerate Formation which is strikingly unconformable on all earlier formations and which evolves both upwards and northwards from fluvial and generally terrestrial strata to submarine fan deposits with many hundreds of metres of mass transported quartzite conglomerates. Turbidite formations follow. These are called the Vañes Formation in the southeastern part of the area, and the Lechada Formation in the central part. Other formations in the same group are the Corisco (Lechada) Formation, constituted by 1,500 m of mudstones, greywackes, conglomerates and limestones; the Panda Formation consisting of 100 m of limestone, and the Pandetrave Formation, a 900 m thick turbiditic unit. In the southeastern part of the area the turbidites of the Vañes Formation are followed by a deltaic succession in the Vergaño Formation which includes several fusulinid-bearing limestones of late Moscovian age (Podolsk, early Myachkovo), the most important of which is the Sierra Coriza Limestone at the top of the formation. The age of the post-Palentian, pre-Leonian succession ranges from late Westphalian B (Curavacas Formation) to early-mid Westphalian D (Vergaño Formation).

The post-Leonian, pre-Asturian succession is represented in the Guardo, La Pernía and Barruelo coalfields. An angular unconformity and substantial uplift separates this succession from earlier rocks in the western part of the post-Leonian basin (i.e. the Guardo Coalfield), but only minimal uplift took place in the eastern part where the post-Leonian sediments rest paraconformably on the Sierra Coriza Limestone and equivalent strata. A major syn-sedimentary fault, the Los Llazos Fault, formed the eastern margin of the basin during the first part of its existence, separating close to 3,000 m of mainly siliciclastic sediments from c. 90 m of limestones laid

down on the carbonate platform east of the fault. The eastern part of this basin is predominantly marine, with coarsening upwards sequences which are terminated, occasionally by coals, and calcareous intervals representing more major transgressions. Later, after the Los Llazos Fault ceased to be active, the eastern basin margin subsided in conjunction with a certain amount of fracturing and tilting and eastward expansion followed with gradual onlap and thinning. The relevant succession (Rozo, Ojosa, Verdeña and San Salvador formations) is represented westwards, in the Guardo Coalfield, by alternating marine and terrestrial strata with a more important non-marine component which increases westwards and northwestwards. A little over twenty formations are recognised here on the basis of successive marine transgressions which appear to have been tectonically controlled. Progressive onlap in a general northwesterly direction is associated with an active basin margin on which phenomena of mass flow occur within valley fills which are up to several hundred metres thick.

The age of these strata is late Westphalian D and early Cantabrian. It is noted that the Cantabrian stratotype, marking the base of the Stephanian Series, has been defined in the eastern part of the basin in the predominantly marine succession of the Ojosa Formation. In its present definition, at the base of the Lores Limestone, one of the more important calcareous intervals in the Ojosa Formation, the base of the Cantabrian falls within a floral zone which incorporates the highest Westphalian D and basal Cantabrian. An earlier proposal for the lower Cantabrian stratotype puts it at a higher level as represented by the predominantly terrestrial deposits of the Oejo and Tejerina formations in the northernmost part of the Guardo area. In this region (Tejerina Syncline) the time-equivalent of the Ojosa Formation is not developed as a result of the progressive onlap northwestwards in the Guardo area.

A generalised transgression is represented by the base of the Brañosera Formation in the eastern part of the basin, and this can be traced westwards and correlated with the base of the Taramila Formation of the Guardo Coalfield. This corresponds in time to the later Cantabrian which equates to the earliest Kasimovian of the USSR classification. Carbonate debris flows characterise the basal part of the Brañosera Formation in the Barruelo and La Pernia areas. Subsequent turbidites are shallow water deposits followed by extensive mudflat sedimentation with channel sandstones incorporated as lenticular bodies. These contain one or two partly non-marine intervals with coals. With the first of these coal-bearing successions (Peñacorba beds), the Barruelo Formation commences. This formation contains workable coals in the Peñacorba Member and, particularly, in the Calero Member which progressively becomes less marine upwards. In between, and separated from these two coal-bearing members by considerable thicknesses of marine strata, the Carboneros Member occurs. This constitutes the Stephanian A boundary-stratotype. The Brañosera Formation is a little less than 1000 m thick, and the Barruelo Formation adds up to c. 1200 m. The rate of sedimentation in small post Leonian basin appears to have been c. 1000 m per million years.

In the Liébana area appear poorly dated successions which are largely turbiditic and which are unconformable with pre-Leonian strata. Large olistoliths of upper Westphalian D limestone occur in these successions which are either post-Leonian or post-Asturian. It is not clear how these successions fit the known area of the post-Leonian basin. There is an assumption that they may be related to the emplacement of nappe structures.

The post-Asturian succession is only represented by a small outlier at Peña Cildá in the Barruelo region, where it overlies the lower Stephanian A deposits of the Barruelo Formation with a strongly angular unconformity. Its age is either late Stephanian B or very early Stephanian C. Another outlier, at Pico Cordel has been dated as Stephanian C. Both are conglomeratic, particularly that of Peña Cildá, and the facies is entirely non-marine. Further north, in the Liébana area, the San Mamés Formation has been described as post-Asturian. It shows mainly shales and sandstones and contains a Stephanian B flora.

The Eastern (Palentian) Región is rather complex tectonically. After the various uplifts from Tournaisian onwards, a strong compressional phase (Palentian Phase) of Westphalian B age produced isoclinal and recumbent folds with a considerable amount of thrusting. Gravity slides produced stacked thrust slices and small nappes with derivation from both northern and southern directions. One of the most important thrust movements occurred on the Ruesga Fault which resulted in the juxtaposition of different stratigraphic realms. This is particularly noticeable with regard to the Devonian sediments but the pre-Palentian Carboniferous formations also show this juxtaposition as a result of shortening by means of the Ruesga Thrust. This fault line later suffered vertical movements.

The Leonian Phase, of Westphalian D age, only produced some minor folding, but considerable uplift in the western part of the Region, and only very minor uplift in the eastern part. It is likely that its intensity increased westwards and northwestwards.

The Asturian Phase, of Stephanian A age, produced an important decollement in the La Pernía-Barruelo area, where the post-Palentian succession was sheared off at the first incompetent level above the Curavacas

conglomerates. Its effect seems to have been mainly by gravity tectonics which produced folds of different intensity, even to the point where an open fold in the Guardo area can be traced laterally into a steeply dipping isoclinal syncline. Rather spectacular isoclinal, mainly synclinal, developed in the Pernia-Barruelo areas.

Late fold movements, of early Permian age, resulted in generally more open folds which cannot be judged all that well in view of the limited amount of post-Asturian Carboniferous remaining in the area.

The vergence changes spectacularly at the Ruesga Fault which seems to be one of the most important fractures associated with the arcuate fold belt of the Cantabrian Zone. South of the Ruesga Fault the structures verge northwards, whereas north of the fault a southern vergence is found. Interestingly, the Revilla-Mudá nappe structures, of southern derivation, apparently crossed the Ruesga Fault, coming to rest on southward facing structures in the autochthon. The Revilla Nappe is overlain in turn by the San Julián Nappe, of northern derivation. The Asturian structures verge south- and southwestwards.

In Permian times an important fracture system originated along NW-SE, NE-SW and N-S lines. Finally, in Tertiary times the whole Palaeozoic area was uplifted in the core of asymmetrical anticlines of Triassic rocks.

#### XLII.10 SEDIMENTARY AND PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE CARBONIFEROUS IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS

*L. Sánchez de la Torre; J.A. Agueda Villar; J.R. Colmenero Navarro;  
J.C. García-Ramos and J. González Lastra*

This schematic palaeogeographic synthesis intends to give a general overview of the evolution in time and space of the predominant sedimentary environments and also of the depositional history of the Carboniferous sediments in the Cantabrian Mountains.

Devonian sedimentation occurs according to a simple sedimentary model in the Cantabrian Zone: from an eroded emerged area East of Asturias and Picos de Europa a centrifugal dispersion of sediments is established on a wide low gradient epicontinental platform with alternating terrigenous and calcareous deposits, unstable only in the Upper Devonian. At the end of that System, there is a narrow peripheral subsiding basin with active sedimentation. When little terrigenous income occurs due to erosive levelling of the source area, bioclastic material is redistributed with appearance of calcareous levels in between or atop of the Upper Devonian sandstones (figs. II.34 and II.35).

In the Late Devonian this platform slightly deepens towards the East although always over wave-base level with a restricted land area in the easternmost end near the present Picos de Europa region, producing scarce terrigenous sediments. There is a remobilization of the previous detrital sediments on the platform that mix with bioclastic remains of the benthos colonizing the external zone. Then, two partially synchronic facies develop, the first one in Central Asturias and Northern Leon, isolated from the platform border and relatively deeper, with a low productive calcareous environment (fig. II.36), (Baleas Fm., Late Famennian-Late Tournaisian); the second one lies on the eastern platform, flanking some land areas that produce little terrigenous sediments and being made up of condensed black shales with phosphate nodules, chert and manganese (fig. II.37); (Vegamián Fm., Early Tournaisian-Early Visean).

From the Visean onwards a homogenization tendency occurs in sedimentation, with appearance of carbonates in wide areas with a somewhat uniform thickness (Genicera Fm.), deposited in relatively shallow environments with very low sedimentation rates on an apparently stable platform (fig. II.38).

In the Late Visean the sedimentation rate increases and there is a gradual transit to a thick carbonate formation (Caliza de Montaña or Mountain Limestone) which is Late-Visean-Namurian A at the base and has a diachronic top from Namurian B to Westphalian A.

In the Namurian A (fig. II.39) sedimentation starts in a highly productive carbonate platform bound in the W, S and SW by an external strongly subsiding furrow. Although the platform is apparently stable, the eastern source area of terrigenous sediments does not exist any more and a new one rises in the opposite end (to the West) with production of siliciclastics whose distal turbiditic facies fill in the peripheral furrow centripetally with longitudinal dispersion. From now on, the sedimentary model is reversed.



From the late Namurian A and in the Namurian B (fig. II.40), bioclastic bars grow on the external border of the platform while in the inner areas saline facies develop. At the same time, the Central Asturian Zone is occupied by a depression filled with lagoonal sediments under subtidal conditions and in the external peripheral furrow turbidites are still being deposited.

In the Namurian C (fig. II.41) terrigenous deposits start invading partially in the NW and W the carbonate platform which is therefore reduced. On top of it there is a migration of tidal channels with intervening bioclastic bars, yet with the great central subtidal lagoon. The partially turbidite-filled external furrow allows fine terrigenous material to be deposited on the platform with appearance of prodelta and tidal flat facies locally colonized by vegetation that will generate the first coal seams.

In the Early Westphalian A (fig. II.42), with a practically filled up furrow, the platform is invaded by terrigenous sediments from the eroded land area, giving rise to small deltas and tidal-flat deposits in the western area, with development of a vegetation cover when sedimentation decreases that will give new coal beds often covered by tidal flat carbonates. In central and central-eastern Asturias, the lagoon carbonate sedimentation goes on and in the eastern and northeastern platform borders, organic constructions are developed (algal reefs) that finally close the great internal lagoon already being filled up in the west by clastic sediments. Some reef barrier outflows produce turbidity currents towards the external furrow that has not yet been filled in the NE and SE (fig. II.43).

From that moment onwards, terrigenous inflow on the platform increases with wide deltas, tidal deltas, estuarine deltas and prograding deltas at the beginning (figs. II.44 and II.45) that progressively reduce the carbonate environment towards the East (Picos de Europa). Most coal seams of the Central Coal Basin (Westphalian C-D) are developed on the wide deltaic and tidal flats.

The basin reduction increases in the Cantabrian-Stephanian A, with local tidal delta facies with gravels of emerging fluvial channels forming small fan-deltas that point to high topography towards the N-NW. In the Eastern area (Picos de Europa) carbonate sedimentation persists with organic and bioclastic constructions. After compartmentation of the Westphalian D-Stephanian A basin, unconformable terrestrial facies appear in the marginal zones of the primitive Carboniferous platform.

## XII.11 CARBONIFEROUS STRUCTURAL EVOLUTION IN THE CANTABRIAN ZONE

*L.R. Rodríguez Fernández*

The Hercynian Foldbelt in the northwestern part of the Iberian Peninsula defines a tight arcuate series of structures, concave towards the E, which has been named either the "Knee of Asturias" or "Asturian Arc". The Cantabrian Zone (CZ) constitutes the core of this arc, which is characterized by a metamorphismless epidermal deformation. Cleavage develops rarely and only at certain given places.

The CZ has been subdivided into five large units (provinces) with rather different stratigraphic and structural characteristics (Fig. II.47). Some of these are constituted by a number of lower range units, corresponding mostly with decollement nappes (Fig. II.48). This structural pattern was originated by the emplacement of decollement nappes and thrust sheets together with associated folding, facing towards the arc core. Later folding corresponded to both radial and longitudinal folds systems, which gave rise to a spectacular interference pattern (JULIVERT & MARCOS, 1973).

The geometrical characteristics of these nappes have been described by JULIVERT (1971) and PULGAR et al. (1981), who emphasized the role played by deep listric faulting of the Precambrian basement, resulting in a generalized detachment of the Paleozoic succession, localized near the base of the Láncara Formation (early-middle Cambrian). On the other hand, AMBROSE (1972), SAVAGE (1967, 1979), MAAS (1974) have invoked an exclusively gravitational mechanism as the only possible driving force able to produce this structure.

The CZ constituted a stable shallow platform in precarboniferous times (Cambrian to Devonian) in which several periods of non-deposition and/or erosion have been recognized (middle-late Ordovician, Devonian). The precarboniferous deposits define a wedge with its maximum thickness (2700 m) localized near its S and W margins. The transition from preorogenic to synorogenic took place at the end of Devonian and lowermost Carboniferous times, in which a progressive sinking of the entire region resulted in the formation of shallow

siliciclastic deposits (Late Devonian) and condensed series of lower carboniferous rocks.

Relatively stable conditions persist in Namurian times as demonstrated by the establishment, in most of the CZ, of a shallow carbonate shelf, surrounded to the S and W, by a turbiditic trough in which some evidence of tectonic instability may be noticed (slumps, breccias) (Fig. II.49).

The synorogenic Westphalian deposits show a complex distribution and evolution of the sedimentary environments in which they were laid down, and notable thickness and facies variations. Strongly subsiding areas were localized in the Central Coal Basin (6000 m thick). Marine influxes were important in the lower part of the succession and become persistent in the E (Picos de Europa area) (Fig. II.50). This may be considered as the result of migration of the tectonic processes towards the Asturian Arc core. Thick conglomerates, angular unconformities and partial erosion processes can be seen within the Westphalian succession.

The first posttectonic successions are of late Westphalian D age. They were deformed as unconformable covers by both large faults and reactivated former folds in the basement. Nevertheless, marine conditions persist in the Asturian Arc core (Picos de Europa area) where the main tectonic event occurred in early Stephanian times.

In Stephanian times the CZ becomes the site of an important fault tectonics, which must be held responsible for the distribution and deformation of the continental deposits of this age.

The relationships between nappe emplacement, late folding, the major unconformities have led to several proposals for the structural evolution of the CZ (de SITTER, 1962; WAGNER, 1965; JULIVERT, 1971; WAGNER & MARTINEZ GARCIA, 1974). These are mainly based on the supposition that every conglomerate overlying unconformities corresponds to a postorogenic deposit, and is correlated with a certain set of structures with given trend and geometrical characteristics. Other authors emphasized the role played by large faults in the tectosedimentary evolution of the CZ (SAVAGE, 1979, 1980; KULLMANN & SCHONENGERG, 1977; HEWARD & READING, 1980). They consider that these faults have been active since precarboniferous times, and that the CZ does not respond to a standard orogenic model, but to one in which gravity tectonics dominates. Nevertheless, igneous rocks associated to these major fractures are always of late Carboniferous-Permian age.

MARCOS & PULGAR (1982) proposed a tectonostratigraphic evolutionary model, based on balanced structure sections. They consider that the Carboniferous deposits from the Namurian onwards, constitute diachronic clastic wedges related to the emplacement of major decollement units (Fig. II.51). These wedges migrated towards the Arc core as the deformation moved forward.

The absence of unconformities in the successions of some of the clastic wedges suggest the existence of a continuous tectonic activity (Central Coal Basin). On the other hand, the end of the major tectonic activity may be considered the cause of the unconformities in other areas of the CZ.

## XI.II.12 MINERAL DEPOSITS IN THE CARBONIFEROUS OF THE CANTABRIAN MOUNTAINS

### *C. Luque and E. Martínez García*

More than 50% of the mineral occurrences in the Cantabrian Zone of the Iberian Massif are in sediments of Carboniferous age. The deposits can be of metallic character (Cu, Hg, Pb, Zn, Fe, Mn, As, Sb, Co, Ni, etc.) or non-metallic (fluorite, barite and talc). The development of ore extraction begun in the Neolithic referred to copper and iron, and then proceeded during Roman times, mainly dedicated to mercury, iron and probably lead-zinc. The interest on minerals then decayed up to the XVIII century with the exception of small prospects. Most occurrences were investigated and worked along the XIX century with regard to the metallic minerals. In the first half of the XX century, also non-metallic ores were actively mined. The provinces of Asturias and Leon were the second main producers of mercury and fluor spar of Spain for many years after WW II.

Scientific knowledge of the mineral deposits underwent two main periods. The first one, mainly descriptive before 1970, and the second of detailed studies of the mineralogy and geology of the occurrences after that date, with contributions of several Spanish and foreign academic institutions and also of private and public enterprises.

The mineral occurrences in the Cantabrian zone are described and its areal extent figured in the following

order: a) *copper*: mainly occurring in carbonates although some in terrigenous sediments adjacent to igneous rocks. In the Western Cantabrian Region, they are represented by association of Cu, Co and Ni minerals with strong supergenic enrichment. The main minerals present are chalcopyrite, bornite, digenite, djurleite, chalcocite, azurite, malachite, cobaltite, smaltite, erythrite, anabergite, marcasite, etc. etc. In the Central Cantabrian Region, the parageneses include tetrahedrite, enargite, and chalcopyrite in fracture and karst fillings although some skarn-type occurrences are present near gabbroic intrusions. There are also, in that Region, Cu, Co, Ni associations with erythrite, anabergite, heterogenite and tirolite.

In the Eastern Cantabrian Region, copper mineralizations are made up of chalcopyrite and arsenopyrite in quartz veins with some Au content and related to granodioritic intrusions.

b) *mercury*: the showings are predominantly in the Carboniferous limestones, although some important ones lie in siliceous breccias. The more widespread parageneses are: cinnabar-pyrite-marcasite with some galena and stibnite, cinnabar-realgar-orpiment with accessory fluorite, schwartzite, talc and native quicksilver, cinnabar-stibnite-fluorite with some talc and livingstonite, and sphalerite-galena-barite-cinnabar. It is also related to some manganese deposits of the Central Region. Most of the times is filling irregular cavities or fractures. In some instances, arsenic has been an important by product of cinnabar mining.

c) *lead-zinc*: the lead-zinc occurrences are mainly in the eastern end of the Central Region with also several ones in the Central Coal Basin, together with cinnabar localities. The most frequent parageneses are sphalerite (caramel variety abundant), galena, barite and cinnabar, accompanied by greenockite, fluorite and chalcopyrite. Secondary minerals include smithsonite, hydrocincite, hemimorphite, cerusite, anglesite, azurite, malachite and goethite, together with the gangue minerals, calcite, ankerite, dolomite, fibrous aragonite, agalmatolite, quartz and chalcedony. Of the same type are the occurrences near Puente Viesgo (province of Santander). In the Eastern Region there are two main mineralised areas, near Peña Labra and Triollo, in Carboniferous limestones, with predominant sphalerite together with galena, pyrite and chalcopyrite. They occur as irregular cavity and fracture fillings.

d) *antimony*: is generally in the neighborhood of the cinnabar occurrences, in the Central Coal Basin and in the Riaño area of the Eastern Cantabrian Region, the latter occurrences being near granodiorite intrusions. The two main parageneses are stibnite-cinnabar-pyrite-marcasite and stibnite-pyrite. In the gangue, calcite, ankerite, quartz, talc and fluorite can be present. They are usually found as irregular vein and fracture fillings.

e) *iron-manganese*: almost always present in Carboniferous limestones. In the Western Cantabrian Region they are composed of an association of hematite, goethite and limonite predominating over manganese minerals (pirolusite, psilomelane, braunite, etc.) which in turn take over the former in occurrences of the Central Region (Picos de Europa). Most of them seem to be related to karstic processes and appear as cavity or fracture fillings. In other instances, they look stratiform included in Carboniferous limestones.

f) *fluorite*: predominantly occurs in the Carboniferous limestones of the Western and Central Cantabrian Regions, although those of economic importance are in the last one. It is always as cavity or fracture fillings with strong evidence of being related to paleokarstic circulations under the Permian sedimentary cover. Frequently associated are chalcopyrite and barite. In some instances liquid hydrocarbon inclusions are found in the fluorite.

g) *barite*: widespread only in the eastern end of the Central Region (Picos de Europa), almost in every Carboniferous carbonate formation. The main parageneses are barite, barite-cinnabar and barite-galena-sphalerite-cinnabar-chalcopyrite. Frequent secondary minerals are: smithsonite, covellite, cerusite, azurite, malachite, etc. Most occurrences are irregular, as karstic cavity fillings and fracture fillings.

h) *talc*: they are restricted to the southern Western Cantabrian Region near Lillo-Tarna (province of Leon) in connection with fractured zones. The main parageneses are: talc-chlorite-pyrite-dolomite and talc-fluorite-pyrite-stibnite-cinnabar. They form irregular masses along tectonic structures and also are as veins and irregular cavities in anticlinal hinges. Its origin has been attributed to silica and magnesium diffusion along fractures from the surrounding rocks.

With regard to the genesis, mineralizations in the Carboniferous of the Cantabrian Zone are controlled by lithology, structure and hidrothermal fluid circulation. The effect of lithology is clearly seen as nearly 80% of the occurrences are in limestones. It is also to be noted the importance of dolomitization, karstic erosion and chemistry of the rocks. The relation with structure is evident from the association of most mineralizations with the main fracture systems of the Cantabrian Zone: Falla de Ventaniella (NW-SE), Falla de La Peña (NE-SW) and associated fractures, and also to the Falla de Infiesto (E-W). They are also related to hercynian thrust planes that could move again later. Finally there are also cases in which mineralization is associated to fold hinges or limb fractures.

Hydrothermal solutions circulated through all these fractures and karstic channels, depositing the ores in them or replacing suitable horizons. The hot water circulation itself could create new karst cavities at the same time under the cover of Permian sediments. The temperature of these solutions does not seem to have overcome 200°C.

The ultimate source for these solutions is to be found in the igneous activity that seems to have been intense during Permian times in the Cantabrian Zone as can be deduced from the number of small outcrops of granodiorites and basic rocks that intrude older Paleozoics and from the contemporaneous alkaline volcanics. It is to be noted the important role played by the Permian cover in the control of mineral occurrences, since these are almost invariably near the pre-Permian unconformity. Its age is then very probably restricted to the Permian with the exception of some syngenetic iron and manganese occurrences that could have been remobilised by the post-hercynian karstic processes. This mineralising event has recently been interpreted as related to the formation of a Permian continental "rift".

### XI.III CORDILLERA IBERICA

*J. Villena and G. Pardo*

Carboniferous occurrences in the Cordillera Ibérica are restricted to the Sierra de la Demanda and Macizo de Montalbán areas, and to two other small ones at Puig-Moreno and Henarejos (see fig. 1), all of which will be dealt here with, except for the last one which will be dealt with elsewhere in this book.

The Carboniferous succession in the Sierra de la Demanda, which lies unconformably on Cambro-Ordovician rocks, consists of two different lithostratigraphic units:

— Lower unit, constituted by three conglomerate bands separated by sandstone-mudstone alternations, which locally include coal seams and flora rich beds towards the top.

— Upper unit, of thin-bedded sandstones and mudstones with abundant marine fossil remains. This sometimes includes dolomitic lenses towards the top.

The vertical evolution of both the lithologic and textural characteristics allow subdivision of the succession into five fining upwards megasequences. On the other hand, the abundant flora in the lower unit (A, B, and C megasequences) together with the fauna in the upper one allow the age to be established as Westphalian B - Westphalian D, bearing in mind that the uppermost strata could even reach the Early Stephanian.

The Carboniferous in the Macizo de Montalbán consists of a c. 1500 m thick terrigenous succession, in which flysch facies sequences are included. This succession, probably unconformable over Devonian rocks, has yielded the following genera of goniatites: *Homoceratoides*, *Homoceras?*, *Reticuloceras*, *Gastrioceras?*, *Agastrioceras?*, *Hudsonoceras* y *Proshumardites*, which characterize the Namurian A, B, and C. The entire succession commences near the Lower-Upper Carboniferous boundary and terminates at the Early Westphalian. Lower Carboniferous rocks which have never been recognized in the outcrops, have been, however, identified as clasts included in Upper Carboniferous.

The Carboniferous rocks of the Puig-Moreno occurrence are correlated to those of Montalbán on the basis of both the lithological similarities and the available palaeontological evidence. Nevertheless correlations between the successions at the Sierra de la Demanda and Montalbán cannot be established as they represent sedimentation at different intervals within the Carboniferous.

The succession at Montalbán has been often considered as representing the flysch stage in the evolution of a geosyncline, in which the emerged areas could be located S and SE of the present-day massif. Nevertheless, it is here suggested that most likely most of the succession might represent from distal to proximal facies of a siliciclastic shelf prograding onto a turbiditic slope.

The Carboniferous sediments of the Sierra de la Demanda, molassic in character, and postdating the main Hercynian orogenic event, were laid down in deltaic and shelf environments.

*B. Meléndez; J. Talens; F. Fonollá and C. Alvarez-Ramis*

The Carboniferous Basin of Henarejos is known since the end of the 19<sup>th</sup> century (CORTAZAR 1875, 1883) and its coal layer has been exploited with interruptions until 1960. The low quality coal from the mine has been used in the cement factory of Buñol (Valencia).

The geological age of the basin was assumed by CORTAZAR to be Westfalian and much later in 1941 FALCON and MADARIAGA said it was of Stephanian age, although the fossil flora they studied was rather banal and didn't justify that determination.

In 1951 Prof. Dr. W.J. Jongmans determined the geological age of the basin with new recolections of flora, assigning it to the Stephanian, probably B. Lately in the study of the sheet 665 "Mira" of the Mapa Geológico de España E: 1:50.000 (MAGNA), Drs. Talens and Fonolla have made a more detailed study of this basin, stating that the Carboniferous is discordant over the Silurian and that it is a rather limnic basin with several sedimentation cycles, one of which originated the exploited coal seam.

The fossil flora newly gathered has allowed to add new species to the ones already known giving more precise knowledge of the geological age of the stratigraphic series. The age is some in between Stephanian B and C with a strong tendency to this late level. It has been possible to do some palynological analyses in the lutites interbedded in the sequence and also in the coals of the abandoned mine in spite of its anthracitic character, because of its volatile content. The geological age suggested by the spore association corresponds also to the Stephanian B-C.

The coal exploited in the mine 20 years ago, can be considered as anthracitic meagre pit-coal with little calorific power due to the high ash content, up to 21%.

The Carboniferous stratigraphic series begins with a thick polygenic conglomerate with boulders of very different sizes up to 20 cm in diameter. The stratigraphic sequence has a continental character and it must have settled in a limnic basin with several successive sequences or cycles of sedimentation, in each one of which a coal layer has been formed, even though only one of them is well developed, and has been exploited, since the others are just simple "carboneros" (carbonaceous lutites).

The last sedimentary cycle, which corresponds to the highest part of the stratigraphic series, is unequally developed in various localities being immediately covered by the Permian basal conglomerate. This seems to point to the existence of an erosive phase at the end of the Carboniferous.

In the lower part of the sandstones of the Bunt facies which covers unconformably the Carboniferous formation there is an intercalated level of lutites; in it some spores corresponding to the Permian have been found.

The structure of the Carboniferous is essentially an anticlinal oriented in an E-W direction slightly flexed towards WNW, which dips in its sides around 30° to the S and NNE.

The anticline is cut by a transverse fault of approximate direction N-S being all the formation covered by conglomerates and coarse grained sandstones discordant over the Carboniferous with almost horizontal stratification whose geological base is Permian in Bunter facies.

The Carboniferous of Montalbán is in the "aragonian" side of the Iberian Cordillera, just on the NE of the Teruel province somewhat north of this city.

The outcrop of Carboniferous rocks is almost 20 km long and 4 km wide, surrounded by Triassic sediments and on the NW by important Devonian sequences.

The contacts with these systems are almost everywhere by fractures or fracture systems.

The sediments present in the carboniferous outcrops are of flysch facies with an N150°E to N130°E orientation, with some graywackes and sandstones intercalated, topping each sedimentary cycle.

Some bad fossil plants rests have been gathered, and have allowed to determine the age of the basin. Till LOTZE (1929), the age of the outcrop was supposed first Devonian, later Silurian and finally Devonian again. In 1966 ORIOL RIBA, VILLENA and DESVALLIERES found *Calamites* and other evidences to describe the outcrop as Carboniferous. Simultaneously SACHER gathered *Lepidodendron*, *Stigmara*, *Calamites*, *Sphenophyllum* and *Trigonocarpus*, and REMY deduced that the age of the basin had to be Viséan-Namurian.

Two years later SACHER in collaboration with BERGER and KAUFMANN made a study with new stratigraphic data. These were well established by RIBA, VILLENA and MALDONADO (1971) in the sheet "Daroca" of the Synthesis Geological Map at 1:200.000 scale of the I.G.M.E. They separate a Lower Carbonife-

rous with a calcareous flysch (possibly Viséan) and a higher flysch made up of sandstones of Namuro-Westphalian age.

Again VILLENA et al. in 1979, in their study of the Carboniferous sedimentation describe the existence of turbidites and hemipelagites, on fining upwards stratigraphic sequences.

The Carboniferous stratigraphy, in spite of its tectonic complexity due to the superposition of the Hercynian and alpine orogenies, seems to be almost complete, with a Namurian calcareous lower flysch 180 m thick, the arenaceous middle flysch of 100 mts of Westphalian age. Both of these series have shown badly preserved plant rests, who justify the geological age.

On these, it follows another thick series of arenaceous flysch of 150 m. and 180 m. of sandstones, graywackes and schists. These series must belong to the Stephanian although we have not yet found the fossils to justify it. But on other hand we have found paleobotanical evidence that the last 50 m. of sandstones with ripples and cross bedding on top are clearly of Permian age.

On the whole Carboniferous outcrop they are found sills and dikes of calciferous diorites of Fini-Stephanian age as is remarked by RIBA (1959) and DESPARMET et al. (1972), as normally appear on both sides of the Iberian Mountains.

## XI.V THE MARINE CARBONIFEROUS OF THE SOUTH-PORTUGUESE ZONE

### *P. Florido Laraña*

The South-Portuguese Zone occupies a band, 230 km long and 40 km wide, extending from the western part of the province of Sevilla in the East, through the province of Huelva and the Portuguese Baixo Alentejo, up to the Atlantic Ocean in the West. It is limited by the Beja-Aracena Geanticline in the North, and by the Quaternary and Tertiary fill of the Guadalquivir Basin in the South.

Devonian rocks in the core of anticlines and, predominantly, Carboniferous rocks are the only ones represented in the South-Portuguese Zone, which includes the Spanish-Portuguese Pyrite Belt, one of the world's famous metallogenic provinces, with more than 60 polymetallic sulphide mines and almost 300 manganese mines.

### STRATIGRAPHY

In general terms the marine Carboniferous of this zone consists of two different lithostratigraphic units: a lower Volcano-Sedimentary Complex (C.V.S.) ranging in age from Tournaisian to middle Viséan, and an upper turbiditic succession, so-called Flysch Group or Culm Group, which is late Viséan in age. The Carboniferous overlies a thick Devonian succession consisting of mudstone-quartzite alternations, towards the top of which some scattered limestone lenses have yielded a conodont fauna of Famennian age.

In those areas with little or no volcanic influxes the transition between the Devonian succession and the Culm Group is marked by a terrigenous succession of mudstones, graywackes, quartzites and quartzwackes, that have been grouped under the general term Devonian-Lower Carboniferous.

#### *Volcano-Sedimentary Complex (C.V.S.)*

In general terms the lithostratigraphic succession, from bottom to top, may be summarized as follows.

— Initial acid volcanism ( $V_1$ ). This is represented by both lavas and pyroclastic rocks, ranging in composition from acidic (rhyolite, dacite, quartzkeratophyre) to intermediate (keratophyre, trachyte, andesite). Sometimes it includes basic types. Black shale bands are frequently intercalated between successive volcanic layers or are the lateral equivalent of them. This first acid volcanism is the principal polymetallic sulphides bearer in the entire Pyrite Belt.

— Basic volcanism. This is constituted by spilites and basalts which frequently exhibit pillow-structures and columnar jointing. Green to violet tuffs are always associated to this basic lavas, being rather characteristic both their colour and porphyritic aspect.

— Iron and manganese oxide nodules-bearing sandstones, mudstones and quartzites. These crop out

continuously in both limbs of the Puebla de Guzmán Anticline, and locally in other sections in the Pyrite Belt. They always underlie the second acid volcanism ( $V_2$ ).

— Second acid volcanism ( $V_2$ ). Towards the base it may be constituted by massive lavas together with agglomerates and coarse-grained tuffs, but most generally it consists of fine pyroclastic rocks, specially towards the top. The principal manganese mineralizations in the entire region are associated to jasper lenses and purple shales within this  $V_2$ .

— Purple shale marker band. This crops out continuously in the entire Pyrite Belt, always on top of the  $V_2$ . It consists fundamentally of cinerites with high haematite contents.

— Third or final acid volcanism ( $V_3$ ). This consists of agglomerates and polygenic breccia tuffs as well as fine pyroclastic rocks. It is well-developed in the southern half of the Pyrite Belt, but is almost non-existent in the northern half.

#### *Culm Group*

It overlies conformably the C.V.S. and consists of a thick monotonous succession of shales and graywackes in which two parts may be distinguished: a basal rather fossiliferous lutitic part, and an upper turbiditic one, fossiliferous as well, in which proximal *Tac* Bouma sequences are predominant, although more distal *Tbe* and *Tce* sequences are also locally present. This Culm Group is dated as late Viséan, mainly on the basis of *Posidonomyas* and *Goniatites*, but other remains of echinoderms, brachiopods, bivalves and cephalopods have also been found.

#### DEFORMATION AND METAMORPHISM

The Hercynian orogenic event may be held responsible for the deformation of the Devonian and Carboniferous rocks of the South-Portuguese Zone, in which the effects of three successive folding phases are recognizable. These are most commonly referred to as the Asturian Phase (Westphalian-Stephanian). Both the first and the second phases are the most significant in the construction of the regional structural framework. The strike of the structures generated by both phases ranges from E-W to N-120-E.

The first phase developed tight asymmetric folds and related slaty cleavage ( $S_1$ ), facing southwards. This phase also produced thrusts and reverse faults parallel to the S Plane.

The second phase developed a fracture cleavage, locally slaty cleavage, associated to also asymmetric open folds.

The third phase, N-S in strike, produced saddle folds over the axis of previous ones.

Finally a late fracture phase may be recognized. This originated strike-slip faults, sometimes with several kilometres displacement.

Metamorphism took place simultaneously with the first folding phase. The metamorphic mineral assemblages characterize the very low, and the low stages of metamorphism.

#### MINERAL DEPOSITS

Mineralizations in the Pyrite Belt may be divided into three main groups:

- Polymetallic sulphide deposits.
- Manganese deposits.
- Vein ore deposits.

Both the first and second groups are syngenetic deposits of an exhalative-sedimentary type.

The polymetallic sulphide deposits, which are the most important economically, appear in three main different environments:

- a) As massive sulphide bodies near the extrusion centres of acid pyroclastic rocks.
- b) As massive sulphide layers, the constituents of which have undergone a certain transport and reworking, thus showing sedimentary structures (graded bedding, parallel and cross-lamination, slumping, etc.). The host rock of these reworked sulphides is constituted most commonly by black shales.
- c) As stockworks within and near the volcanic vents, thus below the deposits of type a.

The complex sulphide deposits are associated to the first acid volcanism ( $V_1$ ). The reserves of sulphide mineralization in the entire Pyrite Belt are estimated to be of the order of 750 millions tons, with the following average tenors: 44-48% S, 37-44% Fe, 2-6% Cu-Pb-Zn, 0.5-1.5 g/t Au, 5-30 g/t Ag.

The Manganese deposits are associated to the second acid volcanism ( $V_2$ ). No active workings are being carried out at present on these deposits.

Vein deposits, though rather abundant, are unimportant economically. They are most commonly hydrothermal mineralizations of copper, fluorine, lead-zinc and antimony.

## XI.VI THE CARBONIFEROUS OF SIERRA MORENA

*Cecilio Quesada*

From a geological point of view, the southwestern part of the Iberian Peninsula has been divided into three zones with different stratigraphic, petrological and structural characteristics, viz. South Portuguese, Ossa-Morena, and Central Iberian zones.

Carboniferous rocks are well represented in the South Portuguese Zone, which is dealt with elsewhere in this book. In the Ossa-Morena Zone there are many scattered outcrops of Carboniferous-early Permian rocks, representing three major intervals, viz. Tournaisian-Visean-early Namurian, Westphalian A, B, and D, and late Stephanian-Autunian. In the neighbouring Central Iberian Zone Carboniferous rocks are of late Stephanian B age, and Dinantian age.

### *Lower Carboniferous*

Lower Carboniferous rocks in the southwestern part of the Iberian Peninsula are entirely marine, and belong to two different basins separated by an emerged landmass, elongate in a NW-SE direction. The only exception to the above statement is the lacustrine Valdeinfierno Coalfield which is located within the landmass (most of the present-day Ossa-Morena Zone).

The southern basin, is represented by the occurrences in the South Portuguese Zone where the Carboniferous rocks (ranging in age from Tournaisian to Westphalian) conformably overlie late Devonian strata. The Santa Olalla de Cala occurrences being the only ones representing this southern basin within the Ossa-Morena Zone, but here they postdate the principal deformation phases. The rest of the Lower Carboniferous rocks in both the Ossa-Morena and Central Iberian zones belong to the northern basin, though they show strong structural differences from one to another.

In general terms the successions of every occurrence, although greatly variable from one to another, show a number of similarities that may be summarized as follows:

- The basal strata, when exposed, consist of conglomerates and/or debris flows with continental appearance, which lie unconformably on previously deformed and metamorphosed rocks of Precambrian or early Palaeozoic age in the Ossa Morena Zone, and lie paraconformably on the Middle Devonian in the Central Iberian Zone.

- Above these a generally shallow marine detrital succession crops out throughout the region, in the lower part of which carbonate rocks are included locally.

- Volcanic extrusions, both basic and acidic, took place almost simultaneously with carbonate sedimentation, concentrated along certain tectonic lines.

Although the available biostratigraphic evidence is still rather scarce, a preliminary attempt may be made at a rough palaeogeographical model for the northern basin, at least for the late Visean which is the best characterized palaeontologically. The most relevant features may be summarized as follows:

- In early Carboniferous times an emerged land area (island? , microcontinent? ) separated two (disconnected? ) basins, northeastwards and southwards respectively of the present-day Ossa-Morena Zone, that constituted the landmass.

- Terrestrial sedimentation occurred in fluvial? and lacustrine basins. The Valdeinfierno Coalfield constitutes the only available evidence of such sedimentation.

- The northern shoreline ran in a general NW-SE trend, as is demonstrated by the alignment of proximal facies in this direction.

- In this northern basin, at least two lines existed along which volcanic activity took place. Both lines constituted the most salient palaeogeographical features and controlled the most significant facies changes.

- The southern volcanic line, corresponding at present with the Villaviciosa-La Coronada magmatic axis, constituted a volcanic island alignment that allowed the formation of a lagoonal zone between it and the continent, as represented by the Benajarafe Coalfield and its eastwards and westwards extensions.

- More or less active deltas were formed in near-shore areas, as represented by the Berlanga area and a part of the Benajarafe Coalfield.

- The northern volcanic line, represented by the volcanic occurrences in the southern Pedroches Valley (Varas-Guadalbarbo volcanic alignment) is not as significant as the former, since facies at both sides of it show strong similarities. The variety of facies in the Pedroches Valley area (north of the volcanic line) is the most important difference respect to the "monotonous" Guadiato area (south of it). In both cases sedimentation



took place in a shallow continental shelf, in which storm surge ebbs were the principal mechanism of sediment supply.

#### *Westphalian*

Westphalian strata in the Ossa-Morena Zone occur at three different separated places, viz. Peñarroya-Belmez-Espiel Coalfield (province of Córdoba), Villanueva del Río y Minas Coalfield (province of Sevilla) and Santa Susana Coalfield (Alto Alentejo, Portugal). Westphalian rocks lie unconformably on deformed older rocks, and postdate all the important tectonic events in this region. Fault tectonics may be held responsible for the smooth structure that they exhibit.

From a palaeogeographical point of view they represent terrestrial deposition in fluvial and/or lacustrine intramontane basins taking place at three different intervals, viz. Westphalian A, Westphalian B, and Westphalian D, for the Villanueva del Río, Peñarroya-Belmez, and Santa Susana coalfields respectively.

The Spanish Westphalian coalfields both contain the most important coal measures in the entire Ossa-Morena Zone having been extensively mined ever since the 18th century.

#### *Autunian*

Autunian rocks occur in the Ossa-Morena Zone in generally rather small, disconnected outcrops in the North of the Province of Sevilla. They appear in two areas separated about 30 km, viz. Guadalcanal-San Nicolás del Puerto area, and Viar area, with rather different stratigraphic characteristics.

Autunian rocks are almost ubiquitously structureless. Faulting may be held responsible for the folds that they rarely exhibit (Fuente del Arco Coalfield, Viar basin).

An Autunian age has recently been demonstrated for these rocks that had been often considered as either Stephanian or late Westphalian-early Stephanian, and even Triassic. A late Stephanian age cannot, however, be excluded for those non-exposed basal strata, as demonstrated by the palynological assemblages that have been recorded from boreholes in the Guadalcanal Coalfield.

Palaeogeographically the small occurrences in the Guadalcanal-San Nicolás del Puerto area belong most likely to different parts of an unique lacustrine basin. On the other hand, most of the Viar basin succession exhibits fluvial characteristics, and includes a lacustrine interval which is rather similar to the lacustrine successions of the other Autunian occurrences.

Notwithstanding the most salient characteristic of the Autunian in this region is the existence of a floral *mélange*, both macroflora and palynomorphs, containing Cathaysian, Gondwana, and Angaran elements in association with predominant Euramerican species. This singular fact has been interpreted as proving the existence of a geographical link between the Ossa-Morena Zone and Gondwanaland and, since this singularity does not exist north of the Ossa-Morena Zone a palaeophytogeographical barrier had necessarily to exist between the Ossa-Morena and Central Iberian zones, the nature of which has not been established yet.

#### *The Stephanian B of the Puertollano Coalfield*

This coalfield is located in the Central Iberian Zone and is the northernmost Carboniferous occurrence, containing the most important coal measures as well, in the southwestern part of the Iberian Peninsula.

Sedimentation is of a lacustrine type with increasing fluvial influxes towards the top of the succession, which also includes oil shale bands and tuffaceous layers in its lower part.

The age of the Puertollano coal-measures has been determined as late Stephanian B on the basis of compression floras.

## XI.VII THE CARBONIFEROUS OF THE PYRENEES

*Michel Waterlot and Jean-Marie Charlet*

Several areas are separated in the description of the Carboniferous in the Pyrenean Mountains (Figs. VII-1, 2, 3, 4). Fig. VII.5 shows the general stratigraphic column of the Chain and Fig. VII.6 the Palaeozoic sequence in the

western Axial Zone. The Carboniferous sequence generally starts with shales interbedded between the Upper Devonian "supragriotte" limestones and the similar Carboniferous ones (Fig. VII.7 and 8). On top of the limestones lies with apparent conformity a sequence of lidites with phosphate nodules.

In the Basque Paleozoic massifs (Figs. VII.9, 10), five units are distinguished: Igounee, Mendibelza, Aldudes, Labourd and Cinco Villas. HEDDEBAUT (1973) considers two areas with different stratigraphic development; the western one ( $U_1$ ) with shales and conglomerates resting on probably Famennian limestones that crops out in the Cinco Villas and southern Labourd, and the eastern area ( $U_2$ ) of Igounee, Mendibelza, Aldudes and southern Cinco Villas made up of lidites, dark limestones and sandstones at the top (Fig. VII.11). In the Cinco Villas Massif (Figs. VII.12, 13) the Carboniferous sequence is made up mainly of shales and conglomerates with lidite and quartzite pebbles.

In the areas to the west of the Axial Zone, between the Anie Peak and Torla, the Palaeozoic sequence is resumed in fig. VII.14 after MARKS & WESINK (1970). Carboniferous rocks crop out in the upper Aragon Valley, Urdos Basin and Bujaruelo Valley. In the Upper Aragon Valley, near the Canfranc Station (Figs. VII.15, 16, 17 and 18) a Lower Carboniferous calcareous unit and an Upper Carboniferous terrigenous unit can be separated.

More to the East is the Plan des Etangs Syncline, some 20 km long between Benasque and the Valarties River. Here, Carboniferous sediments rest on top of the Devonian limestones. The sequence starts with 10 m of Tournaisian limestones followed by a thick terrigenous succession with sandstones, shales and conglomerates, where the *Proshumardites karpinskyi* Rauser-Tchernousova found, allowed datation as at least Namurian in part, although the boundary with the Westphalian has not yet been described (Fig. VII.19). Some calcschists are intercalated in the upper part of the sequence. The structure of this syncline is shown in fig. VII.20. Its sedimentological study allowed representation in block-diagrams like the ones of figs. VII.21 and 22.

In the Benasque, Cerler and Villanova areas (Fig. VII.23, 24 and 25) Carboniferous sediments are made up of black limestones, sandstones, graywackes and black shales similar to the Plan d'Etangs Syncline.

In the Torre de Capdella-Aguiró area, by the Flamisell River, Westphalian shales, sandstones and conglomerates (Westphalian D according to MEY 1968) rest unconformably on folded Devonian sediments (Fig. VII.26). There are also some Stephanian deposits near Aguiró with floral remains.

Carboniferous sediments in the LLavorsi Syncline (Espot-Andorra Synclinorium) (Figs. VII.27, 28) form a long and narrow E-W band affected by different faults. Two main formations are described, the lower Mañanet Fm. made up of variegated nodular limestones with red and green shales and the upper Ción Fm. of predominant black shales. The first one was dated as Eifelian to Visean by means of conodonts by BOERSMA (1973). The Ción Fm. has not yielded organic remains yet.

In the area of Feixa-Castellas-Espahent, the Carboniferous is represented in a band 15 km long and 6 km maximum width. It rests on top of the Devonian "supragriotte" limestones, and is made up of black shales, limestones, lidites, sandstones, microconglomerates and crinoidal limestones, with some conglomerate levels (Figs. VII.29, 30). They are affected by NW verging isoclinal folds and faults (Fig. VII.31).

With regard to Stephanian deposits in the Pyrenees, most of them are of molassic character, clearly unconformable on older Palaeozoic terranes, with frequent coal seams and floral remains. They belong to the lower part of a post-orogenic sequence whose upper part is occupied by the Permo-Triassic deposits. A general correlation scheme is shown in fig. VII.32. As examples we can refer to the Collado de Portalet sequence, where there are volcanics of Stephanian age cutting through it, the Enviny sequence (Fig. VII.33) with shales, sandstones, limestones and coal seams, and the San Juan de las Abadesas sequence of major economic importance (Fig. VII.34). Coals from these basins vary in volatile content from 3,2 at Portalet to 16,5 in San Juan de las Abadesas. Nevertheless, the influence of volcanism in coal rank does not seem to have been important.

Magmatic intrusion took place in the Pyrenees during the Asturian folding phase, with emplacement of more than twenty granitic batholiths, some of them of great volume like the Maladetta and Mont-Louis-Andorra examples (Fig. VII.35). Mineralogically range from granodiorites to monzogranites intruding non metamorphic pre-Stephanian terranes with production of contact metamorphic aureoles. Permo-Triassic conglomerates frequently bear granite pebbles from the erosion of these batholiths.

As example, the Maladetta Batholith (Fig. VII.36) can be described, following CHARLET (1979). It is a complex granitic mass of 400 Km<sup>2</sup> with mafic components (Tahull facies) medium grained granodiorites (Maladetta granodiorite), coarse-grained amphibole-bearing granodiorites, biotite-amphibole porphyritic granites and oriented granites. Two main units can be separated according to mineralogical composition: the central and eastern Bohi Unit with coarse-grained biotite-amphibole granodiorites and granites, and the western Aneto Unit of biotite-muscovite-cordierite granite and medium-grained biotite amphibole granodiorites. The intrusion seems to have generated microfolds with associated schistosity ( $S_2$ ). The contact metamorphism is post-Westpha-

lian and pre-Permian. Absolute age determinations give  $277 \pm 7$  m.y. according to MICHARD-VITRAC et al., (1979).

Contact metamorphism produced in the Devonian calcareous-pelitic sequence paragenesis like idocrase-diopside-wollas-tonite-grossularite and also actinolite<sup>1</sup>-epidote-calcite. Actinolite is parallel to  $S_2$ . Also a late paragenesis actinolite-2-calcite-epidote-quartz is related to a deformation episode. In the Devonian and Carboniferous pelitic sequences, andalucite and cordierite are the most common minerals, although also almandine has been reported in Devonian biotite hornfelses (CHARLET 1977). The Silurian ampelitic sequences show chiastolite passing to sillimanite at the granite contact and a late paragenesis with muscovite-quartz. In conclusion, the almandine paragenesis seems to be related to early mafic precursors. Biotite-amphibole granodioritic intrusions give rise to high temperature parageneses with andalucite-sillimanite. Cordierite granites are associated to scapolite parageneses, and epidote-actinolite or epidote-chlorite are related to a late deformation episode. Neither almandine nor scapolite are present in the Bohi aureole.

With regard to the intrusive types, the "Tahull mafic facies" ( $\gamma_1$ ) are made up of augite-hypersthene gabbros and norites to quartz gabbros and diorites. They are more frequent in the Bohi Unit. Granodiorites and granites  $\gamma_2$  are separated into three varieties, biotite-amphibole granodiorite  $\gamma_{2b}$  gradually passing towards the centre to biotite-amphibole coarse-grained porphyritic granite  $\gamma_{2c}$  and making up most of the Bohi Unit, and a medium-grained biotite-amphibole granodiorite  $\gamma_{2a}$  predominant in the Aneto Unit.

In the Bohi Unit there are smaller masses of medium grained biotite granites with frequent cordierite or muscovite and crystalline rocks inclusions. They are subdivided in several types like the Tredos granite finer grained and free of muscovite and cordierite ( $\gamma_{3a}$ ), the Beciberri granite, porphyritic and melanocratic ( $\gamma_{3b}$ ), the leucocratic Cirques granite ( $\gamma_{3d}$ ), and the Arties granite ( $\gamma_{3c}$ ), medium-grained and porphyritic with biotite, muscovite, cordierite and alkaline feldspar megacrysts. In the northern border of the Aneto granite, there are also fine-grained cordieritic leucocratic granites (Table 1).

In the associated vein complexes several facies can be separated: a heterogeneous facies with blocks and xenoliths of mafic rocks embedded in an aplitic matrix with rare cordierite ( $\gamma''3$ ), aplites with turmaline nodules or spots and cordierite ( $\gamma''4$ ), aplites and graphic pegmatites ( $\gamma''5$ ), pseudobasaltic rocks ( $\gamma''6$ ) and the potassic Cumbres microgranite ( $\gamma''7$ ).

In the Bohi Unit, the aplo-pegmatitic complex is very thick and extends more than 10 km (Cavallers Complex), with metric to decametric aplite veins as horizontal laminae intrusive in the granodiorites. The potassic microgranites are absent in this unit but very frequent in the Aneto Unit, where the aplo-pegmatites adopt a concentrically zoned disposition. The complex is cut by mafic veins in an aplitic matrix.

Oriented granites show up around both Bohi and Aneto Units, with parallel disposed biotite, amphibole and feldspar megacrysts and also with elongation of basic xenoliths.

There are several kinds of xenoliths in the Maladetta granite: wallrock fragments, basic rocks, crystalline rocks and biotite-rich rocks. The wall-rock fragments are from kilometeric to centimeteric and appear mainly in the western part of the batholith with hornfels facies. Basic rocks are frequent and mainly within  $\gamma_2$  facies, in special at the  $\gamma_2$ - $\gamma_3$  contact in the Aneto Unit, with some xenolith septa. Crystalline rock fragments and biotite rich rocks are more frequent in the  $\gamma_3$  facies.

The Maladetta Massif has been locally sheared with mylonite production along some great fracture lines like the Noguera Ribagorzana Line between the Bohi and Aneto Units and the fault zones of San Nicolau river, Ratera and Baños separating the Bohi Unit in four tectonic blocks (Table 2): Capella de Santa Rita, Noguera de Tor, Capdella and Estany Gerbe.

It can be concluded that the  $\gamma_3$  facies is later and intrusive in  $\gamma_2$ , and gave rise to different smaller masses from granites to aplo-pegmatitic vein types in the former.

## IX.VIII CARBONIFEROUS IN THE CATALONIAN COASTAL RANGES

*P. Anadón, M. Julivert and A. Sáez*

The Carboniferous sequence in the Catalonian Coastal Ranges starts by black cherts (10-20 m) with phosphate nodules. Overlying the cherts, there is a horizon (15-30 m) of red and green shales with interbedded

limestone layers of variable thickness. Conodont and trilobite faunas indicate a Visean age. Above, there is a thick terrigenous sequence showing the typical culm (=flysch) facies, characteristic of the Hercynian syntectonic deposits. In the southern part of the Catalanian Coastal Ranges (El Priorat), the culm sequence reaches a thickness of more than 2000 metres. The Visean-Namurian boundary has been determined in El Priorat, from conodont faunas found in a limestone bed interlayered in the lower part of the culm sequence. In consequence, a Namurian age has to be accepted for most of the culm sequence, although its lowermost part is still Visean and its upper part could be Westphalian.

## XLIX CARBONIFEROUS OF MENORCA

### *A. Obrador*

The Carboniferous is widely represented at the island Menorca. From a lithological viewpoint two ensembles can be distinguished: a lower ensemble dominated by autochthonous sedimentation and an eminently turbiditic upper ensemble. The sediments ascribed to basal Carboniferous are constituted by radiolarites, carbonaceous lutites, phosphatic nodules (associated both with the radiolarites and the carbonaceous lutites, micritic limestones and red lutites. They represent an eminently not detritic lithological section up to Upper Visean. Locally the uppermost Devonian horizons and the transitional Devonian — Carboniferous horizons are associated with eruptive basic rocks (spilites and dolerites). This fact and the nature of the contact between Devonian and Carboniferous, almost always tectonized, led BOURROUILH (1973) to state the possible existence of an stratigraphic gap between them.

The Carboniferous upper horizons (Culm facies) correspond to turbiditic sediments closely related to submarine canyons and adjoining sedimentary areas (OBRADOR et al., 1978) that in certain places and specially in the lower horizons are closely related to calcareous sedimentation, thought to be autochthonous (BOURROUILH, 1973). The study of paleocurrents and of the composition of the Devonian and Carboniferous sandstones and greywackes by HENNIGSEN (1982) shows that the source area was situated to the north and not to the south, like generally was admitted.

The few "in situ" or reworked fossil remnants in the Culm facies point out that this facies ranges from Upper Visean to at least Namurian B with thicknesses greater than thousand meters.

The emersion of the Paleozoic series of Menorca must have taken place during the Upper Namurian — Lower Permian times and promoted the injection of quartz-keratofires. This fact is congruent with the idea about the existence of a rigid basement next to the surface (BOURROUILH, 1973).

## XIX THE CARBONIFEROUS OF THE BETIC CORDILLERA

### *Hans-Georg Herbig*

The non-metamorphic Palaeozoic of the Malaguide unit of the Betic Cordillera is a basinal sequence. Platy limestone of Silurian and Devonian age represent Santi Petri Formation. Lidites of Tournaisian age, La Falcoña Formation, are followed by greywackes, shales and intercalated conglomerate lenses, Almogía Formation. It is of Visean to post-Bashkirian age. The overlying Marbella Formation is a post-Bashkirian debris-flow deposit.

All non-metamorphic rocks of the Malaguides are sediments deposited in deeper water below wave base. The total absence of fossils in the barren limestones of the Santi Petri Formation contradicts the interpretation as shelf deposits (BOURROUILH & GORSLINE, 1979). On the other hand the existence of olistoliths and some flysch characteristics point to the existence of a continental slope. The Santi Petri Formation, therefore is

interpreted as a calcareous, flyschoid unit, deposited on the lower continental slope or at its base; environmental conditions did not change between the Lower Silurian and the Upper Devonian. The palaeogeographic and tectonic source of the limestone olistoliths is unknown. During the Tournaisian (La Falcoña Formation) terrestrial influence ceased. Radiolarian oozes and locally carbonate oozes were deposited within a pelagic basin. This means, that during Upper Devonian times the continental slope regraded and the basin became enlarged. Probably in this context diabase dykes and sills intruded the tension zones. At the beginning of the Visean, the flyschoid sedimentation of the Almogía Formation started. The coarse detritic sediments of the Retamares Member indicate orogenic movements and strong erosion in an unknown hinterland (Sudetic phase? ). At the same time, the continental slope prograded and the size of the Carboniferous basin was reduced. The association of greywackes, conglomerate lenses and limestone-olistoliths in the Retamares Member suggests a sedimentation within a canyon-fan-system on the lower part of the continental slope. At the transition to the "Olive Shales" a lower fan to basin plain sedimentation became reestablished, characterized by the typical deep-water ichnogenus *Dictyodora liebeana*. In post-Bashkirian times the debris flow sedimentation of the Marbella Formation indicates a new tectonic instability of a hinterland, in which magmatic and metamorphic rocks were eroded and transported to a strongly differentiated carbonate shelf. Shortly afterwards, these rocks were eroded together with the shelf limestones and re-deposited as submarine debris flow sediments within the upper part of a canyon-fan-systems. The Marbella Formation, therefore documents the progradation of an orogenic front from an hinterland area to the basin margin. The hinterland is supposed to be connected with the African plate (BOURROUILH & LYS, 1977; BUCHROITHNER et al., 1980). Shortly afterwards the orogenic movements started within the sedimentation area and Palaeozoic sedimentation ceased. Late Hercynian movements (Asturic phase? ) are responsible for fracturing and gentle folding. Some magmatic intrusions originated. The Palaeozoic rock sequences were elevated above sea level and after times of erosion and non-sedimentation the sedimentation of the terrestrial rebeds of the Permotriassic Saladilla Formation started.

**EL PERMICO EN ESPAÑA**

**Coordinadores: C. VIRGILI & A. RAMOS**

con la colaboración de:

**A. ARCHE, J. BROUTIN, J. GISBERT, E. MARTINEZ, M. NAVIDAD,  
A. OBRADOR, O.J. SIMON, A. SOPEÑA, H. VISSCHER**

## **1 INTRODUCCION**

*Carmina Virgili*

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

# 1 INTRODUCCION

## 1.1 ANTECEDENTES

El conocimiento del Pérmico en España es reciente y aún incompleto. Aunque existen referencias bibliográficas muy antiguas (JACQUOT, 1866; PEREZ DE COSSIO, 1920; GAVALA, 1927; DALLONI, 1938) los datos significativos no aparecen hasta los años 70 (véase bibliografía en VIRGILI et al., 1973; VIRGILI et al., 1976; SOPEÑA et al., 1977; VIRGILI et al., 1980).

Hasta comienzos de los setenta, e incluso posteriormente, muchos afloramientos pérmicos habían sido confundidos con el Carbonífero o el Triásico ya que los criterios de caracterización eran fundamentalmente litológicos. Así las series rojas eran atribuidas indistintamente al Triás y al Pérmico, mientras que la presencia de rocas volcánicas era un criterio que se utilizaba para caracterizarlas como Pérmicas o Carboníferas. Sin embargo no son raros los afloramientos, cuya edad pérmica se ha demostrado posteriormente, que se consideraban incluso terciarios.

El estudio de las macro y microfloras encontradas en las series, así como la determinación de edades absolutas de rocas volcánicas (HERNANDO et al., 1980), ha permitido una revisión de todos estos conceptos y un planteamiento adecuado de los problemas.

## 1.2 CARACTERIZACION PALEONTOLOGICA DEL PERMICO

En 1971, BOULOUARD & VIALARD aportan por primera vez pruebas de la presencia de una microflora Thuringiense, aunque la exacta situación estratigráfica de los niveles que la contienen no es resuelta por estos autores.

En 1974 (SOPEÑA et al., 1974) se encuentra por primera vez una macro y microflora autuniense en el Centro de España (Retiendas-Prov. de Guadalajara). La exacta situación estratigráfica de estos niveles (SOPEÑA, 1979) permite conocer el inicio de la sedimentación pérmica en la Península.

Muy pronto (RAMOS et al., 1976), a poco más de 100 Km al este de los afloramientos citados, se describe también una microflora Autuniense en unos niveles cubiertos en discordancia por series rojas también pérmicas y a su vez recubiertas en discordancia por el Buntsandstein.

En el Pirineo (NAGTEGAAL, 1969) estudios estratigráficos detallados permiten situar adecuadamente los yacimientos de flora autuniense descritos por DALLONI (1938).

Los estudios estratigráficos permiten ver las relaciones de estos niveles con el Stephaniense infrayacente así como con otras formaciones pérmicas más altas que pueden estar discordantes sobre ellas. Todo este conjunto es recubierto también en discordancia por el Buntsandstein.

En el borde meridional de la meseta, entre las provincias de Sevilla y Badajoz, el estudio de unos interesantes afloramientos conocidos desde antiguo (GAVALA, 1927) permite (BROUTIN, 1977, 1981) caracterizar el Autuniense en unos sectores en que aparece en continuidad con el Stephaniense.

Por todo ello, a finales de los años setenta, se consigue una primera aproximación al conocimiento del Pérmico de la Península, (VIRGILI et al., 1976; SOPEÑA et al., 1977), al demostrar la edad pérmica de unos potentes conjuntos detríticos que descansan discordantes por debajo del Buntsandstein.

En los materiales pérmicos abundan las rocas volcánicas y su sedimentación está pro-



fundamente marcada por la tectónica tardihercínica. La sedimentación se realiza en cuencas aisladas limitadas por accidentes que continúan en movimiento durante el depósito.

El comienzo del depósito del Buntsandstein representa una generalización de la sedimentación en la Península Ibérica y el comienzo del ciclo sedimentario mesozoico.

### 1.3 NUEVOS DATOS SOBRE EL LIMITE TRIASICO-PERMICO

El hallazgo de nuevos yacimientos con microflora Thuringiense (RAMOS & DOUBINGER, 1979; RAMOS, 1979) aporta nuevas precisiones al conocimiento de la delimitación entre el Pérmico y el Triásico. En distintos puntos, la flora thuringiense apareció por encima de la discordancia que separaba el Buntsandstein del Pérmico infrayacente.

Esto permitió afirmar que en muchos lugares el depósito del Buntsandstein con el que se inicia el ciclo sedimentario mesozoico se produce ya a finales del Pérmico. Es decir, la discordancia palatínica que separa el Buntsandstein del Pérmico infrayacente no está exactamente en el límite entre el Pérmico y el Triás, sino que es intrapérmica. Este hecho ya había sido señalado en otros lugares (GEIGER & HOPPING, 1968; VISSCHER, 1973) pero probablemente en ningún lugar del mundo este hecho puede observarse con la nitidez y espectacularidad que en el centro de la Península y en la rama occidental de la Cordillera Ibérica (VIRGILI et al., 1980; VIRGILI et al., in lit).

Es muy importante señalar que el comienzo de la sedimentación del Buntsandstein es completamente heterócrono. Se ha comprobado que fosiliza importantes relieves (HERNANDO, 1977). Además, como ya se ha indicado, en algunos casos sus niveles basales contienen flora Thuringiense (RAMOS, 1979) y en otros Landiniense (SOPEÑA, 1979).

A partir de estos hallazgos es preciso replantear cualquier intento de cartografiar los afloramientos pérmicos de la Península.

A pesar de que hay algunos afloramientos poco conocidos o con problemas de data-

ción, es siempre posible intentar una cartografía o inventario de los afloramientos pérmicos con flora autuniense o con rocas volcánicas cuyas edades absolutas permiten atribuirlos al Pérmico y también de otras series estériles pero cuya edad pérmica viene probada porque aparecen discordantes por debajo del Buntsandstein.

Sin embargo, a partir del momento en que se ha demostrado que en algunos puntos de la Península Ibérica la base del Buntsandstein puede corresponder al Thuringiense, mientras los niveles más altos del Buntsandstein, pueden corresponder al Triás inferior o medio, se ha planteado un grave problema cartográfico. La discordancia palatínica ya no puede utilizarse como criterio para delimitar el Pérmico del Triás. Por el momento no existe ningún nivel guía cartográfico que pueda afirmarse que señala este límite. Es posible que estudios estratigráficos detallados de áreas concretas permitan encontrar criterios de delimitación, que quizás más tarde puedan generalizarse a áreas más amplias. Pero por el momento esto no es posible.

### 1.4 DISTRIBUCION DE LAS AREAS ESTUDIADAS (Fig. 1.1)

Por este motivo, al redactar este libro del Pérmico en España se ha renunciado a realizar una síntesis de los afloramientos y se remite a los esquemas presentados por los distintos autores para cada área.

Las áreas a que se refiere cada capítulo no pretenden ser unidades con una caracterización paleogeográfica bien definida y distinta de las demás. Lo son sólo hasta un cierto grado, en otro representan áreas de trabajo de un determinado equipo para los que se podían ofrecer síntesis coherentes.

Tampoco se ha pretendido ofrecer un inventario exhaustivo de todos los afloramientos, y se han omitido algunos señalados en anteriores síntesis (VIRGILI et al., 1976; VIRGILI et al., in lit.), pero que están poco estudiados o son de significación dudosa.

Dada la importancia de los procesos y materiales volcánicos durante el Pérmico, ha parecido indispensable dedicarles un capítulo aparte.



Fig. 1.1.— Distribución de las áreas estudiadas.

#### BIBLIOGRAFIA

- BOULOUARD, Ch. & VIALARD, P.— *Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique*. C.R. Acad. Sc. Paris, 273, pp. 2441-2444. (1971).
- BROUTIN, J.— *Nouvelles données sur la flore des bassins auto-stephaniens des environs de Guadalcanal (Province de Seville-Espagne)*. Cuadernos de Geología Ibérica, núm. 4, pp. 91-98. (1977).
- BROUTIN, J.— *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zona d'Ossa-Morena environs de Guadalcanal, Espagne du Sud. Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. These Doct. Scienc. Nat. Univ. Pierre et Marie Curie. Paris VI. 2 tomos. pp. 1-234. (1981).
- DALLONI, M.— *Sur les dépôts permien des Pyrénées a flore de l'Angaride*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 206. pp. 115-117. (1938).
- GAVALA, J.— *Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana*. Bol. Inst. Geol. Min. de España, T. XLIX, IX, 3ª serie. Madrid. pp. 1-79. (1927).
- GEIGER, M.E. & HOPPING, C.A.— *Triassic stratigraphy of the Southern North Sea Basin*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 254, B, 790. pp. 1-36. (1968).
- HERNANDO, S.— *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid (1975). Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, núm. 2. pp. 1-408. (1977).
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J.J.; THUIZAR, R. & MONTIGNY, R.— *Agés des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique*. Sci. Geol., Bull., T.33, pp.119-128. (1980).
- JACQUOT, E.— *Sur la composition et sur l'age des assises que, dans la Peninsule Ibérique séparent la formation carbonifère des dépôts jurassiques*. Bull. Soc. Géol. France. T. 4, pp. 132-147. (1866).
- NAGTEGAAL, P.J.C.— *Sedimentology, Paleoclimatology and Diagenesis of post-Hercinian continental deposits in the South-central Pyrénées, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 42, pp. 143-238. (1969).
- PÉREZ DE COSSIO, L.— *El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos en la provincia de Guadalajara*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, T. 41, núm. 1, pp. 311-383. (1920).
- RAMOS, A.— *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografía, núm. 6, pp. 1-320. Madrid. (1979).
- RAMOS, A. & DOUBINGER, J.— *Découverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillere Ibérique (Espagne)*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 89, pp. 525-528. (1979).
- RAMOS, A.; DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara)*. Acta Geol. Hispánica, T. 11, núm. 3, pp. 65-70. (1976).
- SOPENA, A.— *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de*

- la provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, núm. 5, pp. 329. Madrid. (1979).
- SOPENA, A.; DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (Borde S del Sistema Central)*. Tecniterra, núm. 1, pp. 8-16. (1974).
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S. & RAMOS, A.— *Pérmico continental en España*. Cuad. Geol. Ibérica, núm. 4, pp. 11-34. (1977).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. & SOPENA, A.— *La sedimentation permienne au centre de l'Espagne*. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., Vol. 15, núm. 5-6, pp. 109-112. (1973).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Le Permien en Espagne*. In: *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. Ed. by H. Falke, Holland, pp. 91-109. (1976).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A.; SOPENA, A. & RAMOS, A.— *Estado actual del conocimiento del Pérmico en España*. Revista Española de Micropaleontología, vol. 12, núm. 2, pp. 255-262. (1980).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A.; SOPENA, A. & RAMOS, A.— *El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica*. Libro Homenaje a D. José María Ríos, I.G.M.E. Madrid (in litt.).
- VISSCHER, H.— *The Upper Permian on Western Europe. A palynological approach to chronostratigraphy*. In: *The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary*. Ed. by A. Logan and L.V. Hill., Can. Soc. of Petrol. Geol. 2, pp. 200-219. (1973).

## **2 EL PERMICO DE LA CORDILLERA CANTABRICA**

*Enrique Martínez García*

**Departamento de Geotectónica. Facultad de Geología. Oviedo.**

## 2 EL PERMICO DE LA CORDILLERA CANTABRICA

### 2.1 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Con anterioridad a SCHULZ, algunos autores como BUVIGNIER (1839) y PAILLETTE (1845) citan la presencia de materiales "triásicos" en la Cordillera Cantábrica, en los que quizás engloben a los pérmicos que serían distinguidos más tarde. En su excelente descripción geológica de Asturias, SCHULZ (1858) atribuye erróneamente al Pérmico las calizas del Sueve, debido a su aparente posición sobre materiales del Carbonífero pizarroso. BARROIS (1882) es el primero en describir rocas pérmicas en diversos puntos de Asturias (Villaviciosa, Langreo), entre los que incluye algunas rocas volcánicas o "mimófiros". ADARO (1914) presenta diversos cortes de estos materiales, en Viñón (Villaviciosa), Gargantada (Langreo), etc., como triásicos, por su aspecto en general rojizo. El primero en mostrar la existencia de fósiles de edad pérmica en Asturias es PATAC (1920) al describir varias plantas de esta edad provenientes de un transversal minero en Puente Bergueres (Siero). Con posterioridad MELENDEZ (1950, 1952) atribuye esta edad a los materiales rojizos considerados como triásicos en la vertiente norte del Sueve, cerca de Colunga, sin pruebas paleontológicas. Desde entonces sólo existen referencias de carácter general a la existencia de "probable Pérmico" en el sector de Villaviciosa, cuya estratigrafía y petrología es descrita con detalle por PRADO (1972), y se consideran como triásicas o "permotriásicas" todas las formaciones de color rojizo que descansan en discordancia sobre los materiales afectados por la orogénesis herciniana, hasta que los trabajos de JONG (1971), MAAS (1974), MARTINEZ GARCIA (1981b, in litt.) y WAGNER & MARTINEZ GARCIA (1982) permiten establecer la edad y distribución regional de los

depósitos pérmicos en base a criterios paleobotánicos y estratigráficos. Asimismo se debe citar el hallazgo de una flora de edad Stephaniense-Pérmico en la Cuenca Carbonífera Central (GERVILLA et al., 1978) que permite ampliar los conocimientos sobre la evolución de la sedimentación en este Sistema. Por último MARTINEZ GARCIA & TEJERINA (in litt.) y MARTINEZ GARCIA (1981a) indican la estrecha relación de la sedimentación y tectónica pérmicas con las abundantes mineralizaciones existentes en la Cordillera Cantábrica.

En la actualidad sin embargo, no se dispone de un estudio detallado de la extensión y estratigrafía de los materiales pérmicos en la Cordillera Cantábrica por lo que nos referiremos a observaciones puntuales y regionales efectuadas principalmente por el autor.

### 2.2 ENCUADRAMIENTO GEOLOGICO

Para la descripción de los afloramientos utilizaremos la subdivisión de la Zona Cantábrica (LOTZE, 1945) en las siguientes regiones (Fig. 2.1):

#### 2.2.1 REGION OCCIDENTAL O ASTURIANO-LEONICA

Su límite occidental es una línea que comienza en el Mar Cantábrico a la altura de San Juan de la Arena y pasa al O de Cangas de Narcea hasta La Magdalena, donde se oculta bajo la cobertera mesozoica y terciaria de la Meseta. Este es un contacto tectónico entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa que pone en contacto materiales de estratigrafía diferente, con porfiroides en la Zona Asturoccidental-Leonesa y sin ellos en la

ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA CANTABRICA

392

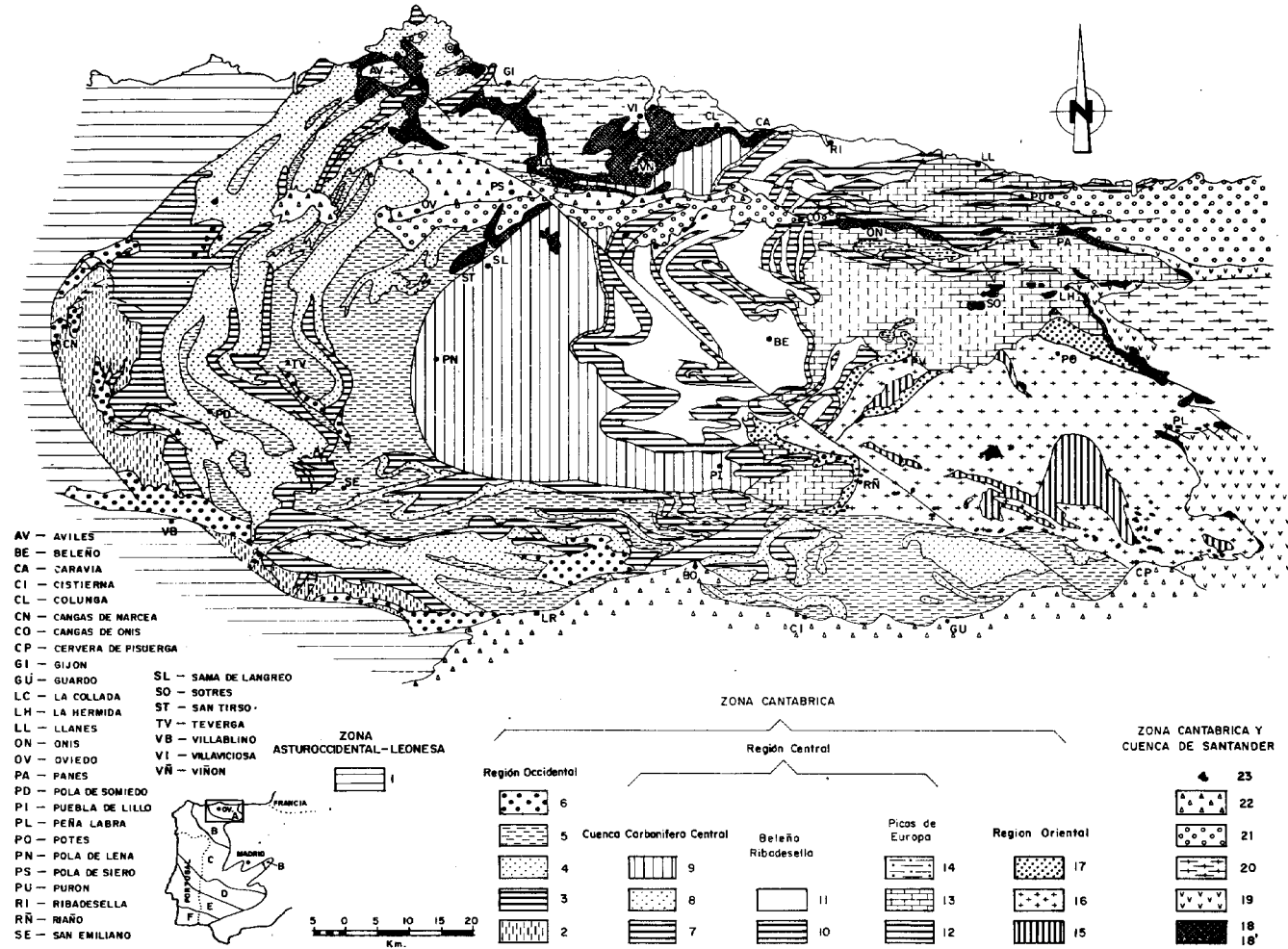


Fig. 2.1.— 1: Precámbrico y Paleozoico Inferior. 2: Precámbrico. 3: Cámbrico y Ordovícico Inferior (Arenig). 4: Silúrico y Devónico. 5: Carbonífero. 6: Stephaniense Superior. 7: Cámbrico y Ordovícico Inferior (Arenig). 8: Llanvirniense (Pizarras del Sueve). 9: Carbonífero. 10: Cámbrico y Ordovícico Inferior (Arenig). 11: Carbonífero. 12: Cámbrico y Ordovícico Inferior. 13: Carbonífero. 14: Carbonífero Superior. 15: Silúrico y Devónico. 16: Carbonífero. 17: Pérmico. 18: Triásico. 19: Jurásico. 20: Cretácico. 21: Terciario.

Cantábrica. El límite oriental de la misma se sitúa en otro contacto tectónico que en el norte de León coincide casi en su totalidad con la "Leon Line" de SITTE (1962) y en Asturias con un cabalgamiento situado en el extremo occidental de la Cuenca Carbonífera Central, entre ésta y la Cuenca de Quirós, estando oculto más al norte por la cobertera permo-terciaria de la Depresión Pre-Litoral o Cuenca de Oviedo-Cangas de Onís. Esta Región se caracteriza por presentar la columna estratigráfica más completa del Paleozoico cantábrico, con un Precámbrico fundamentalmente esquistoso (Esquistos del Narcea o Formación Mora), un Cámbrico bien desarrollado semejante al del resto de la Zona Cantábrica, Ordovícico en facies armoricana (Arenig) sobre el que se deposita el Silúrico superior en paraconformidad y un Devónico muy bien desarrollado y potente en la parte más occidental y meridional, cuyo espesor va disminuyendo paulatinamente hacia el este y norte. El Carbonífero muestra características de cierta profundidad, comenzando por la Caliza de Montaña y siguiendo por secuencias turbidíticas como la de Olleros (León) o más someras (San Emiliano, Quirós). En esta Región se encuentran los afloramientos del sector de Avilés (Avilés, Arnao, Villabona, Candás, Xivares, etc.) y del de Gijón-La Collada (La Camocha, Peña Careses, etc.).

### 2.2.2 REGION CENTRAL

Se encuentra situada casi en su totalidad en Asturias y comprende tres dominios bien diferenciados litológicamente desde el Carbonífero. a) *Dominio de la Cuenca Carbonífera Central*, que limita por el oeste y sur con la Región Occidental, por el norte está recubierto por el Permo-Mesozoico de Villaviciosa, y por el este con el dominio de Beleño-Ribadesella principalmente, aunque existe un punto de contacto con el de Picos de Europa. Se caracteriza por la ausencia de Devónico, depositándose el Carbonífero sobre la cuarcita armoricana del Arenig, con intercalación poco importante hacia el norte, de pizarras del Llanvirn (Pizarras del Sueve) y rocas detríticas del Devónico superior (Areniscas de la Ermita). El Carbonífero supera los 6.000 m de secuen-

cias parálicas con carbón. En él se encuentran importantes afloramientos pérmicos como son los del Sector de Siero (Bergueres, Gargantada, San Tirso, etc.) del Sector de Villaviciosa (Viñón, Torazo, Cueli, La Riera, Caravia, etc.) y del Sector de Colunga-Caravia. b) *Dominio de Beleño-Ribadesella*, limitado por el oeste por el de la Cuenca Carbonífera Central y Permo-Mesozoico de Villaviciosa, por el sur y oeste por el dominio de Picos de Europa y por el norte por el Mar Cantábrico. No existe Silúrico en este dominio y el Carbonífero se deposita sobre la cuarcita ordovícica con intercalación de algunas decenas de metros de areniscas del Devónico superior. Tiene un importante desarrollo la Caliza de Montaña y por encima se encuentra una sucesión potente de lutitas, areniscas y calizas entre las que destaca un nivel de unos 250 m de calizas del Westfaliense B denominado "Caliza Masiva" o Formación Escalada. También existe un Stephaniense turbidítico discordante, semejante a la Formación Lebeña de los Picos de Europa. Se encuentran en él limitados afloramientos pérmicos como son los de Fios y La Felguerina. c) *Dominio de Picos de Europa*, limitado al oeste por el de Beleño-Ribadesella, por el sur por el cabalgamiento basal de Picos de Europa, por el norte por el Mar Cantábrico y recubierto en el este por el Permo-Cenozoico de la Cuenca de Santander. El Carbonífero se deposita asimismo sobre la cuarcita ordovícica con las areniscas del Devónico superior intermedias, aunque hay puntos en que llega a hacerlo sobre los materiales del Cámbrico (Formación Oville). Es fundamentalmente calcáreo y está constituido por las formaciones Caliza de Montaña y Picos de Europa que abarcan desde el Bashkiriense hasta el Cantabriense. Sobre ellas se deposita en discordancia una sucesión turbidítica (Formación Lebeña) del Stephaniense superior. En este dominio existen importantes afloramientos pérmicos, como son los de los Sectores de Onís (La Estrada, Mestas de Con, Onís, Robellada, Arangas, Alles, etc.) y de Sotres (Sotres, Pandébano, Mier, Cotos Rubios, Tresviso, Beges, etc.).

### 2.2.3 REGION ORIENTAL O PALENTINA

Limitada al norte por el dominio de Pi-

cos de Europa, al O por la Región Occidental (Falla de León) y al sur y este por depósitos discordantes de edad Pérmico a Terciario. Se caracteriza por presentar materiales de edad silúrica en adelante. El Devónico está bastante completo y con facies diferentes a las de la Región Occidental, de mayor profundidad (facies palentina). El Carbonífero es turbidítico y con gran desarrollo, desde el Viseense hasta el Westfaliense superior. En su sector oriental se encuentran afloramientos importantes pérmicos situados en la base de los sedimentos de la Cuenca de Santander.

La tectónica que afecta a estas regiones es hercínica, de pliegues y cabalgamientos anteriores al Pérmico y con características de más profundidad en la Región Oriental en que se desarrolla una esquistosidad generalizada.

#### 2.2.4 CUENCA DE SANTANDER

Se superpone al dominio de Picos de Europa y a la Región Oriental, comenzando con sedimentos pérmicos, discordantes sobre el basamento herciniano. Sin embargo, el rejuego de las fracturas que la afectaron durante su historia geológica ha dado como resultado que estos sedimentos se hayan conservado o desaparecido y que se les superpongan otros de diferentes edades. De esta manera, en la parte norte que recubre el dominio de Picos de Europa, los restos de sedimentos pérmicos están recubiertos por materiales cretácicos, mientras que al S, en la cobertera de la Región Oriental aparecen el Trías y el Jurásico.

La Cuenca de Santander fue afectada por diversas fracturas entre el Pérmico y el Oligoceno, en que tuvo lugar una fase de compresión que originó diversos pliegues y cabalgamientos. Los sedimentos pérmicos que se encuentran en ella se pueden diferenciar en sectores como son los de Panes, La Hermida y Peña Labra.

### 2.3 AFLORAMIENTOS

#### 2.3.1 REGION OCCIDENTAL

##### a) Sector de Avilés (fig. 2.2).

En las cercanías de Avilés se encuentran

restos de los sedimentos pérmicos que formaban la cobertera postherciniana, aislados por la erosión. Todos ellos reposan sobre un basamento pre-pérmico, plegado y fracturado, constituido esencialmente por sedimentos ordovícicos, silúricos, devónicos y carboníferos. Los afloramientos más importantes se encuentran en las cercanías de Villabona, entre Avilés y Oviedo, pero existen otros en Arnao, Candás, Xivares, etc. Han sido estudiados con cierto detalle por diversos autores a causa de su relación con los importantes yacimientos de fluorita (JULLIEN, 1974; GARCIA IGLESIAS, 1972; ENDLICHER, 1976; FERRAND, 1978, etc.).

Sobre el basamento paleozoico se encuentran unos metros de arcillas margosas de color rojo fuerte que causan rubefacción de las pizarras subyacentes, de edad carbonífera en el caso de Villabona. Por encima aparecen unos conglomerados silíceos con cantos de varios cm, en general poco rodados, entre los que predominan las cuarcitas, chert, etc. La matriz es arenosa y suele tener un cemento de cristales de fluorita que la engloba. El espesor de estos conglomerados varía desde unas decenas de metros a unos pocos, pasando lateralmente a areniscas. Por encima se encuentra una sucesión de 70 m de alternancia de areniscas y arcillas con algún banco conglomerático. A continuación viene un nivel carbonatado de gran importancia por su frecuente mineralización en espatofluor. Su espesor es de unos 3 a 6 m y está formado por una caliza dolomítica arenosa, con nódulos que han sido interpretados como "caliche". Lateralmente, esta capa carbonatada pasa a un conglomerado calcáreo de matriz arcillosa y color rojo intenso. Siguen areniscas y arcillas de colores grises rojizos de unos 50 m de potencia con intercalaciones centimétricas de dolomías en la base y por último se encuentran unos 120 m de arcillas rojas y grises con yesos que pasan sin interrupción a las margas y dolomías del Lias.

En Xivares, la secuencia es más reducida, siendo abundantes los caliches y estando mineralizado el nivel conglomerático calcáreo con barita y fluorita que rellenan cavidades.

##### b) Sector de Gijón-La Collada (fig. 2.2).

Al sur de Gijón aparecen algunos aflora-



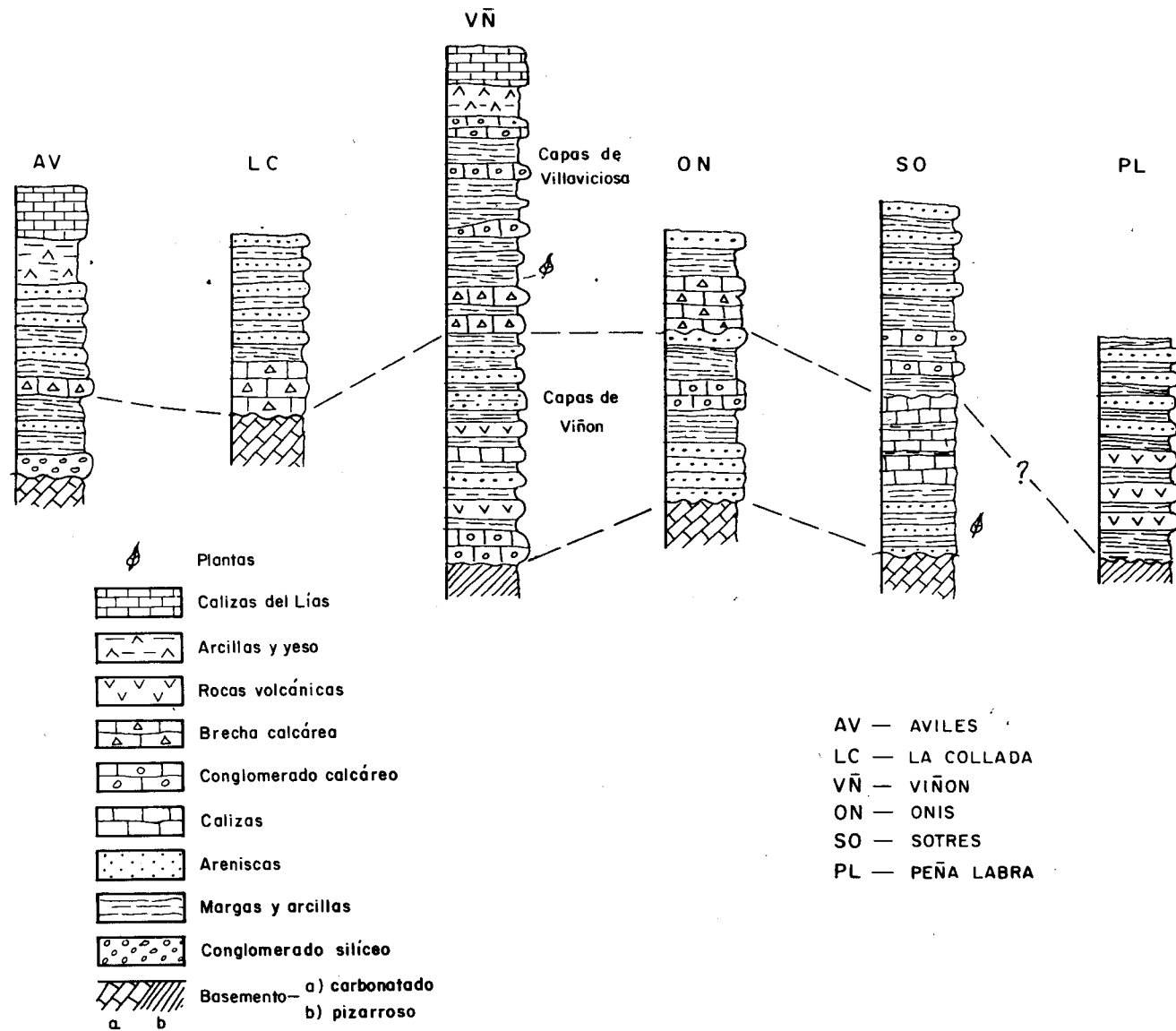


Fig. 2.2.— Columnas estratigráficas esquemáticas del Pérmico en la Zona Cantábrica y Cuenca de Santander.

mientos de materiales pérmicos por debajo de las dolomías liásicas, que predominan desde aquí hasta La Collada. Los principales son los de Mareo, La Camocha, La Viesca, Peña Carese, etc. Además existen diversos sondeos (ALMELA & RIOS, 1962) que nos permiten tener una idea de la estratigrafía de los depósitos pérmicos. En general se trata de una secuencia discordante sobre el Carbonífero que comienza con unos conglomerados de elementos silíceos y calcáreos (entre 5 y 50 m) a los que siguen areniscas y pelitas rojizas (20-40 m) y calizas arcillosas (5 a 80 m) que pasan lateralmente a conglomerados calcáreos (Baldornon). Por último se sucede una secuencia de 60 a 150 m de alternancia de areniscas y pelitas de color rojo y gris.

### 2.3.2 REGION CENTRAL

#### A.— Cuenca Carbonífera Central

En este dominio se encuentran los afloramientos más extensos de rocas pérmicas y en donde hasta ahora se han obtenido dataciones más precisas de los mismos. Dividiremos estos afloramientos en tres sectores: Siero, Villaviciosa y Colunga-Caravia.

##### a) Sector de Siero

En las proximidades de Pola de Siero, se encuentran diversos afloramientos de rocas pérmicas que no han sido objeto de un estudio sistemático hasta la actualidad. Al sur de dicha localidad, aparecen en posición muy inclinada una serie de estratos descritos por PATAC en 1920 en un transversal minero desaparecido y en los que halló una flora de edad Autuniense. Estos comenzaban por una brecha calcárea de color rojo seguida por una alternancia de areniscas y pelitas de color rojizo que en la parte superior pasaban a arcillas rojas con yesos. En los sondeos descritos por ALMELA & RIOS (1962) se observa una sucesión semejante, discordante sobre el Carbonífero, que comienza por margas y calizas negras (15 m), calizas arenosas (15 m), conglomerados calcáreos (6 m), margas y areniscas rojizas (47 m), conglomerados calcáreos (9 m), margas y areniscas rojas y grises (18 m), calizas margosas (3 m) y por último más de 40 m de

margas abigarradas.

Los cambios de espesor de las calizas conglomeráticas son grandes, según muestran los 361 m cortados en otro sondeo muy próximo al anterior.

Por lo general, al S de la Falla de Peña Carese se observa que sobre el Pérmico descansan sedimentos cretácicos, mientras que al N aparecen las margas y calizas del Lías.

Un poco más al S, cerca de la localidad de San Tirso, GERVILLA et al. (1978) describen la existencia de una flora de edad probable Stephaniense-Pérmico, que WAGNER & MARTINEZ GARCIA (1982) consideran como la más antigua de las descritas en Asturias, existiendo la posibilidad de que se trate del tránsito al Stephaniense más alto. La sucesión en que aparece esta flora está constituida por margas, areniscas, conglomerados y tobas con participación volcánica.

##### b) Sector de Villaviciosa (fig. 2.2).

ADARO (1914) ya publicó algunos cortes de los materiales pérmicos de Villaviciosa que habían sido citados por BARROIS (1882), pero atribuyéndolos al Trías. Con posterioridad, PATAC (1956) se refiere a ellos de nuevo como pérmicos y PRADO (1972) efectúa un detallado estudio de una pequeña zona rica en rocas volcánicas. Por último, SANCHEZ DE LA TORRE et al. (1977) efectúan una descripción general de la sucesión.

En el Sector de Villaviciosa se pueden diferenciar dos secuencias diferentes (MARTINEZ GARCIA, (1982). La secuencia inferior aflora en las cercanías de Viñón y fue descrita por PRADO (1972). La base está constituida por conglomerados calcáreos de matriz arcilloso-arenosa, de cantos bien rodados y color gris característico, con intercalaciones arcillosas, a los que sigue una sucesión formada por areniscas, margas, conglomerados y niveles calcáreos. Por encima se sitúan rocas volcánicas y tobáceas que alternan con arcillas oscuras y calizas grises en las que se han observado algas de aspecto marino, para terminar con una alternancia de areniscas, arcillas y conglomerados silíceos. El espesor total de la secuencia supera los 500 m y constituye las Capas de Viñón.

La superior se caracteriza por su coloración rojiza predominante, que contrasta con los colores grises y oscuros de la inferior. Suele comenzar por conglomerados silíceos y calcáreos aunque también empieza a veces por areniscas, semejantes a las que se encontraban en el Sector de Avilés. Le sigue una alternancia de areniscas y lutitas con bancos conglomeráticos a veces, de color rojo. A continuación se presenta un nivel carbonatado que puede ser tipo "caliche" o conglomerático, con cantos y matriz calcáreos (Caliza de Bayones). Por encima existe una potente sucesión de areniscas, lutitas y conglomerados polimícticos, característica de sedimentación fluvial y de más de 400 m que culmina con un nivel conglomerático calcáreo de matriz roja (Conglomerado de La Riera). Por encima de la Caliza de Bayones y en una sucesión de areniscas con participación volcánica se encontró una flora de edad autuniense (WAGNER & MARTINEZ GARCIA (1982), lo que hace pensar que toda la secuencia superior sea de esta edad dadas sus características sedimentarias. Sobre el conglomerado se encuentran varias decenas de metros de arcillas rojizas con yesos situadas por debajo de las calizas del Lías. En conjunto, la secuencia superior sobrepasa los 600 m y ha sido denominada Capas de Villaviciosa.

#### c) Sector de Colunga-Caravia

Los descripciones estratigráficas de este sector se limitan a los trabajos dedicados a la minería, como los de FORSTER (1974), JULLIEN (1974), KUCHELKA (1974), SCHAFER (1974), HUBER (1976), etc.

En general, las sucesiones descritas son bastante parecidas a las de la secuencia superior de Villaviciosa (Capas de Villaviciosa). Se encuentran discordantes sobre el Carbonífero y presentan en la base un conglomerado calcáreo de color rojizo con matriz roja (20 m). Por encima existe una alternancia de areniscas, margas, capas carbonatadas y niveles conglomeráticos (50 m). Sobre ella suele haber una capa cuarcítica de espesor variable y por último una alternancia de margas, arcillas y niveles areniscos de colores rojos y verdes (150 m).

#### B.— Dominio de Beleño-Ribadesella

Existen muy escasos afloramientos de sedimentos pérmicos descritos en este área. Se pueden destacar los afloramientos de Fios y Cofiño en la vertiente suroriental del Sueve, estudiados por SCHAFER (1974) y la cita de unas areniscas probablemente pérmicas por MARTINEZ GARCIA & TEJERINA (in litt.) en La Felguerina y en el Collado de Llampra.

En los alrededores de Fios-Cofiño aflora una secuencia que comienza con una alternancia de areniscas rojas, margas y niveles carbonatados (5-10 m). Sigue un conglomerado calcáreo con matriz roja arcillosa (6 a 60 m). Encima se encuentra una formación cuarcítica (Cuarcita de Fios) de 20 a 35 m con delgadas intercalaciones pelíticas. Sigue una alternancia de areniscas, margas y capas dolomíticas (15 m) y por último una secuencia de arcillas rojas y verdes alternantes con niveles de areniscas y limolitas, que llegan a superar los 140 m.

#### C.— Dominio de Picos de Europa (fig. 2.2).

##### a) Sector de Onís

Forma una franja alargada E-O según una importante línea de fracturación alpina. Los primeros afloramientos desde el oeste se encuentran en las proximidades de Mestas de Con, tratándose de una sucesión de areniscas y lutitas alternantes, de colores blanquecinos y rojizos que con anterioridad se habían considerado wealdenses. Predominan las areniscas y microconglomerados y su espesor llega a alcanzar los 250 m. Hacia el E (Robellada) tienen por encima margas y arcillas de colores verdosos y rojizos. Descansan en discordancia sobre las calizas carboníferas y sobre ellas reposan sedimentos carbonatados del Cretácico.

##### b) Sector de Sotres

En el interior de los Picos de Europa, aparecen una serie de afloramientos aislados de sedimentos pérmicos, como son los de Pandébano, Sotres, Tresviso y Beges. El más importante de ellos es el de Sotres, que proporciona un buen corte (MARTINEZ GARCIA, 1981b), según el cuál, sobre las calizas carbo-

níferas reposa una sucesión de areniscas y pizarras carbonosas, con alguna capa de carbón (20 m) en la que se ha hallado flora de edad Autuniense (WAGNER & MARTINEZ GARCIA, (1982). Encima descansan calizas margosas con intercalaciones de pizarras carbonosas (100 m) de aspecto marino que terminan por dolomías ferruginosas (2 m). Más arriba se encuentra una alternancia de pelitas y areniscas de color rojo (45 m), una alternancia de margas con nódulos calcáreos, areniscas y conglomerados calcáreos de matriz roja (50 m) y por último pelitas y areniscas de colores rojos y verdes (70 m). La parte de la columna situada por debajo de las dolomías se puede comparar con la secuencia inferior de Villaviciosa (Capas de Viñón) y la superior con las Capas de Villaviciosa.

Otros afloramientos de este sector se encuentran en Alles, Pandébano, Mier, Tresviso, Beges y Cueto Moro, estando sobre todo constituidos por areniscas, pelitas y conglomerados de color rojo. En Mier se conservan areniscas blancas por debajo de la serie roja con conglomerados.

### 2.3.3 REGION ORIENTAL O PALENTINA

Dentro de la Región Oriental no se encuentran afloramientos pérmicos, con excepción de los bordes. Estos serán considerados juntamente con la Cuenca de Santander.

### 2.3.4 CUENCA DE SANTANDER

El borde occidental de la denominada "Cuenca de Santander" penetra en el interior de la Zona Cantábrica mediante importantes fracturas de dirección E-O que producen entrantes en forma de cuña, en que los sedimentos post-hercínicos se encuentran discordantes en el lado sur y en contacto por fractura en el norte. Son cuatro los entrantes principales, de norte a sur, los de Purón, Panes, La Hermida y Peña Labra. En el entrante de Purón, situado al S de la Falla de Unquera y al N de la Falla de Alles, no se encuentran sedimentos pérmicos, depositándose las calizas del Aptiense directamente sobre el basamento herciniano, por intermedio de unos delgados niveles de

areniscas que pueden representar restos removidos de las areniscas pérmicas.

#### a) Sector de Panes

En el entrante cuyo vértice se encuentra en Panes, aparecen sedimentos pérmicos de espesor variable. En algunos puntos, la secuencia comienza por conglomerados calcáreos de matriz gris y cantos bien rodados asociados a rocas con cierta participación volcánica. Sin embargo, lo más frecuente es que sean las areniscas blancas y rojizas con niveles conglomeráticos de cantos silíceos las que adquieran un desarrollo de varios cientos de metros de potencia al E de Panes. Más hacia el E, estas areniscas disminuyen de potencia y llegan a desaparecer, encontrándose directamente sobre el basamento una secuencia carbonatada de color rojo semejante a las Capas de Villaviciosa, lo que hace pensar en que el depósito de dicha secuencia ha causado la erosión de la serie areniscosa inferior. Por último, en Carmoña, se observa cómo las areniscas y conglomerados del Buntsandstein se superponen a la secuencia roja carbonatada. Es aquí donde comienzan a desarrollarse los sedimentos triásicos que alcanzan un enorme espesor hacia el E y S. En la secuencia roja del Pérmico se encuentran conglomerados rojos calcáreos y margas de color rojo oscuro.

En la prolongación oriental del Sector de Panes, junto a la localidad de Caldas de Besaya, existe un afloramiento de calizas del Carbonífero a favor de la Falla de La Hermida, recubierto por materiales triásicos, bajo los cuales reposan en discordancia areniscas y pelitas de la serie roja del Pérmico, existiendo asimismo restos de las areniscas blancas inferiores, que rellenan cavidades cársticas en el extremo occidental del afloramiento.

#### b) Sector de La Hermida

Se sitúa al sur de la Falla de La Hermida y al norte del entrante de Peña Labra. En este entrante es donde mayor espesor alcanzan los depósitos pérmicos y mesozoicos. Se pueden distinguir dos subsectores, situados respectivamente al norte y sur de Lebeña. En el norte, los sedimentos pérmicos están reducidos a re-

tazos de conglomerados calcáreos, calizas arenosas, margas rojas y areniscas blancas que han quedado conservadas en pequeños bloques hundidos por fracturas y que están fosilizados por un Triásico inferior constituido por areniscas y pelitas rojas con algunos conglomerados silíceos (BURKHARDT 1976). Sin embargo, al S de Lebeña, cerca de Peña Sagra el espesor del Pérmico aumenta espectacularmente hasta llegar a los 1.000 m. La presencia de sedimentos pérmicos en este sector fue señalado por MAAS (1968, 1974) y JONG (1971), citando el primero de ellos la presencia de restos vegetales de dicha edad. La Formación Labra consta, según dichos autores, de una parte inferior constituida por sedimentos "lahar" (70 m), aglomerados volcánicos (130 m) y tobas volcánicas (130 m) y una superior de alternancia de areniscas, conglomerados y margas calcáreas con nódulos (225 m). Discordantes sobre ella se sitúan los conglomerados y areniscas del Buntsandstein.

#### c) Sector de Peña Labra (fig. 2.2)

También limitado por fallas en su parte norte, el Pérmico falta en muchas ocasiones debido a la erosión pre-Triásica. Los sedimentos presentes son comparables a los de Peña Sagra aunque por lo general no sobrepasan los 600 m de espesor. En Peña Labra existen coladas de rocas volcánicas que no se encuentran en la anterior, con un espesor de 200 m. Por último existen algunos afloramientos de areniscas y margas rojas cerca de Brañosera que pueden asimismo ser atribuidos al Pérmico.

## 2.4 EDAD DE LAS FORMACIONES

La mayoría de los autores han atribuido al Pérmico la secuencia inferior de Villaviciosa (Capas de Viñón) (BARROIS, 1882; PATAC, 1920; KARRENBERG, 1934, etc.) con excepción de SCHULZ (1858) y ADARO (1914) que les asignaron edad triásica. Con respecto a la serie superior de Villaviciosa (Capas de Villaviciosa), también la mayor parte de los autores con excepción de PATAC (1920, 1956) y MELLENDEZ (1950, 1952) han estado de acuerdo

en que se trataba de sedimentos triásicos debido a su color rojo. La primera datación fidedigna se deba a PATAC (1920) que cita *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Walchia hypnoides* (BRONGNIART), *Walchia piniformis* (VON SCHLOTHEIM), *Dicksonites* sp. y *Pecopteris* sp., lo que indica una edad autuniense. Esta flora fue recogida en el Sector de Siero de la Cuenca Carbonífera Central. Con posterioridad se cita por GERVILLA et al. (1979) la presencia de una flora en otro afloramiento del mismo sector, cerca de San Tirso, atribuida por WAGNER al Stephaniense C alto o Autuniense por la presencia de *Neuropteris neuropteroides* (GOEPPERT) BARTHEL, *Neuropteris praedentata* GOTHAN, *Neuropteris cf. zeilleri* DE LIMA, *Odontopteris brardi* BRONGNIART, *Callipteridium cf. gigas* (VON GUTBIER) WEISS, *Pseudomariopteris ribeyroni* (ZEILLER) DANZE-CORSIN, *Pseudomariopteris busqueti* (ZEILLER) DANZE-CORSIN, *Sphenopteris pachypteroides* FONTAINE & WHITE, *Sphenopteris* sp. nov.?, *Pecopteris* spp. *Sphenophyllum oblongifolium* (GERMAR & KAULFUSS) UNGER, *Annularia stellata* (VON SCHLOTHEIM) WOOD, *Annularia sphenophylloides* (ZENKER) VON GUTBIER y *Cordaites* sp. Se trata de una sucesión rica en tobas volcánicas algo diferente de las secuencias descritas en Villaviciosa, por lo que podría tratarse de una más antigua o de un cualquiera de los dos.

En el afloramiento de Sotres (Picos de Europa) NEVES (in MARTINEZ GARCIA, 1981) indica la datación de las pizarras en la base de las calizas mediante polen, como Autuniense. Este tramo calcáreo basal es perfectamente correlacionable con la secuencia inferior de Villaviciosa (Capas de Viñón), lo que ya nos señala una edad probable para la misma. Con posterioridad se encuentra una flora en la misma localidad de Sotres que muestra sin duda que se trata de un Autuniense (WAGNER y MARTINEZ GARCIA, (1982), con *Callipteris conferta* (STERNBERG), *Dicksonites leptophylla* (= *Pecopteris leptophylla* ZEILLER, non BUNBURY), *Sphenopteris cf. minutisecta* FONTAINE y WHITE, *Pecopteris hemitelioides* BRONGNIART, *Sphenophyllum cf. miravallense* VETTER, *Annularia ste-*

*llata* (VON SCHLOTHEIM) y *Calamostachys tuberculata* STERNBERG. Por último, estos mismos autores citan la existencia en los sedimentos con aporte volcánico de la secuencia superior (Capas de Villaviciosa), de una flora de edad autuniense, semejante a la descrita por PATAC y constituida por *Lebachia parvifolia* (FLORIN), *Taeniopteris* cf. *fallax* GOEPPERT, cf. *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART y *Neuropteris* sp., cerca de la localidad de Cueli en el sector de Villaviciosa. Este hallazgo indica que las Capas de Villaviciosa tienen una edad autuniense, atribuible sin duda a toda la secuencia dadas las características de depósito.

## 2.5 DESARROLLO DE LA SEDIMENTACION PERMICA

El estudio regional de la distribución de sedimentos pérmicos, nos ha permitido establecer la existencia de dos secuencias bastante diferentes: una secuencia inferior (Capas de Viñón), constituida por sedimentos de probable carácter marino y de colores generalmente grises o negros, donde se encuentran rocas volcánicas en su totalidad o tobáceas, calizas a veces de considerable espesor, margas oscuras, areniscas y conglomerados calcáreos grises y de cantos bien rodados hacia la base. El espesor de esta secuencia es muy variable pero llega a superar los 500 m. Su posición discordante respecto a la secuencia situada por encima condiciona el que aparezca solamente en zonas deprimidas por la tectónica de fractura anterior a dicha discordancia. Esta secuencia inferior aparece solamente en Villaviciosa, (Cuenca Carbonífera Central) y Sotres (Picos de Europa), habiéndose encontrado un reducido afloramiento recientemente en un sondeo realizado en Villabona (Región Occidental).

La secuencia superior (Capas de Villaviciosa) es la que ocupa una extensión mayor, encontrándose en todos los afloramientos anteriormente citados, la mayor parte de las veces discordante sobre el basamento herciniano. El color de los sedimentos de esta secuen-

cia suele ser rojo y verde y presenta unos característicos conglomerados calcáreos de matriz roja que pueden pasar lateralmente a calizas brechoides rojizas. La parte basal de la misma suele estar constituida por conglomerados y areniscas silíceas que lateralmente pasan a areniscas finas de color blanco, como ocurre en los sectores de Onís, Sotres y Panes de la Región Central.

En el Sector de Villaviciosa, esta secuencia presenta un alto contenido en elementos volcánicos y es muy posible que las areniscas blancas que se encuentran más al E deriven de estos productos. MARTINEZ GARCIA y TEJERINA (1979) y MARTINEZ GARCIA (1982) la han interpretado como resultado de sedimentación en un rift situado en clima semiárido, como indican las facies fluviales y evaporíticas asociadas, formación de "caliches", dolomitización, etc.

En el Sector de San Tirso de la Cuenca Carbonífera Central, GERVILLA et al. (1979) citan la presencia de otra secuencia en que abundan las tobas volcánicas, margas, areniscas y conglomerados y que por la flora encontrada parece ser más antigua que las otras dos secuencias que hemos citado, ya que se trataría de un tránsito del Stephaniense al Pérmico. El estudio detallado de la misma permitirá conocer si se trata en realidad de una secuencia más antigua o de un cambio de facies lateral de la secuencia inferior (Capas de Viñón), cuya naturaleza volcánica es también acusada.

En resumen podemos esquematizar diciendo que a fines del Stephaniense superior, tuvo lugar la última fase de deformación herciniana en la Zona Cantábrica (MARTINEZ GARCIA, 1981b). En el Pérmico inferior se instauró una sedimentación marina somera, probablemente compartimentada en cuencas debido a la formación de fracturas importantes de dirección NE-SO por las que tendría lugar la efusión de lavas y rocas volcánicas de tipo básico, intermedio y ácido de carácter alcalino (PRADO, 1972; MARTINEZ GARCIA y TEJERINA, in litt.). Posteriormente comenzaron a producirse fracturas de dirección NO-SE, paralelas a la Falla de Ventanilla, asociadas al rift en formación, cuya dirección sería NE-SO, también con producción de

un volcanismo explosivo de carácter alcalino ácido e intermedio, retirada del mar e instauración de un régimen continental con predominio de abanicos aluviales al pie de las fallas, régimen fluvial y zonas de sebkhas donde se formarían lagunas salinas y tendría lugar la dolomitización del sustrato, y formación de

caliches. La evolución del "rift" terminaría entonces, instaurándose posteriormente una sedimentación detrítica típica del Buntsandstein europeo que solamente se observa en la Cuenca de Santander, ya que de haberse depositado en la Zona Cantábrica debió de ser erosionado antes del depósito del Lías.

## BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de.— *Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos*. Bol. Inst. Geol. Min. España, XIV, 9-79. (1914).
- ALMELA, A. & RIOS, J.M.— *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la Costa Cantábrica (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Emp. Nac. Adaro, Madrid, 171 pp. (1962).
- BARROIS, Ch.— *Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice*. Mem. Soc. Geol. du Nord, II, 1, 1-650. (1882).
- BURKHARDT, R.— *Geologie und lithologie der Permtriassischen schichtabfolgen und deren Palaozoischen Rahmengesteinen im bereich ostlich der Picos de Europa im Kantabrischen Gebirge Nordspanien*. Dokt. Diss. Tech. Univ. Munchen. 119 pp. (1976).
- BUVIGNIER, M.— *Note geologique sur les Asturies, principalement sur les terrains anthraxiferes et houillier*. Bull. Soc. Geol. Fr. (1<sup>e</sup> Ser.) X, 100-104. (1938).
- ENDLICHER, G.— *Die syngenetischen Fluss- und Schwespatmineralisationen von Arlós und Villabona in Westasturien, Nordspanien*. Mineralium Deposita, 11, 329-351, Berlin. (1976).
- FERRAND, A.— *Etude geologique et geochemique du gisement de fluorine de Villabona (Asturies, Espagne)*. These Doctorale, Université d'Orleans, 116 p. (1978).
- FORSTER, A.— *Die Flusspatlagerstätten Asturien, Nordspanien und deren Genese*. Geologische Rundschau, 63, 212-263. (1974).
- GARCIA-IGLESIAS, J.— *Los yacimientos de fluorita de Asturias*. Informe Fundación Juan March, Madrid. (1972).
- GERVILLA, M. et al.— *Memoria explicativa de la Hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), 29 (Oviedo)*. Inst. Geol. Min. Esp., 1-64. (1978).
- HUBER, G.— *Geologisch-lagerstättenkundlich untersuchungen horizont-gebundener Flusspatlagerstätten in Ostasturien und Moglichkeit zu ihrer Darstellung*. Dokt. Diss. Technische Universität Clausthal, 208 p. (1976).
- JONG, J.D. de.— *Molasse and clastic-wedge sediments of the Southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators*. Geol. Mijnbouw, 50 (3), 399-416. (1971).
- JULLIEN, J.— *Recherches sur les mineralisations fluorees liees a l'evolution du bassin permotriassique des Asturies (Espagne)*. These Doctorale, Université de Paris, VI, 298 p. (1974).
- KARREBERG, H.— *Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges*. Abhandlungen Gesellschaft, f. Wissenschaften Göttingen, Mathematische-Physische Klasse, III, Heft 11, Berlin. (1934).
- KUCHELKA, R.— *Die Erkundung und Darstellung der Flusspatlagerstätten Cueto del Aspa/Asturien sowie ein Versuch zur genetischen Deutung*. Dokt. Dissertation, Technische Universität Clausthal, 108 p. (1974).
- LOTZE, F.— *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotektonische Forschungen, Heft 6, 78-92, Berlin. (1945).
- MAAS, K.— *Geologie van het Polaciones-Comunidad gebied, Sedi-mentologie*. Int. rept. Geol. Inst. Univ. Leiden. (1968).
- MAAS, K.— *The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and deformation in a flysch area*. Leidse Geol. Meded., 49, 379-465. (1974).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Tectónica y mineralizaciones pérmicas en la Cordillera Cantábrica Oriental (Noroeste de España)*. Cuad. Lab. Geol. Lage, 2, II, 263-270. (1981a).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España)*. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 11, 95-127. (1981b).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Permian mineralization in the Cantabrian Mountains (NW Spain)*. SCHNEIDER, H. (ed), Mineral Deposits of the Alps, E. Schweizerbartsche Verlag, 259-274. (1982).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *Explicación de la Hoja núm. 56 (Carreña-Cabrales) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50.000*. Inst. Geol. Min. Madrid. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E.— *An outline of the stratigraphy and structure of the Paleozoic in the Eastern Cantabrian Mountains (Northwest Spain)*. IX Int. Carb. Congr. Washington D.C.-Urbana 1979. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E. and TEJERINA, L.— *Fluorspar deposits associated with Carboniferous and Permian Rocks in Asturias and León (Northwest Spain)*. Abstract IX Int. Congr. Carb. Strat. Geol., Urbana. p. 130. (1979).
- MARTINEZ GARCIA, E. and TEJERINA, L.— *Fluorspar deposits associated with Carboniferous and Permian rocks in Asturias and León (Northwest Spain)*. C.R. IX Int. Carb. Congr., Washington-Urbana 1979. (in litt.).
- MARTINEZ GARCIA, E.; LOBATO, L.; GINKEL, A.C. van and SAVAGE, J.F.— *Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA), núm. 81 (POTES)*. Inst. Geol. Min. Esp. (in litt.).
- MELENDEZ, B.— *Nota previa sobre los terrenos pérmicos de Colunga y Caravia (Asturias)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. XLVIII, 141. (1950).
- MELENDEZ, B.— *Le Permien des Asturies Orientales*. C.R. III Congr. Int. Carb., Heerlen, 2, 453-455. (1952).
- PAILLETTE, A.— *Recherches sur quelques unes des roches que constituent la province des Asturies (Espagne)*. Bull. Soc. Geol. Fr., 2<sup>e</sup> Ser. II, 439-457. (1845).
- PATAC, I.— *La Formación Uraliense Asturiana. Estudios de Cuen- cas Carboníferas*. Artes Gráficas, Gijón, 1-50. (1920).
- PATAC, I.— *La geología del litoral asturiano y su importancia industrial. Estudios originales del Permiano y del Hullero superior de España*. Bol. Infor. Inst. Nac. Carbón, V (27), 107-123. (1956).
- PRADO, J.G.— *Nota sobre la petrografía de la zona de Viñón (Asturias)*. Stvd. Geol., Salamanca, III, 7-32. (1972).

SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J.A.; COLMENERO, J.R. y MANJON, M.— *La serie permotriásica en la región de Villaviciosa (Asturias)*. Cuad. Geol. Ibérica, 4, 329-338. (1977).

SCHAFER, D.— *Zur Geologie einiger Permotrias-Vorkommen in Asturien/Spanien*. Dokt. Dissertation, Technische Universität Clausthal, 75 p. (1974).

SCHULZ, G.— *Descripción geológica de la provincia de Oviedo*. José

González, Madrid, 1-138. (1858).

SITTER, L.U. de.— *The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains*. Leidse Geol. Meded., 26, 255-264 y Bol. Inst. Geol. Min. Esp., 74, 393-412. (1962).

WAGNER, R.H. and MARTINEZ GARCIA, E.— *Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula*. Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo, 12, 273-287. (1982).



### **3 EL PERMICO DE LOS PIRINEOS ESPAÑOLES**

*José Gisbert Aguilar*

**Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.**

### 3 EL PERMICO DE LOS PIRINEOS ESPAÑOLES

#### 3.1 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Los depósitos continentales del Paleozoico terminal han atraído el interés de un gran número de geólogos que desarrollaron sus investigaciones en el Pirineo. En la bibliografía, hemos procurado recoger todas estas aportaciones aunque ahora sólo mencionaremos las más importantes.

Entre los primeros estudiosos destacan DALLONI (1910, 1913, 1930, 1938) que realizó numerosas dataciones del Stephaniense y Autuniense en el Pirineo aragonés y catalán; DE FOURNIER (1908, 1913), STUART MANTHEATH (1915) y LAMARE (1924, 1926, 1927, 1931, 1934, 1936) que estudian el Pérmico del Pirineo vasco, así como SCHMIDT (1931) y BOISSEVAIN (1934) que lo hacen en el Pirineo catalán.

VIENNOT (1929) distingue dos episodios volcánicos pérmicos en el Pirineo central y SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1935) cita la presencia de riolitas pérmicas en Greixa-Coll de Pendís.

ALMELA & RIOS (1947, 1952, 1953, 1960, 1962) elaboran las primeras síntesis geológicas de la vertiente peninsular de los Pirineos.

Más recientemente son numerosos los trabajos de geología regional que incluyen descripciones detalladas de los depósitos Stephano-Pérmicos. Destaquemos las aportaciones de EWERT (1964) en el Pirineo vasco, VAN DER LINGEN (1960), WESINK (1962) y WEENKEERS (1968) en el Pirineo aragonés, MEY (1967, 1968), MEY et al. (1968), ROGER (1965, 1966, 1973), CLINT et al. (1970) y SEURET (1964, 1970) en el Pirineo central (aragonés y catalán) y por último FONTBOTE (1949), FONTBOTE & GUITARD (1958), HARTEVELT (1970), SOLE SU-

GRAÑES (1970, 1971), VERGELY (1970) y ROBERT (1980) en el Pirineo catalán.

Mención especial merecen los trabajos de MIROUSE (1959a, 1959b, 1962, 1965) en el Pirineo central por ser el primero que describe la discordancia Sálica.

Los primeros trabajos monográficos sobre las molasas posthercénicas surgen de la década de los sesenta y son progresivamente más abundantes:

VIRGILI (1958, 1960-62, 1961) realiza las primeras síntesis sobre el Stephaniense, Pérmico y Triásico del Pirineo catalán.

DE BÖER & MOHRK (1966) en el Pirineo vasco, BIXEL (1973) y HERNANDEZ (1982) en el Pirineo central y MORRE et THIEBAUT (1964, 1966) en el Pirineo catalán realizan descripciones petrográficas, geoquímicas y estructurales del vulcanismo tardihercénico.

VITRAC & ALLEGRE (1975) datan por métodos absolutos el macizo granítico de Andorra-Mont Lluís obteniendo una edad Autuniense basal ( $270 \pm 10$  m.a.).

MULLER (1969, 1971, 1973) realiza una estratigrafía de detalle en el Pérmico de Maya de Baztán (Pirineo vasco).

DOUBINGER & MOULINE (1961) estudian flora Stephaniense del pico Ibantelly (Pirineo vasco); ALVAREZ et al. (1969, 1971) y DOUBINGER et al. (1978) describen flora del Stephaniense y Autuniense en Surroca-Ogassa y Coll de Jou (Pirineo catalán oriental).

SOULA et al. (1979) crean un modelo de cizallamiento senestral para explicar la génesis de las cuencas Pérmicas y Triásicas. El modelo permite predecir las dimensiones de las cuencas y el espesor de sedimentos acumulados.

GISBERT et al. (1979) estudian el

control estratigráfico de las mineralizaciones radioactivas Permo-Triásicas.

LUCAS (1975) sintetiza los conocimientos sobre el Pérmico y Triásico de la vertiente francesa del Pirineo, mientras que LUCAS & GISBERT (1981) lo hacen para las dos vertientes.

NAGTEGAAL (1969a, 1969b) realiza un estudio en el Pirineo catalán occidental sobre un conjunto rocoso que data como Westfaliense-Pérmico y en el cual define cuatro unidades formales. En ellas realiza un detallado estudio sedimentológico y petrográfico reconstruyendo el paleoclima, área fuente y medio sedimentario.

GISBERT (1980, 1981) lleva a cabo un estudio del Stephaniense-Pérmico en la sierra del Cadí (Pirineo catalán) donde define cuatro unidades informales. En cada unidad describe las características sedimentológicas, petrográficas y geoquímicas obteniendo una reconstrucción del medio sedimentario, área fuente y paleoclima. Detalla la posición estratigráfica de las vulcanitas asociadas y aporta datos cartográficos, estructurales y de evolución diagenética, integrados en un modelo global de evolución tectono-sedimentaria en relación con el plutonismo y vulcanismo acompañantes.

PUGA y FONTBOTE (1981) realizan un estudio de las riolitas Autunienses de Greixer (Pirineo oriental); la descripción petrográfica y geoquímica está acompañada de una interpretación de los mecanismos eruptivos, temperatura de emplazamiento y tendencias geoquímicas del conjunto volcánico.

MARTI (1982) describe petrográfica y geoquímicamente las rocas volcánicas y depósitos piroclásticos asociados del Stephaniense de Malpás (Pirineo catalán occidental). Desarrolla un método de cálculo para estimar las alteraciones secundarias de la roca volcánica e interpreta las composiciones geoquímicas originales, los mecanismos eruptivos, las temperaturas de emplazamiento, el origen de la espilitización y la tendencia geoquímica de estas rocas.

### 3.2 ESTRATIGRAFIA

La extraordinaria variedad de facies en

las rocas estudiadas ha generado una extensa y complicada nomenclatura que hemos pretendido sintetizar en la figura 3.1 debidamente correlacionadas.

De forma general podemos decir que el Paleozoico posthercínico se puede dividir en dos grandes conjuntos limitados a techo y muro por discordancias angulares, y que son:

Conjunto Stephano-Autuniense.

Conjunto en facies Saxoniense.

MIROUSE (1959), NAGTEGAAL (1969a), ROGER (1965) y CLINT et al. (1970) abordan su estudio mediante la definición de unidades formales con un contenido litológico de valor local. GISBERT (1981) define unidades informales agrupando en ellas todas las litologías con pruebas sedimentológicas de haber sido depositadas bajo un mismo régimen climático.

En este trabajo se utilizarán las unidades de GISBERT (1981) ya que la serie del Cadí es la más completa de todo el Pirineo y los criterios utilizados en la definición de estas unidades facilitan la correlación regional.

#### 3.2.1 CONJUNTO STEPHANIENSE-AUTUNIENSE

Está constituido por rocas volcánicas, volcano-sedimentarias, detríticas y carbonáticas en una compleja indentación litológica.

##### a) Unidad Gris (U.G.)

Formada por los materiales más antiguos que reposan sobre la discordancia hercínica. La serie suele comenzar con brechas seguidas de areniscas, conglomerados, lutitas grises y capas de carbón. Este conjunto presenta tránsitos laterales a rocas volcanosedimentarias y piroclásticas con coladas andesíticas interestratificadas. Los colores de este conjunto rocoso son predominantemente grises.

El conjunto se interpreta como sincrónico con un paleoclima cálido-húmedo con una corta estación seca (NAGTEGAAL 1969a; GISBERT, 1981). En cuanto a la edad, NAGTEGAAL (1969a) encuentra en las brechas basales de Aguiró una asociación de flora que interpreta como Westfaliense superior, mientras que las brechas basales de Argestues, GISBERT (1981) cita una asociación de flora que indica una edad Stephaniense B. Lo anterior-

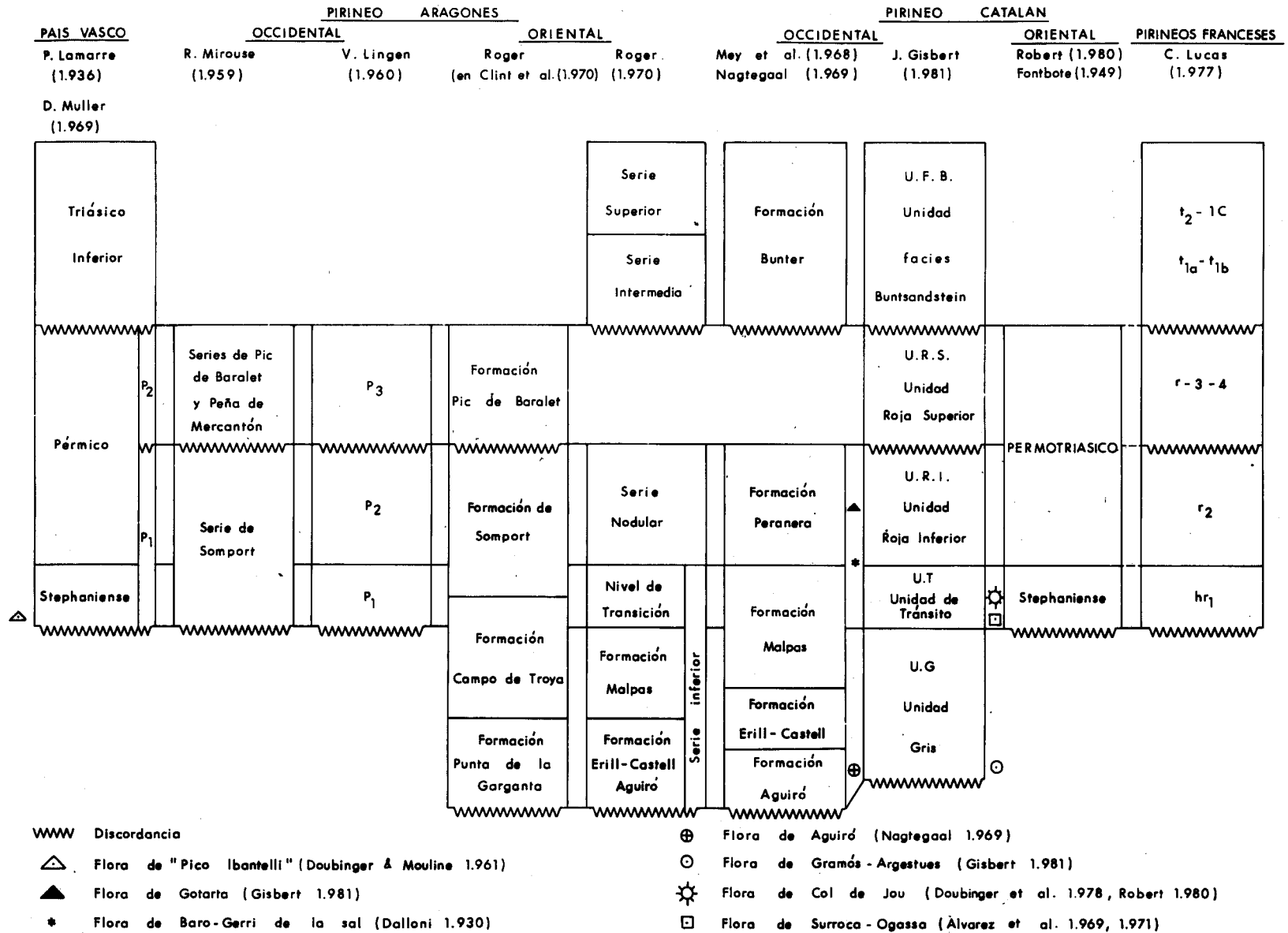


Fig. 3.1.— Síntesis de las denominaciones del Pérmico y Triásico de los Pirineos.

mente expuesto hace pensar en un importante diacronismo geográfico en el comienzo de la sedimentación. Sin embargo nosotros creemos que en Aguiró la serie probablemente comienza en el Stephaniense. Esta opinión la sustentamos en el hecho de que entre la lista de flora dada por NAGTEGAAL (1969a) sólo la *Mixoneura ovata* hace pensar en una edad Westfaliense, y además esta misma especie está citada como típica del "Upper Pensilvaniense" (Stephaniense) en los EE.UU. (BROUTIN, J. común. pers.).

#### b) Unidad de Tránsito (U.T.)

Formada por conglomerados, areniscas y lutitas, habitualmente rematadas por calizas anqueríticas con ostrácodos, caráceas y estromatolitos, también presenta frecuentes cambios laterales a rocas piroclásticas con coladas dacíticas interestratificadas, y posee mineralizaciones radiactivas.

Esta unidad está definida como sincrónica a un paleoclima tropical con fuerte variación estacional en las precipitaciones, evolucionando en el sentido de una progresiva aridificación.

Es característica la presencia de tonalidades versicolores (rojo, verde, gris y amarillo) aunque determinadas asociaciones de facies sean totalmente rojas y otras totalmente grises. Su contenido faunístico es también variado y en ella se han recogido tanto asociaciones Autunienses —flora de Gerri de la Sal (DALLONI, 1930)— como las típicas del Stephaniense superior —flora de Surroca-Ogassa (ALVAREZ et al., 1971) o incluso conjuntos fósiles que parecen representar el límite Stephaniense-Autuniense (flora de Coll de Jou, ROBERT, 1980; DOUBINGER et al., 1978). Así pues podemos afirmar que el límite Stephaniense-Pérmico está contenido en esta unidad cuyos tramos basales son aún Stephanienses mientras los superiores son ya Autunienses.

Las citadas peculiaridades en el color y la flora, son causa de que la mayoría de los autores agrupen las facies detríticas de esta unidad con las de la Unidad Gris (cuando presentan colores grises) o con las de la Unidad Roja inferior (cuando presenta tonalidades rojizas). Unica-

mente el tramo carbonático, por su peculiar litología, está reconocido desde antaño como elemento de tránsito entre facies grises y rojas, (facies de tránsito "entre las formaciones Malpás y Peranera en NAGTEGAAL, 1969a y "horizonte de transición" de ROGER, 1965).

#### c) Unidad Roja inferior (U.R.I.)

Litológicamente está formada por lutitas, areniscas, tobas ácidas y microconglomerados volcanoclásticos rojos que en el Pirineo oriental presentan cambios laterales a rocas piroclásticas con ignimbritas ácidas y riolitas bandeadas interestratificadas.

Se pueden distinguir dos miembros: el *superior* depositado en condiciones paleoclimáticas semiáridas, presentando coloraciones 100 por 100 rojas y con una flora cuyo único resto clasificable hasta el presente es la *Walchia* s.p., y el *inferior* depositado en condiciones climáticas intermedias entre las de la Unidad de Tránsito y las del miembro superior. A veces presenta coloraciones verdes y grises, siendo la flora encontrada de edad Autuniense (flora de Gotarta, GISBERT, 1981), datación que viene corroborada por las riolitas interestratificadas en el miembro basal, que interpretamos (GISBERT, 1981) como manifestaciones volcánicas del macizo granítico Andorra-Mont Lluís que mediante métodos absolutos arroja una edad de  $270 \pm 10$  m. a.

Las tres unidades que forman el conjunto Stephaniense-Autuniense pueden disponerse en continuidad sedimentaria o estar separadas por paraconformidades. Este último caso se presenta preferentemente cuando la unidad inferior posee facies volcánicas (sobre todo coladas o pitones), ya que entonces la unidad superior se apoya sobre un paleosuelo que afecta a las vulcanitas. Este tipo de contacto paraconforme es el más frecuente y en algunas ocasiones falta la Unidad de Tránsito al depositarse la U.R.I. en paraconformidad sobre las vulcanitas de la Unidad Gris.

La figura 3.2., muestra las disposiciones posibles entre las unidades Stephano-Pérmicas en la sierra de Cadí (Pirineo catalán) que ejemplifican todas las posibilidades de relaciones mutuas existentes en el resto del Pirineo.

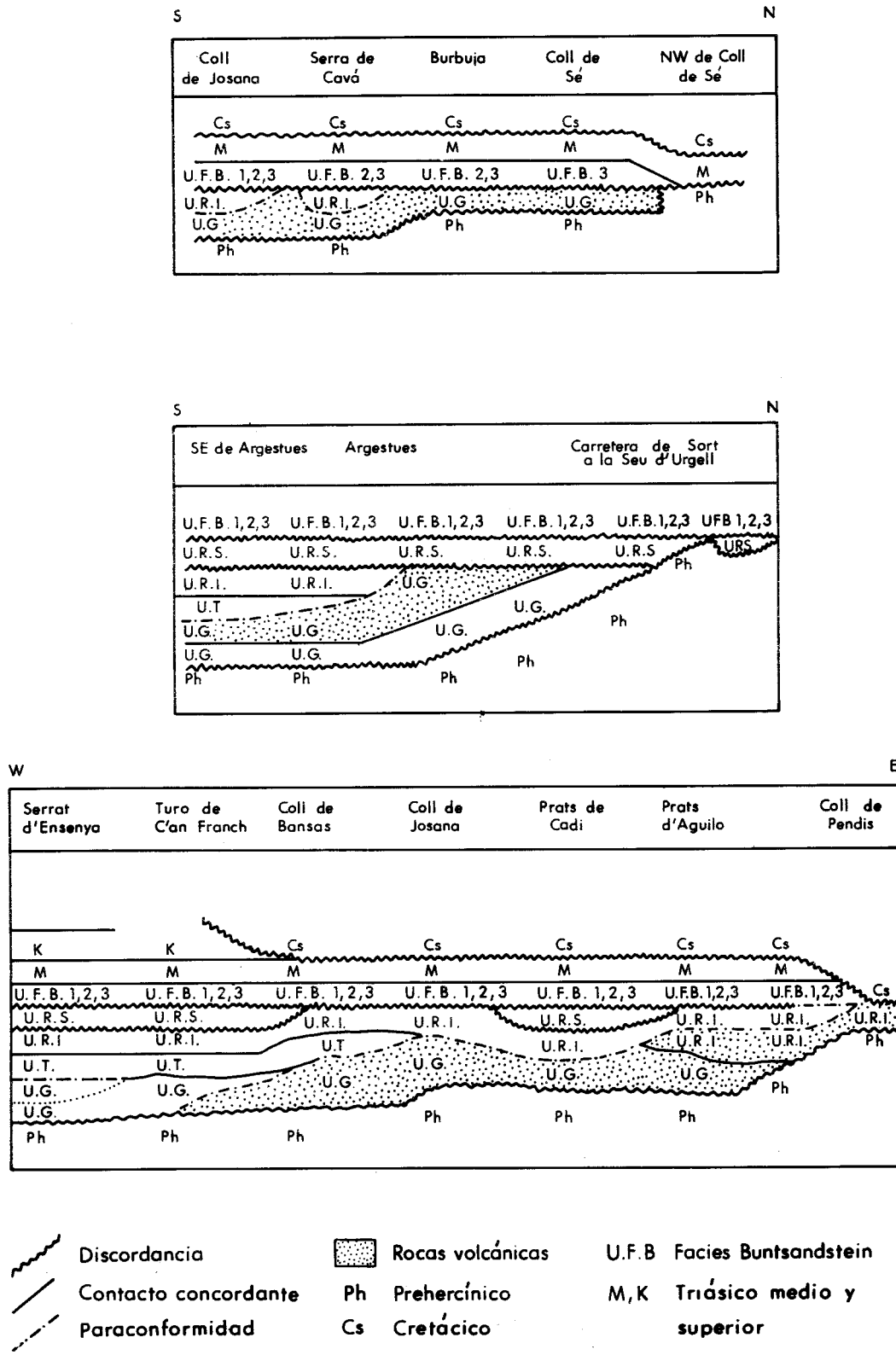


Fig. 3.2.— Relaciones estratigráficas de las rocas continentales posthercénicas. (Esquema conceptual. Area del Cadí).

### 3.2.2 CONJUNTO DE FACIES SAXONIENSE

Está separado del conjunto anterior por una discordancia angular, al menos en el Pirineo central (MIROUSE, 1962) y oriental (GISBERT, 1981), y reposa sobre cualquiera de las unidades Stephano-Autunienses o directamente sobre el sustrato hercínico.

Las litologías que presenta este conjunto son areniscas y lutitas rojas con frecuentes y potentes costras de caliche y calco dolomías lacustres con bivalvos. Generalmente se organiza en una o dos secuencias granodecrecientes que nosotros consideramos como una única unidad: la *Unidad Roja Superior* (U.R.S., GISBERT, 1981).

En este conjunto existen abundantes restos fósiles (huesos de reptiles, caráceas, bivalvos y flora) pero su mal estado de conservación no ha permitido, por el momento, una clasificación con utilidad cronoestratigráfica.

Son también frecuentes las coladas basálticas interestratificadas o bien diques básicos que cortan la serie y están fosilizados por el Triásico inferior.

### 3.3 DISPOSICION GEOGRAFICA Y ESTRUCTURAL. SERIES TIPO

En la figura 3.3., podemos observar cómo los afloramientos Stephano-Pérmicos se alinean en una banda alargada en sentido E-O que jalona el contacto entre los materiales hercínicos y mesozoicos en las dos vertientes de la cordillera pirenaica.

#### 3.3.1 ZONAS GEOGRAFICAS CON HOMOGENEIDAD ESTRATIGRAFICA

Los afloramientos presentan un carácter discontinuo en todo el borde sur pirenaico, aunque es en el Pirineo catalán (occidental y central) donde poseen una mayor continuidad.

Desde un punto de vista estratigráfico se pueden definir las siguientes zonas:

*Pirineo vasco y aragonés occidental:* Caracterizado por la ausencia de la Unidad Gris, un escaso desarrollo del conjunto Stephano-Autuniense restante y una importante

presencia de las facies Saxonienses junto al vulcanismo asociado a las mismas.

*Pirineo aragonés oriental y catalán occidental:* Es peculiar la existencia de la Unidad Gris y un gran desarrollo del conjunto Stephano-Autuniense con afloramientos prácticamente continuos. También hay importantes depósitos de las facies Saxonienses pero circunscritos geográficamente a los extremos (occidental y oriental) de la región definida.

*Pirineo catalán central:* Faltan los depósitos de la Unidad Gris pero el resto de las unidades Stephano-Autunienses poseen espesores considerables. Las facies Saxonienses se limitan a series de moderada potencia con afloramientos discontinuos.

*Pirineo catalán oriental:* Total ausencia de depósito excepto los ocasionales retazos de vulcanitas del conjunto Stephano-Autuniense.

#### 3.3.2 DISPOSICION ESTRUCTURAL

Desde un punto de vista estructural podemos decir que esta banda representa mayoritariamente materiales autóctonos; matice mos al respecto que entre las cabeceras de los ríos Esera (O) y Segre (E), los afloramientos Stephano-Pérmicos se distribuyen en dos bandas alargadas en sentido E-O; la más septentrional corresponde a materiales autóctonos, mientras que la más meridional está formada por unidades alóctonas con estilo de "tête plongeante" (SEGURET, 1970). También entre Castellar d'en Hug y Camprodón la única banda de afloramientos existentes corresponde a unidades alóctonas (VERGELY, 1970; ROBERT, 1980; MUÑOZ, 1982 y SABAT, 1982).

#### 3.3.3 SERIES TIPO

Describimos seguidamente las columnas estratigráficas más representativas de los distintos sectores pirenaicos, intentando correlacionar cada una de ellas con las unidades definidas en el apartado 3.2 con el propósito de dar coherencia al conjunto de la descripción litológica.

A) *Pirineo vasco:* Serie de Maya de Baztán (MULLER, 1969)

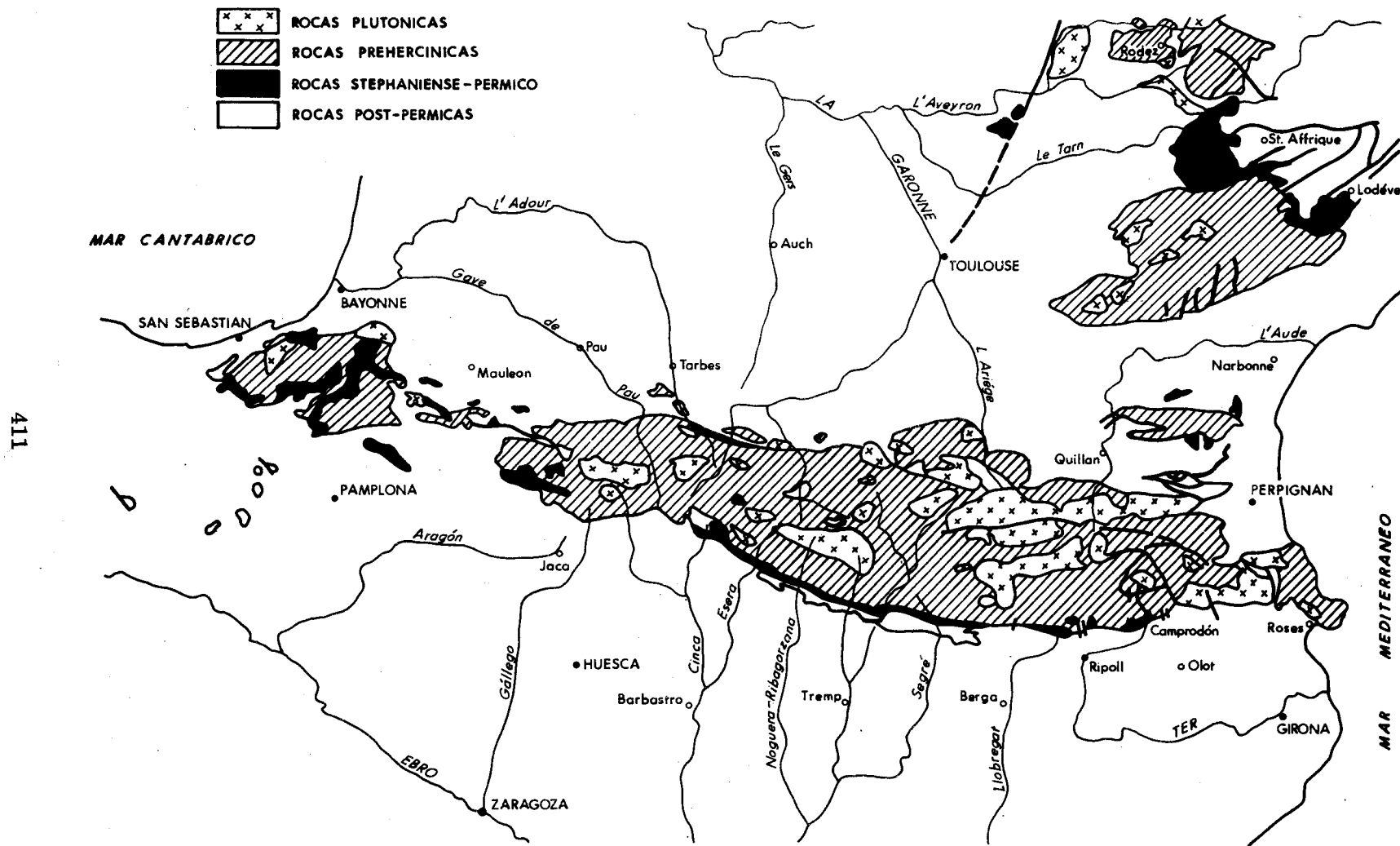


Fig. 3.3.— Distribución de las rocas stephanienses y pérmicas en los Pirineos.



Este autor diferencia un Pérmico inferior ( $P_1$ ) y un Pérmico superior ( $P_2$ ).

En el  $P_1$  o "formación de carbonatos" distingue cinco subformaciones:

— Subformación de brechas carbonatadas (espesor de 0 a 200 m) en la que alternan brechas poligénicas con predominio de cantos carbonáticos con limos arenosos, todo en tonalidades rojizas a marrones.

— Subformación limolitas-carbonatos (de 40 a 90 m de espesor) constituida por alternancias de calizas y areniscas grises con limolitas arenosas rojas en bancos métricos.

— Subformación areniscas-limolitas (de 10 a 100 m de espesor) constituida por alternancias de limolitas duras de colores rojo-marrón o rojo violáceo en areniscas grises o rojas.

— Subformación brechas de esquistos (de 10 a 100 m de espesor) similar a la subformación de brechas carbonatadas ya descrita, pero con predominio de clastos no carbonáticos.

— Subformación caliza (de 80 a 100 m de espesor) limitada a muro y techo por la subformación carbonatos, está constituida por calizas de tonos marrones, rojizos, verdes y violáceos que alternan con delgados bancos de lutitas arcillosas y margas de similares tonalidades.

Estas cinco subformaciones pasan lateral y verticalmente de unas a otras y en conjunto no superan los 250 m de espesor. En nuestra opinión corresponden a lo que hemos definido como Unidad de Tránsito y Unidad Roja Inferior. El Stephaniense del Pico Ibantelly (ZEILLER, 1895; LAMARE, 1936; DOUBINGER & MOULINE, 1961) debe corresponder probablemente a facies grises de la U.T. con flora del Stephaniense superior.

En el  $P_2$  o "formación de areniscas y conglomerados" alternan estas litologías que poseen un aspecto característico. A veces la secuencia es granodecreciente y suelen existir coladas basálticas interstratificadas a techo de la serie, donde pueden alcanzar espesores de 50-60 m.

El conjunto oscila entre los 0 y los 180 m de potencia total y corresponde a lo que hemos definido como facies Saxoniense.

B) Pirineo aragonés: Serie de Canfranc (VAN DER LINGEN, 1960)

Este autor divide al Pérmico en tres tramos:

$P_1$  o *Pérmico basal* que reposa discordante sobre el sustrato y está constituido por una alternancia de calizas con oolitos, convolutos e intraclastos y lutitas de tonos grises o rojo vinosos. Su espesor oscila de 12 a 90 m.

$P_2$  o *Pérmico intermedio*. En este tramo LINGEN, V. D. (1960) describe areniscas, microconglomerados y lutitas rojas. Los cuerpos detríticos poseen huellas de retracción, estratificación cruzada de surco y niveles varvados de origen lacustre. El espesor de este conjunto es muy constante en toda la región (250 m).

$P_3$  o *Pérmico superior*: Constituido por conglomerados con predominio de cantos calcáreos, areniscas y grandes masas de lutitas, todo de colores rojizos. La serie comienza con conglomerados y areniscas (300 m), prosigue con lutitas (500 m) y finaliza con conglomerados y areniscas (300 m). El espesor total oscila de 900 a 1.200 m. Hacia el E hay un adelgazamiento de los cuerpos detríticos y un engrosamiento de las lutitas, que presentan intercalaciones de areniscas y calizas. Más hacia el E se alza el pitón volcánico del pico de Anayet y en sus alrededores hay coladas básicas interstratificadas en los tramos intermedios y superiores del  $P_3$ .

Podemos añadir que MIROUSE (1966) en una región colindante prueba la existencia de una discordancia angular entre el  $P_2$  y el  $P_3$ . El  $P_1$  corresponde a lo que definíamos como Unidad de Tránsito, el  $P_2$  a la Unidad Roja Inferior y el  $P_3$  a las facies Saxonienses.

C) Pirineo catalán occidental. Series de Aguiró y Sierra del Cadí.

C.1.— *Serie en Aguiró* (NAGTEGAAL, 1969a; GISBERT et al., 1982)

— *La Unidad Gris* comienza con brechas (25 m) rojas en la base y grises a techo. Sobre ella hay un tramo de pudingas grises (85 m) que posee una intercalación de lutitas carbonosas con flora de la cual están citadas las siguientes especies (NAGTEGAAL, 1969a): *Dicksonites pluckeneti* (Schlotheim)

*Pecopteris unita* Brongniart  
*Pecopteris lepidorachis* Brongniart  
*Linopteris brongniarti* (Gutbier)  
*Sphenophyllum* sp.  
*Cordaites* sp.  
*Dicksonites sterzeli* (Zeiller)  
*Alethopteris grandini* Brongniart  
*Mixoneura ovata* (Neuropteris)  
*Sphenopteris* sp.  
*Pecopteris* sp.  
*Cardiocarpus* sp.  
*Hexagonocarpus* sp.

Sobre el tramo de pudingas existe otro muy potente (400 m) de rocas piroclásticas silicificadas: cineritas, ignimbritas flameadas y brechas epiclásticas. Hacia el O se intercala en este tramo la colada andesítica de Castellnou de Avellanos (MARTI, 1982).

En Aguiró la U.R.I. reposa en paraconformidad sobre las rocas piroclásticas de la U.G., sin embargo algo más al O, en Coll de Sas, existe la *Unidad de Tránsito*, que reposa en discordancia cartográfica sobre la U.G. y está constituida por una perfecta secuencia granodecreciente: en la base un potente nivel de pudingas grises (110 m), sobre él un tramo de lutitas carbonosas con alguna intercalación areniscosa que posee abundante flora (65 m) y rematando el conjunto una alternancia de bancos de calizas anqueríticas con delgados niveles de cineritas amarillentas y lutitas grises en capas de 0,1 a 0,5 m (50 m).

— *La Unidad Roja Inferior* presenta sus dos miembros:

a) El inferior que reposa en continuidad sedimentaria sobre la U.T. en Coll de Sas y en paraconformidad sobre la U.G. en Aguiró; litológicamente está constituido por lutitas rojo-vino, localmente verdes o grises, con abundantísimos nódulos calcáreos e intercalaciones de tobas y cineritas con un espesor constante de unos 50 m.

b) El superior que se desarrolla preferentemente al O de Aguiró (680 m de espesor máximo en el río Valiri), consta de dos megasecuencias granodecrecientes que gradan desde microconglomerados volcánico-clásticos en bancos de 0,6 a 1,5 m, hasta lutitas rojas masivas con alguna toba interestratificada, las cuales alcanzan los 300 m de espesor. En conjunto la

U.R.I. presenta potencias de 0 a 730 m.

Sobre un conjunto alóctono (serie condensada de Gotarta) se ha descrito en el tramo de microconglomerados una asociación de flora y fauna Autuniense, clasificada por J. BROUTIN (en GISBERT, 1981) que detallamos a continuación:

#### FLORA

- *Lebachia piniformis* (Schlotheim)
- Florin
  - *Walchia* sp. (muy frecuente)
  - *Odontopteris* cf. *lingulata* (Goepfert)
- Schimper
  - *Odontopteris* cf. *dufrenovi* Brongniart
  - *Odontopteris* s.p. (de tipo "lingulata")
  - *Ullmannia frumentaria* (Schlotheim)
- Goepfert
  - *Ullmannia* s.p.
  - *Cordaites* s.p. (muy frecuente)
  - *Poacordaites* s.p.

#### FAUNA

Lamelibranchios

- *Anthracomya* d.f. *goldfussi* Geinitz

Las *facies saxonienses* están ausentes en toda esta región (GISBERT et al., 1982) y las *facies Buntsandstein* reposan directamente sobre la U.R.I. separadas de esta última por una importante discordancia angular (NAGTEGAAL, 1969a).

C2.— *Serie del Cadí* (Seu d'Urgell-Bastida d'Adrahent) (GISBERT, 1981)

— *La Unidad Gris* presenta la siguiente secuencia litológica:

- a) 2 m. de brechas rojas de fragmentos pizarrosos en las que algo más hacia el O se ha clasificado una completísima asociación de flora que arroja una edad Stephaniense B.
- b) Alternancia de tobas, cineritas, microconglomerados, lutitas negras y capas de carbón (25 m).
- c) Colada andesítica seguida de aglomerados y tobas volcánicas (30 m).
- d) Alternancia de cuerpos areniscosos, lutitas negras y capas de antracita (50 m)
- e) Alternancia de microconglomerados,

areniscas y lutitas grises en bancos de 0,5 a 2,5 m (100 m).

Hacia el E los tramos b), d) y e) pasan lateralmente a coladas andesíticas y rocas piroclásticas.

— *La Unidad de Tránsito* se encuentra aquí, excepcionalmente, en continuidad sedimentaria con la U.G. Litológicamente sus tramos basales están constituidos por tobas, areniscas y microconglomerados grises alternando con lutitas rojas y grises. La aparición de coloraciones rojizas es progresiva por lo que situamos el comienzo de la U.T. en el cuerpo arenoso que posee la máxima concentración uranífera. La existencia de esta mineralización está ligada a la de otros parámetros sedimentológicos que indican el arranque de un cambio climático; por otra parte es característico la presencia de la mineralización radiactiva en la base de la U.T. en todo el Pirineo catalán occidental (GISBERT et al., 1979). La serie detrítica está rematada por lutitas arenosas rojas y verdes (30 m) con llamativos niveles de nódulos gigantes de calcita fibroso-radial que hacia el O pasan lateralmente a las calizas anqueríticas con estromatolitos, algas del género *Parachaetetes*, ostrácodos y caráceas, siendo su potencia total de 286 m.

— *La Unidad Roja Inferior* se presenta en continuidad sedimentaria con la U.T.: está formada por alternancias de tobas, areniscas, microconglomerados y lutitas con nódulos calcáreos, todo en tonos rojizos. Esta alternancia se ordena en secuencias granodecrecientes de 20 a 40 m, con una potencia total de 800 m.

El miembro inferior (500 m) se caracteriza por poseer algunos cuerpos arenosos verdes, tener un predominio de cuerpos detríticos depositados por corrientes de baja densidad y por un marcadísimo carácter tuffítico, propio de una sedimentación sincrónica a episodios eruptivos.

El miembro superior (300 m) está rematado por un conjunto lutítico (50 m de espesor) tiene tonalidades 100 por 100 rojas, posee menos intercalaciones volcánicas y en él predominan cuerpos detríticos depositados por agentes de transporte de alta densidad (“debris-flow” y “stream-flood”).

— *La Unidad Roja Superior* (facies Saxonense) se apoya sobre la U.R.I. a través de una discordancia angular cuya magnitud oscila de 7 a 35°.

Litológicamente está constituida por conglomerados, areniscas, lutitas rojas con potentes costras calcáreas grises (0,2 a 1,5 m) lutitas arcillosas rojas masivas y lutitas rojas alternando con niveles calcodolomíticos verdes con varvas lacustres (s.l.) y ostrácodos. Su potencia máxima es de 520 m.

Los conglomerados poseen abundantes intraclastos, especialmente de las costras carbonáticas; estos clastos carbonáticos se disuelven por alteración superficial confiriendo al conglomerado un aspecto oqueroso característico.

El conjunto se organiza en dos megasecuencias granodecrecientes, la basal es más reducida (90 m) que la superior, esta última posee a techo un gran conjunto de lutitas arcillosas (270 m de potencia) y se encuentra rematada por una alternancia de lutitas y calcodolomías.

Las rocas volcánicas masivas están limitadas a un único pitón de basaltos espilitizados que corta a la U.R.S. y está fosilizado por las facies Buntsandstein.

#### D) Pirineo catalán central

##### D.1.— *Serie de Campellas* (ROBERT, 1980)

Comienza con un tramo basal (3-5 m) de brechas rojo-vino que reposan discordantes sobre el sustrato hercínico; localmente, este tramo, organizado en secuencias de 1,5-2 m presenta el aspecto de conglomerados angulosos.

Sobre las brechas existe una colada andesítica (75 m de espesor) seguida por materiales piroclásticos e ignimbritas flameadas (50 m). El conjunto se encuentra rematado por un importante paquete de riolitas bandeadas verdes, de origen ignimbrítico (300 m de espesor).

ROBERT (1980) encuentra polen en las brechas basales que indica una edad Stephaniense-Triásico. Nosotros podemos afirmar(1) que se trata sin duda del conjunto Stephaniense-Autuniense, en el que probablemente falta la Unidad Gris, pudiendo asimilarse las brechas basales y la colada andesítica a la U.T. mientras que las riolitas forman parte del

miembro inferior de la U.R.I.

La serie se encuentra fosilizada por las facies garumnenses, existiendo un importante hiato que abarca parte de la U.R.I., las facies saxonienses y casi todo el Mesozoico.

#### D.2.— Serie de Camprodon(1)

La Unidad de Tránsito reposa discordante sobre el zócalo hercínico y está constituida por conglomerados y areniscas rojas (200 m de espesor), no existiendo depósitos de la U.G. Hacia el O esta serie detrítica roja disminuye granulométricamente y toma tonalidades grises al tiempo que se desarrollan las capas productivas de hulla de Surroca-Ogassa. Los conglomerados están rematados por un nivel de brechas con grandes bombas volcánicas (10 m de potencia) seguidas de importantes masas de coladas dacíticas (50-250) m. Las dacitas ocupan la posición estratigráfica de las calizas anqueríticas, las cuales sólo afloran al sur de Bruguera.

En Coll de Jou (5 Km al O de Surroca-Ogassa) hay citada la siguiente asociación de flora (DOUBINGER et al., 1978; ROBERT, 1980):

*Walchia* (¿*Ernestiodendron*) *germánica* Florín 1938

*Ernestiodendron filiciforme* Florín 1934

*Ullmannia frumentaria* (*Schlotheim*) Goeppert ¿1850

*Alethopteris* c.f. *grandini* Brongniart

*Pecopteris polymorpha* Brongniart

*Pecopteris* cf. *ameromi* Stockmans et Williere

*Pecopteris* sp.

*Odontopteris* cf. *dufrenoyi* Brongniart

*Mixoneura* sp. se reprochat del tipo ovata

*Taeniopteris multinervis* Weiss

*Lebachia* cf. *piniformis* Florín, numerosos

*Walchia* sp.

Este conjunto indica una edad Stephaniense C-Autuniense.

La U.R.I. comienza con lutitas arcillosas rojas (10-30 m) seguidas de una alternancia de cineritas, tobas, microconglomerados, areniscas volcanoclásticas rojas y grises con ocasionales restos de flora (300 m). Sobre esta serie volcanoclástica se deposita un tramo de tobas

ignimbríticas (25 m), finalizando la serie con lutitas arenosas rojas con intercalaciones cineríticas (35 m).

Este conjunto de 400 m de potencia, presenta en su totalidad las características del miembro inferior de la U.R.I.

Las facies saxoniense(1) están presentes aquí con las mismas litologías que en el Cadí. Se organizan en tres secuencias granodecrecientes de 30-60 m cada una con una potencia total de 180 m. El contacto con el conjunto Stephano-Autuniense se hace a través de una discordancia cartográfica y a su vez las facies garumnenses fosilizan a la U.R.S. mediante una discordancia angular.

#### E) Pirineo catalán oriental(1)

En esta zona las facies rojas cretácicas reposan directamente sobre el sustrato hercínico. Tan sólo al O de Viure afloran en reducida extensión geográfica un paquete de rocas volcánicas riolitas (40 m de potencia) que pueden considerarse correlacionables con los tramos altos de la serie de Campellas.

### 3.4 SEDIMENTOLOGIA

Las características de las cuencas sedimentarias son muy similares en los dos conjuntos definidos. Se trata en todos los casos de abanicos aluviales situados en los bordes de las cuencas que gradan hacia "mud-flats" y/o ambientes lacustres en el centro de las mismas.

La gran variabilidad de facies que existe entre las distintas unidades puede explicarse por los siguientes factores (GISBERT 1981 GISBERT et al. 1982):

a) Los cambios paleoclimáticos que modifican el régimen de precipitaciones y la vegetación.

b) Las variaciones en el tipo de volcanismo y en la posición de los distintos centros eruptivos.

c) Por alteraciones en la intensidad o en el tipo de dinámica estructural que crea las cuencas ya que estas alteraciones modifican la magnitud de las pendientes implicadas y el tamaño del área fuente.

(1) Información proveniente de trabajos en curso a cargo del "Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya".

### 3.4.1 MECANISMOS DISPOSICIONALES

*Unidad Gris:* En la mayoría de los casos está constituida por masas de vulcanitas. En estos casos aglomerados y coladas constituyen las facies más proximales y los lapillis, tobas y cineritas las más distales. Entre los mecanismos deposicionales de las masas piroclásticas destacan lahares calientes, lapillis acrecionales originados por erupciones freato-magmáticas, ignimbritas con secuencias características y "ash-falls" de todas las granulometrías (GISBERT, 1981; MARTI, 1982).

Las rocas piroclásticas presentan transformaciones de origen sedimentario según su medio de emplazamiento. Cuando se asocian con depósitos de carbón están intensamente caolinizadas (tonsteins clásicos), en las zonas de borde de cuenca se presentan silicificadas y caolinizadas mientras que en zonas más internas predominan las carbonataciones, cloritizaciones, berthieritizaciones y transformaciones e interstratificados de illita-montmorillonita (GISBERT, 1981).

Las facies sedimentarias más frecuentes, están constituidas por brechas de talud, conglomerados y areniscas con pautas de migración "braided" y alternancias de capas de antracita, lutitas caoliníferas con nódulos de siderita y areniscas depositadas por corrientes meandriformes (NAGTEGAAL, 1969). Las facies más proximales (brechas) carecen de cemento, las intermedias poseen cemento de calcita férrica y en las distales coexisten calcita férrica y anquerita (GISBERT, 1981).

*Unidad de Tránsito:* Se organiza generalmente como una secuencia detrítica granodecreciente culminada por calizas anqueríticas con tobas y cineritas interstratificadas. Matemos a este respecto que en el Pirineo centro-occidental está reducida casi exclusivamente al tramo carbonático, que reposa directamente sobre el sustrato.

Los cuerpos detríticos basales (areniscas y conglomerados) son de tonos versicolores, aunque hay series completamente grises que poseen capas de hulla, tal como sucede en Suroca-Ogassa y Malpas (Pirineo catalán)(1). Las facies conglomeráticas han sido interpre-

tadas como depósitos de corrientes "braided" con cemento de calcita incrustante, calcita férrica y anquerita" (NAGTEGAAL 1969).

En los tramos basales la sedimentación de los ambientes distales es detrítica (lutitas grises varvadas) siendo escasos los depósitos de tipo carbonático dadas las condiciones predominantemente ácidas del medio(1). El tránsito al predominio de las condiciones alcalinas se produce por causas climáticas (NAGTEGAAL, 1969) al mismo tiempo que disminuye la subsidencia y se generalizan los ambientes lacustres con sedimentación carbonática acompañada de restos de algas y ostrácodos (GISBERT, 1981). Las capas de caliza anqueríticas constituyen el nivel litológico más continuo y mejor reconocible a escala de todo el Pirineo.

*Unidad Roja Inferior:* Las facies detríticas son volcanoclásticas en su mayoría y en ellas se pueden reconocer depósitos de ríos efímeros con mecanismos de tipo "mud-flow", "debris-flow", "stream flood" y canales con pautas de migración "braided". Existen abundantes tobas interstratificadas y hay pruebas de que muchos cuerpos detríticos se depositaron por la acción de tormentas sincrónicas a los mecanismos eruptivos (GISBERT, 1981).

En las lutitas acompañantes hay abundantes nódulos y costras calcáreas de tipo caliche (NAGTEGAAL, 1969). Los cuerpos detríticos poseen cementos de calcita, hematites (NAGTEGAAL, 1969) y laumontita (GISBERT, 1981).

Las facies distales están constituidas por grandes masas de lutitas con pasadas de areniscas de grano muy fino con cemento de calcita y dolomita micrítica. En algunos casos estas facies poseen evaporitas (MIROUSE, 1962) aunque es probable que hayan desaparecido por disolución diagenética en el resto de los afloramientos.

*Facies Saxoniense (Unidad Roja Superior):*

Los cuerpos detríticos presentan características de depósitos de cursos efímeros con mecanismos de tipo "stream flood" y canales con pautas de migración "braided". En menor

(1) Información proveniente de trabajos en curso a cargo del "Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya".

proporción existen depósitos de "mud-flow" y canales con pautas deposicionales meandri-formes, estas últimas localizadas en los niveles de tránsito a las facies distales. Los cuerpos detríticos más proximales (brechas) carecen de cemento, los intermedios poseen cementos de calcita, y en los distales coexisten calcita y dolomita.

Las facies distales están constituidas por grandes masas de lutitas arcillosas con intercalaciones de dolomicritas varvadas con restos de bivalvos y huellas de desecación, interpretadas como depósitos de ambientes lacustres muy someros que sufrían desecaciones polianuales (GISBERT, 1981).

#### 3.4.2 PALEOCLIMA

Tan sólo NAGTEGAAL (1969) y GISBERT (1981), estudian en detalle este problema. Para ello investigan los paleosuelos, los mecanismos deposicionales y los procesos de la diagénesis temprana pudiendo sintetizarse sus conclusiones en la representación de la fig. 3.5.

Respecto a los paleosuelos digamos que las discontinuidades estratigráficas-fosilizadas por la Unidad Gris y la Unidad de Tránsito presentan importantes rubefacciones de material infrayacentes que en algunos casos está convertido en una masa de hematites y caolinita. En las dos unidades rojas (U.R.I. y U.R.S.) los paleosuelos más evidentes son los nódulos y costras de tipo caliche desarrollados sobre sus propios depósitos.

#### 3.5 VULCANISMO

Las mayores acumulaciones de rocas volcánicas Stephano-Pérmicas son sin duda las aflorantes en la Sierra del Cadí (Pirineo catalán) y en el Pico Anayet-Midi d'Ossau (Pirineo central).

VIENNOT (1929) es el primero en reconocer dos grandes episodios en el vulcanismo tardihercínico. Podemos pues correlacionar un vulcanismo basal con el conjunto Stephano-Autuniense y el superior con las facies Saxonienses.

El vulcanismo Stephano-Autuniense es de tipo calcoalcalino (BIXEL, 1973; PUGA y FONTBOTE, 1981 y MARTI, 1982), en él, coexisten emisiones andesíticas con eyeccio-

nes dacíticas y riolíticas (MARTI, 1982).

En la sierra del Cadí GISBERT (1981) pone de manifiesto una progresiva acidificación de los términos volcánicos dominante a medida que subimos en la serie (andesitas en la U.G., dacitas en la U.T. y riolitas sincrónicamente con la U.R.I.) también considera al macizo granítico de Andorra-Mont Lluís como las raíces de las riolitas de Greixer-Coll de Pendís. MORRE & THIEBAUT (1964, 1966) interpretan como primaria la espilitización de las vulcanitas de la Sierra del Cadí mientras que MARTI (1982) deduce una espilitización secundaria en las coladas andesíticas de Erill-Castell y Castellnou d'Avellanós.

El vulcanismo ligado a las facies Saxoniense se desarrolla preferentemente en el Pirineo vasco y aragonés occidental. Su única representación en la mitad oriental del Pirineo la constituye el pitón de la ermita de San Salvador en la Sierra del Cadí (GISBERT, 1981). Relativamente al vulcanismo del conjunto Stephano-Autuniense podemos decir que el Saxoniense posee más episodios subvolcánicos (son frecuentes sills y diques), es más básico, sus texturas son más fluidales y tiene contenidos más elevados en fósforo y alcalis (HERNANDEZ, 1982). No se conoce todavía la serie volcánica donde se encuadran estas rocas ígneas; GISBERT (1981) señala a título de hipótesis que podrían tratarse de basaltos alcalinos dada la similitud del modelo estructural interpretado con el de una cuenca alpina de EE.UU. donde emisiones de basaltos alcalinos sustituyen al vulcanismo calcoalcalino al cesar la compresión.

#### 3.6 MODELOS DE CUENCA SEDIMENTARIA

SOULA et al. (1979) establecen un modelo de desgarres senestrales para explicar la creación de las cuencas Pérmicas y Triásicas. Según este modelo las cuencas poseerían unas dimensiones aproximadas de 5-10 x 30-50 Km con acumulaciones máximas de sedimentos del orden de 1.000 m. Este modelo también predice la ascensión de magmas a través de las fracturas de dirección N 30-40 así como la imposibilidad de que este fenómeno se pro-

- |                    |                         |                   |                          |
|--------------------|-------------------------|-------------------|--------------------------|
| 1. Facies apicales | } Abanico aluvial mayor | 4. Ríos efímeros  | 7. Abanico aluvial menor |
| 2. Facies medias   |                         | 5. "Mud-flat"     | 8. "Sand-flat"           |
| 3. Facies distales |                         | 6. Lagos- "Playa" |                          |

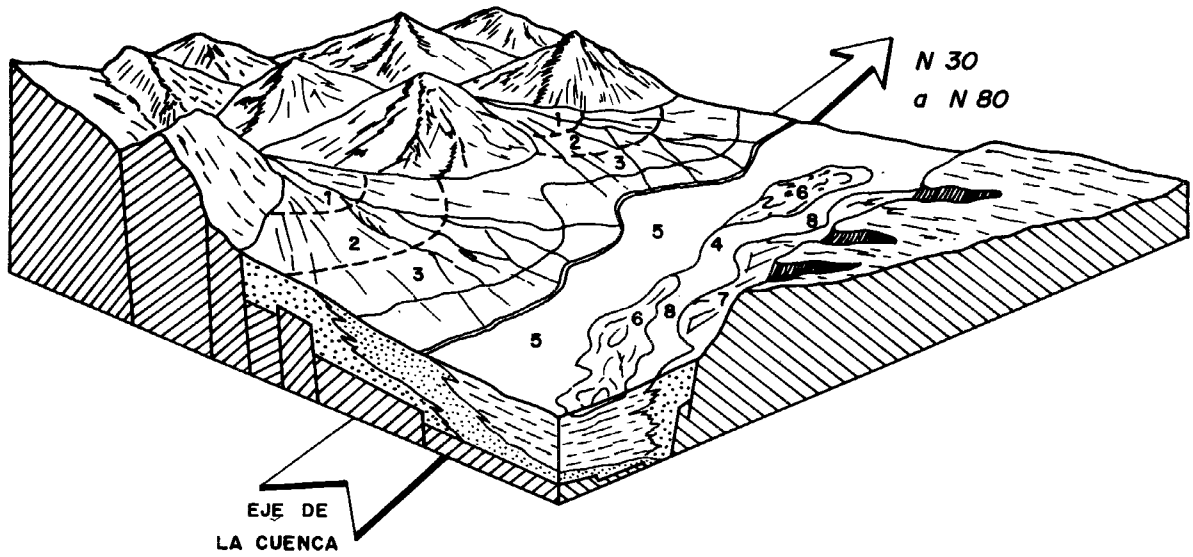


Fig. 3.4.— Modelo de Cuenca para la facies Saxoniense (U.R.S. Unidad Roja Superior).

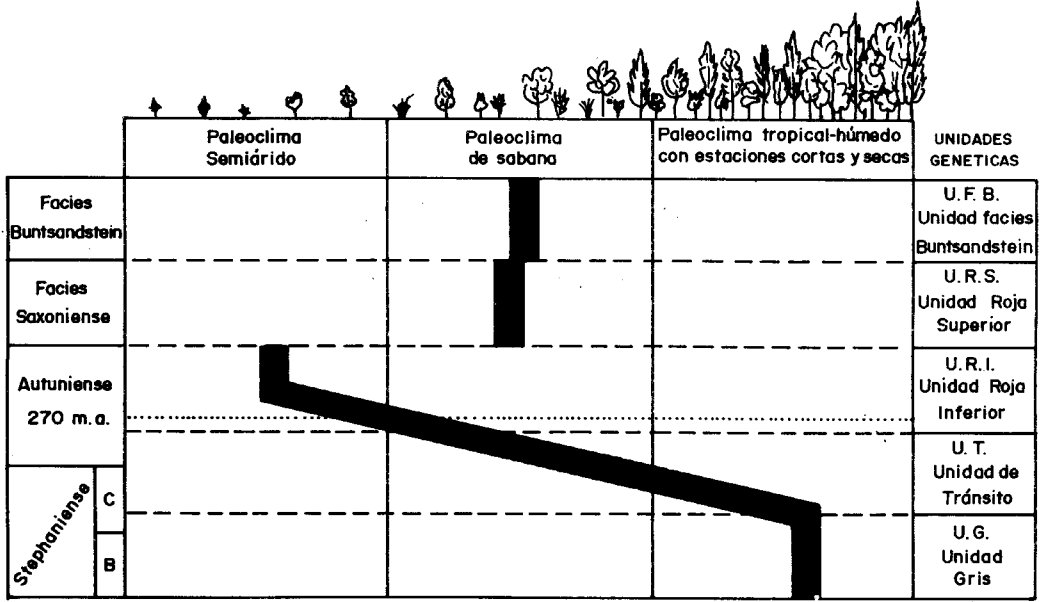


Fig. 3.5.— Evolución del paleoclima en los depósitos continentales posthercynicos de los Pirineos. (Síntesis basada en GIBBERT 1981 y NAGTEGAAL 1968).

GIBBERT (1981) limita la validez del citado modelo al conjunto Stephano-Autuniense en el cual la dinámica compresiva es congruente con el vulcanismo calcoalcalino. En las facies Saxonienses el cambio en el quimismo del vulcanismo, su ascensión a través de fracturas N 140, y la disposición de la discor-

dancia basal, parecen indicar una sedimentación en régimen de distensión local que prelude ya la distensión generalizada del Triásico inferior. Por otra parte las cuencas Saxonienses son geométricamente las mejor conocidas y está probado su carácter disimétrico (fig. 3.4).

### 3.7 RECURSOS DE INTERES ECONOMICO

Las antracitas de la Unidad Gris y las hullas de la Unidad de Tránsito son y han sido los principales objetos de actividad minera. Las cuencas de la Unidad Gris en Adrall y Malpás (Pirineo catalán occidental) y del Campo de la Troya (Pirineo aragonés) fueron objeto de importantes labores, aunque hoy en día sólo mantienen su actividad las del Campo de la Troya. La hullas de la Unidad de Tránsito se explotaron intensamente a principios de siglo en Surroca-Ogassa (Pirineo catalán central), aunque en la actualidad están abandonadas.

Las mineralizaciones radioactivas no se han explotado nunca en las series Stephano-Pérmicas y su principal interés podría ser de índole estratigráfico. GISBERT (1981) las utiliza para definir el comienzo de la Unidad de

Tránsito cuando está en continuidad sedimentaria con la Unidad Gris. Los cuerpos mineralizados se sitúan en las facies detríticas basales de la U.T. en los tramos con condiciones intermedias de oxidación-reducción. El proceso parece controlado por un cambio climático que amplía los ambientes oxidantes en los tramos proximales e intermedios de los abanicos aluviales (GISBERT et al., 1981).

### 3.8 AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestra gratitud al "Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya" por la autorización para utilizar la información de los trabajos en curso a cargo de esta entidad.

Finalmente mi reconocimiento a Leonor, mi compañera infatigable, por toda su ayuda material y moral.

### BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. & RIOS, J.M.— *Explicación del mapa geológico de la provincia de Lérida, escala 1:200.000*. Inst. Geol. y Min. de España. (1947).
- ALMELA, A. & RIOS, J.M.— *Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales*. Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, C.S.I.C. T. II, sec. I. pp. 327-350. Zaragoza. (1952).
- ALMELA, A.— *La vertiente surpirenaica desde el punto de vista de la investigación petrolífera*. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, núm. 50, Vol. I. pp. 241-281. Madrid. (1958).
- ALMELA, A. & RIOS, J.M.— *Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région*. Livre a la Mém. du Prof. P. Fallot, T. I. pp. 313-331. Soc. Géol. France. Paris. (1960-62).
- ALVAREZ, C.; DOUBINGER, J. & DIEGUEZ, M.— *Estudio paleobotánico de la flora de Ogassa*. Est. Geológicos, Vol. XXVII. pp. 267-277. Madrid. (1971).
- BIXEL, F.— *Structure du complexe volcanique de l'Ossau (Pyrénées atlantiques)*. Bull. du B.R.G.M. 2<sup>e</sup> sér. núm. 3. pp. 165-178. Paris. (1973).
- BOER, M.U. de & MOHR, K.— *Zum magmatismus in Aldudes-Quinto Real-Massiv in dem Spanischem Westpyrenaen*. Z. dt. Geol. Ges. Vol. 116, núm. 3. pp. 761-772. Hannover. (1966).
- BOISSEVAIN, H.— *Etude Géologique et Géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Segre*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, Vol. 66. (1934).
- CLIN, M.; HEDDEBAUT, C.; MIROUSE, R.; MULLER, J.; ROGER, P. & WATERLOT, M.— *Le cycle hercynien dans les Pyrénées*. Ann. Soc. Géol. du Nord. T. XC, pp. 253-276. Lille. (1970).
- DALLONI, M.— *Etudes géologiques des pyrénées de l'Aragon*. These Doct. Ann. Fac. Sc. Marseille, Vol. 19. pp. 140-182. Marseille. (1910).
- DALLONI, M.— *Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras (Pyrénées centrales)*. Bull. Soc. Géol. France. 4<sup>e</sup> ser. T. XIII, pp. 243-263. Paris. (1913).
- DALLONI, M.— *Etude Géologique des Pyrénées de Catalogne*. Ann. Fac. Sc. de Marseille, Vol. XXVI, fasc. 3. pp. 1-373. Alger. (1930).
- DALLONI, M.— *Sur des dépôts permians des Pyrénées a flores de l'Angaride*. C.R. Acad. Sc. T. XCI, pp. 115-117. Paris. (1938).
- DOUBINGER, J. & MOULINE, M.— *Sur la flore fossile du Carbonifere de Larroun et de l'Ibantelly (Basses-Pyrénées)*. C.R. Acad. Sc. T. 253, pp. 3029-3031.
- DOUBINGER, J.; ROBERT, J.F. & BROUTIN, J.— *Donnees complementaires sur la flore Permo-Carbonifere de Surroca-Ogassa (Province de Gerone, Espagne)*. 102 Congr. Nat. des Societes savantes. Nancy, fasc. III, pp. 39-45. (1978).
- EWERT, F.K.— *Geologie des Sudteiles des Baskischen Pyrenaen*. Tesis no publ. Univ. Munster, 223 págs. (1964).
- FONTBOTE, J.M.— *Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter*. An. Inst. Est. Gerundenses, Vol. IV, pp. 129-185. Gerona. (1949).
- FONTBOTE, J.M. & JULIVERT, M.— *Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercynianos en Cataluña*. C.R. XIX Congr. Geol. Int. Alger, 1952, Sect. XIII, Fasc. XV, pp. 575-591. (1954).
- FONTBOTE, J.M.— *Visión de conjunto de la Geología de los Pirineos catalanes*. II Cursillo Int. de Paleontol. Sabadell. (1956).
- FOURNIER, E.— *Etude sur les Pyrénées Basques (Basses Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa)*. Bull. Serv. Carte Géol. France, Vol. XVIII, núm. 121, pp. 491-548. (1908).
- FOURNIER, E.— *Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales*. Bull. Soc. Géol. France, 4<sup>e</sup> sér. Vol. XIII, pp. 183-211.
- GISBERT, J.; TENA, J. & SANCHEZ CELA, V.— *Geología de los materiales Permo-Triásicos del Borde Axial Pirenaico entre Bellver de Cerdanya y Pont de Suert. Su relación con las mineralizaciones radiactivas*. Instituto Estudios Nucleares. Madrid. (1979).
- GISBERT, J.— *Fracturación, vulcanismo y sedimentación en el Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Lérida, España)*. Actas 26 Congr. Geol. Int. Vol. II. pp. 475. Paris. (1980).
- GISBERT, J.— *Estudio geológico-petroológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida)*. Diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral, Dpto. de Petrología. Universidad de Zaragoza, 313 págs. (1981).
- GISBERT, J.; ANQUELA, J.A.; HERNANDEZ, M.J. y GASCON, F.— *El Estefaniense, Pérmico y Triásico del Pirineo de Lérida*. Servei Geologic de la Generalitat de Catalunya, Barcelona. 412 págs. (1982).
- HARTEVELT, J. & ROGER PH.— *Geology of the Upper Segre and Valira valleys central Pyrénées, Andorra, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 45, pp. 167-236. (1970).
- HARTEVELT, J.— *Queiques aspects de la topographie permotriasi-*



- que dans le Haut-Struve et la Haute-Pallaresa (Lérida, Espagne). *Interprétations structurales et paléogéographiques*. C.R. somm. Soc. Géol. France. pp. 182-184. Paris. (1968).
- HERNANDEZ, M.J.— *Estudio geológico-petroológico de las rocas volcánicas del área de Sallent de Gallego (Pirineo de Huesca)*. Tesis de Licenciatura, Dpto. de Petrología. Universidad de Zaragoza. (1982).
- LAMARE, P.— *Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées de Bagnorry (Basse Navarre, Française)*. C.R. Soc. Géol. France. 5<sup>e</sup> sér. Vol. XXXI, núm. 1. pp. 241-245. Paris. (1931).
- LAMARE, P.— *Le Permien aux environs de Bidarray*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 198, pp. 278-280. (1934).
- LAMARE, P.— *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées d'Espagne*. C.R. somm. Soc. Géol. France, núm. 17. Paris. (1934).
- LAMARE, P.— *Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne*. Mém. Soc. Géol. France. T. XII, núm. 27, fasc. 1-4. Paris. (1936).
- LAMARE, P.— *La structure géologique des Pyrénées basques*. Actas 1<sup>er</sup> Congr. Int. Est. Pirenaicos. San Sebastián, 1950. T. II. Sec. I. Inst. Est. Pirenaicos, C.S.I.C. (1952).
- LINGEN, G.J. van der.— *Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc*. Estudios Geológicos, Vol. XVI, pp. 205-242. Madrid.
- LUCAS, C.— *Cadre de dépôt du Permo-Trias de Pyrénées. Eléments sedimentologiques*. Troisième Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Montpellier. (1975).
- MARTI, J.— *Estudi Petrologic i Geoquimic de la Formació volcànica Erill Castell. Pont de Suert (Lleida)*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Petrología. Universidad de Barcelona. (1982).
- MEY, P.H.W.— *The Geology of the upper Ribagorza and Balira valleys. Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 41. pp. 153-220. (1967).
- MEY, P.H.W.— *Geology of the upper Ribagorza and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 41, pp. 229-298. Leiden. (1968).
- MEY, P.H.W. et al.— *Lithostratigraphy subdivision of post-hercynian deposits in the South-Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 41. pp. 221-228. Leiden. (1968).
- MIROUSE, R.— *Arenisca roja de los valles altos de Torrente de Aspe y del Aragón*. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 55, pp. 125-129. Madrid. (1959a).
- MIROUSE, R.— *Sur le "Grés Rouge" des hautes du Gave d'Aspe et de l'Aragon Subordan*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 248. pp. 2361-2363. Paris. (1959b).
- MIROUSE, R.— *La edad de las andesitas del valle del Torrente de Aspe (Pirineos Bajos)*. Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 55. pp. 131-136. (1959).
- MIROUSE, R.— *Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone axiale primaire des Pyrénées*. These Fac. Sc. Toulouse, 672 págs. (1962).
- MIROUSE, R.— *Tectonique hercynienne et tectonique alpine dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées*. Actes IV Congr. Int. Est. Pirenaicos, 1962. T. I. Sec. 1. pp. 75-83. Toulouse. (1965).
- MORRE, N. & THIEBAUT, J.— *Constituion de quelques roches volcanologiques permiennes de la Sierra de Cadif*. Bull. Soc. Géoc. France, 7<sup>e</sup> sér., Vol. VI, fasc. 3, pp. 389-396. Paris. (1964).
- MORRE, N. & THIEBAUT, J.— *Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trias inferior de los Pirineos*. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. España, núm. 81. Madrid. (1966).
- MULLER, D.— *Perm und Trias im Valle del Baztán (Spanische West-Pyreneen)*. Dissertation. Clausthal, Fak. für Natur und Geitwissenschaften der Technische Univers. 129 págs. (1969).
- MULLER, D.— *Permien et Trias au Val de Baztán (entre les massifs paléozoiques de Cinco Villas et Quinto Real-Aldudes)*. Congr. Int. Est. Pirenaicos. Rénumés de Communications. Sec. 1. Géologie Physique. pag. 3. (1971).
- MULLER, D.— *Permien und Trias im Valle del Baztán-ein Beitrag zur Stratigraphie und Paleogeographie der spanischen West-Pyreneen*. N. Jb. Geol. Abh. Vol. 142, núm. 1. pp. 30-43. (1973).
- MUÑOZ, J.A.— *Estructura geológica de Serra Conivella (Ripollés)*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Barcelona. 235 págs. (1982).
- NAGTEGAAL, P.J.C.— *Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of Post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 42. pp. 143-238. Leiden. (1969).
- PUGA, E. & FONTBOTE, J.M.— *Estudio petroológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Greixer (Pirineo Catalán)*. Acta Geol. Hispánica, T. 14. pp. 80-89. Libro Homenaje a L. Solé Sabarís. (1981).
- ROBERT.— *Etude géologique et metallogenetic de la val de Ribas sur la vessant espagnole des Pyrénées Catalanes*. Tesis Fac. Sc. et Techniques de l'Université de FrancheCompte. (1980).
- ROGER, P.— *Etude stratigraphique et structurale de la zone de Noguera entre l'Esera et l'Isabena (Huesca)*. Act. Soc. Lin. Bordeaux, ser. B, 102, pp. 5-27. Bordeaux. (1965).
- ROGER, P.— *Note préliminaire sur l'étude du "gres rouge" de l'extrémité occidentale de la zone des Noguera (Huesca)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, fasc. 3. pp. 109-110. Paris. (1981).
- ROGER, P.— *Les mecanismes et les etapes de la mise en place des structures complexes de la zones de Noguera (versant sud des Pyrénées centrales)*. *Eléments de paléogéographie des séries detritiques post-hercyniennes*. Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, pag. 365. Paris. (1973).
- SABAT, F.— *Estructura geológica de Serra Cavallera (Ripollés)*. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Barcelona. 182 págs. (1982).
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.— *Sobre una importante erupción riolitica entre el Coll de Pendis y el río Greixa, vertiente sur de la Sierra del Cadif*. Trab. Mus. Cienc. Nat. Barcelona, 6, 8. 44 págs. (1935).
- SCHIDT, G.— *El Paleozoico del Pirineo español*. Public. Extr. sobre Geol. de España, T. II. pp. 99-200. C.S.I.C. Madrid. (1931).
- SEGURET, M.— *Sur le style en têtes plongeants des structures pyrénéennes de la zone des Noguera (versant sud des Pyrénées centrales)*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 259, pp. 2895-2898. Paris. (1964).
- SEGURET, M.— *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie central du versant sud des Pyrénées*. These présentée a la Fac. Sc. de Montpellier. (1970).
- SOLE SUGRANES, L.— *Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona. 495 págs. (1970).
- SOLE SUGRANES, L.— *Pre-Pyrénées of the Bergada area*. Guidebook Tenth Int. Fields. Ints. Spain. pp. 89-93. Amer. Geol. Inst. Washington. (1971).
- SOULA, J.C.; LUCAS, C. & BESSIERE.— *Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting in older Variscan structures, field evidence and experimental models*. Tectonophysics. T. 58. pp. 1-119. (1979).
- STUART MENTEATH, P.W.— *Sur le Permien des Pyrénées Occidentales*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 161. pp. 387-389. (1915).
- VERGELY, P.— *Etude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter (Provincias de Barcelone et de Gerone, Espagne)*. These Fac. Sc. Montpellier. (1970).
- VIENNOT, P.— *Les éruptions basaltiques permiennes dans les Pyrénées*. C.R. Soc. Géol. France. 4 sér. Vol. XXIX, pp. 19-32. Paris. (1929).
- VIRGLI, C.— *Estratigrafía del Triásico del Pirineo oriental*. Act. III Congr. Inter. Estud. Pirenaicos. Gerona. (1958).
- VIRGLI, C.— *Le Trias du Nord-Est de l'Espagne*. Livre a la Mém du Prof. P. Fallot, T. I. pp. 301-311. Soc. Géol. France. Paris. (1960-62).
- VIRGLI, C.— *The sedimentation of the Permian rocks in the Noguera Ribagorzana valley (Pyrénées-Spain)*. Int. Geol. Congr. 21 Sess. Norden, part. 23. Proceeding of the Intern. Assoc. of Sedimentology. Copenhagen. pp. 136-142. (1961).
- VITRAC MICHARD, A.; ALLEGRE, C.J.— *A study of the formation and History of a piece of Continental Crust Rb<sup>87</sup>-Sr<sup>87</sup> Method. The case of the French Oriental Pyrenees*. Contrib. Mineral. Petrol. 50. pp. 257-285. (1975).
- WENCKEERS, J.H.N.— *The Geology of the Esera Valley and the Lys Cailleous Massif. Central Pyrenees, Spain, France*. Leidse Geol. Mededelingen, núm. 41. pp. 221-267. (1968).
- WENSINK, H.— *Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valley, Huesca province*. Est. Geológicos. Vol. 18, núm. 1-2. pp. 1-74. (1962).

#### **4 EL PERMICO DE LA CORDILLERA IBERICA Y BORDES DEL SISTEMA CENTRAL**

*Alfredo Arche\**, *Amparo Ramos\*\** y *Alfonso Sopeña\**

\* Instituto de Geología Económica C.S.I.C. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

\*\* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

## 4 EL PERMICO DE LA CORDILLERA IBERICA Y BORDES DEL SISTEMA CENTRAL

### 4.1 INTRODUCCION

El análisis detallado de los sedimentos pérmicos conocidos hasta este momento en el ámbito de la Cordillera Ibérica y zonas limítrofes, pone de manifiesto la existencia de diferencias esenciales, tanto en su composición litológica, como en las relaciones estructurales con el resto de los materiales paleozoicos y con el Triásico. Teniendo en cuenta estas diferencias se considera este área dividida en varios dominios, que quedan bien definidos en función de las características del Pérmico que aflora en cada uno de ellos:

— Bordes del Sistema Central y zona de enlace con la Cordillera Ibérica.

— Sector Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

— Sector Suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Hay que hacer notar en este sentido, que en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, sólo se ha citado hasta el momento como posible Pérmico, la existencia de rocas de origen volcánico en el núcleo del anticlinal de Montalbán (ALMELA et al., 1977; MARTIN FERNANDEZ, 1970; NAVIDAD, 1983) cuya posición estratigráfica es muy dudosa todavía, y en la región situada al NO de Ateca por DESPARMENT, MONROSE & SCHMITZ (1972) que las atribuyen al Permo-Silesiense. Además de estas citas, DE LA PEÑA et al. (1977a) atribuyen al Autuniense un pequeño afloramiento de materiales detríticos con algunas intercalaciones de rocas volcanosedimentarias en la localidad de Reznos, al SE de Soria. Teniendo en cuenta la escasez de datos que existen aún sobre el área de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y la reducida extensión de los afloramientos, no se considera esta región en los apartados siguientes en los que se

dan descripciones más detalladas de las series más interesantes y representativas. Hay que precisar también que no se ha podido constatar la existencia de la Formación Feliciano definida por MARIN (1974) en el sector de Montalbán. En nuestra opinión, las lutitas rojas que para este autor forman esta unidad, son en realidad niveles de pizarras paleozoicas muy alteradas que se sitúan inmediatamente debajo de la discordancia con el Triásico, similares a los que existen en otras áreas de España (VIRGILI et al., 1974).

En el primero de los dominios que aquí se consideran (Bordes del Sistema Central y zona de enlace con la Cordillera Ibérica) existe, discordante sobre el Paleozoico inferior y discordante también por debajo del Triásico, un Autuniense típico, con frecuentes intercalaciones de rocas de origen volcánico y al que suceden en continuidad sedimentaria facies rojas (de "tipo Saxoniense") sin que hasta el momento se haya demostrado la presencia de discordancia interna alguna. Por lo tanto, todo el conjunto viene siendo atribuido al Autuniense. Los tramos inferiores de la serie, están en algunas ocasiones, como se verá más tarde, bien caracterizadas paleontológicamente.

En el Sector Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica existe también un Autuniense discordante sobre el Paleozoico inferior, pero en este caso es recubierto en discordancia por un "Saxoniense", sobre el que a su vez se apoya discordante el Buntsandstein. Es importante resaltar que además en este área se ha demostrado la edad Thuringiense de la base del Buntsandstein.

El tercer dominio, Sector Suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, se caracteriza por la presencia de varios afloramientos dispersos de rocas volcánicas que se apoyan sobre el Paleozoico inferior y que has-

ta el momento han sido consideradas como del Carbonífero o del Pérmico inferior según los distintos autores que las han estudiado, pero sin ningún argumento definitivo que permita una atribución precisa. Por encima y discordante sobre cualquier otro material más antiguo existe un Buntsandstein variable en facies y potencia, en cuyos tramos inferiores aparece en algunas localidades microflora Thuringiense.

#### 4.2 ANTECEDENTES

En las investigaciones sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y zonas limítrofes, hay que distinguir varias etapas. La primera de ellas, abarca un largo período de casi un siglo, en la que la mayor parte de los investigadores niegan la posibilidad de que existan sedimentos de esta edad en la mayor parte de las regiones peninsulares. Son excepciones JACQUOT (1866) y PEREZ COSSIO (1920-1921) que admiten esa posibilidad en el área de Cuenca y borde SE del Sistema Central respectivamente. La segunda etapa se inicia en el momento en que RIBA & RIOS (1960-62) atribuyen una edad pérmica a las lutitas rojas que afloran por debajo de los conglomerados del Buntsandstein en algunos sectores de la Cordillera Ibérica. A partir de aquí, se han ido incrementando las investigaciones sobre estos materiales desde distintos puntos de vista y existen una gran cantidad de trabajos que aportan datos de gran interés para el conocimiento del Pérmico.

A continuación, se resumen las citas de los principales trabajos que pueden ser consultados por su interés específico con respecto a este tema. Desde el punto de vista estratigráfico hay que mencionar los trabajos de SACHER (1966), VILLENA (1971, 1976), VIRGILI et al. (1973), MARFIL & PEREZ GONZALEZ (1973), RAMOS & SOPEÑA (1976), HERNANDO (1973, 1977), RAMOS (1979), SOPEÑA (1979) y PEREZ-ARLUCEA & SOPEÑA (1983).

Los primeros datos paleontológicos sobre la existencia de Pérmico inferior (Autuniense) se deben a SOPEÑA et al. (1974,

1977) y RAMOS et al. (1976).

La caracterización palinológica del Thuringiense en algunas localidades de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica han sido realizadas por BOULOUARD & VIALARD (1971), RAMOS & DOUBINGER (1979) y ARCHE & DOUBINGER (1983).

En los trabajos de VIRGILI et al. (1976, 1980) y SOPEÑA et al. (1977), se sintetizan los conocimientos que hasta ese momento se poseían sobre el Pérmico. Los aspectos petrológicos detallados se tratan en los trabajos de GABALDON & DE LA PEÑA (1973) y DE LA PEÑA & MARFIL (1975). Los problemas relacionados con las rocas volcánicas asociadas a las series Pérmicas han sido tratados específicamente con detalle por DE LA PEÑA et al. (1977, 1979), ANCOCHEA et al. (1980), HERNAN et al. (1981) y NAVIDAD (1983). La única datación radiométrica que existe hasta el momento se debe a HERNANDO et al. (1980) para el complejo volcánico de Atienza. Por último las relaciones que existen entre la actividad tectónica y la sedimentación se analizan con algún detalle en los trabajos de ALVARO et al. (1979) y SOPEÑA (1979).

#### 4.3 BORDES DEL SISTEMA CENTRAL Y ZONA DE ENLACE CON LA CORDILLERA IBERICA

Los afloramientos de materiales que en el estado actual de conocimientos pueden atribuirse al Pérmico en los bordes del Sistema Central y en la zona de enlace con el extremo occidental de la Rama Castellana del Sistema Ibérico, se localizan en cuatro áreas concretas y bien definidas, tanto por su posición geográfica, como por las características de los materiales que afloran en ellas: Sector Valdesotos-Tamajón, sector Palmaces de Jadraque, sector Riba de Santiuste y sector Ayllón-Atienza (fig. 4.1).

La escasez de restos fósiles, salvo en casos muy concretos, unida al carácter predominantemente fluvial y aluvial de los depósitos pérmicos de estos cuatro sectores, hacen muy difíciles las correlaciones entre ellos, por lo que los distintos autores que han estudiado

estos materiales, establecen unidades estratigráficas de carácter informal diferentes en cada sector (HERNANDO, 1977; SOPEÑA, 1979) en espera de que nuevos criterios o dataciones permitan una correlación precisa.

Respetando este criterio en beneficio de la objetividad, se describen a continuación las principales características de las unidades establecidas en cada sector, para posteriormente plantear las posibles relaciones de equivalencia que puedan existir.

#### 4.3.1 SECTOR VALDESOTOS-TAMAJON

El Pérmico de este sector está constituido por un conjunto de materiales detrítico-terrágenos en los que predominan las facies de alta energía (conglomerados y areniscas) que se apoyan discordantes sobre el Paleozoico inferior. El análisis de la discordancia demuestra la existencia de un fuerte paleorrelieve fosilizado por los sedimentos pérmicos y responsable de las grandes variaciones de espesor que presenta la serie. El contacto superior con el Triásico sólo puede observarse en un punto situado 2 Km al SO de Tamajón, donde aparece como una suave discordancia con las areniscas del Buntsandstein. Aunque la extensión superficial de los cuatro afloramientos principales de este sector (fig. 4.1) es muy pequeña ya que apenas rebasa en conjunto los 6 Km<sup>2</sup>, la potencia total de la serie puede estimarse próxima a los 400 m.

Se han establecido dos unidades litoestratigráficas (SOPEÑA, 1979) cuyas principales características se resumen a continuación:

La unidad inferior "Conglomerados de Valdesotos", está constituida por una potente masa de conglomerados (brechas en su mayor parte) de colores rojos y grises con intercalaciones de areniscas y limos arenosos, más numerosos al techo de la unidad (fig. 4.1). El espesor total de la unidad es muy variable pudiendo incluso llegar a desaparecer, siendo la unidad suprayacente la que se apoya discordante sobre el Paleozoico inferior en algunos puntos. El máximo espesor, 354 m, se ha medido en el afloramiento más occidental situado al O de Valdesotos (fig. 4.1).

La unidad superior "Areniscas de Retiendas" está constituida por una alternancia irregular de areniscas, lutitas y conglomerados, de todos verdes, ocres y grises, con algunas finas intercalaciones, de carácter local, de carbón. El espesor de esta unidad es también muy variable. El máximo de 120 m, se ha medido al oeste de Retiendas (fig. 4.1).

El contenido paleontológico de estas dos unidades es muy diferente. Mientras que la inferior sólo contiene algunos xilópalos de grande dimensiones, algunos incluso en posición de vida, la superior contiene frecuentemente gran cantidad de macro y microflora en distintos grados de conservación. En los niveles de granulometría más gruesa, aparecen bastantes restos vegetales macerados, casi siempre inclasificables, aunque en ocasiones alcanzan tamaños considerables. Por el contrario los niveles de granulometría fina (limos y arcillas) contienen macro y microflora muy bien conservada (SOPEÑA et al., 1974).

La macroflora recogida en el yacimiento situado al NO de la localidad de Valdesotos, correspondiente a un nivel de limos grises y blancos situado a 14 m por encima de la base de la unidad superior (Areniscas de Retiendas), que ha sido clasificada por el Dr. J. BROUTIN\* comprende los siguientes géneros y especies:

*Annularia* cf. *mucronata* SCHENK

*Annularia* *spicata* GUTBIER

*Baiera* sp. BRAUN

*Callipteris* sp. (? cf. *subauriculata*) WEISS

*Callipteris conferta* BRONGNIART

*Callipteris niklesi* ZEILLER

*Callipteris jutieri* ZEILLER

*Mixoneura auriculata-dufrenoyi* BRONGNIART

*Odontopteris lingulata* (GOEPPERT) SCHIMPER

*Odontopteris* cf. *osmundaeformis* (SCHLOTEHIM) ZEILLER

*Odontopteris* cf. STERNBERG *dufrenoyi* BRONGNIART

*Walchia* sp.

Otro yacimiento de interés es el situado al O de Retiendas en el Km 1,600 de la carre-

\* Laboratoire de Paleobotanique de l'Université Pierre et Marie Curie. Paris.

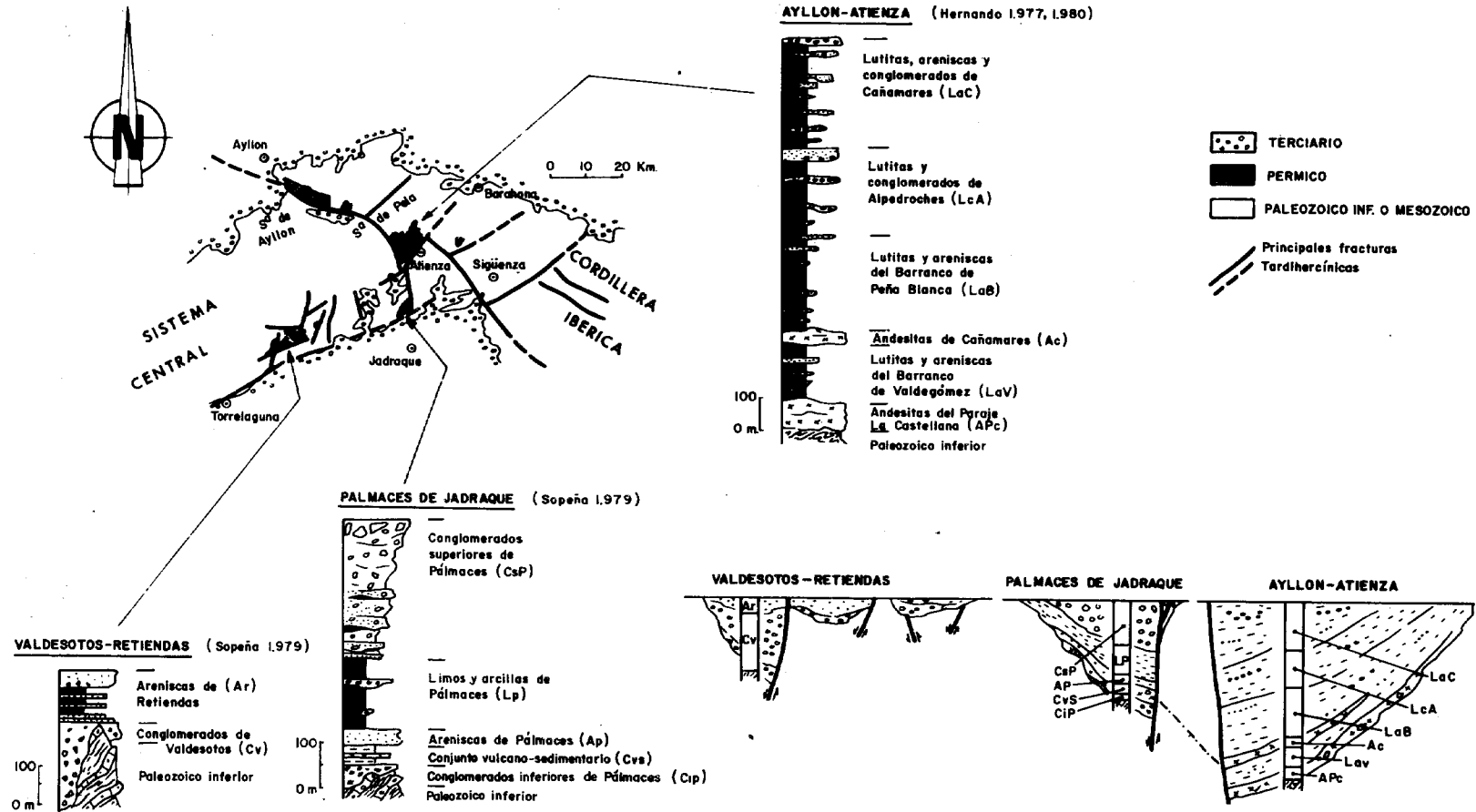


Fig. 4.1.— Afloramientos pérmicos del borde este del Sistema Central y series tipo.

tera al embalse de El Vado. Corresponde a varios niveles de limos negros apizarrados, que se localizan entre los 70 y 80 m por encima de la base de la unidad superior ("Areniscas de Retiendas"). La clasificación y estudio realizados por la Dra. DOUBINGER\*\* comprende los siguientes géneros y especies:

*Callipteris conferta* (STERNBERG)  
BRONGNIART

*Callipteris raymondi* ZEILLER

*Pecopteris pseudo-oreopteridia* (POTONIE) VETTER

*Pecopteris pectinata* BERTRAND

*Pecopteris densifolia* GOEPPERT

*Pecopteris cyathea* var. *minima* VETTER

*Odontopteris obtusa* BRONGNIART

*Odontopteris gimmi* REMY

*Sphenophyllum angustifolium* GERMAR

*Annularia stellata* SCHLOTHEIM

*Annularia* cf. *radiata* BARTHEL

*Calamites suckowi* BRONGNIART

*Cordaites* sp.

La microflora asociada comprende en su conjunto: Monosacados: 43 %; Bisacados: 27%; Vittatina: 4%; Esporas triletes: 14%; Esporas monoletes: 9%; Mono y policolpados: 2%; Diversos: 1%.

Se trata por tanto de una asociación caracterizada por la gran abundancia de polen monosacado, (sobre todo del género *Potonieisporites*) asociado a bisacados y a polen estriado del género *Vittatina* con *V. costabilis* como especie más representativa.

Las características tanto de la macroflora como de la microflora asociada permiten asignar una edad Autuniense al conjunto de materiales pérmicos de este sector, probablemente Autuniense Inferior, si se tiene en cuenta que según CLAYTON et al. (1977) la zona de *Vittatina costabilis* a la que corresponden las asociaciones encontradas determina el Autuniense Inferior.

Desde el punto de vista del medio de sedimentación, el Pérmico de este sector corresponde en su mayor parte, a depósitos de abanicos aluviales controlados por una topografía muy accidentada, y a depósitos asociados como son canchales, coluviones y algunos episo-

dios lacustres de escasa importancia (SOPEÑA, 1979).

#### 4.3.2 SECTOR PALMACES DE JADRAQUE

Como en el caso anterior, los materiales pérmicos de este sector ocupan una extensión superficial muy reducida (fig. 4.1). Sin embargo el espesor total de la serie se aproxima aquí a los 670 m (fig. 4.1). El contacto inferior es también aquí una discordancia desarrollada sobre los materiales metamórficos hercínicos. El Triásico recubre a su vez en neta discordancia cada una de las cinco unidades litoestratigráficas que se han establecido para el Pérmico de este sector (SOPEÑA, 1979). La unidad inferior "Conglomerados inferiores de Palmaces" está constituida por conglomerados (brechas en su mayoría) de colores grises y verdes. La composición de los cantos es sobre todo esquistos acompañados de una gran variedad de rocas metamórficas de otros tipos. El espesor de la unidad es muy variable, ya que se trata de depósitos de canchales y coluviones cuya geometría se adapta a la paleotopografía existente. El máximo espesor de 75 m se ha medido al N del Embalse de Palmaces y el mínimo de 8 m al O del mismo embalse.

La unidad que le sucede "Conjunto volcánico-sedimentario de Palmaces" está compuesta por una gran variedad de tipos petrológicos. Se trata de un conjunto de lutitas rojas y verdes en las que se intercalan niveles de tobas cineríticas, rocas de tipo volcanoclástico y areniscas en cuya composición existe un porcentaje importante de material volcánico. Corresponde por tanto a una mezcla de materiales de origen distinto. Por una parte, sedimentos que pueden interpretarse como facies medias y distales de abanicos aluviales, y por otra productos volcánicos, sobre todo piroclásticos, resedimentados en parte, por el medio instalado en ese momento en este área. El espesor total de esta unidad no sobrepasa los 50 m y se acuña hacia el E, llegando incluso a desaparecer. La unidad siguiente "Areniscas de Palmaces" está constituida por una alternancia irregular de areniscas y lutitas ocre y verdes con algunas intercalaciones de congló-

\*\* Centre de Sédimentologie. C.N.R.S. Strasbourg.

merados y microconglomerados. Su espesor varía entre 35 y 60 m. Por último las dos unidades restantes "Lutitas de Pálmaces" y "Conglomerados superiores de Pálmaces" constituyen en conjunto una magasecuencia de granulometría creciente que comienza con lutitas y termina con conglomerados que incluyen grandes bloques de rocas metamórficas. La distribución de tamaños en la vertical se realiza de forma gradual por lo que el límite entre ambas unidades es convencional. La primera de ellas, está constituida por una potente masa de lutitas rojas (200 m) con algunas intercalaciones de areniscas y conglomerados en forma de canales, más numerosos en el techo. En la base existen también varios niveles de dolomías arcillosas de pequeño espesor. En la unidad superior, predominan los conglomerados, también de color rojo, pero existen también areniscas y algunas lutitas sobre todo en su tercio inferior. El espesor total está próximo a los 380 m.

En cuanto al contenido paleontológico de los sedimentos pérmicos de este sector, sólo se ha encontrado hasta el momento *Estheria tenella* JORDAN (SOPEÑA et al., 1977) en los niveles dolomíticos de la base de la unidad "Lutitas de Pálmaces". La atribución de edad es por tanto problemática. Sin embargo, si se tiene en cuenta que la *Estheria tenella* es un fósil característico del Autuniense de toda Europa occidental, y que con bastante probabilidad los elementos volcánicos de la unidad "Conjunto volcano-sedimentario de Pálmaces" son contemporáneos de las emisiones de Atienza, cuya edad absoluta según HERNANDO et al. (1980) es  $287 \pm 12$  m.a., parece razonable admitir que el Pérmico que aflora en este sector debe ser atribuido al Autuniense.

Con respecto al medio de depósito en el que se sedimentaron los materiales que afloran en este sector, hay que hacer notar la influencia decisiva que en este sentido ha tenido aquí la actividad tectónica contemporánea con la sedimentación. Se trata, muy probablemente, de una pequeña cuenca generada a favor de una gran línea de fractura tardihercínica de movimiento horizontal que fue rápidamente rellenada por sedimentos de abanicos aluviales que en su parte más distal se identan

con algunos episodios lacustres. La actividad vertical de esta fractura, queda reflejada en la secuencia vertical, compuesta de varios ciclos de progradación de los abanicos, que culmina con las facies más proximales correspondientes a la parte superior de la unidad "Conglomerados superiores de Pálmaces".

#### 4.3.3 SECTOR RIBA DE SANTIUSTE

Este sector comprende los afloramientos que, situados al oeste de la pequeña localidad de Riba de Santiuste, bordean en su extremo oriental el núcleo paleozoico de un anticlinal de amplio radio desarrollado sobre el Mesozoico, al SE de Atienza. Se trata de un conjunto de lutitas, areniscas y conglomerados de color rojo que afloran discordantes por debajo del Buntsandstein. El espesor total de la serie no puede establecerse aquí, ya que no aflora su base, siendo el contacto con el Paleozoico por fractura. El máximo que puede medirse rebasa en algo los 100 m. Localmente la serie incluye de 8 a 10 m de rocas volcánicas de tipo andesítico, intercaladas en la parte inferior de los materiales que aquí afloran.

No existe ningún criterio paleontológico que permita asignar una edad a este conjunto. Por su posición estratigráfica y analogía de facies ha sido correlacionado con la mitad superior de la serie de Pálmaces de Jadraque.

#### 4.3.4 SECTOR AYLLON-ATIENZA

Los afloramientos pérmicos de este sector son los de mayor extensión superficial en este área de los bordes del Sistema Central (fig. 4.1). Se trata de un potente conjunto de materiales detríticos (más de 2.000 m) para el que HERNANDO (1977, 1980), establece tres grandes unidades litoestratigráficas, de las cuales la inferior es a su vez dividida en otras cuatro de menor rango (fig. 4.1). Según HERNANDO (1977) la serie comienza por un conjunto de rocas volcánicas de tipo andesítico-dacítico (ANCOCHEA et al., 1980; NAVIDAD, 1983) en forma de coladas con piroclásticos asociados y cuyo espesor varía entre 50 y 150 m. Estos materiales se sitúan discordantes sobre el Paleozoico inferior y son bien visibles en los alrededores de Atienza (HERNANDO, 1980). Sobre este conjunto se suceden de



135 a 200 m de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas y de materiales piroclásticos y volcano-sedimentarios en su base. A continuación se sucede otro episodio importante de origen volcánico y de características similares al anterior sobre el que se apoyan hasta 300 m de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas que como en el caso anterior presentan en su base varios niveles de piroclásticos, cineritas y materiales de origen volcanosedimentario.

La unidad "Lutitas y conglomerados de Alpedroches" (fig. 4.1) está formada, siempre según HERNANDO (1977, 1980), por una potente masa (240-280 m) de lutitas rojas con algunas intercalaciones de conglomerados, sobre las que se apoyan la última unidad y más potente de todas: "Lutitas, areniscas y conglomerados de Cañamares".

El Buntsandstein recubre en neta discordancia angular a todo este conjunto, tanto en los alrededores de Atienza, como en los afloramientos más septentrionales y cercanos a Ayllón (fig. 4.1).

El único dato que se posee sobre la edad de estos materiales son las dataciones efectuadas mediante K/Ar por HERNANDO et al. (1980) para las rocas volcánicas de la unidad inferior que proporcionan un valor de  $287 \pm 12$  m.a. y que confirman las atribuciones realizadas con anterioridad por este mismo autor (HERNANDO, 1973, 1977). Sin embargo y dada la gran potencia que presenta la serie en su conjunto, no puede descartarse la idea de que la edad de la parte superior de la serie sea posterior al Autuniense.

Como en casos anteriores la mayor parte de los depósitos pérmicos de este sector, puede interpretarse de acuerdo con un modelo proximal-distal de abanicos aluviales, y facies asociadas en relación con una zona de fractura, en este caso profunda y activa durante la sedimentación, a favor de la cual se produjeron las emisiones volcánicas de Atienza.

#### 4.3.5 CORRELACIONES Y EVOLUCION DE LA CUENCA

Como se deduce de lo expuesto hasta aquí, el establecimiento de correlaciones precisas entre las distintas unidades litoestratigráficas que componen la serie pérmica en este

área de los bordes del Sistema Central, es un problema de difícil solución. En efecto, la gran variabilidad de facies y espesores que presentan estos sedimentos en función de las variaciones locales de composición del área madre, la actividad de las fracturas a las que están asociados los abanicos aluviales que dan origen a la mayor parte de estos depósitos, la complejidad misma de este tipo de ambientes sedimentarios y la actividad volcánica asociada hacen muy difícil establecer estas relaciones de equivalencia. Sin embargo, a pesar de estas dificultades, algunos de los trabajos realizados durante estos últimos años desde el punto de vista de la relación entre la tectónica y la sedimentación, unidos a los datos paleontológicos de los que se dispone, permiten elaborar unas hipótesis razonables de correlación, dentro de un modelo evolutivo general.

En efecto, aunque el registro sedimentario del que actualmente se dispone, no es suficiente como para poder establecer con precisión la geometría y configuración exacta de las áreas de sedimentación durante el Pérmico, el carácter de los depósitos y su distribución demuestran la existencia de una serie de cubetas de origen tectónico, de subsidencia rápida, que fueron rellenadas por los productos de la denudación de relieves cercanos. Estas cubetas, de extensión variable, aparecen casi siempre claramente relacionadas con el sistema de grandes fracturas de desgarre de finales del Hercínico. Tal es el caso de la pequeña fosa de Pálmaces de Jadraque y a mayor escala, de los afloramientos del sector de Ayllón-Atienza. Según el modelo establecido por ALVARO et al. (1979) este sistema de fracturas, dextral de dirección NO-SE y sinistral de direcciones NNE-SSO y NE-SO, están en relación con una etapa tectónica "conexa con la intrusión de granitoides tardíos y emisiones volcánicas".

La edad absoluta obtenida por HERNANDO et al. (1980) para el complejo volcánico de Atienza, permite fijar este momento en el Stephaniense superior o bien en el Autuniense inferior. Por otra parte, los datos obtenidos por ANCOCHEA et al. (1980) y HERNANDO et al. (1980) sobre las características composicionales de estas rocas, les permiten encuadrarlas tectónicamente en un ambiente de compresión de zonas orogéni-

cas, en este caso seguramente de cadena orogénica intracontinental.

Parece, por tanto, razonable admitir que aunque con lógicas diferencias locales, el inicio de la sedimentación pérmica se produce en estas áreas durante el comienzo del Autuniense y la parte inferior de la serie del sector de Ayllón-Atienza es equivalente a los tramos inferiores de Pálmaces y a las series del Sector Valdesotos-Retiendas que incluyen flora típicamente Autuniense.

Las diferencias de facies que existen entre las distintas unidades que componen la serie en cada uno de los sectores que se han descrito quedarían explicadas en función de las características locales y ubicación de las cubetas, en las que la serie podría comenzar por canchales y coluviones como p.e. en Pálmaces y Valdesotos sobre las que se apoyan depósitos de abanicos aluviales, o por materiales volcánicos como en el caso de Atienza.

La evolución posterior parece indicar sin embargo, un contexto tectónico distinto. Con bastante probabilidad como indican ALVARO et al. (1979) se produjo una subsidencia en algunas cubetas, relacionada con la reactivación como fallas normales de algunas líneas de fractura. Sin embargo, este momento no debe situarse en el Pérmico superior como indican estos autores, sino en una etapa inmediata, que con bastante probabilidad se inicia todavía en el Autuniense. Esta afirmación se basa en el análisis de la megasecuencia formada por las dos unidades superiores de la serie de Pálmaces que indica claramente una progradación del sistema de abanicos aluviales en relación con la actividad normal de una falla que limita esta cubeta por el E.

Hechos análogos, aunque menos evidentes, se deducen del análisis detallado de la parte superior de la serie al NO de Atienza.

#### 4.4 SECTOR NOROCCIDENTAL DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBERICA

Este sector, localizado en su totalidad dentro de la provincia de Guadalajara, comprende el área localizada entre Alcolea del Pinar-Molina de Aragón. La depresión de Calata-

yud-Teruel y la meseta del Duero se localizan al NE y NO. El Sistema Central y la meseta del Tajo limitan las zonas oriental y suroriental y hacia el S y SE se encuentran los relieves de la Sierra de Albarracín.

Los materiales pérmicos existentes en esta zona presentan una problemática y características muy variadas, tanto por su distribución areal, como por la existencia de materiales pérmicos de diferentes edades así como por los importantes cambios sedimentológicos.

Asimismo este área presenta el interés de permitir un estudio bastante completo, con afloramientos continuos entre los materiales de diferentes edades dentro del Pérmico observándose su evolución, relaciones mutuas y variaciones laterales.

Así pues podemos dividir estos materiales para su estudio en tres grupos: Autuniense, Saxoniense y Thuringiense (fig. 4.2).

##### 4.4.1 AUTUNIENSE

La distribución de estos materiales es bastante irregular (RAMOS, 1980). Sólo en la Sierra de Aragoncillo aparece la serie relativamente completa (fig. 4.2), si bien las características de la discordancia erosiva existente a techo, evidencia la falta de parte de estos materiales. Sin embargo la irregular distribución no está regida tan sólo por la etapa erosiva posterior que ha hecho desaparecer parte o el total de estos sedimentos de algunas áreas, sino también, y fundamentalmente por la irregular sedimentación originada por una topografía variable con el desarrollo de un sistema lacustre y fluviolacustre (RAMOS, 1979), así como en ocasiones en relación con emisiones volcánicas diferentes, muy localizadas (NAVIDAD, 1982).

Los materiales que aquí describimos como de edad Autuniense, desde un punto de vista litoestratigráfico reciben el nombre de "Capas de la Ermita" (SACHER, 1966, quien les atribuía una edad Carbonífero superior). Esta unidad, claramente discordante sobre las cuarcitas y pizarras del Paleozoico inferior, pueden dividirse en tres subunidades E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub> y E<sub>3</sub> (RAMOS, 1979).

La Subunidad E<sub>1</sub> (fig. 4.2.a) representa el miembro de granulometría más gruesa y es

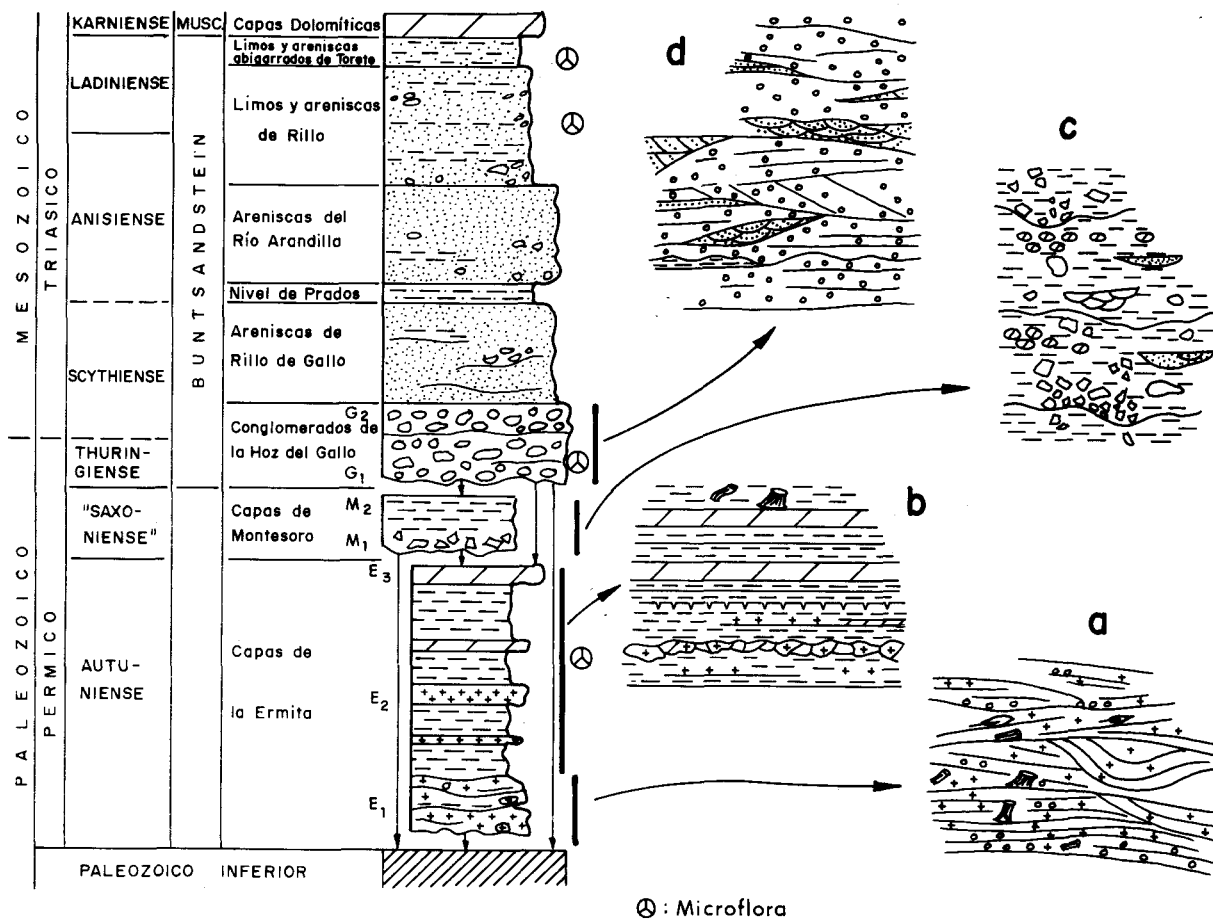


Fig. 4.2.— Serie tipo, principales facies y yacimientos fosilíferos del Sector Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. (Modificado de RAMOS, 1979).

tá constituida fundamentalmente por areniscas de color blanco y verde de tipo volcanoclástico, con algunos niveles de conglomerados así como otros niveles de granulometría fina con alto contenido en material volcánico. Son abundantes los restos vegetales, entre ellos *Lebachia piniformis* (SCHLOTH) FLOR, si bien la mayor parte son inclasificables.

La Subunidad E<sub>2</sub> (fig. 4.2.b) está constituida principalmente en su parte inferior, por sedimentos volcanoclásticos de grano fino. Estos niveles se encuentran en ocasiones carbonatados y silicificados. En la parte media alta de esta subunidad la influencia volcanoclástica decrece en gran manera dando paso a una alternancia de niveles de limos, calizas y dolomías en ocasiones con nódulos silíceos.

Dentro de esta unidad existe una asociación

palinológica bien conservada y que presenta una gran variedad de formas (RAMOS et al., 1976):

*Calamospora* sp.  
*Punctatisporites breviornatus* PEPPERS  
*Punctatisporites* sp  
*Cyclogranisporites pergranulus* ALPERN  
*Raistrickia irregularis* KOSANKE  
*Lundbladispota gigantea* (ALPERN)

DOUBINGER

*Lundbladispota* sp.  
*Jugasporites* sp.  
*Lycospora* sp.  
*Protohaproxypinus* sp.  
*Alisporites* sp.  
*Florinites similis* KOSANKE  
*Florinites cf. luberae* SAMOILOVICH  
*Wilsonites delicatus* KOSANKE

*Potonieisporites novicus* BHARDWAJ  
*P. bhardwaji* REMY  
*P. simplex* WILSON  
*Potonieisporites* sp.  
*Cordaitina* sp.  
*Vittatina costabilis* WILSON  
*Vittatina* sp.  
*Striomonosaccites* sp.  
*Gardenasporites delicatus* INOSAVA  
*Pityosporites* cf. *westphalensis* SCHE-

MEL

*Kosankeisporites* sp.  
*Ephedripites* sp.  
*Schopfipollenites* sp.  
*Cycadopites* sp.

Esta asociación, pobre en esporas de Criptógamas, se caracteriza por la gran abundancia de granos de polen monosacado del género *Potonieisporites* asociados a bisacados, y a polen estriado, del género *Vittatina*. Es una microflora típicamente Autuniense.

La Subunidad superior  $E_3$ , está constituida por dolomías silíceas.

El espesor total de estos materiales autunienses que en la Sierra de Aragoncillo alcanza unos 300 metros decrece por erosión y/o no deposición tanto hacia el este como hacia el oeste. En los demás afloramientos en áreas cercanas, sólo se conserva la unidad inferior  $E_1$ , y parte de la  $E_2$ . Esta unidad inferior  $E_1$ , es la más constante siendo su característica distintiva el alto contenido en material volcánoclastico. Presenta sin embargo importantes variaciones en cuanto al tipo de vulcanismo a que se encuentra asociado (NAVIDAD, 1983).

#### 4.4.2 SAXONIENSE

Comparativamente, en relación al Autuniense, los materiales comprendidos en este apartado se presentan con una distribución más continua y con unas características más homogéneas. Aún así estos materiales, resultado en su mayor parte de procesos locales, presentan una distribución relacionada con relieves preexistentes, y por tanto una distribución areal, espesores y caracteres litológicos variados.

Estos materiales a los que SACHER (1966) denomina "Capas de Montesoro" se encuentran siempre discordantes sobre los ni-

veles infrayacentes, bien sea sobre los materiales autunienses o bien directamente sobre los del Paleozoico más inferior (fig. 4.2).

Hemos dividido esta unidad en dos subunidades (RAMOS, 1979)  $M_1$  y  $M_2$ .

La subunidad  $M_1$ , está formada por una brecha de litología variada normalmente de origen local.

La subunidad  $M_2$ , está formada principalmente por limos de color rojo y secundariamente existen algunos tramos con poca continuidad lateral de arenas y conglomerados. Ocasionalmente existen niveles irregulares de nódulos carbonatados de origen edáfico.

El espesor de esta unidad, es bastante variable como corresponde a los ambientes sedimentarios que representa (fig. 4.2.c). La media es de 50 metros, si bien existe un máximo de unos 100 metros en la zona de Montesoro.

Las variaciones de espesor son irregulares, con una tendencia decreciente hacia el oeste.

#### 4.4.3 THURINGIENSE

El comienzo del Buntsandstein significa un cambio importante paleogeográfico en amplias zonas de la Cordillera Ibérica. Existe una generalización de la sedimentación dando lugar a una discordancia siendo el basamento en ocasiones el Saxoniense, el Autuniense e incluso el Paleozoico más inferior. La base del Buntsandstein ("Conglomerados de la Hoz del Gallo", RAMOS, 1979) está compuesta por conglomerados con algunos niveles arenosos (fig. 4.2.d). Estos conglomerados presentan un aspecto muy característico, por su escasa matriz, lo que hace que los cantos en contacto presenten unas huellas características de disolución por presión. Otra característica muy distintiva, es la composición casi exclusiva por cantos de cuarcita. Dentro de estos conglomerados, si bien forman un conjunto homogéneo, se pueden establecer 2 subunidades ( $G_1$ , y  $G_2$ , RAMOS, 1979). La subunidad  $G_1$ , presenta un contenido algo mayor en matriz arenosa, así como una mayor angulosidad en los cantos.

Dentro de la subunidad  $G_1$ , existe una asociación palinológica que contiene las siguientes formas (RAMOS & DOUBINGER,

1979):

*Punctatisporites* sp.

*Endosporites* sp.

*Trizonaesporites grandis* LESCHIK

*Nuskosporites dulhuntyi* POTONIE &

KLAUS

*Cordaitina* sp.

*Lueckisporites virkkiae* (POT. & KLAUS)

KLAUS

*Bisaccates* sp.

*Paravesicasporites splendens* (LESCHIK)

KLAUS

*Striatopodocarpidites* sp.

*Jugasporites delasaucei* (POT. &

KLAUS) LESCHIK

*Protohaploxypinus microcorpus* (SCHARSCHMIDT) BALME

*Gardenasporites heisseli* KLAUS

*Falcisporites schaubergeri* (POT. &

KLAUS) KLAUS

*Cycadopites* sp.

Las formas *Lueckisporites virkkiae* (53%), *Falcisporites schaubergeri* (14%) y *Nuskosporites dulhuntyi* (8%) son características del Thuringiense (Pérmico superior) (RAMOS & DOUBINGER, 1979). Así pues en este área la generalización de la sedimentación que significa el comienzo del Buntsandstein, no coincide con el límite Pérmico-Triásico. Este hecho que ocurre en diversas áreas de Europa (VISSCHER, 1971) es lógico desde el punto de vista paleogeográfico, ya que es evidente que el comienzo de la sedimentación del Buntsandstein no se produjo en todos los puntos al mismo tiempo. De forma convencional, el límite Pérmico-Triásico se ha colocado dentro de la unidad "Conglomerados de la Hoz del Gallo", entre G<sub>1</sub> y G<sub>2</sub> (RAMOS, 1979) ya que es evidente que la parte más alta del Buntsandstein es de edad Triásico como lo prueban la existencia de microfloras del Anisiense, Ladiniense y Karniese en las unidades superiores (fig. 4.2).

No se puede especificar el espesor exacto de los conglomerados de edad Thuringiense ya que como hemos dicho no se ha podido establecer el límite con el Triásico. Sin embargo, podemos precisar que el espesor total de los conglomerados, es decir ambas unidades G<sub>1</sub> y G<sub>2</sub>, varían entre 70 y 160 metros, probablemente en relación con una topografía

preexistente que estos conglomerados tienden a homogeneizar.

#### 4.4.4 EVOLUCION DE LA CUENCA

La sedimentación pérmica dentro de las "Capas de la Ermita" (Autuniense) comenzó en este área en relación con episodios volcánicos de tipo explosivo (NAVIDAD, 1982). Estos episodios llevaban asociadas corrientes de alta energía que generaron unos mantos o "sheets" localmente canalizados transportando materiales volcanoclásticos. Esto dio lugar a la formación de unos cuerpos tabulares con laminación paralela o de muy bajo ángulo (fig. 4.2.a). Ocasionalmente existen niveles de granulometría fina, muy silicificados con alto contenido volcánico, posiblemente resultado de etapas intermedias más tranquilas. Son abundantes los restos vegetales existentes en estos tramos y a veces los troncos en posición vertical posiblemente algunos de ellos transportados en los "sheets" generados en las etapas de máxima energía, en procesos similares a los descritos por FRITZ (1980) para la formación Lamar River del Eoceno, de Estados Unidos.

En conjunto estos depósitos son similares a las facies distales volcanoclásticas descritas por VESSEL & DAVIS (1981) para la zona del Volcán del Fuego de Guatemala.

Estos episodios iniciales de alta energía evolucionan en la vertical (Subunidad E<sub>2</sub>) (fig. 4.2.b), conjuntamente con una disminución en la actividad volcánica, hacia un medio más estable de tipo lacustre constituido por niveles de unos 10 cm con laminación paralela, con gran continuidad lateral, y en ocasiones con granoselección positiva. La desecación episódica de este ambiente lacustre queda reflejada por la existencia de grietas de desecación a techo de algunos de estos tramos. Simultáneamente, las condiciones ambientales y la composición de las aguas permiten la precipitación de carbonatos que alternan con las etapas de mayor aporte siliciclástico. La posible evolución hacia un clima menos húmedo da lugar a la precipitación, en los niveles más superiores, de importantes espesores de carbonatos (Subunidad E<sub>3</sub>). Este esquema evolutivo en las subunidades E<sub>2</sub> y E<sub>3</sub>, sería similar al de las cuencas lacustres descritas por VAN-HOUTEN (1964).

Los movimientos saálicos y la etapa erosiva posterior, modificaron ampliamente la paleogeografía de la zona. Asimismo el cambio de clima hacia una aridez mayor es también notable como evidencian los sedimentos "Saxonienses" asociados a esta etapa. Se configuran una serie de pequeños abanicos aluviales en los cuales la distinción entre las facies proximales y distales es poco neta.

Los niveles de brechas con abundante matriz, posiblemente resultado de etapas de "debris-flow" aparecen en relación con procesos claramente tractivos, tanto de conglomerados poco evolucionados como de arenas en ocasiones canalizadas y con estratificación cruzada (fig. 4.2.c). Todas estas facies aparecen asociadas a lo que constituye la facies predominante, es decir, limos y arcillas de color rojo, normalmente sin estratificación aparente. Estos niveles pueden haber sido depositados, al menos en parte, por procesos de "mudflow". Sin embargo, los importantes procesos postdeposicionales de alteración que han sufrido estos materiales plantea problemas para el reconocimiento de la ordenación interna, lo cual dificulta su interpretación sedimentológica. Ocasionalmente se encuentran algunos niveles carbonatados, nodulosos y brechoides que corresponderían a episodios edáficos de variable importancia.

En conjunto estos depósitos pueden corresponder a abanicos similares a los descritos por HEWARD (1978) como de duración corta o moderada, con encajamiento en la cabecera y condicionados por factores climáticos.

Los movimientos de la fase pflzica o palatina dan paso a un paisaje bastante diferente en este área. Se instaura un amplio sistema fluvial, con una pendiente general relativamente importante. Este sistema da lugar a unos conglomerados en niveles de aproximadamente 1 metro de espesor, masivos o con estratificación horizontal, y con frecuente imbricación (fig. 4.2.d).

Estos conglomerados representan barras longitudinales o medias dentro de cursos de corriente de baja sinuosidad, similares a los descritos por ORE (1963), SMITH (1970) y EYNON & WALKER (1974).

Alternando con los conglomerados existen niveles de areniscas con escasa continui-

dad lateral, con estratificación cruzada "trough" a veces planar o de ripples y paralela. Estos niveles serían el registro de las etapas de bajo caudal en las que se pueden movilizar, dependiendo de las condiciones hidrodinámicas, megaripples, barras transversas o ripples.

En conjunto tendríamos un sistema de canales de alta energía con un predominio de carga de fondo.

Existen dos ciclos principales que corresponderían a las dos subunidades  $G_1$  y  $G_2$ . El ciclo inferior está formado principalmente por barras y canales menores en relación al ciclo superior. Este está formado por barras longitudinales con superficies de crecimiento lateral que indicarían una mayor estabilidad junto con una relativa mayor sinuosidad para estos canales, (RAMOS & SOPEÑA, 1982). El cambio en sedimentación en las dos subunidades está posiblemente relacionado con cambios en el sistema fluvial, debido a movimientos tectónicos que tuvieron lugar en la cuenca simultáneamente a la sedimentación del Buntsandstein, lo cual ocurre de forma más evidente en las áreas de borde más occidentales (SOPEÑA, 1979).

#### 4.5 SECTOR SURORIENTAL DE LA RAMA CASTELLANA DE LA CORDILLERA IBERICA

##### 4.5.1 INTRODUCCION

El Pérmico del Sector sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica aflora en dos zonas:

— Una al noroeste, entre Ojos Negros, Orea y Orihuela del Tremedal, en el que afloran materiales volcánicos y volcanoclásticos atribuidos al Autuniense (Pérmico inferior).

— Otra, más extensa, al sureste, que se extiende desde Albarracín hasta el Mediterráneo, más allá del Umbral de Tramacastilla, cuyos límites no están bien conocidos en la actualidad y en el que se ha podido demostrar que la parte baja de las facies Buntsandstein tienen edad Thuringiense (Pérmico superior).

##### 4.5.2 ZONA NOROCCIDENTAL

Esta zona comprende un área situada aproximadamente entre Ojos Negros, Orea, Bronchales y Orihuela del Tremedal.

En ella se encuentran varios afloramientos de rocas volcánicas y volcanoclásticas, discordantes sobre el Paleozoico inferior y recubiertos discordantemente por las facies Buntsandstein.

Los afloramientos muestran rocas volcánicas formando coladas, capas piroclásticas y pitones de composición riolítica, dacítica y andesítica, más raramente basáltica, siempre profundamente alteradas. Se describen en mayor detalle en el capítulo 8 del presente libro.

Las rocas volcanoclásticas y sedimentarias asociadas presentan porcentajes variables de material volcánico transportado en forma de cantos o fracciones granulométricas menores, con lutitas y areniscas, cantos de pizarra y cuarcita. Tienen tonos verdes o marrones y numerosos enriquecimientos en óxidos de Fe en forma de costras e impregnaciones (PEREZ-ARLUCEA, 1982).

En ocasiones se han encontrado restos vegetales inclasificables, generalmente fragmentos de troncos.

El espesor de estos materiales es muy variable, oscilando entre 200 y 400 m, pero como su techo está siempre erosionado esta cifra debe tomarse como parcial.

Como ya indicaban RIBA (1959) y TRURNIT (1964, 1967) esta región formaba una zona elevada tras los plegamientos hercínicos.

Aunque no han sido datados paleontológicamente la similitud de facies y posición permite situarlos dentro del Autuniense al igual que los materiales existentes en la Sierra de Aragoncillo (RAMOS, 1979) y Atienza (HERNANDO, 1979).

Su espesor es muy variable, entre 200 y 400 m, pero al hallarse siempre erosionadas en su techo esta cifra debe considerarse como parcial.

Estos materiales se depositaron probablemente en cuencas intermontanas aisladas, siempre controladas por la acción de fallas de desgarre dextrales (NO-SE) y sinestrales (NNE-SSO y NE-SO) (ALVARO et al., 1977; CAPOTE, 1978) que dividieron el macizo hercínico en una serie de bloques. Es interesante destacar que estas rocas son contemporáneas de algunos granitoides tardíos hercínicos.

Las estructuras sedimentarias en el mate-

rial volcanoclástico indican corrientes, a veces de gran intensidad, canalizadas o no, pero sin formar redes de drenaje bien jerarquizadas.

#### 4.5.3 ZONA SURORIENTAL

Esta zona de límites aún no bien definidos se extiende desde Albarracín hacia el SE, hasta el mar Mediterráneo.

En él existe una facies Buntsandstein bien desarrollada, compuesta por tres unidades (VIALARD, 1973) siempre reconocibles, aunque de espesores variables (fig. 4.3).

— Una *unidad basal* de conglomerados blancos con cantos de cuarcita y niveles de arcosas, protocuarcitas asociadas. Presenta espesores variables (0-300 m) controlados por factores locales.

— Una *unidad intermedia* de limolitas y arcillas rojas con algunos niveles de areniscas arcósicas intercaladas. Presenta 80 a 120 m de espesor.

— Una *unidad superior* de areniscas rojas, que en los alrededores del dominio noroccidental tienen conglomerados en su base, pero que desaparecen a la altura de Tormón. Presenta 200 a 230 m de espesor.

Las facies Buntsandstein son recubiertas en continuidad sedimentaria por las facies Muschelkalk y Keuper.

Las facies Buntsandstein reposan siempre discordantes sobre el Paleozoico inferior o el Stephaniense. En diversos puntos del área, se ha encontrado una microflora de edad Thuringiense en la parte baja de la unidad intermedia.

El primer hallazgo fue realizado por BOULOUARD & VIALARD (1971) en el anticlinal de Landete, en el que describen la siguiente flora:

*Lueckisporites virkkiae* POTONIE et KLAUS

*Taeniaesporites albertae* JANSONIUS

*T. novialensis* LESCHICK

*Lueckisporites* sp.

*Limitisporites* sp.

*Pilasporites calculus* BALME et HENNELLY

*Nuskosporites dulhunty* POTONIE et KLAUS

*Jugasporites delasaucei* LESCHICK

*Vesicaspora ovata* HART

*Platysaccus umbrosus* LESCHICK

Esta sección es incompleta, pues está fallada a techo y muro, y el dato no tuvo fácil interpretación hasta que RAMOS & DOUBINGER (1979) localizaron una microflora de edad equivalente en la base del Buntsandstein de la Hoz del Gallo (Guadalajara).

Posteriormente se han localizado otros yacimientos fosilíferos de edad semejante en este sector; en el anticlinal de la Sierra de la Plata, a unos 8 Km al S de Albarracín, (TEMIÑO, 1981; TEMIÑO, ARCHE, DOUBINGER, en preparación) (Fig. 4.3), donde no existe la unidad de conglomerados, dos niveles muy próximos de limolitas grises han proporcionado la siguiente microflora:

*Paravesicasporea splendens* KLAUS

*Klausipollenites schaubergerii* LESCHIK

*Lueckisporites virkiae* POTONIE & KLAUS

*Nuskoisporites dulhunty* POTONIE & KLAUS

*Trizonaesporites grandis* LESCHIK

asociación que corresponde a una edad Thuringiense.

Hacia el SE de Albarracín se han localizado otros dos yacimientos de microflora de edad Thuringiense, uno en el Arroyo de la Chapedilla, cerca de Talayuelas y otro en Minas de Henarejos. En ambas zonas (fig. 4.3) se han localizado en la unidad intermedia de limolitas niveles con microflora de la edad mencionada (ARCHE & DOUBINGER, en prensa) que contienen, entre otros:

*Lueckisporites virkiae* POT. & KLAUS

*Nuskoisporites cf. dulhunty* POT. Y KLAUS

*Jugasporites delasaucei* LESCHIK

*Platysaccus umbrosus* LESCHIK

Por debajo de estos niveles pueden encontrarse aún 40 ó 50 m de limolitas rojas y la unidad basal conglomerática. Esta, es más potente (300 m) y de granulometría más gruesa hacia el SE (Minas de Henarejos) que hacia el NO (Talayuelas) (sólo unos 70 m) y tiene algunos niveles de areniscas asociados y, excepcionalmente calizas.

La edad de estos conglomerados es desconocida pero, al no existir discordancia ni discontinuidades importantes entre ambas unidades, se puede pensar que también sean

thuringienses.

En la región de Chelva (I.G.M.E., 1976) ya en Valencia, se encuentra una serie de características similares, discordante sobre Paleozoico inferior, pero en la que no se ha descubierto ningún resto fósil por el momento.

#### 4.5.4 INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA Y EVOLUCION DE LA CUENCA

Los materiales del sector noroccidental, atribuidos al Autuniense representan una sedimentación controlada por fracturas que se produjeron durante una fase compresiva fijada al final de la orogenia hercínica (ALVARO et al., 1979; CAPOTE, 1978). La efusión de material volcánico estaba asociada a un retrabajamiento de dichos materiales por corrientes efímeras que formaban cauces mal jerarquizados en redes de drenaje poco estables.

Tras un período de tiempo no bien definido, comienza la sedimentación de las facies Buntsandstein en una situación tectónica completamente diferente, de descompresión, en la que comienza a formarse el aulacógeno ibérico. La subsidencia es muy rápida en algunas zonas, mientras que ciertos umbrales, tanto de S como al N limitan la cuenca; existían otros transversos, de orientación NE-SO asociados a los anteriores.

Estos bloques estaban limitados por fallas activas con juego vertical importante, cuyos labios levantados alimentaban activos abanicos aluviales, cuyas partes proximales (p. ej.: Minas de Henarejos) presentan varios ciclos "thickening and coarsening upwards", de progradación de diversos lóbulos unos sobre otros. Las calizas de Minas de Henarejos se interpretan como depósitos en un lugar situado entre dos abanicos.

Los escasos datos de paleocorrientes existentes indican aportes hacia el N y el NO, por lo que no se puede descartar una correlación con las facies saxonienses de la región de Molina de Aragón, aunque de energía diferente. Esta correlación, sin embargo, tropieza con el obstáculo de la existencia de la discordancia saálica (RAMOS, 1979) en Molina, y su falta más al SE.

La unidad fina intermedia, en la que se han localizado las microfloras thuringienses, presentan algunos niveles de areniscas y con-



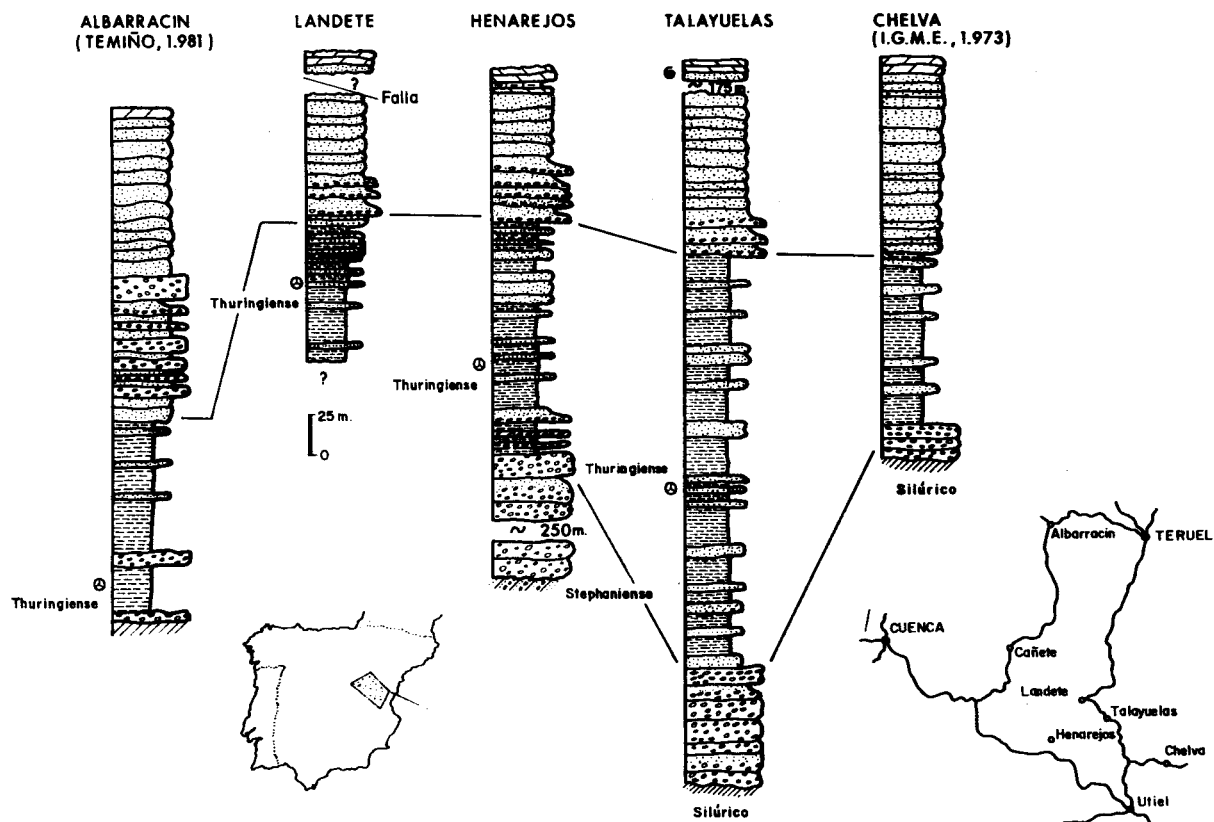


Fig. 4.3.— Series tipo del sector suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Variaciones laterales y yacimientos fosilíferos.

glomerados canalizados, de pequeña extensión lateral, intercalados y algún nivel de caliche.

Se interpreta como depositada en los bordes distales de abanicos aluviales y, quizás como depósitos lacustres en algunos tramos.

Como esta unidad se debe correlacionar con los "Conglomerados de la Hoz del Gallo" (RAMOS, 1979) y las paleocorrientes indican

aportes hacia el SE, deben representar sus facies distales, invirtiéndose el sentido del drenaje con respecto a la unidad anterior.

La sedimentación se va a continuar durante el Trías inferior sin interrupciones importantes, representando el estadio de rifting y subsidencia por estiramiento cortical del aulacógeno ibérico (ALVARO et al., 1979).

#### BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A.; QUINTERO, T.; GOMEZ, E. & MANSILLA, H.— *Mapa Geológico de España, 1:50.000. Hoja núm. 493. Oliete. I.G.M.E. (1977).*
- ALVARO, M.; CAPOTE, R. & VEGAS, R.— *Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Luis Solé Sabaris, 14: 172-177. (1979).*
- ANCOCHEA, E.; PERNI, A. & HERNAN, F.— *Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (prov. de Guadalajara, España). Estudios Geol. 36, 327-227. (1980).*
- ARCHE, A. & DOUBINGER, J.— *Presence de Thuringien dans la region de Talayuelas-Minas de Henarejos, Cuenca, Espagne. C.R. Acad. Sci. Paris. En prensa. (1983).*
- BOULOUARD, Ch. & VIALARD, P.— *Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. C.R. Acad. Sc. Paris 273, pp. 2441-2444. (1971).*
- CAPOTE, R.— *Tectónica española. Seminario sobre criterios sísmicos de proyecto en instalaciones Nucleares y Obras Públicas. Madrid. Asoc. Esp. Ing. Sísmica pp. 1-30. (1978).*
- CLAYTON, G.; COQUEL, R.; DOUBINGER, J.; GUEINN, K.J.; LOBOZIAK, S.; OWENS, B. & STREEL, M.— *Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. Mededel. rijks. geol. dienst., 29: 1-71. (1977).*
- DESPARMET, R.; MONROSE, H. & SCHMITZ, U.— *Zur Altersstellung der Eruptiv-Gesteine und Tuffite im Nordteil der Westlichen Iberischen Ketten (NE Spanien). Munster. Forsch. Geol. Palaont., 24: 3-16. (1972).*
- EYNON, G. & WALKER, R.G.— *Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, Southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. Sedimentology, 21, 43-70. (1974).*
- FRITZ, W.J.— *Reinterpretation of the depositional environment of the Yellowstone "fossil forests". Geology, 8, pp 309-313. (1980).*
- GABALDON, V. & PEÑA, J. A. de la.— *Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico? y Triásico inferior del NW de Molina de Aragón. Est. Geol. 24: 63-75. (1973).*
- HERNAN, F.; PERNI, A. & ANCOCHEA, E.— *El vulcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico. Estudios Geol. 37: 13-25. (1981).*

- HERNANDO, S.— *El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Provincia de Guadalajara)*. Bol. Inst. Geol. Min. España, 84 (4): 231-235. (1973).
- HERNANDO, S.— *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 2: 1-408. (1977).
- HERNANDO, S.— *Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza*. Cuadernos Geología Ibérica, 6, pp. 21-54. (1980).
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J.J.; THUIZA, R. & MONTIGNY, R.— *Agés des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique*. Sci. Geol., Bull., 33, pp. 119-128. (1980).
- HEWARD, A.P.— *Alluvial fan sequence and magasequence models: with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfield, northern Sapaín*. En: Fluvial Sedimentology. Ed. By A.D. Miall. Can. Soc. of Petrol. Geol., 5, 669-702. (1978).
- I.G.M.E.— *Mapa Geológico a escala 1:50.000, Hoja 666, Cheuva*. 29 p. (1976).
- JACQUOT, E.— *Sur la composition et sur l'âge des assies qui, dans la Péninsule Ibérique séparent la formation carbonifère des dépôts jurassiques*. Bull. Soc. Géol. France, (2.S), 24: 132-147. (1866).
- MARFIL, R. & PEREZ GONZALEZ, A.— *Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque, Alto Tajuña)*. Estudios Geol., 29: 83-98. (1973).
- MARIN, Ph.— *Stratigraphie et évolution paléogéographique post-hercynienne de la Chaîne Celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Provincias de Teruel et Castellón de La Plana, Espagne)*. I. Le socle paleozoïque et sa couverture Permo? Triasique. Tesis Doc. Univ. Claude-Bernard, Lyon. 1-231. (1974).
- MARTIN FERNANDEZ, M.— *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja núm. Segura de los Baños*. I.G.M.E. (1970).
- NAVIDAD, M.— *Vulcanismo Permo-Carbonífero en la Cordillera Ibérica (Rama Occidental)*. Fundación Juan March. Serie Universitaria. V. 202. pp. 1-63. (1983).
- ORE, H.T.— *Some criteria for recognition of braided stream deposits*. Wyoming Univ. Dept. Geology Contr. Geol. 3, 1-14. (1963).
- PEÑA, J.A. de la & MARFIL, R.— *Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: zona Torre La Hija (NE de Molina de Aragón, Guadalajara)*. Est. Geol., 31: 513-530. (1975).
- PEÑA, J.A. de la; FONOLLA, F.; RAMOS, J.L. & MARFIL, R.— *Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria)*. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 123-134. (1977a).
- PEÑA, J.A. de la; MARFIL, R. & GARCIA-PALACIOS, M.C.— *Un ejemplo de depósito volcanoclástico antiguo. Su procedencia y evolución*. Est. Geol., 33 (4): 485-496. (1977b).
- PEÑA, J.A. de la; MARFIL, R. & RAMOS, J.L.— *Desarrollo del magnetismo en el tránsito Paleozoico-Mesozoico de la Cordillera Ibérica: Los basaltos de la zona de Ojos Negros (Guadalajara-Teruel)*. Est. Geol., 35: 465-472. (1979).
- PEREZ-ARLUCEA, M.— *Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y Triásico en el Noroeste de la Sierra de Albarracín (Provincia de Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense, 119 p. (Inédita). (1982).
- PEREZ-ARLUCEA, M. & SOPENA, A.— *Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos en el Noroeste de la Sierra de Albarracín (Provincia de Guadalajara)*. Estudios Geol. (in lit.). (1983).
- PEREZ DE COSSIO, L.— *El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos en la provincia de Guadalajara*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, (3ª ser.), 41 (1): 311-383. (1920).
- PEREZ DE COSSIO, L.— *Estudio de los criaderos de Tamajón, Retiendas y Valdesotos (Guadalajara)*. Bol. Ofi. Min. y Metal. Madrid, 44: 1-39. (1921).
- RAMOS, A.— *Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Monografías. 6: 1-313. (1979).
- RAMOS, A.— *Mapa geológico de la región de Alcolea del Pinar-Molina de Aragón*. Cuadernos de Geología Ibérica, 6, 55-72. (1980).
- RAMOS, A. & DOUBINGER, J.— *Decouverte d'une microflore thuringienne dans le Buntsandstein de la Cordillere Iberique (Espagne)*. C.R. Ac. Sc. de Paris. 289, 525-528. (1979).
- RAMOS, A.; DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara)*. Acta Geol. Hispánica, 11 (3): 65-70. (1976).
- RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Provincia de Guadalajara)*. Est. Geol., 32 (1): 61-76. (1976).
- RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain)*. Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 6, pp. 301-312. (1983).
- RIBA, O.— *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Tesis Doctoral. Inst. "Lucas Mallada" C.S.I.C. Monografía. núm. 16, 1-283. (1959).
- RIBA, O. & RIOS, J.M.— *Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne)*. Mém. h. s. Soc. Géol. France. Livre Mém. Prof. P. Fallot, 1: 301-311. (1960-62).
- SACHER, L.— *Stratigraphie und Tektonik der Norwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón (Spanien)*. Teil 1. Stratigraphie (Palaeozoikum). N.J. Geol. und. Palaont., 124 (2): 151-167. (1966).
- SMITH, N.D.— *The Braided Stream Depositional Environment: Comparison of the Platte River with Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians*. Geol. Soc. of Am. Bull., 81, 2993-3014. (1970).
- SOPENA, A.— *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara*. Seminarios de Estratigrafía. Monografías, 5: 1-329. (1979).
- SOPENA, A.; DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (borde S del Sistema Central)*. Tecniterrae, 1: 8-16. (1974).
- SOPENA, A.; FEYS, R.; RAMOS, A. & VIRGILI, C.— *Estheria tenella en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque*. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 135-144. (1977).
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S. & RAMOS, A.— *Pérmico continental en España*. Cuad. Geol. Ibérica, 4: 11-34. (1977).
- TEMINO, J.— *Estudio estratigráfico del Pérmico y Triásico de Sierra Carbonera, Albarracín, Provincia de Teruel*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense. 71 p. (inédita). (1982).
- TEMINO, J.; ARCHE, A. & DOUBINGER, J.— *El Buntsandstein de la Sierra de Carbonera, Albarracín, Provincia de Teruel*. (En preparación).
- TRURNIT, P.— *Trias Machtigkeiten der Sierra de Albarracín, Hesperische Ketten, Spanien*. N. Jb. Geol. Pal., Mh., 641-651. (1964).
- TRURNIT, P.— *Paleozoikum und Mesozoischer Rahmen im SE — Teil der Sierra del Tremedal (Hesperischen Ketten, Spanien)*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., 127, 349-365. (1967).
- VESSEL, R.K. & DAVIES, D.K.— *Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin SEPM*. Special Publication. 31, 31-45. (1981).
- VIALARD, P.— *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sudoccidentale*. Tesis doctoral. Travaux du Lab. de Géol. Médit. Associe au C.N.R.S. Université Paul Sabatier. 1-445. (1973).
- VILLENNA, J.— *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Inéd. 1-257. (1971).
- VILLENNA, J.— *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico)*. Bol. Geológico y Minero, 87 (4): 329-354. (1976).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. & SOPENA, A.— *La sedimentation permienne au Centre de l'Espagne*. C.R. somm. Soc. Géol. France. 15 (5-6): 109-112. (1973).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Le Permien en Espagne*. In: The continental Permian in Central, West, and South Europe, Ed. by H. Falke. Brill, Leiden, 91-109. (1976).
- VIRGILI, C.; PAQUET, H. & MILLOT, G.— *Alterations du soubassement de la couverture Permo-Triasique en Espagne*. Bull. Groupe Franc. Argiles. 26: 277-285. (1974).
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A.; HERNANDO, S. & ARCHE, A.— *El Pérmico en España*. Revista Española de Micropaleontología. XII (2): 255-262. (1980).
- VISSCHER, H.— *The Permian of the kingscourt outlier, Ireland. A palinological investigation related to regional stratigraphical problems in the Permian and Triassic of Western Europe*. Geol. Surv. Ireland, Sp. Paper 1, pp. 1-114. (1973).

## **5 EL PERMICO DEL BORDE SUROESTE DE LA MESETA**

*Jean Broutin*

Université de Paris, VI Laboratoire de Paleobotanique, 12 rue Cuvier 75005 Paris. Francia.

## 5 EL PERMICO DEL BORDE SUROESTE DE LA MESETA

### 5.1 INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Hasta estos últimos años, la existencia de materiales pérmicos en esta región de la zona estructural de "Ossa-Morena" no había sido reconocida más que en la cuenca tárdinercínica del río Viar (Fig. 5.1).

Fue en 1927 cuando J. GAVALA (1927) estableció brillantemente, a partir de los datos litológicos y paleontológicos de que disponía, la edad pérmica de esta cuenca.

El mismo año, A. CARBONELL & T. FIGUEROA (1927) atribuían este yacimiento al Triásico, afirmando además: "Los depósitos pérmicos faltan en toda la Sierra Morena".

Con anterioridad a esta época, la formación del Viar era considerada como carbonífera o como triásica (lo más frecuente) según los autores.

En 1951, V.J., JONGMANS, admite la existencia de niveles autunienses en el río Viar. Estudios paleobotánicos y palinológicos posteriores han confirmado la pertenencia de esta serie al Pérmico (BROUTIN, 1978, 1981).

Las demás secuencias post-tectónicas de esta zona eran atribuidas al Stephaniense y fueron presentadas como tales en el último congreso geológico internacional de París en 1980 (JULIVERT et al., 1980).

Sin embargo, ya en 1956, W.J. JONGMANS, había sospechado la posibilidad de la existencia de Autuniense en el yacimiento de Fuente del Arco (Fig. 5.2). F. MINGARRO, 1962 y MELENDEZ et al., 1962, consideran estos terrenos como exclusivamente Stephanienses.

No es sino hasta 1974 (BROUTIN) cuan-

do se describe una flora de afinidad francamente autuniense en las cuencas aisladas de los alrededores de Guadalcanal (Fig. 5.1).

Desde entonces, estudios palinológicos y paleobotánicos detallados de estas cuencas han permitido atribuir a sus niveles más recientes una edad de Pérmico inferior post-autuniense, es decir post-carbonífera, cualquiera que sea la postura adoptada con respecto al límite Carbonífero-Pérmico.

### 5.2 SITUACION GEOGRAFICA DE LOS AFLORAMIENTOS PERMICOS

Los terrenos que pueden ser datados como pérmicos actualmente conocidos en esta zona, ocupan dos sectores distintos, separados por unos 60 Km (Fig. 5.1).

Los más septentrionales están representados por pequeños yacimientos aislados, dispersos en los alrededores del pueblo de Guadalcanal, inmediatamente al sur del accidente tectónico mayor de Oporto-Badajoz-Córdoba que separa las zonas de "Ossa-Morena" y "Centro-Ibérica" (Figs. 5.1 y 5.2).

La cuenca más meridional, que además es la más potente y la más extensa, se encuentra en la frontera misma de las zonas de "Ossa-Morena" y "Sur Portuguesa", continuando poco claro el problema de la distinción de ambas zonas (Fig. 5.1).

Si bien pueden ser correlacionados estratigráficamente estos dos grupos de afloramientos muestran características litológicas y sedimentológicas muy diferentes, lo cual no resta interés, tanto desde el punto de vista de la tectónica regional, como de la paleogeografía.

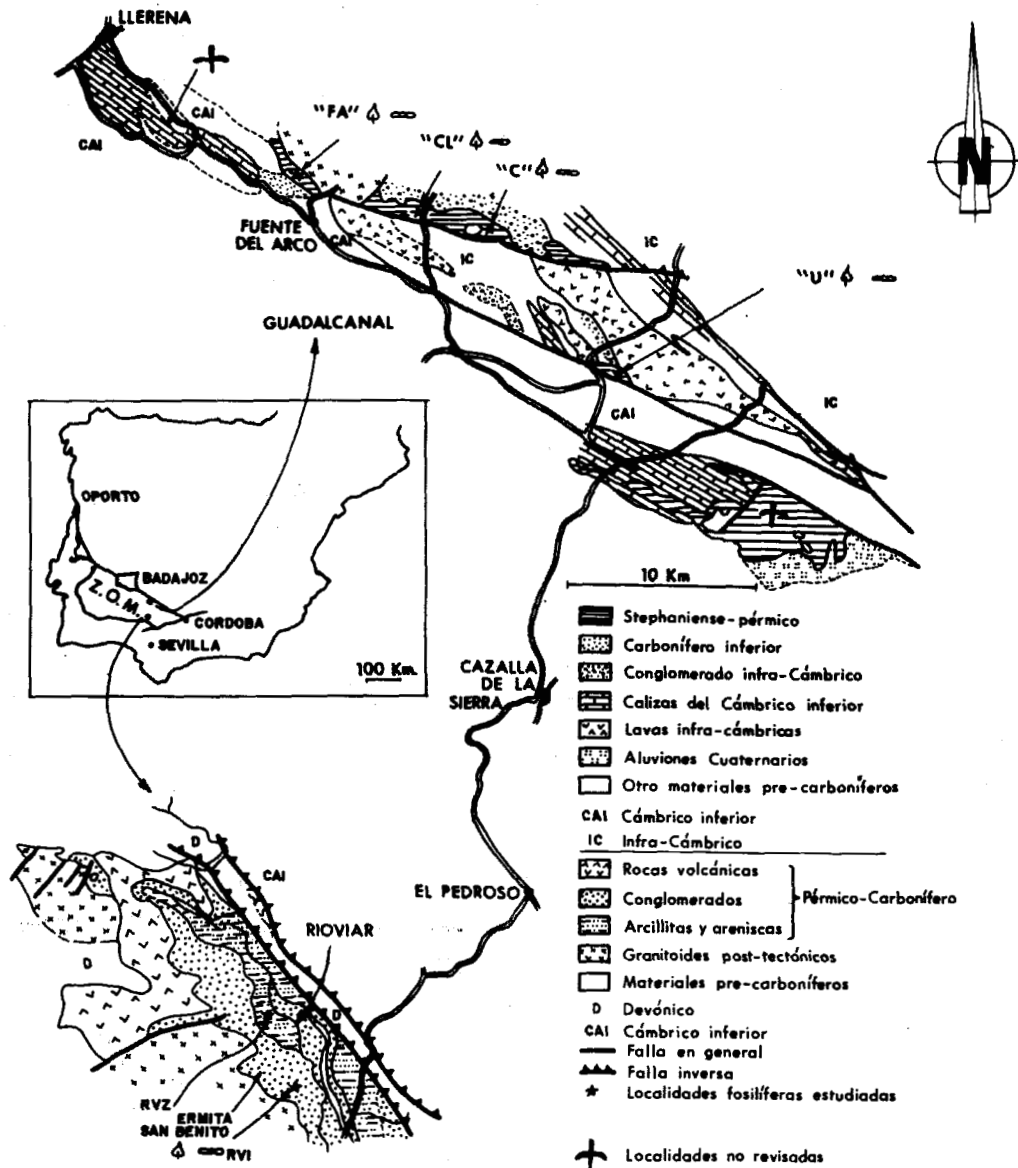


Fig. 5.1.— Situación de los yacimientos estudiados (simplificado de F. VAZQUEZ GUZMAN y E. FERNANDEZ POMPA 1976). (Z.O.M.: "Zona de Ossa-Morena").

### 5.3 ESTUDIO DE ALGUNOS AFLORAMIENTOS INTERESANTES

#### 5.3.1 LAS CUENCAS DE LOS ALREDEDORES DE GUADALCANAL: ENCUADRE GEOLOGICO

Ocupan una estrecha alineación de fracturas muy numerosas, orientadas NO-SE, dirección fundamental de la tectónica regional (Fig. 5.2). En esta zona tan activa, en estado de reajuste permanente, ciertos sectores han

funcionado como cuencas sedimentarias en épocas diferentes. Están discordantes sobre un zócalo constituido por rocas pre-paleozoicas y pre-carboníferas. A grandes rasgos, se distinguen dos categorías: las que han sido plegadas por la orogenia hercínica y las que no han sido afectadas por ninguna fase tectónica. Las primeras se atribuyen, por el momento, al Carbonífero inferior (Dinantiense s.l.).

Al final de los movimientos de la orogenia hercínica, una regresión por emersión per-

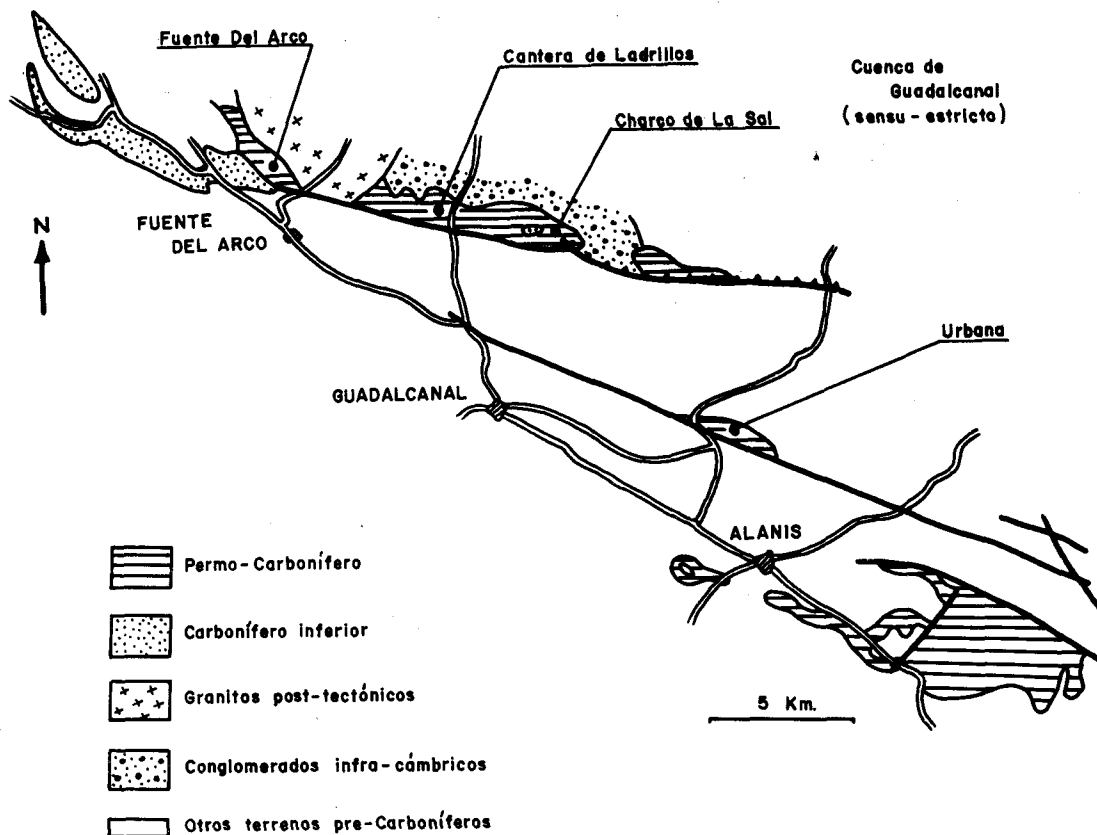


Fig. 5.2.— Situación de los afloramientos permo-carboníferos.

mitió la aparición de zonas aisladas donde se produjo una sedimentación de tipo fluvio-lacustre, dando lugar a las cuencas permo-carboníferas que nos ocupan.

Se trata pues de cuencas molásicas cuyos límites originales son casi imposible de establecer actualmente y que colmataron las depresiones de un paleorrelieve relativamente acentuado. Sus estratos son horizontales a gran escala. Sólo se pueden observar escasas fallas normales de salto decimétrico y pequeños pliegues del mismo orden de amplitud correspondientes a las respuestas de esta cobertura plástica a los reajustes del zócalo.

La mejor conocida de todas es la de Guadalcanal, donde existe desde hace algunos años una explotación de carbón a cielo abierto en el paraje denominado "Charco de la Sal" (Fig. 5.3).

Los otros yacimientos son, o bien episódicamente explotados en superficie para extraer las arcillas ("Urbana" Fig. 5.2), o bien

sólo conocidos en afloramientos: antigua mina de carbón de "Fuente del Arco" y "Alanis" (Fig. 5.2).

Tomaremos, pues como serie tipo, la de la cuenca de Guadalcanal.

La cuenca de Guadalcanal ocupa una estrecha banda de afloramientos alineados ESE-ONO, cortando la carretera de Guadalcanal a Valverde de Llerena (Fig. 5.2). De unos 12 Km de longitud, su anchura máxima es de 1,5 Km. Está limitada al sur por una falla mientras que hacia el Norte, los estratos descansan sobre el zócalo de manera transgresiva.

Como se aprecia en la figura 5.3, se puede distinguir, gracias a la zona descubierta por la explotación, un episodio hullero productivo que comprende dos capas de carbón (siendo la más superficial muy lenticular) separadas por un banco potente de pizarras de color gris oscuro. A techo, desbordando el área de sedimentación de esta secuencia, reposan unos "niveles superiores" con tonalidades mucho

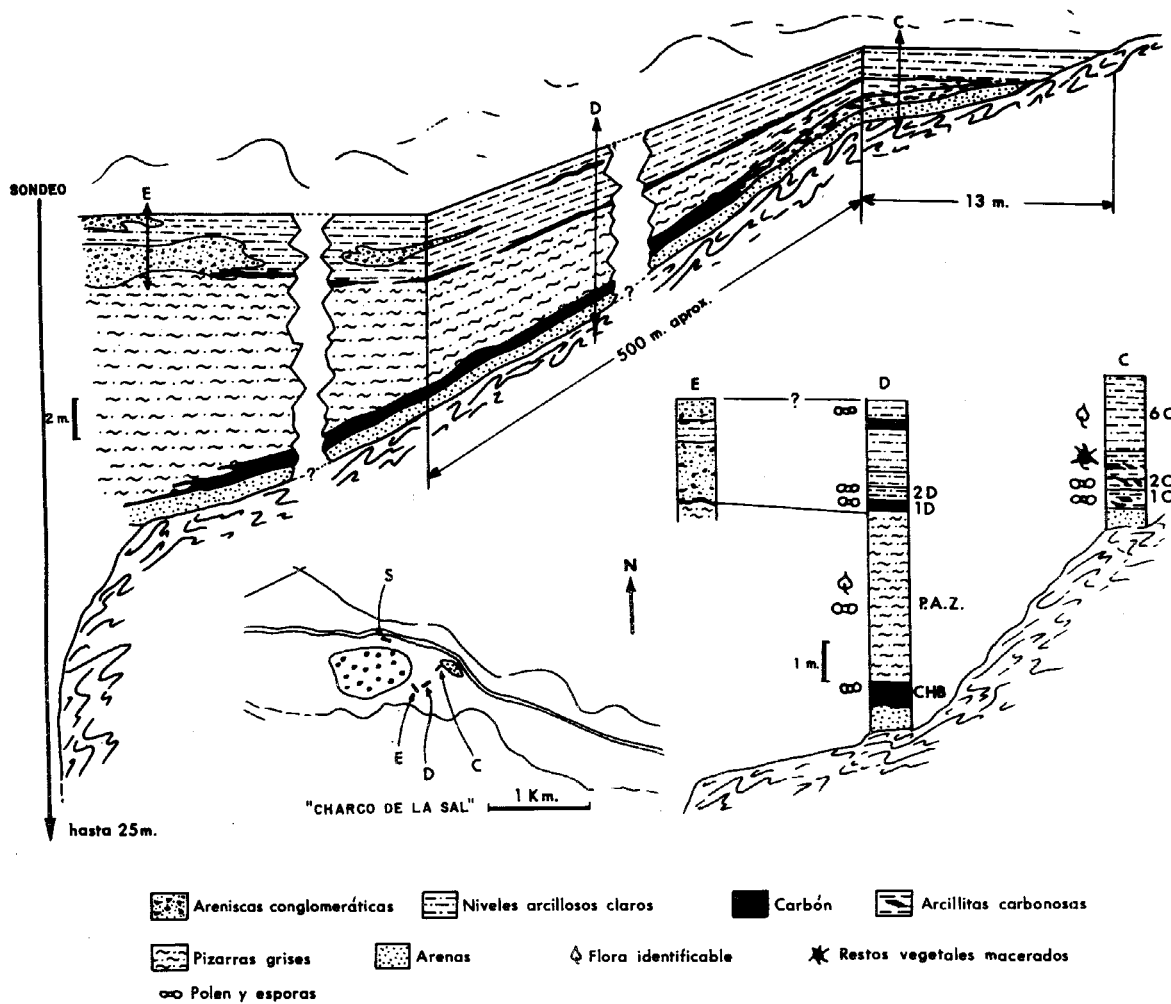


Fig. 5.3.— La cuenca de Guadalcanal en "Charco de la Sal".

más claras y netamente más detríticos. Su potencia es muy variable según las zonas a causa de la erosión.

Hay que hacer notar que sólo estos "niveles superiores" claros son visibles en otros yacimientos.

La cuenca no se conoce en profundidad más que por un sondeo de exploración minera que descendió hasta 25 metros sin alcanzar el zócalo. Las capas inferiores son totalmente estériles en carbón (sólo se observaron algunas pasadas carbonosas muy poco potentes, de 1 a 5 cm). En este sondeo sólo pudieron muestrearse y estudiarse los niveles finos, aptos para un estudio palinológico. Tampoco puede suministrarse un corte litológico completo. De

manera general, aparte de las argilitas y las pasadas carbonosas, el material más inferior es grosero, constituido esencialmente por areniscas y conglomerados.

Desde el punto de vista del ambiente sedimentario, se trata de una cuenca fluvio-lacustre intramontañosa del mismo tipo que los ya descritos en el Autuniense del Macizo Central francés (Cuenca de la Aumance, por ejemplo). El carácter dulciacuícola del medio de sedimentación viene demostrado por la presencia de fósiles del crustáceo Filópodo de agua dulce *Leaia baentschi*. Se observaron indicios abundantes de bioturbación en las pizarras grises del episodio productivo.

La única manifestación de vulcanismo

asociado que ha sido observada hasta ahora son unos niveles milimétricos tobáceos intercalados en los niveles superiores claros.

#### Macrofloras y microfloras identificadas

Se pudo establecer una zonación florística basada a la vez en la macroflora y en la microflora (BROUTIN, 1981). De esta manera pueden distinguirse tres zonas: dos están situadas en los niveles inferiores (en sentido amplio), la tercera corresponde a los "niveles superiores claros".

#### A.— "Niveles inferiores"

a) Zona inferior, desde -22 m a -25 m (al menos): sólo se conoce paleontológicamente por la palinología. La asociación reconocida en la nivel -25 m está esencialmente constituida por:

Esporas triletes (s.l.)	alrededor del	7%
Esporas monoletes	" "	10%
<i>Calamospora</i>		17%
<i>Crassispora plicata</i>		53%
<i>Cadiospora</i>		6%
<i>Florinites</i>		4%
<i>Potonieisporites</i>		0,5%
<i>Bisacadas</i>		2,5%

Estas asociaciones con *Crassispora plicata* dominantes son conocidas en el Stephaniense B-C del Sarre y en el Virgiliense (Stephaniense terminal) de Texas.

Los materiales más inferiores conocidos de la cuenca de Guadalcanal pueden ser pues atribuidos al Stephaniense medio y superior (s.l.).

b) Zona superior: desde el episodio productivo hasta -18,5 m. A partir de -18,5 m los cortejos palinológicos están dominados por polen sacado (salvo en los carbones, donde las asociaciones de "tipo Stephaniense" reaparecen, lo cual es ahora de observación clásica). Las composiciones palinológicas censadas corresponden a las de la zona "A2" del Autuniense del Macizo Central francés, definida por J. DOUBINGER, es decir al "Autuniense inferior" sensu BOUROZ & DOUBINGER (1977).

La macroflora, abundante pero poco variada y diferenciada descubierta en la "pizarras" (Localidad P. AZ, Fig. 5.3) no confirma

esta datación. Comprende sobre todo:

*Pecopteris arborescens*  
*P. bucklandi*  
*P. cyathea*  
*P. densifolia*  
*P. lamuriana*  
*P. monyi*  
*P. polymorpha*  
*Pecopteris* spp.  
*Mixoneura auriculata*  
*Sphenophyllum oblongifolium*  
*S. emarginatum*  
*Asterophyllites equisetiformis*  
*A. longifolius*  
*Calamites cisti*  
*C. suckowii*  
*Calamostachys* sp.  
*Sphenopteris rotundiloba*  
*Cordaites* sp.

Se observan pues, en Guadalcanal capas "Autunienses" descansando sobre un Stephaniense infrayacente.

#### B.— Niveles superiores claros

En estos niveles es donde se han encontrado las asociaciones florísticas más abundantes y más interesantes, tanto desde el punto de vista estratigráfico como paleogeográfico. Además, como se ha visto, son los únicos conocidos en todos los yacimientos. Macroflora y microflora son en efecto totalmente originales, comprendiendo elementos florísticos pertenecientes a otras provincias florísticas permocarboníferas. Permiten asignar a estas capas una edad Pérmico inferior pero post-Autuniense y ante Thuringiense sin que sea posible precisar más por el momento.

Considerando todas las localidades, la macroflora comprende:

*Schizostachys hispanica*  
*Schizostachys pinnata*  
*Pecopteris arborescens*  
*P. cyathea*  
*P. paleacea*  
*P. ameromi*  
*P. candollei*  
*P. densifolia*  
*P. unita*  
*P. sub-elegans*  
*P. waltoni*  
*P. elevarica*



*P. platoni*  
*Danaeites emersoni*  
*Asterotheca sternbergi*  
*Prynadaeopteris anhriscifolia*  
 \**Validopteris robusta* C  
*Sphenopteris matheti*  
*S. rotundiloba*  
*S. lebachensis*  
*S. pseudogermanica*  
*Corynepteris* sp.  
*Callipteridium* cf. *gigas*  
 \**Protoblechnum wongii* C  
*Neuropteris* sp.  
*Odontopteris subcrenulata*  
*O.* cf. *lingulata*  
*O. dufrenoyi*  
*Taeniopteris* cf. *multinervis*  
*Callipteris conferta*  
*Callipteris* sp.  
*Sigillaria brardii*  
*Sphenophyllum emarginatum*  
*S. verticillatum*  
*S. oblongifolium*  
*Asterophyllites equisetiformis*  
*A. longifolius*  
*Annularia stellata*  
*A. sphenophylloides*  
*A. radiata*  
*A. mucronata*  
*A. spicata*  
*A. carinata*  
 \* *A.* cf. *stellatoides* A  
 cf. *Lobatannularia*  
 \* cf. *Annulina* A  
*Koretrophyllites crassinervis* A  
 \* *Phyllothea* sp. A ACG  
 \* *Phyllothea* sp. B G  
*Calamites cisti*  
*C. suckowii*  
*C. undulatus*  
*C. gigas*  
*Arthropitys bistrata*  
*Calamostachys tuberculata*  
*Calamostachys* sp.  
*Cordaites* cf. *borassifolius*  
*C.* cf. *schenkii*  
*C.* cf. *regularis*  
*C. laticrassinervis*  
*Corycordaites* sp.

*Pachycordaites* cf. *lingulatus*  
*Poacordaites* sp.  
 \* cf. *Entsovia* A  
*Cordaianthus* sp.  
*Ginkgophyllun boureaui*  
*Ginkgoites* sp.  
 \* *Ginkgophytopsis* aff. *G. kidstoni* G  
 \* *Psymgophyllum* aff. *P. multipartitum* C  
*Psymgophyllum* sp.  
*Pelourdea* sp.  
 \* *Rhipidopsis baetica* ACG  
 \* *R. ginkgoides* ACG  
*Lebachia piniformis*  
*L. hypnoides*  
*L. frondosa*  
*Walchia* (? *Ernestiodendron*) *germanica*  
*Ernestiodendron filiciforme*

La microflora asociada confirma la datación que se desprende del estudio de los restos vegetales. Globalmente comprende:

Esporas triletes	6%	10%
Esporas monoletes	4%	
Monosacadas	32%	
Bisacadas	49%	86%
Bisacadas estriadas	5%	
Diversos	4%	

Se vuelven a encontrar en las asociaciones palinológicas, lo cual es muy importante, las particularidades ya observadas en la macroflora; de este modo se han podido identificar: *Laevigatosporites flexus* ("Autuniense" de Australia); *Dentatispora* sp. 1 y 2, próximas a especies del Pérmico de la India; *Plicatipollenites*, *Scheuringipollenites*, *Divarisaccus*, *Parasaccites*, *Crusisaccites* (Pérmico de Gondwana); *Florinites eremus*, *Vestigisporites methoris* et *Bascanisporites undosus* (Pérmico inferior de Gondwana); *Schweizerisporites*: Pérmico de Cathaysia, Africa central y Angarida; *Kyrtomisporis grosse-pustulatus* (Pérmico de Anatolia) y *Lueckisporites singhii* (Pérmico iraní).

El estudio de la cuenca de Guadalcanal muestra, pues, que la sedimentación en algunas cuencas continentales postorogénicas del borde SO de la Meseta ha comenzado efectivamente en el Stephaniense y que ha proseguido hasta el Pérmico inferior.

\* Géneros o especies consideradas pertenecientes a otras provincias florísticas. A: Angaride (s.l.). C: Cathaysia. G: Gondwana.

### 5.3.2 LA CUENCA DEL RIO VIAR: ENCUADRE GEOLOGICO

Está constituido por un sinclinal asimétrico orientado NNO-SSE de 5 Km de anchura por 30 Km de largo (Fig. 5.1). Su flanco NE está limitado por un cabalgamiento que lo pone en contacto con la formación Sierra Traviesa (Devónico). El borde SO no está limitado por fallas y su buzamiento es menor.

Esta cuenca está situada en un sector clave, en el contacto de las zonas de "Ossa-Morena" y "Sur-Portuguesa". Está integrada en una compleja red de fracturas tardihercínicas intensas, que han controlado estrechamente su constitución, su desarrollo y la actividad volcánica asociada.

Esta fracturación regional ha sido estudiada últimamente en detalle y encuadra en los modelos geo-tectónicos más recientes por J. F. SIMANCAS (1980). Los datos estructurales de la cuenca del río Viar en sentido estricto han sido extraídos de dicha publicación.

La formación del Viar: La serie visible está constituida de la siguiente manera (fig. 5.4).

Base: rocas volcánicas básicas que constituyen ante todo un complejo homogéneo relativamente potente (un centenar de metros) les siguen algunas manifestaciones de tipo "filón-capa" o coladas, en los niveles inmediatamente superiores y separados por material detrítico.

A continuación se aprecian, muy sucintamente, de muro a techo:

— Una serie roja inferior que comprende arcillitas, areniscas y conglomerados con frecuentes intercalaciones volcánicas.

— Una serie gris media fundamentalmente areniscosa que contiene igualmente episodios volcánicos.

— Una serie roja superior muy grosera, formada por conglomerados groseros con lentejones de areniscas verdosas o violáceas.

#### Macroflora y microflora identificadas

Han sido estudiadas dos localidades fósilíferas ("RV1", "RV2": Figs. 5.1 y 5.5). Están situadas en la serie gris y en la serie roja inferior. Recientemente se han descubierto algunas otras localidades pero no aportan, por el momento, ninguna información suplementaria.

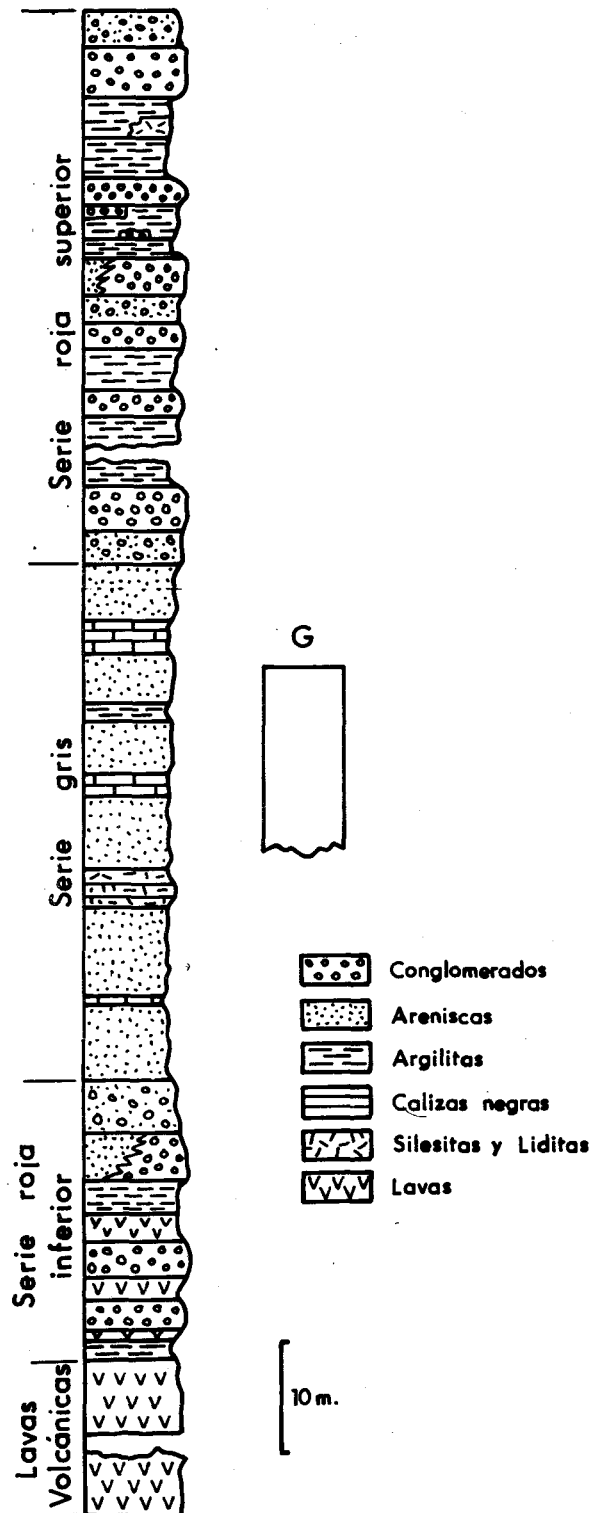


Fig. 5.4.— Serie del Rfo Viar según MARTIN ESCORZA y RIVAS PONCE (1975). (G: Guadalcanal, "niveles superiores claros").

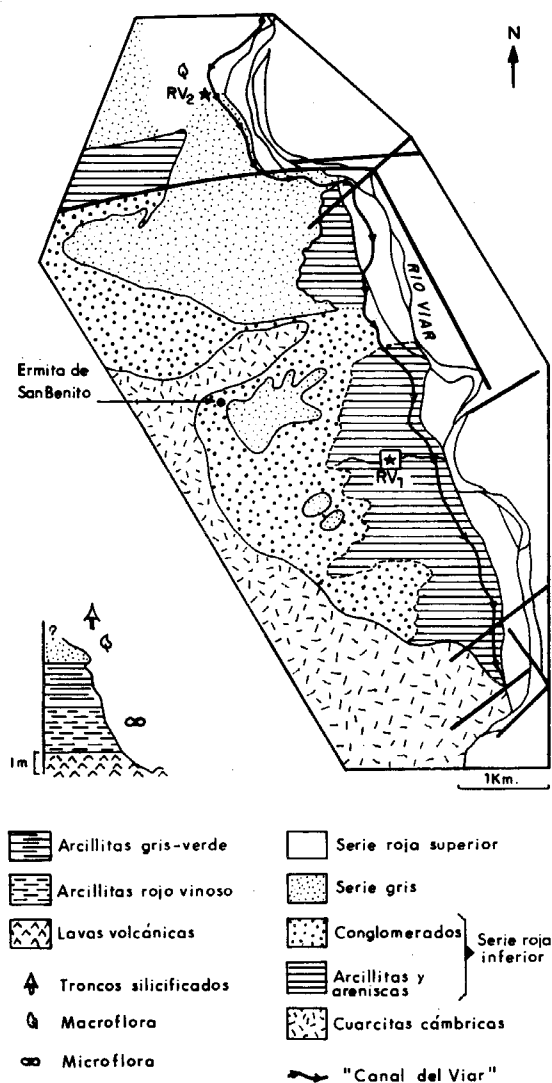


Fig. 5.5.— Cuenca del "Río Viar": Localización de yacimientos fosilíferos. Cartografía según D.C. MARTINEZ ESCORZA y D.A. RIVAS PONCE (1975).

### Macroflora

Está mal conservada y basándose en los trabajos de GAVALA, está constituida por: *Pecopteris* sp.; *Annularia stellata*; *Calamites* sp. (*Paracalamites*); *Cordaites* sp.; *Walchia piniformis*; *W. hypnoides* y *W. imbricata*.

Troncos silicificados: La serie gris contiene numerosos fragmentos de troncos silicificados que han podido ser clasificados. Son troncos que pertenecen al género comprensivo *Dadoxylon* con, sobre todo, formas pertenecientes a *Cordaites* (*D. Cordaixylon*) y a las Coníferas (*D. Araucarioxylon*) (BROUTIN, 1978).

### Microflora

Aunque menos abundante y peor conservada es totalmente equivalente a la contenida en los "niveles claros" superiores a Guadalcanal (cf. más arriba). Han sido identificados:

- Calamospora* sp.
- C. pedata*
- Granulatisporites* sp.
- Verrucosisporites* sp.
- Crassispora plicata*
- Florinites* sp.
- F. florini*
- F. cf. diversiformis*
- Wilsonites* sp.
- Cordaitina* sp.
- Crusisaccites* sp.
- Densipollenites* sp.
- Potonieisporites bhardwaji*
- Potonieisporites* sp.
- cf. *Scheuringipollenites barakarensis*
- cf. *Limitisporites* sp.
- Protohaploxylinus* sp.
- cf. *Vestigisporites* sp.
- Striatopodocarpites* sp.
- Platysaccus* sp.
- Hamiapollenites* sp.
- Cycadopites* sp.
- Gnetaceapollenites punctatus*

Es notable resaltar la presencia también aquí de formas pertenecientes a otras provincias florísticas y que son las mismas (aunque en menor número) que las reconocidas en Guadalcanal.

Se pueden pues correlacionar los "niveles claros superiores" de las cuencas de los alrededores de Guadalcanal con la serie gris de la formación del Viar que, por consiguiente, son contemporáneas.

Falta por establecer de manera clara si, bajo la serie pérmica del río Viar, existe realmente un Stephaniense como lo pensaba J. GAVALA (1927).

### Desarrollo y evolución de la cuenca del río Viar (Fig. 5.6)

De manera sucinta, se puede decir que la causa primera de la localización de la cuenca es un conjunto de fallas de dirección dextral. Se ha desarrollado gracias a la reactivación como fallas de gravedad de estas mismas fractu-

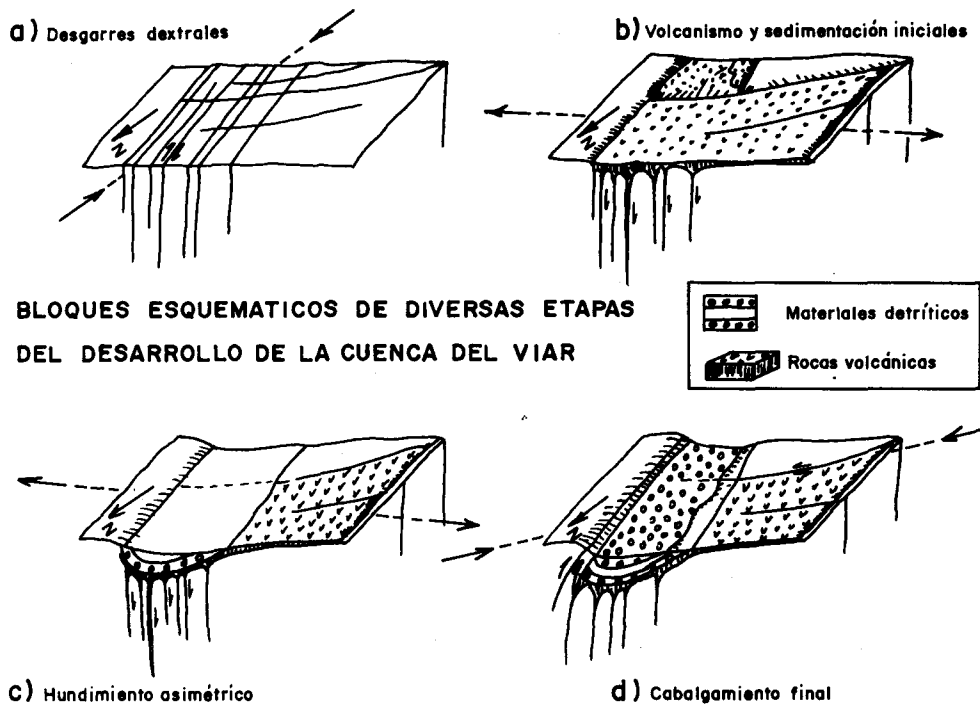


Fig. 5.6.— Tomado de J.F. SIMANCAS, 1980.

ras, en régimen distensivo. En primer lugar, a través de las fisuras abiertas se desparrama un abundante material volcánico, exclusivamente en el sector norte. Los materiales detríticos groseros de la serie inferior (con cantos de diabasa, granito, esquistos, cuarcitas, etc.) están bien representados en la zona sur de la cuenca.

El desarrollo posterior de la cuenca se ha desarrollado bajo una subsidencia asimétrica (más importante en el margen oriental) responsable de un relleno (serie gris media), todo ello interrumpido por episodios volcánicos cada vez más espaciados.

Finalmente, en el transcurso de una nueva fase compresiva, los relieves que bordean la depresión se acentuaron y el miembro detrítico grosero superior se instaló en tanto que se desarrollaba el cabalgamiento del borde oriental y se acentuaba la estructura del sinclinal suavemente asimétrico (SIMANCAS, 1980).

#### 5.4 CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS SOBRE LAS CUENCAS PERMICAS DE LA ZONA DE OSSA-MORENA

El descubrimiento en esta zona de una flora abundante y bien conservada, de edad post-Autuniense, es decir, correspondiente a un período en el que las floras terrestres se conocen mal en el resto de Europa, tiene un gran interés.

Se ha podido así constatar, en efecto, la penetración en este sector de un número importante de plantas de origen Cathaysiense, Gondwaniense y Angaridiense. Estas formas no se vuelven a encontrar en el resto de la Península Ibérica (salvo tal vez en los Pirineos) es decir al norte del accidente Oporto-Badajoz-Córdoba que por consiguiente parece jugar un papel de barrera fitogeográfica. Esto conduce pues a preguntarse sobre la verdadera naturaleza de este accidente tectónico mayor.

Esta observación supone igualmente la existencia, en aquella época, de un contacto

terrestre entre el SO de la Península Ibérica y el continente africano, y puede que, a través de él, con América del Norte.

Actualmente está establecido que en el transcurso del Pérmico se produjo una extensión de este a oeste de la flora Cathasiense a lo largo del cinturón ecuatorial. Los yacimientos pérmicos de Sierra Morena constituirían el punto más occidental, actualmente conocido de este desplazamiento.

Se sabe actualmente que desde el Triásico, la región mediterránea constituye un dominio con una mezcla de plantas septentrionales (laurasienses) y meridionales (Gondwanienses). Es evidente que esta mezcla no se ha

realizado instantáneamente. En la Zona de "Ossa-Morena" se han puesto de manifiesto los signos precusores de la aparición de la flora mesozoica.

Este Pérmico del SO de la Meseta se revela pues como un importante jalón para la comprensión de la evolución de las floras terrestres en el curso de este período.

Quedan por afinar nuestros conocimientos de las vías de penetración de estas floras "meridionales" en el dominio mediterráneo, lo cual debería ser de un interés no despreciable para la reconstrucción de la posición de las masas continentales alrededor del Tethys pérmico.

## BIBLIOGRAFIA

- BOUROZ, A. & DOUBINGER, J.— *Report on the Stephanien-Autunian boundary and on the concepts of Upper Stephanian and Autunian in their stratotypes*. In: HOLUB, V.M. & R.H. WAGNER (eds.): *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*. pp. 147-169. 1 fig. Praha. (1977).
- BROUTIN, J.— *Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal (Nord de la province de Séville, Espagne du Sud)*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 278, Ser. D. pp. 1709-1710. (1974).
- BROUTIN, J.— *Dadoxylon (Cordaxylon) sp. Grand-Eury, 1877. Note préliminaire sur les bois fossiles du Permien du rio Viar (Province de Séville, Espagne)*. C.R. 103eme. Congr. Nat. Soc. Sav. Nancy, Sci. fasc. III, pp. 47-52. (1978).
- BROUTIN, J.— *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. Thèse Doct. Université Paris VI. pp. 1-234. 60 figs. (1981).
- CARBONELL, A. & FIGUEROA, T.— *Contribución al estudio de la Geología y de la Tectónica andaluza*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, T. IX, 3ª ser. pp. 83-133. (1927).
- DOUBINGER, J. & BROUTIN, J.— *Premières études palynologiques dans le bassin autuno-stéphanien de Guadalcanal (Nord de la province de Séville, Espagne du Sud)*. Bull. Soc. Géol. France. (7), t. XVIII, núm. 4, pp. 1033-1040. (1976).
- GAVALA, J.— *Memoria correspondiente a la Hoja de Cantillana*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, T. IX, 3ª ser. pp. 1-79. (1927).
- JONGMANS, W.J.— *El Carbonífero de la cuenca del río Viar, in: Las floras carboníferas de España*. Estudios Geológicos, núm. 14. pp. 306-308. (1951).
- JONGMANS, W.J.— *Contribución al conocimiento de la flora carbonífera del SW de España*. Estudios Geológicos, Vol. 22. pp. 19-28. (1956).
- JULIVERT, M.; MARTINEZ, F.J. & RIBEIRO, A.— *The Ossa-Morena Zone, in: The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt*. 26º Congr. Géol. Intern., Paris, Coll. C6, pp. 142-144. (1980).
- MARTIN ESCORZA, D.C. & RIVAS PONCE, D.A.— *Mapa geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 940, CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS*. I.G.M.E. (1975).
- MELENDEZ, B. & MINGARRO, F.— *Explicación de la Hoja núm. 869, GUADALCANAL*. I.G.M.E. mapa geol. a 1:50.000, pp. 1-117. (1962).
- MINGARRO, F.— *Estudio del Carbonífero del Norte de la Provincia de Sevilla*. Bol. Inst. Geol. Min. de España. T. LXXIII, pp. 469-624. (1962).
- SIMANCAS CABRERA, J.F.— *Evolución tardihercínica de un área situada al NW de la provincia de Sevilla*. I.G.M.E. "Temas Geológicos". pp. 237-260. (1980).
- VAZQUEZ GUZMAN, F. & FERNANDEZ POMPA, F.— *Contribución al conocimiento geológico del suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas*. Memorias del I.G.M.E. T. 89, pp. 1-320. (1976).

## 6 EL PERMICO DE LAS CORDILLERAS BETICAS

*Otto Jan Simon\* y Henk Visscher\*\**

\* Department of Structural Geology, University of Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam, Holanda.

\*\* Laboratory of Palaeobotany and Palynology, State University of Utrecht, Heidelberglaan 2, 3508 TC Utrecht, Holanda.

## 6 EL PERMICO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

### 6.1 INTRODUCCION

Las Cordilleras Béticas representan la parte más occidental del sistema orogénico alpino peri-Mediterráneo. Se puede establecer una distinción entre una Zona Externa y una Zona Interna (Fig. 6.1).

La Zona Externa se encuentra integrada por sedimentos no-metamórficos de edad Triásico a Mioceno y dentro de ella se establece una subdivisión en Zonas Prebética y Subbética. La primera está representada por sedimentos de plataforma, en facies continentales y marinas someras, depositadas a lo largo del margen meridional del Continente Ibérico. Entre las Zonas Prebética y Subbética se distinguen una serie de "unidades intermedias" que comprenden facies de talud y de abanicos submarinos de edad Jurásico medio a Mioceno. En la Zona Subbética se distinguen actualmente tres dominios paleogeográficos importantes, diferenciados principalmente en base al desarrollo de secuencias de edad liásica superior y más joven dentro del Jurásico. Hoy en día la mayor parte de los autores hablan en favor de un origen "citrabético" para las unidades subbéticas en base a la asunción de una relación paleogeográfica con el dominio prebético por medio de las unidades intermedias (HERMES, 1978; AZEMA et al., 1979; véase sin embargo BROUWER, 1926; FALLOT, 1927; STAUB, 1934; EGELER & DE BOOY, 1962). De acuerdo con datos paleomagnéticos recientes obtenidos en rocas triásicas del Subbético Externo (MAKEL et al., en prensa), así como por la estrecha similitud entre este Triásico y el del Complejo Almagrider de la Zona Interna (BESEMS & SIMON, 1982), el origen del Subbético se encuentra de nuevo abierto a la discusión.

La Zona Interna se caracteriza por la pre-

sencia de mantos de amplia escala. Estos se encuentran integrados esencialmente por rocas triásicas y de edad más antigua. Sobre la base del desarrollo litoestratigráfico de las secuencias triásicas y de la evolución tectono-metamórfica, se distinguen tres complejos tectónicos importantes, que son en orden ascendente los siguientes: 1) Complejo Nevado-Filábride; 2) Complejo Alpujárride y 3) Complejo Maláguide (Fig. 6.1).

En la parte nordeste de la Zona Interna, se puede reconocer un grupo de unidades tectónicas interrelacionadas, situadas geográficamente en frente del Complejo Nevado-Filábride y por debajo de elementos de los Complejos Alpujárride y Maláguide. Se introduce aquí la denominación de Complejo Almagrider para este grupo de unidades. La sucesión estratigráfica es muy similar a parte de la serie triásica de la Zona Subbética en la provincia de Murcia, lo cual implica una deposición en un sólo dominio paleogeográfico (BESEMS & SIMON, 1982). La procedencia y el sentido de transporte de los mantos es aún una cuestión en debate, aunque actualmente la mayor parte de los autores se inclinan por admitir un origen "ultrabético" para los Complejos Alpujárride y Maláguide (BOURGOIS, 1980; AKKERMAN et al., 1980). En esta comunicación se discute la posible presencia de rocas pérmicas en la Zona Subbética y en la Zona Interna. Para los datos de la Zona Prebética y los referentes a las islas Baleares, Ibiza y Mallorca, que geológicamente pertenecen a las Cordilleras Béticas, el lector debe dirigirse a las contribuciones de los apartados 4 y 7 de este volumen.

### 6.2 ZONA SUBBÉTICA

La parte más baja de la sucesión subbética

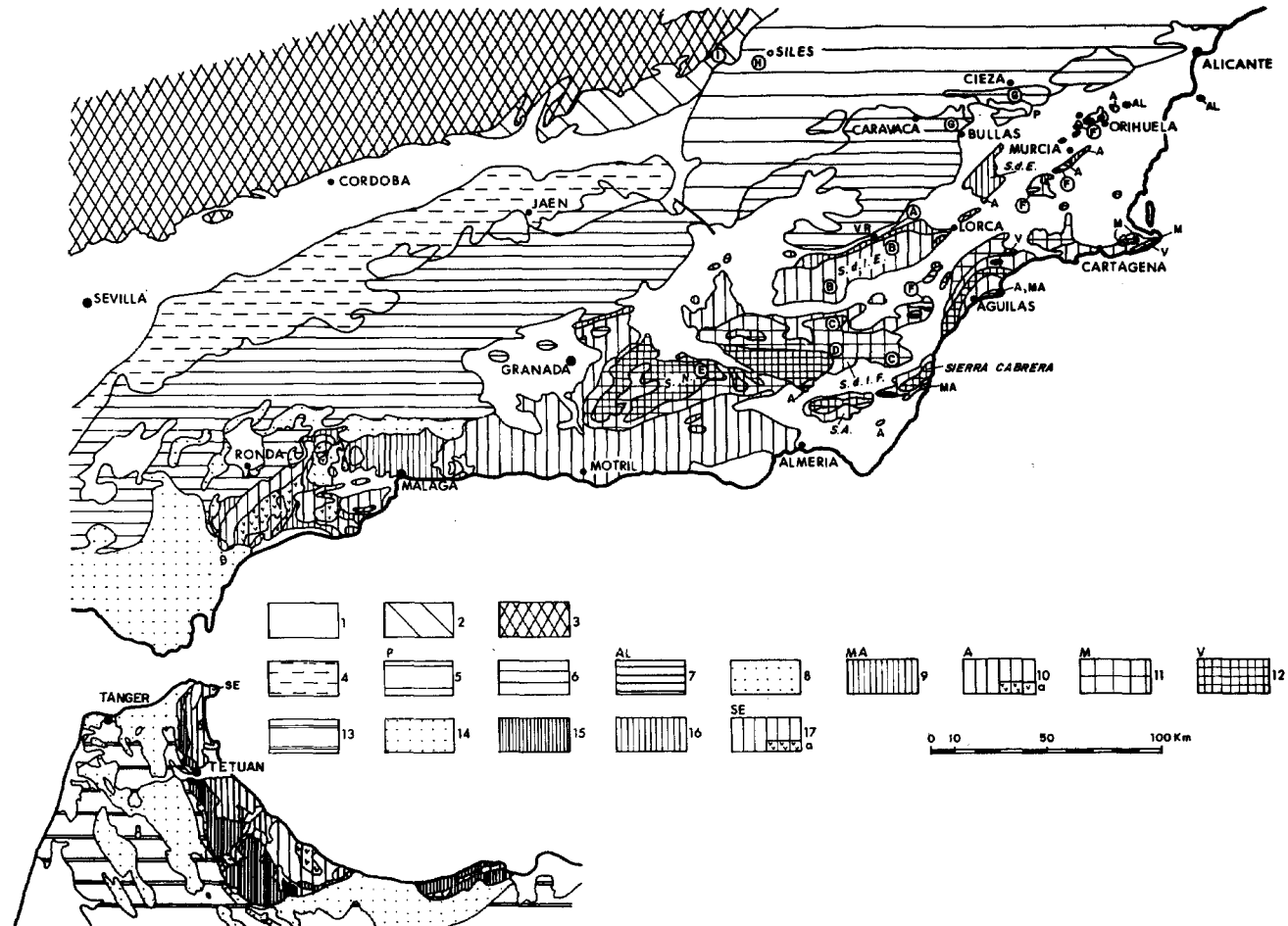


Fig. 6.1.— Mapa estructural esquemático de las Cordilleras Béticas, Islas Baleares y Rif (según AZEMA et al., 1979; KOZUR et al., en prep.; FOURCADE et al., 1982; WILDI et al., 1977 y mapa geológico de España 1:1.000.000, 1981).

1: Depósitos post-mantos; volcánicos Neógeno y Cuaternario; 2: Cadenas Celtibéricas (K) y cobertera mesozoica de la Meseta; 3: Basamento Hercínico de la Meseta; 4-12: Cordilleras Béticas; 4-6: Zona Externa; 4: Unidades alóctonas del Guadalquivir; 5: Zona Prebética ("unidades intermedias" incluidas) (P); 6: Zona Subbética; 7-12: Zona Interna; 7: Complejo Almagrídico (AL); 8: "Unidades Flysch"; 9: Complejo Maláguide (MA); 10: Complejo Alpujárride (A) (a=Peridotitas); 11-12: Complejo Nevado-Filábride; 11: Complejo Mulhacén (M); 12: Complejo Veleta (V); 13-17: Rif; 13: Zona Externa; 14: "Unidades Flysch"; 15: Dorsal Calcárea; 16: Ghomarides; 17: Sebides (SE) (a=Peridotitas). S.A.: Sierra Alhamilla; S.d.E.: Sierra de Espuña; S.d.l.E.: Sierra de las Estancias; S.d.l.F.: Sierra de los Filabres; S.N.: Sierra Nevada; V.R.: Vélez Rubio.



está representada por areniscas, pelitas, yesos y carbonatos. Esta asociación es reconocida comúnmente como el Triásico germano-andaluz. Generalmente se encuentra fuertemente tectonizada porque contiene la base material sobre la que el cabalgamiento subbético se deslizó. Sobre la base de las investigaciones realizadas por SCHMIDT (1937), la subdivisión germánica tripartita en "Buntsandstein" (frecuentemente denominado Werfeniense en la literatura francesa), "Muschelkalk" y "Keuper" ha sido generalmente aceptada (p.e. BUSNARDO, 1975). La mayor parte de los autores atribuyen estas unidades litológicas al Triásico inferior, medio y superior, respectivamente. Según PAQUET (1969), la parte inferior del "Buntsandstein", en la región de Caravaca-Bullas, puede contener rocas de edad pérmica. Trabajos recientes llevados a cabo por BESEMS (1982b)\* y BESEMS & SIMON (1982) basados en estudios palinológicos y de microfauna, han puesto de manifiesto que las secuencias estratigráficas establecidas previamente para el Triásico subbético, son en gran medida incorrectas, principalmente debido a la interpretación errónea de la posición estratigráfica de las secuencias clástico-evaporíticas. Parece ser que una parte considerable de las secuencias de "Buntsandstein", incluyendo las de la región de Caravaca-Bullas, son de edad Triásico superior.

En la región de Cieza (BESEMS & SIMON, 1982) y en la región de Jaén (BESEMS, 1982b), la parte inferior del Triásico está representada por rocas clásticas de tonalidades rojizas que contienen asociaciones palinológicas del Ladiniense superior (= Longobardienense) (Fig. 6.2, columna G). No se han encontrado fósiles diagnósticos que autorizan asumir la presencia de sedimentos pre-ladinienses. Por consiguiente puede inferirse la ausencia de depósitos pérmicos en la Zona Subbética.

Tampoco se han encontrado sedimentos pre-ladinienses en la parte más septentrional de la Zona Externa (= Prebético) (p.e. BE-

SEMS, 1982a; véase también Fig. 6.2, columna H).

### 6.3 COMPLEJO ALMAGRIDE

La columna estratigráfica integrada del Complejo Almagride muestra una conspicua semejanza con una parte del Triásico de la Zona Subbética de la provincia de Murcia (BESEMS & SIMON, 1982; Fig. 6.2). La parte inferior, la Formación Pocito, está constituida por meta-areniscas y meta-pelitas que generalmente han sido consideradas de edad "permotriásica" (ej. SIMON, 1963; EGELER & SIMON, 1969; KAMPSCHUUR, 1972; Hoja del IGME 27-36).

Estas rocas clásticas están cubiertas por carbonatos de edad Longobardiense a Karniense (KOZUR et al., 1974; SIMON & KOZUR, 1977; KOZUR et al., en prep.). La parte superior de la Formación Pocito se correlaciona provisionalmente con la "lower sandstone-mudstone sequence" (= "secuencia inferior de areniscas y pelitas") de edad Longobardiense de la Zona Subbética (BESEMS & SIMON, 1982; Fig. 6.2). En la región de El Esparragal entre Murcia y Orihuela, la parte inferior de la formación contiene fragmentos de *Equisetites arenaceus* (JAEGER) SCHENK (det: Mr. H. KERP, UTRECHT). *E. arenaceus* está acotado por el Anisiense inferior y el Rhetiense (ambos inclusive). Las pelitas gris oscuras de la misma parte de la Formación Pocito contienen una asociación palinológica pobremente preservada que incluye *Triadispora* spp. y posiblemente *Stellapollenites thiergartii* (MADLER) CLEMENT-WESTERHOF et al., que sugieren una edad Anisiense. Consecuentemente dentro de la parte expuesta del Complejo Almagride el Pérmico no está representado.

### 6.4 COMPLEJO MALAGUIDE

El Complejo Maláguide comprende sedi-

\* En la región de Jaén, BESEMS (1982b) siguiendo a BUSNARDO (1975) atribuyó parte de las secuencias triásicas al Prebético. En base al trabajo de GARCIA-ROSELL (1972) y otros, los presentes autores incorporan estas secuencias dentro del Triásico subbético.

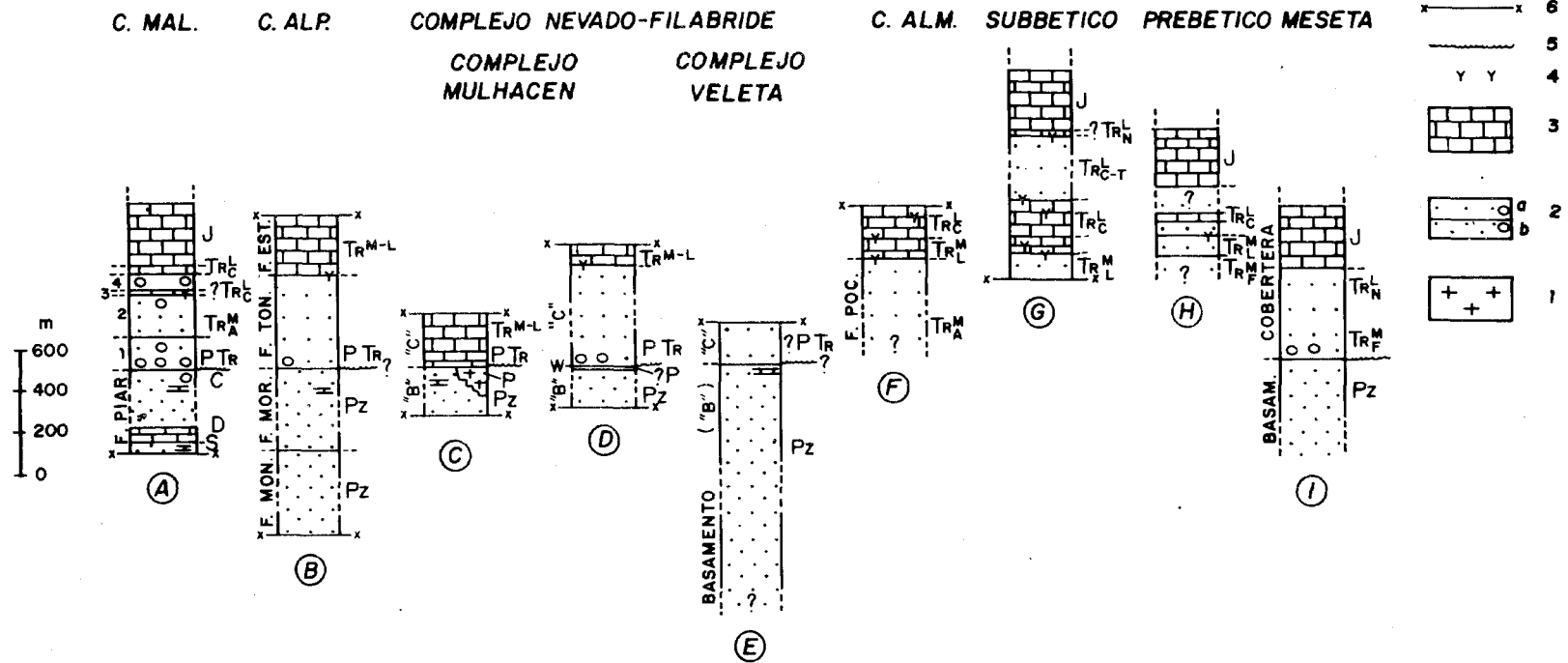


Fig. 6.2.— Columnas diagramáticas de los complejos de las Cordilleras Béticas.

1: Granitos; 2: Rocas clásticas (2a: en las secuencias del basamento; 2b: en las secuencias de la cobertera); 3: Carbonatos; 4: Yeso; 5: Discordancia; 6: Contacto tectónico principal; Pz: Pre-Pérmico; S: Silúrico; D: Devónico; C: Carbonífero; P: Pérmico; PTr: ? Pérmico, ? Triásico inferior a medio; TR<sup>M</sup>: Triásico medio (TR<sup>A</sup>: Anisiense; TR<sup>F</sup>: Fassaniense; TR<sup>L</sup>: Longobardiense); Tr<sup>L</sup>: Triásico superior (Tr<sup>C</sup>: Cordevoliense; Tr<sup>C,T</sup>: Cordevoliense-Tuvallense; Tr<sup>N</sup>: Noriense); J: Jurásico (y posteriores). Las letras debajo de las columnas hacen referencia a las regiones de la figura 6.1 en la que se han establecido las columnas.

mentos, no metamórficos y muy poco metamórficos, de edad silúrica a miocena inferior. La secuencia paleozoica (= Formación Piar de ROEP, 1972 y GEEL, 1973) comprende principalmente turbiditas del Devónico superior al Carbonífero inferior. El miembro más joven es un conglomerado de deslizamiento submarino, que contiene calizas viseenses reelaboradas. La secuencia suprayacente está formada por areniscas y pelitas rojas y amarillas con intercalaciones de conglomerados, yesos y dolomías que están convencionalmente clasificadas como "permotriásicas". En la región de Vélez Rúbio-Sierra de Espuña se distinguen cuatro miembros. El inferior (miembro 1 de la Fig. 6.2, columna A) se considera como la parte baja de un abanico aluvial (ROEP, 1972). La naturaleza del contacto original con la secuencia paleozoica subyacente es una cuestión en debate. Se evidencia una interrupción importante en la columna estratigráfica por los siguientes hechos:

1) El abrupto cambio de facies entre las turbiditas y conglomerados de deslizamiento submarino devónico-carboníferos y los depósitos permotriásicos de abanicos aluviales, y

2) el marcado contraste que existe entre el material detrítico de las dos secuencias (véase también MAKEL et al., en prensa).

Sin embargo, hay diferencias de opinión con respecto a si esta interrupción representa una discordancia angular hercínica, o si simplemente se trata de una disconformidad (BLUMENTHAL, 1930, 1949; MICHELAU, 1942; AZEMA, 1961; KOCKEL & STOPPEL, 1962; SIMON, 1963; EGELER & SIMON, 1969; BOULIN, 1968; DURAND DELGA, 1968; MAUTHE, 1971; FOUCAULT & PAQUET, 1971; ROEP, 1972, 1974; NAVARRO-VILA, 1976; FELDER, 1978; BOURGOIS, 1980; IGME, Hojas 16-44, 17-43, 17-44 y 18-44).

Siguiendo a EGELER & SIMON (1969) y ROEP (1974), los autores del presente trabajo están a favor de que la orogenia hercínica fue poco intensa. El Permotriás está recubierto por dolomías oscuras encima de las cuales se sitúan rocas carbonatadas liásicas y de edad más reciente (GEEL, 1973).

La edad de las rocas clásticas permotriásicas es problemática, porque los fósiles diag-

nósticos son muy raros. En la Sierra de Espuña la parte basal de la secuencia dolomítica que recubre a estos sedimentos contiene microfósiles de edad Karniense inferior (MAKEL & RONDEEL, 1979; KOZUR et al., en prep.). En la región de Vélez Rubio una asociación palinológica con *Triadispora* spp. y *Limitisporites* sp. de la parte inferior del miembro 2 (Fig. 6.2., columna A) indica una edad Anisiense (inferior). Ha sido comunicada la existencia de macro- y microfauna de edad Karniense inferior en la parte occidental de Sierra Alhamilla a partir de un afloramiento aislado de "Permotriásico" Maláguide. Esta fauna se encuentra en rocas carbonatadas que se intercalan en rocas clásticas rojizas (SIMON, 1966; KOZUR & SIMON, 1972; VAN DEN BOOGAARD & SIMON, 1973; KOZUR et al., en prep.). Esta unidad carbonatada puede ser correlacionable con el miembro 3 de la región de Vélez Rubio (Fig. 6-2, columna A). Los depósitos yesíferos que recubren las areniscas rojas de otro pequeño afloramiento Maláguide en la parte occidental de Sierra Alhamilla, contienen palinomorfos del Karniense inferior. En la región al norte de Málaga, MICHELAU (1942), encontró *Voltzia heterophylla* BRONGNIART en la parte superior del "Buntsandstein". Algunos kilómetros al este de Málaga, ANSTED (1859), observó fragmentos de plantas pobremente preservados en las areniscas rojas. Estos fragmentos se asemejan al *Equisetites columnaris* (BRONGNIART) STERNBERG de edad "Keuper". En el Rif marroquí MILLIARD (1959) comunicó la existencia de un único fragmento de *Lebachia (Walchia) piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN, proveniente de una secuencia de conglomerados y areniscas rojas que pertenece al equivalente norteafricano del Complejo Maláguide (Ghomarides de la Fig. 6.1). En base a esta comunicación la presencia de rocas pérmicas en las secuencias clásticas rojas del Complejo Maláguide de las Cordilleras Béticas, puesta en duda por algunos autores anteriores (ej. FALLOT, 1931), es gratuitamente aceptada por la mayor parte de los autores (véase p.e. BOULIN, 1968).

En resumen, los datos disponibles hablan en favor de una edad Triásico medio a superior para la parte media a alta de las secuen-

cias clásticas rojas del Complejo Maláguide. Para la parte inferior es necesario realizar estudios palinológicos y paleobotánicos (incluyendo una reinvestigación de los fragmentos de plantas descritos por MILLIARD), para probar o desechar la presencia de depósitos pérmicos.

## 6.5 COMPLEJO ALPUJARRIDE

El Complejo Alpujárride incluye varios mantos. Comprende generalmente una secuencia clástica y una secuencia carbonatada suprayacente (SIMON, 1963; EGELER & SIMON, 1969; SIMON & KOZUR, 1977; KOZUR et al., en prep.; Fig. 6.2.-columna B). DE VRIES & ZWAAN (1967) han establecido una serie en la Sierra de las Estancias que es representativa de la sucesión litológica general del Complejo Alpujárride. Distinguen en orden ascendente:

1) Formación Montesinos (esquistos oscuros y cuarcitas parcialmente granatíferas).

2) Formación Los Morenos (cuarcitas grises y verdosas, filitas oscuras y rocas carbonatadas).

3) Formación Tonosa (cuarcitas abigarradas y filitas grises en la parte inferior; cuarcitas blancas y filitas púrpuras, azules y gris acero en la parte superior; intercalaciones de rocas carbonatadas anaranjadas y grises).

4) Formación Estancias (calizas y dolomías; filitas en la parte basal).

A la formación Morenos, se le atribuye una edad Silúrico-Devónico-Carbonífero en base a las marcadas afinidades con la Formación Píar del Complejo Maláguide, implicando por tanto que la Formación Montesinos es "Paleozoico inferior y/o Precámbrico". DE VRIES & ZWAAN suponen la presencia de una discordancia angular entre las dos formaciones, sobre la base de un plegamiento más fuerte y un mayor grado de metamorfismo de la Formación Montesinos. Además suponen una discordancia angular entre la Formación Tonosa "permotriásica" y las formaciones subyacentes, debido a la distribución irregular de estas últimas. La edad triásica de la Formación Estancias es establecida mediante algas. Posteriores investigaciones en la Zona Interna

han aportado un cierto número de nuevos datos:

1.— No existen pruebas de que pueda haber existido metamorfismo ni deformación pre-alpinos (p.e. KAMPSCHUUR et al., 1973; NAVARRO-VILA, 1976; DELGADO, 1978; TORRES-ROLDAN, 1979; AKKERMAN et al., 1980; VISSERS, 1981; PLATT, 1982; IGME, Hojas 19-44 y 20-44).

2.— Se ha comprobado la existencia de "transiciones graduales" entre las secuencias clásticas. El contacto con las rocas carbonatadas suprayacentes es de naturaleza estratigráfica aunque generalmente fuertemente tectonizado (ALDAYA & EWERT, 1979; AKKERMAN et al., 1980; IGME, Hojas 19-44 y 20-44). La disconformidad angular en la base de la Formación Tonosa en la Sierra de las Estancias es el resultado de cabalgamientos alpinos (AKKERMAN et al., 1980).

3.— Los microfósiles indican que la mayor parte de las secuencias de rocas carbonatadas alpujárrides son de una edad Ladiniense superior a Triásico superior. En los mantos alpujárrides más profundos la parte basal de las secuencias carbonatadas pueden ser Ladiniense inferior o Anisiense (KOZUR et al., 1974; SIMON & KOZUR, 1977; DELGADO, 1978; DELGADO et al., 1981; KOZUR et al., en prep.). Esto implicaría que la parte superior de la secuencia clástica en estos mantos es de edad Triásico medio. En los mantos alpujárrides superiores la sedimentación de las rocas clásticas parece haber continuado más allá de esta edad a saber dentro del Ladiniense superior, o quizás dentro del Karniense inferior. La presencia de yeso en la parte más alta de algunas de las secuencias clásticas puede ser significativa a este respecto, debido a que las evaporitas de la Zona Externa y de los Complejos Almágride y Maláguide se encuentran comúnmente entre los depósitos datados como Triásico medio a superior.

Como consecuencia de lo que precede se pueden apuntar varias posibilidades:

1.— Entre la sedimentación de las Formaciones Morenos y Tonosa y las equivalentes en otros lugares en la Zona Interna, ha tenido lugar una débil orogenia hercínica (véase también el párrafo del Complejo Maláguide). A este respecto se considera significativa la pre-

sencia local, en la Sierra de las Estancias y en la región de Aguilas, de conglomerados en la parte basal de la Formación Tonosa (DE VRIES & ZWAAN, 1967; IGME, Hoja 25-40). Estos conglomerados contienen cantos de cuarzo, feldespato y turmalina, derivados posiblemente de rocas graníticas pérmicas (véase párrafo del Complejo Mulhacén en el Complejo Nevado-Filábride). Durante la orogenia alpina que causó una deformación polifásica y un metamorfismo plurifacial en las rocas alpujárrides, el contacto estratigráfico entre las Formaciones Morenos y Tonosa fue re trabajado, dando lugar a "transiciones graduales". La intensidad de la orogenia alpina queda testificada por el hecho de que en muchas regiones, la parte inferior de las secuencias clásticas, con espesores de hasta varios kilómetros, contiene almandino, estaurólita y ocasionalmente silimanita y cianita, mientras que las partes superiores sólo presentan metamorfismo de facies de esquistos verdes. Aparentemente faltan partes importantes de la sucesión estratigráfica debido a la tectónica alpina (véase también PLATT, 1982).

2.— Una posibilidad alternativa es que no haya habido orogenia hercínica (¿ni más antigua?), y que la secuencia clástica represente una "serie comprensiva" que varía desde el Paleozoico (y Precámbrico?) hasta el Triásico inclusive (véase p.e. ALDAYA, 1969).

3.— La secuencia clástica del Alpujárride es enteramente post-hercínica, a saber de edad permotriásica (AKKERMAN et al., 1980).

Obviamente un establecimiento de edad para la parte inferior de la Formación Tonosa y para la parte superior de la Formación Morenos mediante el empleo de fósiles es de una importancia fundamental. En la Sierra de las Estancias las meta-pelitas oscuras provenientes de las partes susodichos de estas dos formaciones contienen palinomorfos, pero éstos se encuentran tan pobremente preservados que no permiten datación. A la espera de ulteriores estudios palinológicos y de otra índole, los presentes autores están a favor de la primera hipótesis, teniendo en cuenta que los dominios paleogeográficos alpujárride y maláguide se consideran generalmente como relativamente próximos entre sí (p.e. PAQUET, 1969; véase sin embargo MAKEL & RONDEEL,

1979) y consecuentemente reflejan una evolución geológica común durante los tiempos del Paleozoico superior y el Mesozoico inferior.

Resumiendo, en base a los datos disponibles no se puede excluir la presencia de depósitos pérmicos en el Complejo Alpujárride.

## 6.6 COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

Estudios realizados en Sierra Nevada y en la parte occidental de la Sierra de los Filabres por miembros de la Universidad de Granada han llevado a una subdivisión bipartita del Complejo Nevado-Filábride, en base a diferencias significativas en la evolución metamórfica alpina. Aparentemente, durante el primer episodio metamórfico la presión fue más intensa en las rocas del Complejo Mulhacén que en las del complejo infrayacente de Veleta. Las investigaciones recientes del equipo de Amsterdam sugieren que se puede establecer una subdivisión similar en la parte oriental del Complejo Nevado-Filábride (Fig. 6.1).

El Complejo Veleta está integrado en su mayor parte por una secuencia clástica oscura con un espesor aparente del orden de los 6.000 metros. Esta secuencia que contiene depósitos "tipo Flysch" se asigna generalmente al Paleozoico (y Precámbrico?). En la región de Aguilas (Fig. 6.1) se han datado como de edad Eifeliense por LAFUSTE & PAVILLON (1976), unos mármoles oscuros con crinoides que se intercalan en la parte estructuralmente más alta de este complejo. Rocas análogas con crinoides se han encontrado también más hacia el oeste en la Sierra Cabrera (informes no publicados de la Universidad de Amsterdam). Los mármoles negros observados en la parte más alta del Complejo Veleta, en la parte occidental de la Sierra de Filabres (IGME, Hoja 22-41) y en la parte superior de este complejo en la Sierra Nevada (PUGA & DIAZ DE FEDERICO, 1976) representan posiblemente equivalentes de las rocas carbonatadas del Devónico medio mencionadas previamente. Según PUGA & DIAZ DE FEDERICO (1976) las rocas clásticas del Complejo Veleta han sido afectadas por un acontecimiento tectono-

metamórfico pre-alpino. Se contempla la posibilidad de que la parte más alta del Complejo Veleta en la Sierra Nevada integre rocas clásticas de edad "permotriásica" (PUGA & DIAZ DE FEDERICO, 1978).

En el Complejo Mulhacén de Sierra Nevada y en la Sierra de los Filabres se han distinguido varias unidades tectónicas (NIJHUIS, 1964; HELMERS & VOET, 1967; EGELER & SIMON, 1969; PUGA & DIAZ DE FEDERICO, 1978; LINTHOUT & VISSERS, 1979; IGME, Hojas de Sierras Nevada y de los Filabres). En la mayor parte de las unidades se establece una subdivisión en "basamento" y "cobertera" (Fig. 6.2). La primera contiene esquistos oscuros y cuarcitas y la segunda está compuesta por una secuencia clástica de colores claros que se presenta recubierta por una secuencia rica en rocas carbonatadas. Los contactos entre las unidades litológicas se encuentran virtualmente siempre destruidos o perturbados por la tectónica alpina. En la unidad más profunda del Complejo Mulhacén de la Sierra de los Filabres, el contacto entre el "basamento" y la "cobertera" se considera como de naturaleza estratigráfica (EGELER, 1963; LINTHOUT, 1965; LINTHOUT & VISSERS, 1979; GOMEZ PUGNAIRE, 1981). Las secuencias del "basamento" se consideran generalmente afectadas por metamorfismo regional y deformación pre-alpinos (NIJHUIS, 1964; PUGA & DIAZ DE FEDERICO, 1976; LINTHOUT & VISSERS, 1979; VISSERS, 1981). KAMPSCHUUR (1975), sin embargo, no encontró evidencia alguna de deformación pre-alpina ni de metamorfismo regional aunque no podía excluir la posible existencia de un metamorfismo débil pre-alpino en comparación con el primer metamorfismo alpino. Los estudios recientes realizados por miembros del equipo de Amsterdam apoyan el punto de vista de KAMPSCHUUR (Dr. C. BIERMANN, comunicación personal). La edad de las secuencias del Complejo Mulhacén es incierta. Las asignaciones de edad están basadas esencialmente en criterios litológicos y en correlaciones con unidades litológicas comparables de otros complejos béticos. A las secuencias del "basamento" se les asigna comúnmente una edad paleozoica y/o más antigua, y los sedimentos de la "cobertera" son atribuidos

generalmente al Pérmico y al Triásico. La parte superior del "basamento" de la unidad más profunda en el noroeste de la Sierra de los Filabres se atribuye al Precámbrico en base a la existencia de acritarcos (GOMEZ PUGNAIRE et al., 1982). Las secuencias del "basamento" de algunas unidades superiores del Complejo Mulhacén contienen cuerpos de metagranitos. Dataciones radiométricas han establecido una isócrona Rb-Sr de aproximadamente 265 millones de años para la intrusión de los granitos de la unidad de Bedar en el sureste de la Sierra de los Filabres (PRIEM et al., 1966). De acuerdo con la reciente escala de tiempo establecida por ODIN & GALE (1982), esto implica una intrusión en las postrimerías del Pérmico inferior. Generalmente se considera que los granitos están relacionados con la orogenia hercínica (EGELER & SIMON, 1969). Hacia el techo de la secuencia del "basamento" de la unidad tectónica más profunda del Complejo Mulhacén en la Sierra de los Filabres, LINTHOUT (1965; véase también LINTHOUT & VISSERS, 1979) ha encontrado una zona descolorida que interpreta como una zona de alteración de edad Paleozoico superior (Fig. 6.2-columna D). La parte basal de la secuencia clástica suprayacente de la "cobertera" contiene intercalaciones de conglomerados (EGELER, 1964; LINTHOUT, 1965; LINTHOUT & VISSERS, 1979; GOMEZ PUGNAIRE, 1981). Algunos de los cantos provienen de rocas graníticas, comparables a las rocas plutónicas pérmicas (Mr. K. LINTHOUT com. pers.) El techo de la "cobertera" clástica contiene localmente yeso, lo cual sugiere una edad Triásico medio a superior para esta parte de la secuencia del Complejo Mulhacén (véase el párrafo correspondiente en el Complejo Alpujarride). La secuencia suprayacente rica en rocas carbonatadas se atribuye generalmente al Triásico medio a superior (NIJHUIS, 1964; EGELER & SIMON, 1969; LINTHOUT & VISSERS, 1979).

En conclusión, durante el Pérmico inferior ha tenido lugar una intrusión de granitos en las secuencias del "basamento" de algunas unidades superiores del Complejo Mulhacén. No se puede excluir la presencia de sedimentos del Pérmico (superior) en la parte inferior

de la secuencia clásica de "cobertera".

## 6.7 CONCLUSIONES

Dentro de la abundante literatura geológica de las Cordilleras Béticas, aparecen frecuentes referencias respecto al amplio desarrollo del Pérmico, "Permo-Trías" o "Permo-Werfeniense". Sin embargo un análisis crítico de la información estratigráfica disponible, indica claramente que tal supuesto necesita ser reconsiderado.

1.— En la Zona Externa (Zonas Prebética y Subbética) la secuencia sedimentaria conocida comienza en el Triásico medio.

2.— En la Zona Interna, el Pérmico se encuentra ciertamente ausente en las partes expuestas del Complejo Almágride. En los Complejos Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride, pueden existir sedimentos pérmicos, si bien falta una confirmación bioestrati-

gráfica.

Se puede concluir que es necesario llevar a cabo una continua búsqueda de restos de microfauna y palinomorfos diagnósticos en orden a establecer la configuración estratigráfica, paleogeográfica y orogénica del dominio bético durante el Pérmico.

## 6.8 AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su gratitud al Dr. C. BIERMANN, al Prof. Dr. C.G. EGELE, Drs. G.H. MAKEL y Drs. Th. B. ROEP por su criticismo constructivo. Asimismo son deudores de los Drs. W.A. BRUGMAN y Drs. H. LEEREVELD por el análisis de algunas asociaciones palinológicas y a Drs. H. KERP por la determinación de los restos vegetales. Agradecen a Mr. F.H. KIEVITS y Mrs. J.M.A. FRIELING por el trabajo hecho con las ilustraciones y la mecanografía.

## REFERENCIAS

Para las referencias no citadas en esta lista, aconsejamos al lector la consulta de la literatura listada en "Triásico y Pérmico en España" (Cuad. Geol. Ibérica, 4, pp. 673-685, 1977).

- AKKERMAN, J.H., MAIER, G., SIMON, O.J.— *On the geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain)*. Geol. Mijnb., 59, 363-347. (1980).
- ALDAYA, F.— *Los mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (zona bética, provincia de Granada)*. Acta Geol. Hisp., 4, 126-130. (1969).
- ALDAYA, F., EWERT, K.— *El Manto de Murtas al sur de Sierra Nevada (Alpujárrides, Cordilleras Béticas)*. Bol. Geol. Min., 90, 124-131. (1979).
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCIA-HERNANDEZ, M., GONZALEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LINARES, D., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., VERA, J.A.— *Los microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Univ. Granada, 83 p. (1979).
- BESEMS, R.E.— *Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula*. Review Palaeobot. Palyn., 32, 257-273. (1981).
- BESEMS, R.E. (1982a).— *Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaén, southern Spain), with additional information on the macro- and microfaunas*. Thesis Univ. Utrecht. To be published in Oesterreichische Akad. Wiss. Schr. Erdwiss. Kommiss. (1982a).

- BESEMS, R.E.— *Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 4. On the Triassic of the External Zone of the Betic Cordilleras in the province of Jaén, southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorphs in a presumed "Keuper" section)*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 85, 1-28. (1982b).
- BESEMS, R.E., SIMON, O.J.— *Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia (Betic Cordilleras, southeastern Spain)*. Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch., 85, 29-52. (1982).
- BOURGOIS, J.— *De l'origine ultra-bétique des Malaguides (Zone internes bétiques, Espagne)*. Geol. Romana, 19, 151-170. (1980).
- DELGADO, F.— *Los Alpujárrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Univ. Granada, 483 p. (1978).
- DELGADO, F.; ESTEVEZ, A.; MARTIN, J.M., MARTIN-ALGARRA, A.— *Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordillera Bética)*. Estudios Geol., 37, 45-57. (1981).
- DURAND DELGA, M.— *Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères bétiques (Espagne)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 266, 190-193. (1968).
- FELDER, Th.E.— *Zur geologischen Entwicklung der Betischen Internzonen der westlichen Serranía de Ronda (Prov. Málaga, Spanien)*. Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule Univ. Zürich, N.F., 222, 1-168. (1978).
- FOUCAULT, A., PAQUET, J.— *Sur l'importance d'une tectogénese hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques (Sud de la Sierra Arana, Prov. Granada, Espagne)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 272, 2756-2758. (1971).
- FOURCADE, E.; CHAUVE, P., CHABRIER, G.— *Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne)*. Ecl. geol. Helv., 75, 415-436. (1982).
- GEEL, T.— *The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic and the zone between these two units in the Vélez Rubio area (southern Spain)*. GUA Papers of Geology, 1, no. 5, 179 p. (1973).
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.— *Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras*

- Béticas, España). *Tecniterrae*, 7, no. 41, 130 p. (1981).
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T.; CHACON, J.; MITROFANOV, F., TIMOFEEV, V.— *First report on pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordilleras, Spain)*. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 176-180. (1982).
- HELMERS, H., VOET, H.W.— *Regional extensión of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain)*. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 70, 239-253. (1967).
- HERMES, J.J.— *The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vélez Rubio — Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain*. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 81, 1-54. (1978).
- I.G.M.E.— *Mapas geológicos de España, 1:50.000. Hojas 16-44 (Alora), 17-43 (Colmenar), 17-44 (Málaga), 18-44 (Vélez-Málaga), 19-44 (Motril), 20-44 (Albuñol), 22-41 (Fiñana), 25-40 (Aguilas), 27-35 (Orihuela)*.
- KOCKEL, F., STOPPEL, D.— *Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el paleozoico de Málaga (Sur de España)*. *Notas y Comuns. Inst. Geol. Min. España*, 68, 133-170. (1962).
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C.W., SIMON, O.J. (en prep.).— *Contribution to the Triassic holothurian faunas of the Betic Cordilleras (Southern Spain)*.
- LAFUSTE, J., PAVILLON, M.J.— *Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique*. *C.R.Ac.Sc. Paris*, 283, pp. 1015-1018. (1976).
- LINTHOUT, K.— *De geologie van het Tahal gebied (prov. Almería, SE Spanje)*. Internal Report. Univ. Amsterdam. (1965).
- LINTHOUT, K., VISSERS, R.L.M.— *On the classification of tectonic units in the Nevado-Filabride Complex of the northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain*. *Geol. Mijnb.*, 58, pp. 49-56. (1979).
- MAKEL, G.H., RONDEEL, H.E.— *Differences in stratigraphy and metamorphism between superimposed Malaguide and Alpujarride units in the España area (Betic Cordilleras, Spain)*. *Estudios geol.*, 35, pp. 109-117. (1979).
- MAKEL, G.H., ROEP, Th.B., Ten KATE, W.G.H.Z. (en prensa).— *Sediment-petrography of Malaguide rocks from the Sierra de España (Betic Cordilleras, Spain): Comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis*.
- MAKEL, G.H.; RONDEEL, H.E., VANDENBERG, J. (en prensa).— *Triassic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (SE Spain)*.
- MAUTHE, F.— *La geología de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental)*. *Bol. Geol. Min.*, 82, pp. 1-36. (1971).
- MICHELAU, P.— *Das Paläozoikum der Betschen Ketten nordwestlich von Malaga*. Thesis Friedrich-Wilhelms, Univ. Berlin, 44 p.
- MILLIARD, Y.— *Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif*. *C.R.Ac.Sc. Paris*, 249, pp. 1051-1052. (1959).
- ODIN, G.S., GALE, N.H.— *Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens*. *C.R.Ac.Sc. Paris*, 294, pp. 453-456. (1982).
- PLATT, J.P.— *Emplacement of a fold-nappe, Betic orogen, southern Spain*. *Geology*, 10, pp. 97-102. (1982).
- PUGA, E., DIAZ DE FEDERICO, A.— *Pre-Alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordillera Spain)*. *Cuad. Geol.*, 7, pp. 161-171. (1976).
- PUGA, E., DIAZ DE FEDERICO, A.— *Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Granada, 1976*. Univ. Granada, pp. 79-111. (1978).
- ROEP, Th.B.— *The Hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE Spain*. *Geol. Mijnb.*, 53, pp. 245-247. (1974).
- SCHMIDT, M.— *Probleme in der Westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung*. *Géol. Médit. occid.*, 4 (3), partie 2, pp. 1-57. (1937).
- SIMON, O.J., KOZUR, H.— *New data on the (Permo-) Triassic of the Betic Zone (southern Spain)*. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 307-322. (1977).
- TORRES-ROLDAN, R.L.— *The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt*. *Am. J. Sci.*, 279, 19-51. (1979).
- VISSERS, R.L.M.— *A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the Alpine metamorphism*. *GUA Papers of Geology*, 1, no. 15, 154 p. (1981).
- WILDI, W.; NOLD, M., UTTINGER, J.— *La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc)*. *Ecl. geol. Hel.* 70, 371-415. (1977).



## **7 EL PERMICO DE BALEARES**

*Antonio Obrador*

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Barcelona. Bellaterra.

## 7 EL PERMICO DE BALEARES

### 7.1 INTRODUCCION

La existencia de areniscas y arcillas rojas atribuidas al Triásico es conocida desde los primeros estudios geológicos de carácter general realizados sobre las Islas Baleares (OBRADOR, 1977), aflorando únicamente en las Islas de Mallorca y Menorca (NOLAN, 1933). La inclusión de la parte basal de esta litofacies dentro del Pérmico superior es muy reciente. Solamente BOURROUILH (1973) asegura la presencia del mismo en la isla de Menorca a partir del hallazgo de esporas y polen. Casi al mismo tiempo CUEVÁS (en COLOM, 1975) atribuye al Pérmico los niveles inferiores de la serie roja que aflora en la Sierra Norte de Mallorca (Estalenchs-Banyalbufar).

Con anterioridad HOLLISTER (1934) había dado a conocer la existencia de un Pérmico inferior marino con Goniátites de los géneros *Agathiceras* y *Paragastrioceras* en la zona central de Menorca. Revisiones posteriores de esta fauna (SCHINDEWOLF, 1958) han permitido incluir estos niveles en el Namuriense, con lo cual los únicos afloramientos actualmente datados como del Pérmico son de carácter continental e incluidos dentro de la serie roja post-hercínica.

Tanto en Menorca como en Mallorca los límites entre el Pérmico y el Buntsandstein no han sido precisados con seguridad aunque BOURROUILH (1973, p. 317 y fig. 58) habla de la posible existencia de una discordancia entre ellos ya que los niveles inferiores del Buntsandstein pueden cortar en bisel los sedimentos atribuidos al Pérmico. La base del mismo es desconocida en Mallorca (por falta de afloramiento) mientras que en la Isla de Menorca reposa en discordancia angular tanto sobre el Devónico como sobre el Carbonífero, ambos intensamente plegados.

### 7.2 ISLA DE MENORCA

En la Isla de Menorca el Permo-Triás aflora en tres grandes regiones (véase fig. 7.1).

a) Zona oriental: aflora de manera continua desde las inmediaciones de Maó (Vergers de Sant Joan) hasta el Cul d'est Port d'Adadaia. Los mejores cortes se encuentran en esta última zona citada, no aflorando claramente ni la base ni el techo.

b) Zona central: Se extiende desde el Puigmal (SE de Mercadal) hasta Fornels-Sant Joan de Carbonell. En esta zona es posible estudiar el paso de la serie roja a los niveles carbonatados del Muschelkalk en varios puntos aunque el contacto está algo tectonizado (Fig. 7.2.A).

c) Zona occidental. Se extiende desde Ses Fontredones (entre Es Migjorn i Ferreries) y Algaiarens con un afloramiento aislado en las inmediaciones de Cala Pregonda-Cala Barril (Fig. 7.2.B).

En las zonas que denomino central y oriental es donde han sido caracterizados los niveles atribuidos al Pérmico superior. En ellas la serie detrítica roja Permo-Triásica se inicia con una brecha poligénica de poca potencia (3-4 m en pta. Teula) que reposa en discordancia sobre el Carbonífero fuertemente rubeado.

En toda la Isla no existe ningún afloramiento que permita la obtención de una serie estratigráfica completa. Una mirada superficial al mapa de afloramientos no da esta impresión (BOURROUILH, 1972). No obstante en los lugares en que el Permo-Triás presenta a nivel cartográfico su techo y yacente existe una fuerte tectonización que origina bruscas variaciones de potencia que imposibilita, debido a la falta de niveles guía, la obtención de una serie completa. Quiero hacer resaltar que

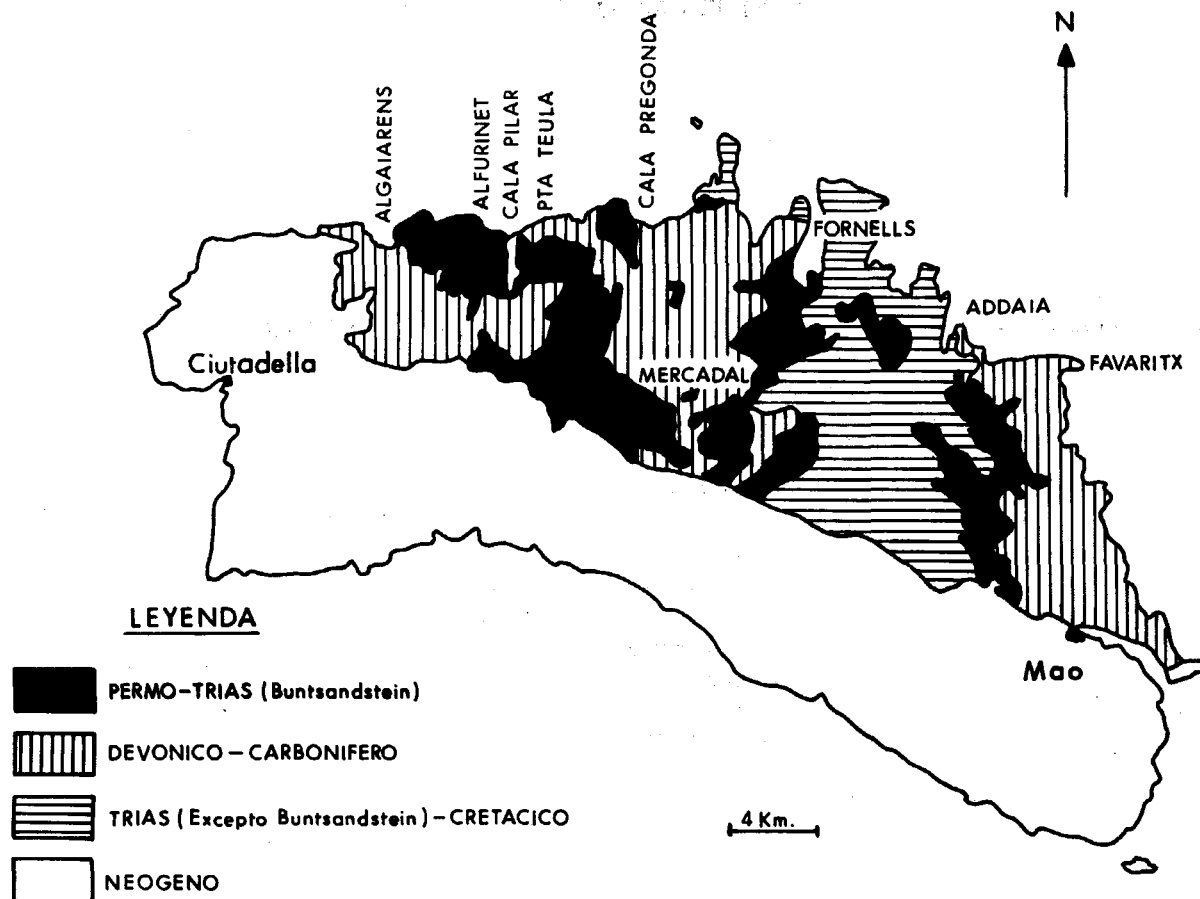


Fig. 7.1.— Distribución de afloramientos del Pérmico y Triásico en la Isla de Menorca

los estudios actualmente en curso permiten pensar en la existencia de una tectónica sin-sedimentaria que puede controlar los cambios de potencia a los que nos referimos. Este hecho se pone claramente de manifiesto en las inmediaciones de la Cala Pilar (zona occidental).

En el sector central la fuerte variación de potencia que experimentan estos niveles a ambos lados (N y S) de Monte Toro es altamente significativa, aunque BOURROUILH (1962, 63), LLOMPART et al., (1979) atribuyen esta reducción únicamente a la tectónica y no a hechos sedimentarios.

A nivel insular podemos decir que las características generales de la serie estratigráfica son dos: la poca abundancia de los niveles conglomeráticos (incluso en su base) y el hecho de estar constituido por una alternancia de capas gruesas o masivas de areniscas inter-

caladas en limos y arcillas de coloraciones fuertemente rojizas.

La serie general deducida a partir de los numerosos afloramientos que presenta la Isla es, según LLOMPART et al. (1979) la siguiente:

- a) Tramo basal con dominancia de las arcillas y limos intercalados entre niveles arenosos-conglomeráticos (150-200 metros).
- b) Tramo intermedio arenoso de aspecto masivo (200-250 metros).
- c) Tramo superior predominantemente arcilloso con intercalaciones arenosas (100-150 metros).

La potencia máxima medida es de unos 650 m en el corte de Cala Pilar-Algaiarens, aunque es posible que exista algún tramo repetido.

Desde el punto de vista sedimentológico son muy esporádicos los datos existentes y en

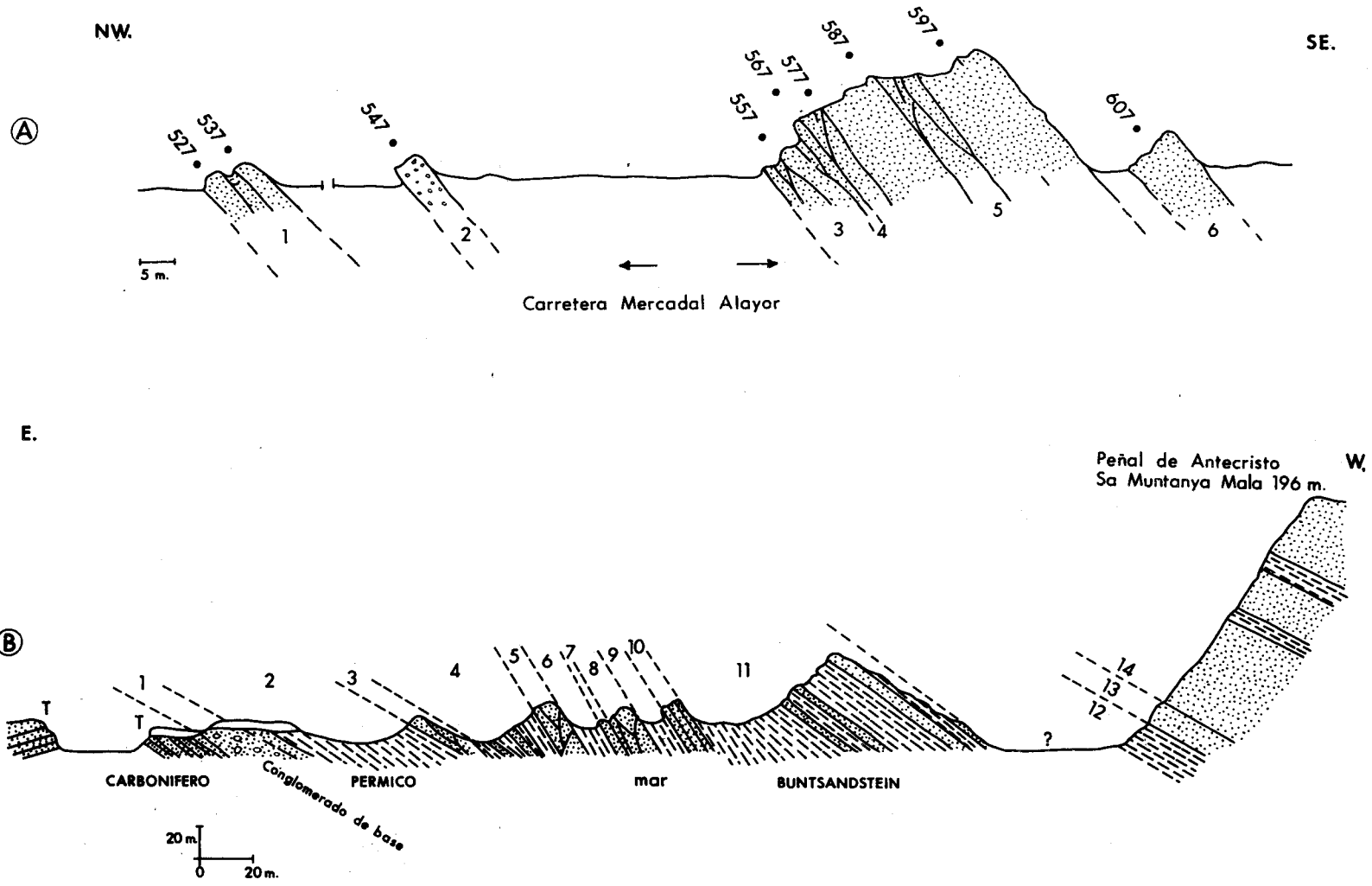


Fig. 7.2.— A: Corte de la carretera de Maó-Ciudadella a la altura del km 19,6 en cuyos niveles se han encontrado polen y esporas del Pérmico Superior (BOURROUILH, 1973). B: Corte del Permo-Trías de la Punta Teula-Algaiarens (BOURROUILH, 1973).

todo caso poseen un carácter muy general. En este sentido podemos decir que los materiales rojos del Permo-Triás han sido interpretados como sedimentos fluviales de carácter más bien discontinuo con fases de formaciones pedológicas (FREEMAN & OBRADOR, 1979) más o menos intensas. Los niveles inferiores poseen características de ríos meandriformes que evolucionan hacia la parte media a un régimen entrecruzado (niveles del Km 16,9 de la carretera general de Maó a Ciutadella). Esporádicamente pueden existir niveles lacustres retrabajados (OBRADOR)

En la región occidental de la Isla la serie roja que estamos comentando está atravesada por una intrusión de basalto dolerítico estudiado por BOURROUILH (1973, p. 327) que corresponde a una fase de volcanismo de edad no del todo precisa. Otro afloramiento intrusivo es citado por OBRADOR (1979) en la zona de Alfurinet (Macar de Pla de Mar).

Por último cabe citar la existencia de niveles cupríferos que no parecen estar limitados a un sólo nivel pero que en general se

localizan en los tramos inferiores a medio de la serie Permo-Triásica.

### 7.3 ISLA DE MALLORCA

El Triás inferior (“areniscas abigarradas”) aflora con una potencia de unos 250 m desconociéndose su base.

Aflora, de manera exclusiva, en la Sierra Norte de Mallorca siendo los afloramientos mejor conocidos los de Estallenchs y de Banyalbufar (Figs. 7.3 y 7.4).

Los recientes estudios de CUEVAS (iné-dito, en COLOM, 1975) permiten distinguir dos series litológicas diferentes. Una, la más inferior, a base de areniscas y arcillas sería equivalente al Rothliegendes alemán. Sobre ella vienen lechós de arcillas y areniscas rojas con niveles de cobre, carbón y restos de plantas: es el tramo cuprífero de CUEVAS (Kupferschiefer) equivalente al Zechstein alemán. A continuación vienen cuarcitas y areniscas rojas pertenecientes al Buntsandstein.

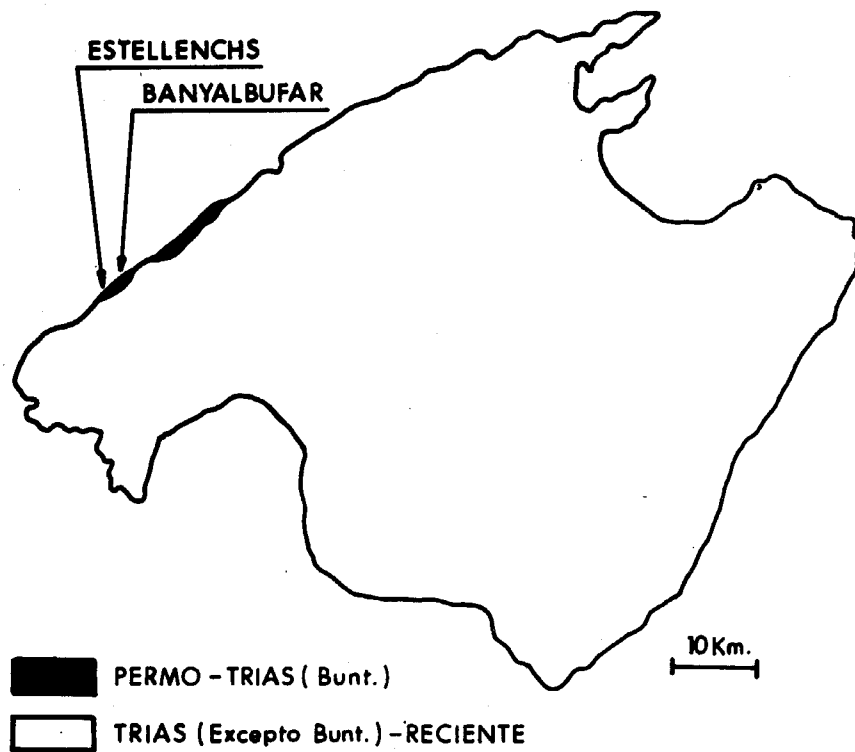


Fig. 7.3.— Mapa de situación de los afloramientos Permo-Triásicos de Mallorca.

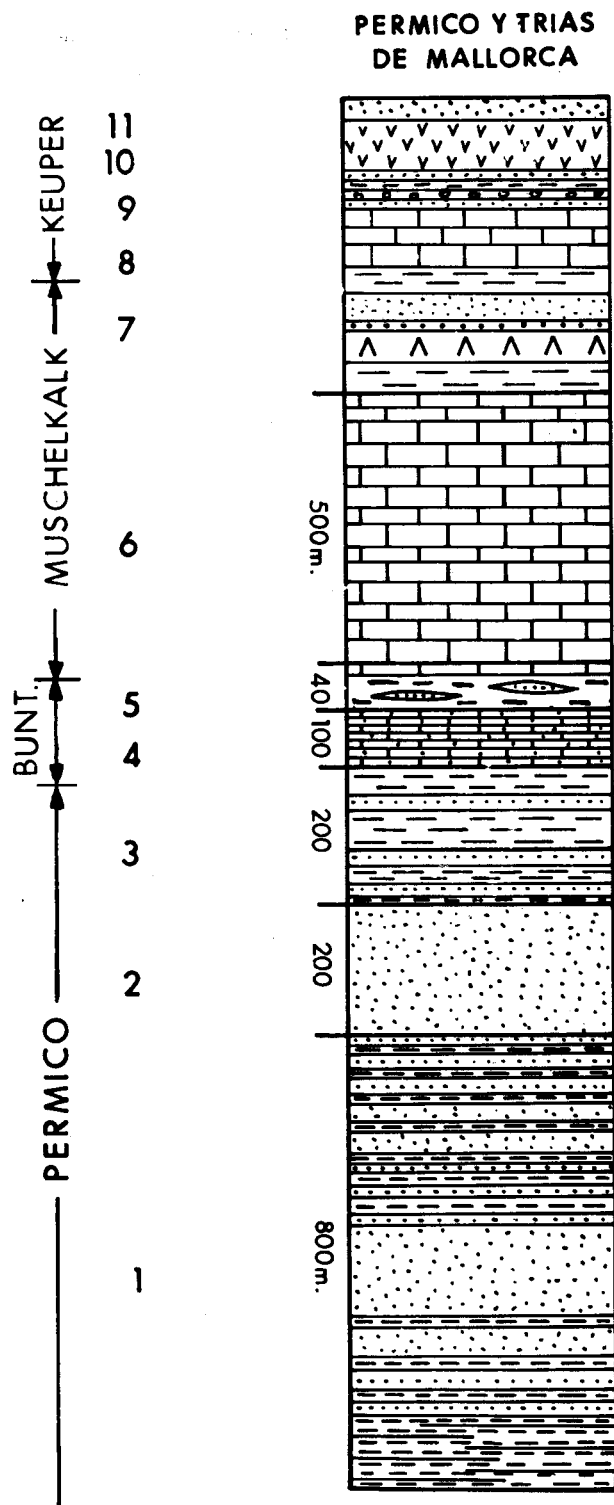


Fig. 7.4.— Detalle del Permo-Trías de la zona de Estalenchs-Banyalbufar según CUEVAS (inédito, en Colom 1975). 1: areniscas y arcillas de color rojo o chocolate. 2: Niveles de cobre. 3: Areniscas y arcillas rojas. 4: Cuarcitas, arcillas rojas. 5: Arcillas y areniscas rojas. 6: Calizas y dolomías. 7: Areniscas, arcillas rojas y yesos. 8: Calizas y dolomías. 9: Areniscas, arcillas y pudingas de color rojo. 10: Margas. 11: Areniscas blancas.

## BIBLIOGRAFIA

- BOURROUILH, R.— *Note préliminaire sur la tectonique de l'île de Minorque (Baléares, Espagne)*. C.R. Soc. Géol. Fr. (8), pp. 325-326. (1962).
- BOURROUILH, R.— *Nota preliminar sobre la tectónica de la Isla de Menorca (Baleares, España)*. Notas y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 71, pp. 261-164. (1963).
- BOURROUILH, R.— *Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas núm. 49-56, Menorca*. Inst. Geol. y Min. de España. pp. 3-33. (1972).
- BOURROUILH, R.— *Stratigraphie, sedimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baleares)*. 2 vols. 822 págs. (1973).
- COLOM, G.— *Geología de Mallorca*. 2 tomos. 522 págs., 209 figs. Diputación Provincial de Baleares. Palma de Mallorca (véase T. I, pp. 40-46). (1975).
- FREEMAN, T. & OBRADOR, A.— *Paleosoils and coal in the distal part of Spanish Buntsandstein (Menorca and Mallorca, Balearic Island)*. Bol. Soc. Hist. Nat. Bal., T. 23, pp. 47-50. Palma de Mallorca. (1979).
- HOLLISTER, J.S.— *Die Stellung de Balearum un variscischen und alpinen Orogen*. Abh. Gess. Gottingen III Folge (10), pp. 122-154. Traduc. en Public. Extranjeras sobre Geología de España, T.I. pp. 71-102. (1942).
- LLOMPART, C.; OBRADOR, A. y ROSELL, J.— *Geología*. Enciclopedia de Menorca. Obra Cultural Balear, T. I. pp. 1-84. Maó (véase pág. 36).
- NOLAN, E.— *Comparación entre el Pérmico y el Triás de los Alpes Marítimos y el del Archipiélago balear*. Rev. Men. T. XXVIII, 5ª época. pp. 119-121. (1933).
- OBRADOR, A.— *Introducción geológica a la Historia de Menorca*. En Geografía e Historia de Menorca coordinada por Mascaró Pasarius. T. I, pp. 1-76, Ciadadela. (1979).
- OBRADOR, A.— *Bibliografía del Permo-Triás de las Islas Baleares*. En Triásico y Pérmico de España. Cuadernos de Geología Ibérica, núm. 4, pp. 669-672. Madrid. (1977).
- SCHINDEWOLF.— *Über eine Namur-Fauna von Menorca*. N. Jb. fur Geol. und Palaontol. Mg. núm. 1, pp. 1-8. Stuttgart. (1958).

## **8 EL VULCANISMO PERMOCARBONIFERO DE LA PENINSULA IBERICA**

*Marina Navidad*

Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.



## 8 EL VULCANISMO PERMOCARBONIFERO DE LA PENINSULA IBERICA

### 8.1 INTRODUCCION

El ciclo orogénico Hercínico se cierra dentro de la Península Ibérica, con una etapa de actividad magmática que se desarrolla fundamentalmente desde finales del Carbonífero hasta el Pérmico superior. La etapa de fracturación tardihercínica culmina con la configuración de amplias cuencas subsidentes que condicionan toda la sedimentación Pérmica; éstas a su vez, aparecen limitadas entre sí por importantes desgarres que actúan como vías preferentes de salida de los materiales lávicos, siendo en dichas cuencas, donde se mezclan los sedimentos pérmicos con los volcánicos.

Dentro de la Península Ibérica, el comienzo de la actividad volcánica relativa a este período se sitúa en el Carbonífero (post-Westfaliense); buena prueba de ello, son los afloramientos de vulcanitas de carácter fundamentalmente básico-intermedio que aparecen jalonados a lo largo de la Cadena Ibérica, Cantábrica o inmediaciones de Sevilla. Durante el Pérmico inferior (Autuniense) las manifestaciones son en líneas generales esencialmente ácidas; se acompañan de abundante material explosivo y se localizan en cuencas subsidentes junto a los sedimentos pérmicos. La actividad volcánica decrece en la Península (Cadenas: Cantábrica, Ibérica y Depresión del Viar (Sevilla) al final de este período y, durante el Pérmico medio y salvo las intrusiones subvolcánicas de carácter alcalino del macizo de Feria-Sierra Vieja (Sierra Morena Occidental) no se conocen en la actualidad manifestaciones volcánicas de mayor interés.

La falta de datos relativos a la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas que se localizan en las diferentes cuencas permocarboníferas de la Península Ibérica, impide en la actualidad realizar una síntesis válida en cuan-

to al significado geotectónico global de esta etapa magmática.

Sin embargo, son numerosos los trabajos que en la actualidad abordan esta problemática y esperamos que en el transcurso de esta década queden resueltos los numerosos objetivos que hoy se plantean.

### 8.2 LA CADENA IBERICA

#### 8.2.1 LA RAMA CASTELLANA Y SU ZONA DE INTERFERENCIA CON EL SISTEMA CENTRAL

Comprende el sector meridional de la Cordillera Iberica y abarca desde el extremo más occidental que limita con el Sistema Central (Sierra de Ayllón-Pálmaces de Jadraque) hasta el sector levantino (sector de Teruel-Castellón) (Fig. 8.1).

Son numerosos los afloramientos de rocas volcánicas que se sitúan a lo largo de esta zona si bien, los focos más importantes en los que se alcanza el mayor desarrollo se localizan en sus extremos (Albarracín al E y Atienza al O) correspondiendo a zonas de gran complejidad tectónica. En líneas generales puede decirse que las emisiones de carácter más básico (basaltos, andesitas) se sitúan en la proximidad a las zonas de fractura, en áreas en las que la actividad volcánica comienza antes que la sedimentación Pérmica. El resto de los afloramientos volcánicos se distribuyen a lo largo de esta rama localizándose en áreas subsidentes donde se mezclan materiales de carácter fundamentalmente ácido y explosivo (riodacítico, riolítico) con sedimentos del Pérmico inferior (zonas de El Bosque y Aragoncillo).

Son muchos los autores que señalan la

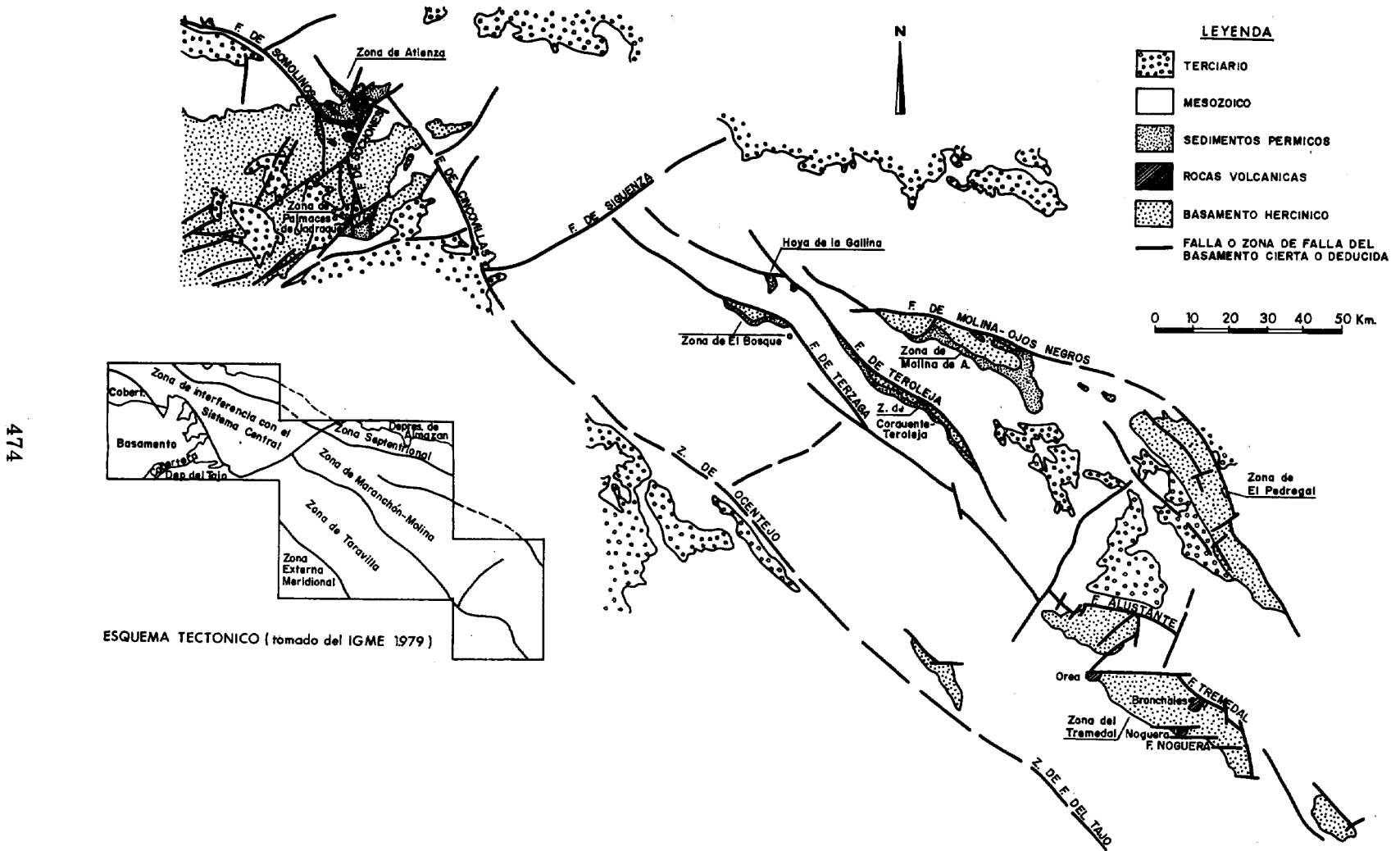


Fig. 8.1.— Esquema regional y geotectónico de los afloramientos permicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

presencia de niveles volcánicos en diferentes puntos de la Cordillera Ibérica (VERNEUIL, 1853; PALACIOS, 1897; CASTELL, 1880; SCHROEDER, 1930; KINDELAN y RANZ, 1918; RIBA, 1959-1966; SACHER, 1966; MONROSE, 1968; HERRANZ, 1968; SHAFER, 1969; CANEROT, 1969; MELENDEZ, 1971; MARIN, 1972; DESPARMENT et al., 1972; RAMOS, 1976, 1977; RAMOS et al., 1976; SOPEÑA et al., 1974; entre otros).

Sin embargo, es en la última década cuando surgen estudios petrológicos, geoquímicos y paleomagnéticos más detallados encaminados a un conocimiento más amplio del volcanismo de este sector de la Cadena, VANDERVOO, 1969; MARFIL y PEREZ GONZALEZ, 1973; GABALDON y PEÑA, 1973; PEÑA y MARFIL, 1975; PEÑA et al., 1979; PERNI, 1980; ANCOCHEA et al., 1980; HERNANDO et al., 1980; HERNAN et al., 1981; SENTCHORDI, 1981 y NAVIDAD, M., 1982.

a) **El vulcanismo Permo-Carbonífero:** La distribución espacial de facies en las rocas volcánicas de esta rama sugieren para este período de tránsito Stephaniense terminal y comienzos del Pérmico, dos focos importantes de emisión situados en ambos extremos del sector meridional de la Cadena Ibérica. Ambos se encuentran situados en zonas de gran complejidad tectónica (Fig. 8.1).

El primero de ellos se localiza en el área de Atienza y corresponde a la zona de interferencia con el Sistema Central; comprende materiales andesítico-dacíticos (Pl + Cpx + Anf. ± Bt o Pl + Anf + Bt ± Gr ± Q) y fragmentarios que se disponen preferentemente en coladas de importante espesor, si bien no se excluye la presencia de conductos de emisión de tipo domático; esta actividad efusiva se acompaña de intrusiones subvolcánicas (sills o pequeños domos) entre los materiales paleozoicos (Cardeñosa, Prádena de Atienza). La actividad efusiva en esta zona prosigue a lo largo del Pérmico Inferior (Autuniense, HERNANDO, 1980).

El segundo foco efusivo se localiza en el sector de Albarracín, comprende materiales algo más ácidos: daciandesitas (Pl + Fk + Cpx + Anf + Bt ± Q), dacitas (Pl ± Fk + Anf + Bt + Q ± Cpx) y riolitas (Q + Pl ± Bt), mezcladas

con abundante material fragmentario y piroclástico que se disponen en pitones ("Nogueira" o en coladas (Orea, Bronchales). La actividad volcánica queda en este sector restringida a este período de transición, sin embargo, es muy posible que se extienda a lo largo del Pérmico inferior como sucede en el resto de los afloramientos de esta zona.

Al norte de este sector y en relación con un importante desgarre (Fractura de Molina-Ojos Negros) afloran los términos más básicos de toda esta secuencia volcánica: son los basaltos plagioclásicos (Pl + Cpx ± Olv), y las traquiandesitas (Pl + Cpx), de la zona de Ojos Negros. Constituyen coladas de escasa potencia que afloran con carácter muy restringido sobre materiales paleozoicos y que a su vez, se encuentran fosilizados por sedimentos rojos en facies saxonienses por lo que se supone que dicha actividad tuvo lugar a finales del Carbonífero y en relación con la etapa de desgarres. Datos procedentes de sondeos (SENTCHORDI, 1981), ponen de relieve en este mismo sector (zona de El Pobo), brechas piroclásticas y tobas de composición andesítica-traquiandesítica y basáltica (basaltos piroxénicos), dentro de los depósitos Autunienses.

Dentro del Sector Central de esta rama se encuentra situado el afloramiento de El Bosque. Comprende materiales de tipo ácido: daciandesitas (Pl + Fk + Anf + Bt) y riolitas (Fk + Q + Bt) que conforman coladas junto a abundante material piroclástico y fragmentario; asociados aparecen diques de pórfidos dacíticos (Pl + Fk + Anf + Bt ± Q) de carácter subvolcánico. Todas estas emisiones, se disponen discordantes sobre un substrato paleozoico estando fosilizadas por sedimentos saxonienses, disposición que los sitúa en un período presaxoniense. Posiblemente se puedan atribuir al Pérmico inferior dado el carácter ácido de estos materiales y su estrecha analogía con los materiales intra-autunienses del sector de Molina (RAMOS, et al., 1976).

Desde el punto de vista geoquímico existe una evolución en toda esta serie magmática que va desde los términos iniciales basálticos hasta los finales riolíticos con todos los términos intermedios traquiandesíticos, andesíticos y dacíticos (NAVIDAD, M., 1982).

Existen en líneas generales un enriqueci-

miento en  $\text{SiO}_2$  y álcalis desde los términos menos diferenciados basálticos a los de mayor grado de diferenciación riolíticos que se acompaña de una disminución de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$   $\text{CaO}$ . Ahora bien, existe una heterogénea pero fuerte obliteración de los caracteres iniciales de esta serie originada por procesos de tipo deutérico, que originan una silicificación y dolomitización generalizada acompañadas de movilización de álcalis. Ello impide precisar en función de los elementos mayores el tipo de evolución de esta serie y su grado de alcalinidad.

No obstante se observa un fuerte enriquecimiento en potasio a lo largo de toda la serie, y una clara correlación de este elemento frente al Rb que parecen indicar una tendencia de tipo shoshonítico en toda la secuencia volcánica.

En cuanto a los elementos menores, las relaciones encontradas para el  $\text{Nb}/\text{Y} = 0,67$  (próxima a 1) y para  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 - \text{Ce}$  ( $0,02 < \text{Zr}/\text{TiO}_2 < 0,8$  //  $\text{Ce} < 75$  ppm), caracterizan a esta serie como calcoalcalina. Respecto a su emplazamiento tectónico la correlación positiva encontrada para  $\text{SiO}_2 - \text{Nb}$  y los contenidos de Y, Nb, Rb, Zr (NAVIDAD, M., 1982), sugieren la existencia de magmas de tendencia calcoalcalina emplazados post-orogénicamente.

**b) El vulcanismo sincrónico con el Pérmico inferior.**— Durante el Autuniense se individualizan y perfilan las diferentes cuencas sedimentarias cuya tectónica de gravedad condiciona toda la sedimentación de este período.

Sincrónico con la sedimentación, tiene lugar un magmatismo efusivo de tipo ácido que culmina al final de este período. Son materiales lávicos de carácter riodacítico, riolítico que se acompañan de abundante material piroclástico. La ausencia de superficies horizontales, sus texturas fluidales, su carácter restringido y localizado y la presencia de lapillis acrecionales hacen pensar en coladas de tipo subacuático.

El mejor ejemplo de este episodio lávico se encuentra representado en la Sierra del Aragoncillo (zona de Molina de Aragón, Fig. 8.1), los materiales riolíticos ( $\text{Fk} + \text{Q} + \text{Bt} \pm \text{Anf}$ ), conforman en este sector una potente colada

con mezcla abundante de piroclastos y rocas volcanoclásticas (tobas cineríticas); en el techo aparece una barra de dolomías y sobre ella otro pequeño nivel de riolitas de escasa importancia.

Geoquímicamente se caracterizan por su elevado contenido en  $\text{SiO}_2$  y por un fuerte predominio de  $\text{K}_2\text{O}$  sobre  $\text{Na}_2\text{O}$  que indica un leixiviado selectivo facilitado por la porosidad de la roca sincrónica, con la deposición de los materiales.

Al Oeste de este sector, en la zona de interferencia con el Sistema Central (Sector de Pálmaces) aparecen manifestaciones del mismo tipo aunque de menor importancia. Se trata de materiales fundamentalmente de proyección aérea: cineritas y piroclastos que aparecen íntimamente asociados a los sedimentos rojos del Autuniense (SOPEÑA et al., 1974). Sus caracteres texturales (fluidalidad, lapillis acrecionales, aglomerados vítreos, etc.) y composicionales (tipos ácidos) permiten interpretarlos como los subproductos finales de un importante episodio volcánico, depositados en cuencas subsidentes activas juntos a sedimentos de tipo pelítico grauváquico.

**c) El final del ciclo volcánico.**— Dentro del sector central de esta rama (proximidades a Molina de Aragón) afloran materiales de tipo explosivo (cineritas y tobas) asociados a sedimentos rojos y grises de edad dudosa (RAMOS, 1980; DE LA PEÑA y MARFIL, 1975). Se sitúan hacia la base de la formación Montessoro (SACHER, 1966) y por encima de un conglomerado que contiene cantos de naturaleza riodacítica ( $\text{Q} + \text{Pl} + \text{Fk} + \text{Anf} \pm \text{Bt}$ ). La edad de estos materiales no se encuentra definida con exactitud, ya que la base no es visible. SACHER (1966), la atribuye al Pérmico inferior (Rotliegendes); de ser cierta esta hipótesis y considerando la discordancia existente entre Autuniense-Saxoniense (RAMOS, 1979) y la ausencia de niveles volcánicos en el Pérmico superior de toda esta rama es posible que estos materiales representen el final del ciclo volcánico Autuniense.

## 8.2.2 LA RAMA ARAGONESA

Situada al NE de la anterior se extiende desde la zona de Castellón-Valencia hasta la depresión de Teruel-Alfambra.

Actualmente, son escasos los afloramientos volcánicos que se conocen dentro de esta rama lo que hace pensar que la actividad volcánica decrece en importancia e intensidad en este sector.

Los escasos datos bibliográficos que citan de manera más o menos detallada algunos de estos afloramientos volcánicos, señalan manifestaciones subvolcánicas de carácter básico y ácido anteriores a la sedimentación pérmica y efusivas de carácter ácido, sincrónicas con los depósitos autunienses.

a) **Manifestaciones subvolcánicas Permo-carboníferas.**— Afloran con carácter restringido dentro de los materiales paleozoicos que constituyen el núcleo del anticlinal de Montalbán. Referencias a esta zona se encuentran en RIBA et al. (1966); CANEROT (1969) y MARRIN (1972). Sin embargo, las descripciones más precisas aparecen en las Hojas Geológicas 1:50.000 de Oliete y Segura de los Baños (ALMELA et al., 1977 y MARTIN FERNÁNDEZ, 1970).

Se trata de materiales cuarzo-diabásicos formados por Pl. Anf. Bt. Sp. y Gr. que aparecen como diques intrusivos entre los materiales paleozoicos (Devono-Carbonífero).

Los tipos más ácidos conforman sills de composición riolítica que aparecen interstratificados y concordantes entre los materiales del Ordovícico-Devónico y Carbonífero. Son de textura porfídica y se componen de Q, Pl y máficos.

b) **Vulcanismo Autuniense.**— Se localiza dentro de la provincia de Soria en los alrededores de Reznos. Las primeras referencias a esta zona se deben a MONROSE (1968) y DESPARMENT et al. (1972) que citan dentro de la "Serie de Sauquillo" niveles de tufitas así como, también un filón de andesitas del que no precisan la edad. Posteriormente CERRAJERO y DE LA CRUZ CANTERO (1981) señalan en el área de Reznos la existencia de un Pérmico subvolcánico con materiales sedimentarios y riolíticos entremezclados. En el nivel superior aparecen tobas riolíticas (Q, Fk sanidina y fragmentos de rocas cineríticas). El conjunto alcanza 250 m de potencia y se dispone discordantemente sobre pizarras paleozoicas, siendo recubierto por el Bundsandstein. PEÑA et al. (1977) datan me-

dante datos palinológicos este vulcanismo y lo sitúan sincrónico con la sedimentación Autuniense.

Otro afloramiento de posible edad Autuniense es el de Codos (inmediaciones a Calatayud); está formado por una serie muy potente de rocas con aspecto volcanoclástico (areniscas y conglomerados) discordante sobre el Paleozoico y recubierta por Terciario y posible Buntsandstein. Dentro de esta serie aparecen pequeños niveles de riolitas y piroclastos.

## 8.3 BORDE MERIDIONAL DE LA MESETA

### 8.3.1 LA CUENCA DEL VIAR (SEVILLA)

Se encuentra constituida por sedimentos pérmicos de edad Autuniense (BROUTIN, 1974) que se apoyan discordantemente sobre materiales de edad carbonífera (Stephaniense) o granitos post-orogénicos (GARCIA MONZON et al., 1974; MARTIN ESCORZA, 1975).

Forman un sinclinal de dirección NO-SE en el que se pueden diferenciar dos tramos (ACHA, et al., 1979). Dentro del tramo inferior aparece al norte de Castilblanco, un sill de diabasas que presenta textura porfídica y está formada por Pl (sausurita) + Augita + Oliv. (Serpentina); contiene abundantes vacuolas rellenas de clorita y carbonatos (GARCIA FIGUEROA, 1959). En algunas zonas aparece como un pórfido vítreo mientras que en otras pierde su carácter porfídico.

Rocas básicas análogas a éstas aparecen igualmente interstratificadas entre los materiales detríticos (conglomerados poligénicos y arenas grises) de los tramos medio y superior.

### 8.3.2 SIERRA MORENA OCCIDENTAL

Dentro de este sector y en las proximidades a Zafra (Badajoz) aflora el macizo alcalino de Feria-Sierra Vieja que constituye en la actualidad, un representante anorogénico del magmatismo distensivo de final del ciclo Hercínico (DUPONT et al., 1981).

El macizo alcalino de Feria-Sierra Vieja datado como Pérmico medio por DUPONT et

al. (1980), comprende dos pequeñas intrusiones subcirculares dentro de los materiales cámbricos (inferior) que forman el flanco septentrional del anclinorio de Burguillos del Cerro.

La primera de ellas "Macizo de Feria" constituye un complejo alcalino que engloba sienitas anfibólicas (Hastingsita-barroisita), albititas (cuarzo y albita) y un conjunto de diques de naturaleza microsienítica (con cuarzo, oligoclasa, andesina y anfíbol) y microdiorítica (con andesina, clinopiroxeno y esfena). Su composición química la caracteriza como sienitas metalumínicas bastante evolucionadas y más o menos ricas en CO<sub>2</sub>, representando las albititas diferenciados tardimagmáticos de carácter deutérico.

El macizo de Sierra Vieja está formado por un granito "hipersolvus" con adversonita-aegirina (con cuarzo, feldespato alcalino y albita). Su composición química lo caracteriza como un tipo hiperalkalino.

#### 8.4 CADENA CANTABRICA

El vulcanismo Permo-carbonífero de la región Cantábrica es tal vez, dentro de la Península Ibérica, uno de los mejores representados. Los afloramientos de rocas volcánicas aparecen repartidos desde la parte occidental (Cuenca Carbonífera Asturiana) hasta el sector más oriental (Zona de Cantabria-País Vasco), si bien en este último sector las manifestaciones volcánicas disminuyen su importancia durante la etapa Permo-Carbonífera alcanzando por el contrario el máximo desarrollo a lo largo del Trías superior (Keuper).

La actividad ígnea en este sector se caracteriza en líneas generales por un importante desarrollo del vulcanismo básico y, una actividad explosiva de carácter ácido subordinada con manifestaciones intrusivas de carácter básico-intermedio.

Existe en la actualidad una importante problemática acerca de la edad tanto de las manifestaciones ígneas como de los sedimentos a los que se asocian. Son muchos los autores que lo atribuyen al Pérmico (ADARO, 1913; KARREBERG, 1934; MELENDEZ, 1951; GERVILLA et al., 1972-73; PRADO,

1972; CARRERAS et al., 1978) muchos de ellos basados en datos palinológicos (PATAC, 1920-56; ALMELA & RIOS, 1962; WAGNER, 1952). Sin embargo, otros piensan en una edad post-Stephaniense (SAMPELAYO, 1948; JULLIEN, J., 1974) e incluso Triásica (SCHULL, 1900; ADARO & JUNQUERA, 1916).

Dentro de la Cadena Cantábrica, existen diferencias litológicas importantes en las series Permotriásicas que afloran a un lado y otro del umbral paleozoico central (VIRGILI et al., 1976) asimismo, la evolución del vulcanismo básico durante esta etapa es también diferente en ambos sectores (basaltos plagioclásicos masivos dentro de la cuenca Asturiana para la etapa Permo-Estefaniense y abundantes "Ofitas" en el Keuper de la región de Cantabria-País Vasco) estos caracteres evidencian por sí solos un comportamiento geotectónico diferente de ambas cuencas para la etapa Permo-Triásica.

##### 8.4.1 CUENCA ASTURIANA

Dentro de este sector la actividad magmática se manifiesta como: A) un vulcanismo basáltico de tipo efusivo; B) Diques, intrusivos de composición básica-intermedia.

A) El primero de ellos parece ampliamente representado en toda la cuenca carbonífera extendiéndose hacia el E desde las inmediaciones de Oviedo hasta la región comprendida entre Villaviciosa y Colunga.

Constituye afloramientos masivos de rocas basálticas que se disponen en general como coladas o menos abundantemente como pitones de tipo domático en el tramo intermedio de la serie que atribuye al Pérmico PATAC, 1920; GERVILLA et al., 1972-73; PRADO, 1972, y al Stephaniense JULLIEN, 1974. Composicionalmente son basaltos plagioclásicos de tipo porfídico con olivino y augita. Constituyen un tipo intermedio entre los basaltos toleíticos y los alcalinos y con tendencias andesíticas. Por sus características pueden interpretarse como coladas en general de tipo subaéreo aunque también existen formas subacuáticas (PRADO, 1972; GERVILLA et al., 1973). Presentan fenómenos de diferenciación gravitatoria y de autometasomatismo albitico.

		CADENA IBERICA		CADENA CANTABRICA		SEVILLA	SIERRA MORENA OCC.
		RAMA CASTELLANA	RAMA ARAGONESA	CUENCA ASTURIANA	REGION DE CANTABRIA	CUENCA DEL VIAR	BADAJOS
PERMICO	SAXONIENSE	Cineritas y tobas de composición ácida.		Materiales de tipo explosivo: tobas, lapillis, cineritas.			Complejo alcalino de Feria-Sierra Vieja (Sienitas meta-alumínicas y granitos hiper-alcalinos).
	AUTUNIENSE	Materiales ácidos de tipo explosivo: riudacitas y riolitas.	Tobas riolíticas, cineritas y brechas fragmentarias.	Basaltos plagioclásicos de tendencia andesítica ?		Rocas de composición basáltica.	
STEPHANIENSE	?	Vulcanismo básico intermedio (basaltos plagioclásicos, andesitas y dacandesitas) con abundante material explosivo ácido.	Diques intrusivos de composición andesítica cuarzo-diabásica sills riolítico.	Sills cuarzodioríticos.		Sills de diabasas.	
	?	Diques intrusivos de pórfidos dacíticos.			Rocas volcánicas básicas. Diques de composición intermedia. Sills cuarzoporfídicos.		

Fig. 8.2.— Cuadro de síntesis del vulcanismo Permo-Carbonífero de la Península Ibérica.

Sobre estos niveles y por encima de un tramo con calizas, aparecen materiales piroclásticos formados por tobas, lapillis y cineritas mezclados con abundantes sedimentos detríticos.

B) Al SO de Villaviciosa en los alrededores de Infiesto afloran como diques intrusivos en los materiales paleozoicos, materiales de carácter básico-intermedio. SUAREZ, O. y MARCOS, A. (1967) clasifican como Kersantitas cuarcíferas las apófisis que aparecen en la carretera de Santander a Oviedo (Km 166-167) y al NO de Lozana, destacando el sill cuarzo-diorítico de Marea-Sebares. PRADO (1972) sin embargo niega la existencia de materiales kersantíticos ya que basándose en sus caracteres petrográficos, los engloba dentro de los basaltos plagioclásicos regionales.

#### 8.4.2 REGION DE CANTABRIA

Dentro de esta región son escasos los afloramientos de rocas volcánicas que pueden atribuirse al Pérmico y por el contrario es generalizada la presencia de "Ofitas" en el Keuper.

Dentro del Sinclinorio que forma el Entrante de Cabuérniga (CARRERAS et al., 1978) afloran, por debajo de una serie detrítico-terrigena atribuida al Pérmico, rocas volcánicas que se disponen interestratificadas entre pudingas y areniscas reposando todo el conjunto sobre materiales westfalienses.

Hacia el Este, dentro de la Región del Pisuerga (Muda) aparecen intrusiones de rocas ígneas de composición intermedia (entre diorita y granito) entre materiales de edad Stephaniense. Son frecuentes asimismo los diques o sills de naturaleza cuarzo-porfídica.

#### 8.5 RESUMEN FINAL

En el Cuadro adjunto (Fig. 8.2) se exponen de forma abreviada las características del magmatismo peninsular para la etapa Permo-Carbonífera.

En líneas generales es evidente que a finales del Carbonífero y en relación con la etapa de fracturación tardihercínica tuvo lugar un magmatismo de carácter fundamentalmente básico que se manifiesta, con mayor intensidad, dentro de la Cadena Ibérica y a lo largo de la Cuenca Asturiana (Cadena Cantábrica).

Durante el Pérmico inferior (Autuniense) tiene lugar un magmatismo fundamentalmente ácido y de carácter explosivo: sus productos se depositan en cuencas subsidentes junto a los sedimentos pérmicos.

Este ciclo parece cerrarse en toda la Península al final del Pérmico inferior, si bien, parece existir cierta heterosincronicidad en la culminación de esta etapa dependiendo de las diferentes paleocuenas peninsulares.

En función de los caracteres composicionales de los distintos términos que aparecen en toda esta secuencia volcánica, puede decirse que, en líneas generales, el magmatismo de la etapa Permo-Carbonífera corresponde a un tipo calcoalcalino con un cierto enriquecimiento en potasio, dependiendo de los sectores (cadena Ibérica, Rama Castellana). Este magmatismo es característico de zonas continentales y genéticamente va ligado a etapas de stress tensional.

Durante el Saxoniense parece cesar la actividad volcánica y a excepción de las intrusiones alcalinas de carácter anorogénico de la zona de Badajoz, no se conocen otras manifestaciones en los sectores aquí tratados.

#### BIBLIOGRAFIA

- ACHARA ARACAMA, A. & SUAREZ MAHON.— *Consideraciones uraníferas de la Depresión del Viar (Sevilla)*. Bol. Junta Energía Nuclear. (1979).
- ADARO, L. de.— *Emplazamiento de sondeos para investigar la probable prolongación de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos*. Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T.º 34. (XIV, 2ª serie). (1913).
- ADARO, L. de & JUNQUERA, G.— *Cuadernos de Hierro de Asturias*. T. II. Mem. Inst. Geol. y Min. de España. (1916).
- ALMELA, A. & RIOS, J.M.— *Investigación del hullero bajo de los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Empresa Nacional Adaro. (1962).
- ALMELA, A.; QUINTERO, T.; GOMEZ NOGUEROLES, E.; MANSILLA IZQUIERDO, H.— *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 493 (OLIETE)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1977).
- ANCOCHEA, E.; PERNI, A. & HERNAN, F.— *Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (Prov. de Guadalajara, España)*. Est. Geológicos, Vol. 36, pp. 327-337. (1980).
- BROUTIN, J.— *Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal (Nord de la province de Seville, Espagne du Sud)*. C.R. Acad. Sci. Paris. D. 278, pp. 1709-1710. (1974).
- CANEROT, J.— *Observations géologiques dans la région de Montaban, Anaga et Alcorisa (Prov. Teruel, Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France. pp. 854-861. (1979).
- CARRERAS, F.; AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J. & GIA-



- NNINI, G.— *Memoria de la Hoja geológica, escala 1:50.000, núm. 57 (CABEZON DE LA SAL)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1978).
- CASTELL, C.— *Descripción física geognóstica, agrológica y forestal de la provincia de Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, T. 7. (1880).
- CERRAJERO, J. & DE LA CRUZ CANTERO, B.— *Anomalías uraníferas del Pérmico y Triásico de España: Consideraciones Geológicas*. VI Jornadas Minerometalúrgicas (Huelva). (1981).
- DESPARMENT, R.; MONROSE, H. & SCHMITZ, H.— *Zur Altersstellung der eruptiv Gesteine und tuffite im Nordteils der Westlichen-Iberischen Ketten (NE Spanien)*. Munster Forsch. Geol. Palaont. núm. 24, pp. 3-16. (1972).
- DUPON, R.; LINARES, E. & PONS, J.— *Premieres datations radio-métriques par la methode Potassium-Argon des granitoïdes de la Sierra Morena Occidental (Prov. Badajoz, Espagne): Consequences géologiques et metallogéniques*. C.R. Acad. Sci. Paris. (In litt.).
- DUPONT, R. & BONIN, B.— *Le massif alcalin de Feria Sierra Vieja (Sierra Morena Occidental, Province de Badajoz, Espagne): un jalon du magmatisme anorogénique de Méditerranée Occidentale*. Bull. Soc. Géol. France. (7), T. 23, núm. 5, pp. 477-485. (1981).
- GABALDON, J. & PEÑA, J.A. de la.— *Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico y Triásico inferior del NO de Molina de Aragón*. Estudios Geológicos, Vol. 29, pp. 63-73. (1973).
- GARCIA FIGUEROLA, L.C.— *Localización de un sill en la cuenca del Viar*. Estudios Geológicos, Vol. 15, pp. 173-180. (1959).
- GARCIA MONZON, G.; JEREZ MIR, F.; ARGUELLES, A. & CUESTO, L.A.— *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, Hoja núm. 919 (ALMADEN DE LA PLATA)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1974).
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PINNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, S.E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, S. & GIANNINI, G.— *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 30 (VILLAVICIOSA)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1972).
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PINNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, S.E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, S. & GIANNINI, G.— *Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, Hoja núm. 29 (OVIEDO)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1973).
- HERNAN, F.; PERNI, A. & ANCOHEA, E.— *El vulcanismo del área de Atienza: estudio petrológico*. Estudios Geológicos, Vol. 37, pp. 13-25. (1981).
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J.; THUIZAT, R. & MONTIGNI, R.— *Age des andesites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne). Etude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique*. Sci. Géol. Bull. Vol. 32, núm. 2, pp. 119-128. (1980).
- HERRANZ ARAUJO, P.— *Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Morena (Cordillera Ibérica)*. Acta Geol. Hispánica, Año 3, núm. 3, pp. (1968).
- JULLIEN, J.— *Recherches sur les mineralisations fluorées liées à l'évolution du bassin Permo-Triasique des Asturies (Espagne)*. Theses Doct. 3<sup>eme</sup> Cycle. Univ. Paris. (1974).
- KARRENBERG.— *Dies Postuarisusche Entwicklung des Kantabro-Asturischen Gebirges (Nordwestspanien)*. Beitz zur Geol. des Westlichen Mediterrangebiates Berlin. Trad. Public. Extranjeras sobre Geol. España. T. III. (1946).
- KINDELAN, V. & RANZ, A.— *Criaderos de hierro de Guadalajara y Teruel*. Mem. Inst. Geol. y Min. de España. T. III. 1 vol. 230 págs. (1918).
- MARIN, Ph.— *Le zocle paleozoïque et sa couverture Permo-Triasique*. Univ. Claude Bernard. Lyon. (1972).
- MARFIL, R. & PEREZ GONZALEZ, A.— *Estudio de las series rojas pérmicas en el sector Nor-Occidental de la Cordillera Ibérica (Región de El Bosque, Alto Tajuña)*. Estudios Geológicos, Vol. 29, pp. 83-98. (1973).
- MARTIN ESCORZA, C. & RIVAS PONCE, D.A.— *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 940 (CASTILBLANCO DE LOS ARROYOS)*. Mem. Inst. Geol. y Min. de España. (1975).
- MARTIN FERNANDEZ, M.— *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, Hoja núm. 492 (SEGURA DE LOS BAÑOS)*. Inst. Geol. y Min. de España. (1970).
- MELENDEZ, B.— *Le Permien des Asturies Orientales*. C.R. 3<sup>eme</sup> Congress Carbonifere Heezlen, T. II. pp. 453-455. (1951).
- MELENDEZ, F.— *Estudio Geológico de la Serranía de Cuenca*. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias, Univ. de Madrid. 250 págs. (1971).
- MONROSE, H.— *Reconnaisance géologique de la Région de Reznos (Soria) et de Torrelapaja (Saragosse)*. Dipl. Arb. 82 págs. Bordeaux. (1968).
- NAVIDAD, M.— *Estudio petrológico y geoquímico del volcanismo pérmico de la rama Occidental de la Cordillera Ibérica y Bordes del Sistema Central*. Mem. Fundación Juan March. 65 págs. (1982).
- PALACIOS, P.— *Reseña geológica y física de la parte NE de la provincia de Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. de España, T. 6. (1879).
- PATAC, I.— *La formación uralense Asturiana. Estudio de Cuencas Carboníferas*. Com. Asturiana de Artes Gráficas, Gijón. (1920).
- PATAC, I.— *La geología del litoral asturiano y su importancia industrial*. Estudios originales sobre el Permiano y el Hullero Superior de España. Bol. Inf. del Inc., Año V, núm. 27, pp. 107-123. (1956).
- PEÑA, J.A. de la & MARFIL, R.— *Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: Zona de Torre La Hija (NE de Molina de Aragón, Guadalajara)*. Estudios Geológicos, Vol. 31, pp. 513-530. (1975).
- PEÑA, J.A. de la; FONOLLA, F.; RAMOS, J.L. & MARFIL, R.— *Identificación del Autuniense en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria)*. Cuad. Geol. Ibérica, núm. 4, pp. 123-133. (1977).
- PEÑA, J.A. de la; MARFIL, R. & RAMOS, J.L.— *Desarrollo del magmatismo en el tránsito Paleozoico-Mesozoico de la Cordillera Ibérica: Los basaltos de la zona de Ojos Negros (Guadalajara-Teruel)*. Estudios Geológicos, Vol. 35, pp. 465-472. (1979).
- PERNI RUIZ, A.— *Estudio Petrológico y Geoquímico del volcanismo del área de Atienza (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. (1980).
- PRADO, J.G.— *Nota sobre la petrografía de la zona de Vinón (Asturias)*. Studia Geológicas. Vol. III, pp. 7-32. (1972).
- RAMOS, A.— *El Pérmico y el Triásico de la Región de Molina de Aragón (Cordillera Ibérica) (Excursión día II)*. Cuad. Geol. Ibérica, núm. 4, pp. 589-602. (1977).
- RAMOS, A.— *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al W de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, núm. 6. (1979).
- RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara)*. Estudios Geológicos, Vol. 32, pp. 61-76. (1976).
- RIBA, O.— *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*. Tesis Doct. Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C. Monografías, núm. 16. (1959).
- RIBA, O.; VILLENA, J. & VALLIERES, L.T. des.— *Nota sobre la presencia de terrenos de edad carbonífera en la parte oriental del Macizo de Montalbán (Prov. de Teruel)*. Acta Geol. Hispánica, T. 1, núm. 2, pp. 5-6. (1966).
- SAMPELAYO, P.A.— *Carbonífero de Viñón*. Estudios Geológicos, núm. 9, pp. 85-101. (1948).
- SACHER, L.— *Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen hesperischenketten bei Molina de Aragón, Spanien. Teil 1, Stratigraphie (Palaeozoikum)*. N. Jr. Geol. Und Palaont. Abh. 124, núm. 2, pp. 151-167. (1966).
- SCHAFFER, G.— *Geologie und petrographie in ostlichen kastilichen hanptschei de geberge (Sierra de Guadarrama Spanien)*. Munts. Forsch. Geol. Pal. núm. 207 págs. (1969).
- SCHROEDER, E.— *La zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas*. Pub. Extranjeras sobre Geol. de España. pp. 235-293. (1948).
- SCHULL.— *Descripción geológicas de la provincia de Oviedo*. 1 vol. 134 págs. Madrid. (1900).
- SENTCHORDI IZQUIERDO, E.— *Petrología del Pérmico y Triásico (Buntsandstein) en la zona de El Pobo de Dueñas (Guadalajara) y contribución de conocimientos de sus mineralizaciones de uranio*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complut. 170 págs. (1981).
- SOPENA, A.; DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesoto y Tortuero (Borde S del Sistema Central)*. Tecniterra, núm. 1, pp. 8-16. (1974).
- SUAREZ, O. & MARCOS, A.— *Sobre las rocas ígneas de la región de Infiesto (zona oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica)*. (Hoja 1:50.000 VILLAVICIOSA). Trab. de Geol. Univ. de Oviedo, núm. 1, pp. 165-173. (1967).
- VAN DER VOO.— *Paleomagnetic evidence for the rotation of the*

Iberian Peninsula, *Tectonophysics*, Vol. 7, núm. 1, pp. 5-56. (1969).  
VERNEUIL.— *Coup d'oeil sur le constitution géologique de quelques province de l'Espagne*. Bull. Sci. Geol. 2<sup>ème</sup> sér. T. X. pp. 61-147. (1853).  
VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. & SOPENA, A.— *Le*

*Permien en Espagne*. In: *The continental Permian in Central, West, and South Europe*. Ed. by H. Falke. pp. 91-109. (1976).  
WAGNER, R.H.— *A brief review of the Stratigraphy and floral succession of the carboniferous in NW Spain*. 4<sup>ème</sup>. Com. pur l'avancement des études de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère Heerlen, T. III. pp. 753-762. (1952).

## 9 CONSIDERACIONES FINALES

*Carmina Virgili*

Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

## 9 CONSIDERACIONES FINALES

### 9.1 LOS DEPOSITOS PERMICOS

A lo largo de los anteriores capítulos se han expuesto las características de los principales afloramientos del Pérmico en España.

De la lectura de los mismos es fácil concluir la enorme diversidad de sus características así como del grado de conocimiento de los mismos, de aquí la dificultad por no decir la imposibilidad, de intentar unas conclusiones generales.

En anteriores trabajos (SOPEÑA et al., 1977; VIRGILI et al., 1979, 1980; VIRGILI et al., in lit.) se ha presentado una síntesis de los afloramientos pérmicos insistiendo en lo que tenían de común y en aquello que los diferenciaba de las formaciones anteriores (Carbonífero) o posteriores (Triásico). Es decir en aquello que permitía caracterizarlos como pérmicos. Esto era indispensable ya que se partía de una etapa de trabajo en la presencia del Pérmico, no sólo no había sido bien caracterizada en la Península Ibérica, sino en que prácticamente había sido negada.

En la actualidad parece indispensable iniciar una nueva etapa de trabajo con una metodología diferente. Es preciso multiplicar los estudios de detalle sobre las diferentes cuencas, la caracterización de las unidades litológicas, la datación de las floras, la aplicación de nuevas técnicas (dataciones absolutas, paleomagnetismo, etc.) que aporten criterios suplementarios de datación, etc. Sólo cuando estas informaciones sean suficientemente abundantes y fiables habrá llegado el momento de proceder a nuevas síntesis. Esto justifica la orientación dada a este trabajo sobre el Pérmico en España y también el que la parte dedicada a las consideraciones generales sea la más breve.

### 9.2 LA SEDIMENTACION Y LA TECTONICA TARDIHERCINICA

El rasgo común más evidente e importante de los distintos afloramientos pérmicos es que se trata de sedimentos fuertemente marcados por una tectónica sinsedimentaria. Marcados en su geometría ya que el depósito se efectúa muchas veces en cuencas aisladas originadas por la tectónica de fracturación que afectó a la Península Ibérica, después de las fases principales del ciclo hercínico (CAPOTE, 1978; ALVARO et al., 1979). Marcados también en las características sedimentológicas de sus depósitos que son el registro de una movilidad tectónica que anima un relieve energético (SOPEÑA, 1979). Marcados, en fin, por la presencia de un importante magmatismo más importante en unas áreas que otras pero siempre presente.

Este hecho no es exclusivo de la Península Ibérica sino general en gran parte de Europa occidental y Norte de Africa. Por ello dentro de las considerables diferencias de los afloramientos pérmicos de estas áreas, en todos ellos se dan unas características comunes que se derivan del marco tectónico en que se producen.

A este hecho se debe también la enorme dificultad del estudio estratigráfico del Pérmico y sobre todo del establecimiento de correlaciones y unidades cronoestratigráficas.

### 9.3 PROBLEMAS DE LA ESTRATIGRAFIA DEL PERMICO EN ESPAÑA

De la comparación de las series estratigráficas propuestas para las distintas áreas estudiadas se deduce fácilmente no sólo la difi-

cultad sino incluso la imposibilidad de intentar establecer unas unidades litoestratigráficas o cronoestratigráficas. Este hecho, común a todas las formaciones continentales en las que es difícil una biozonación, viene complicado por la tectónica sedimentaria que produce importantes cambios de facies y por tanto dificulta las correlaciones litoestratigráficas.

Las comparaciones son también difíciles porque el grado de conocimiento de las distintas áreas es muy desigual.

En algunos casos, como en las Béticas o Baleares apenas se afirma o sugiere la existencia del Pérmico, mientras en otras como Pirineos, Cordillera Ibérica o Bordes del Sistema Central, la información es muy abundante y los cuerpos rocosos están bien caracterizados y datados en algunos casos por la presencia de macro y microflora. En otros casos como en los bordes meridionales de la Meseta o en la Cordillera Cantábrica los datos son puntuales pero extraordinariamente importantes. Tal es el caso de Asturias donde la información que se presenta en este trabajo y en publicaciones reconocen la edad pérmica de materiales considerados triásicos hasta la fecha.

A pesar de estas dificultades es tentador intentar una comparación entre las series que aparecen más completas y definidas. La Región Cantábrica (Cap. 2 E. MARTINEZ-GARCIA) el Pirineo (Cap. 3, J. GISBERT) y la Cordillera Ibérica y borde del Sistema Central (Cap. 4, A. ARCHE; A. RAMOS & A. SOPEÑA) (Fig. 9.1).

La cuenca del Borde Sur (Cap. 5, J. BROUTIN) a pesar de su interés no es quizá adecuado incluirla en el esquema dada sus especiales peculiaridades. En efecto, en esta área y en concreto en la Cuenca de Guadalcanal (Sevilla), se da un hecho diferencial. Se trata de una cuenca instalada en un área estable, (sin que esto signifique que no existan en ella fracturas y aportaciones volcánicas). Pero en todo caso se trata de un área muy poco subsidente como se aprecia en la escasa potencia de los sedimentos y en las facies de los mismos que indican una escasa energía. Además, a pesar de su escasa potencia, los materiales indican un tiempo relativamente largo, en el que no se aprecian interrupciones importantes, y que contienen en diversas asociaciones de floras,

desde un Stephaniense alto, a un Autuniense y a una interesante flora "postautuniense" (BROUTIN, 1981). Este registro lento y aparentemente continuo de finales del Stephaniense y buena parte del Pérmico, contrasta con lo que podemos observar en otras áreas, donde son frecuentes las interrupciones sedimentarias marcadas muchas veces por discordancias y donde centenares de metros de sedimentos parecen corresponder a tiempos relativamente cortos.

En la Región Cantábrica (Cap. 2, E. MARTINEZ-GARCIA) se toma como ejemplo la serie mejor definida, en la región central de Asturias. En discordancia sobre un Stephaniense aparecen las "Capas de Viñón", con flora Autuniense. Por encima y en discordancia, aparecen las "Capas de Villaviciosa" que por sus colores rojos habían sido confundidas hasta recientemente con el Triásico, pero que también tienen flora Autuniense. Encima y en discordancia viene ya el Jurásico. Es decir, falta una gran parte del Pérmico y todo el Triásico.

En el Pirineo (Cap. 3, J. GISBERT) el registro sedimentario es más completo. Sobre un Paleozoico más bajo descansa un complejo cuyos niveles basales son Stephaniense y los más altos Autuniense. Está formado por la "Unidad Gris", la "Unidad de Tránsito" y la "Unidad Roja Inferior" y la sedimentación no es continua ya que existen importantes paraconformidades. Una importante discordancia marca el límite con la "Unidad Roja Superior", estéril y por tanto de edad desconocida, pero para cuya caracterización se usa el término de facies Saxoniense. Encima, y también en discordancia, se depositó el Buntsandstein al que sigue en continuidad otros niveles para los que se ha demostrado la edad triásica.

En los bordes del Sistema Central (Pálmaces-Guadalajara) (Cap. 4, ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) la sedimentación del Pérmico se inicia en discordancia sobre un Paleozoico inferior. Está formado por un potente complejo sin aparentes discontinuidades y en cuyos niveles más bajos existen niveles paleontológicos del Autuniense (SOPEÑA et al., 1977). Está recubierto en discordancia por un Buntsandstein cuya sedimentación empieza tardíamente, ya dentro del Triásico medio (SOPE-

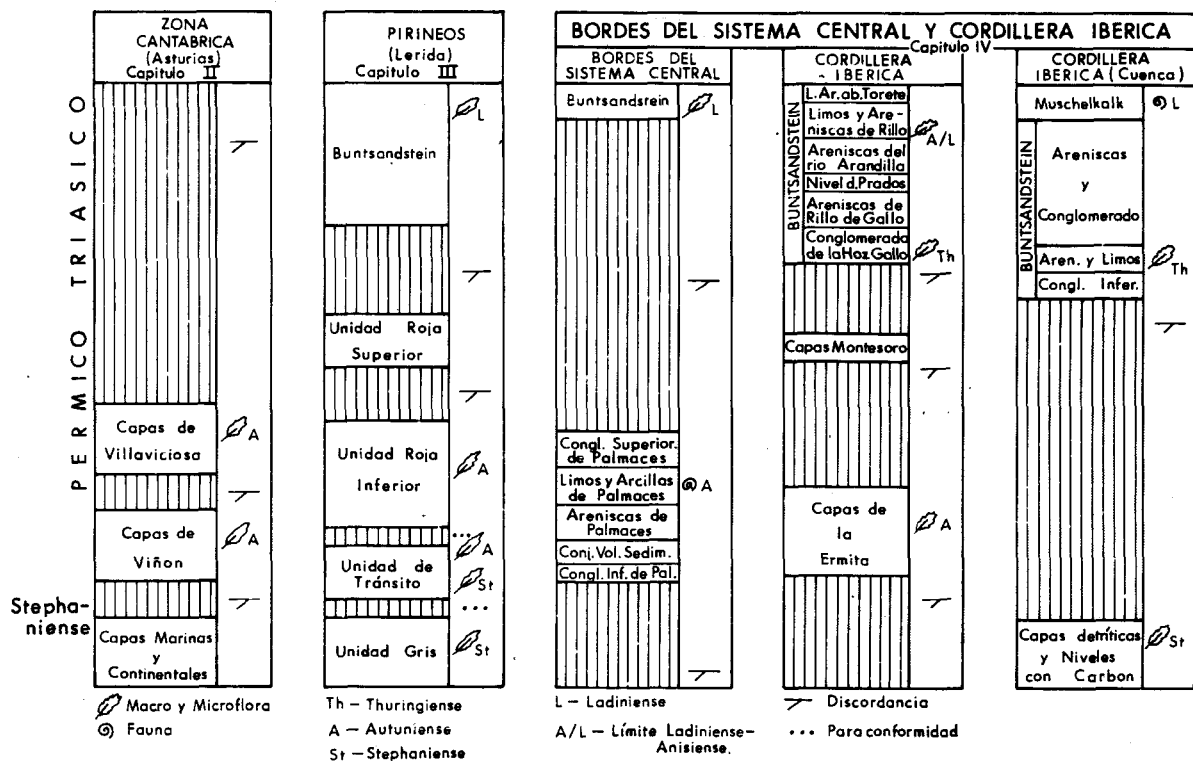


Fig. 9.1.— Esquema de correlaciones estratigráficas entre el Pérmico de diferentes áreas de España (los espesores no están a escala).

ÑA, 1979).

Ya en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, unos 100 a 150 Km más al O (Molina de Aragón-Guadalajara) (Cap. 4, ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) las características son bastante diferentes. Existe una cierta analogía con el Pirineo, con un Pérmico discordante sobre el Paleozoico inferior, la Unidad "Capas de la Ermita" con flora autuniense (RAMOS et al., 1976) y separado por una discordancia de las "Capas de Montesorro", estériles, que también se han denominado Saxoniense, y encima de ellas discordante un Buntsandstein cuya sedimentación empieza en el Thuringiense (RAMOS & DOUBINGER, 1979; RAMOS, 1979).

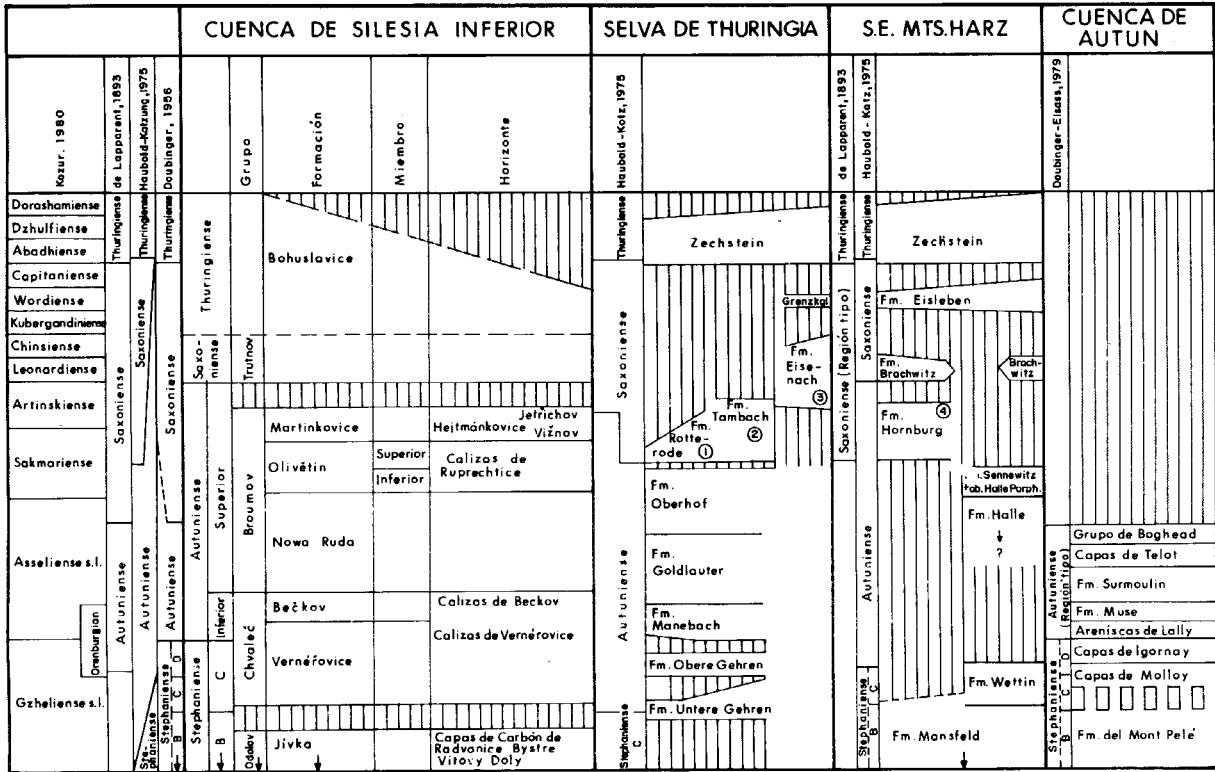
Más hacia el Este, en la rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Cuenca Landete) (Cap. 4, ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) la serie es aún diferente. Discordante sobre el Stephaniense aparece directamente un complejo detrítico para cuyos niveles basales no hay datación alguna, pero en cuyos niveles medios aparece una microflora Thuringiense y como

en el caso de Molina de Aragón aparece en continuidad con el Triásico medio y superior.

La dificultad de correlación en estas series estriba no sólo en problemas de geología regional, sino también en el exacto significado y contenido que tienen los términos "Autuniense", "Saxoniense" y "Thuringiense" y a ello es preciso referirse.

#### 9.4 LA CRONOESTRATIGRAFIA DEL PERMICO DE EUROPA OCCIDENTAL (fig. 9.2)

Es preciso en primer lugar recordar que Autuniense, Saxoniense y Thuringiense no son nombres de pisos. La escala estratigráfica del Pérmico está establecida evidentemente en series marinas y no hay aún un acuerdo entre la correlación de la escala marina con las formaciones continentales a que se refieran los términos de Autuniense, Saxoniense y Thuringiense. Pero además, el valor de estos términos es distinto.



① ② ③ ④ Huellas de Tetrápodos

Fig. 9.2.— Correlaciones del Pérmico de Europa según HOLUB & KOZUR (1981)

Autuniense se refiere a una flora definida en las capas de la serie de Autun y perfectamente caracterizada allí (DOUBINGER, 1956; BOUROZ & DOUBINGER, 1977; DOUBINGER & ELSASS, 1979). Floras análogas se han encontrado en otras áreas de Europa y para los niveles que las contienen se ha utilizado el término Autuniense. Sin embargo, ni es seguro que las floras autunienses sean contemporáneas, ya que probablemente abarcan un tiempo más o menos largo, ni hay acuerdo sobre si son el equivalente lateral de las series marinas del Carbonífero más alto o del Pérmico inferior.

En la cuenca del Autun el Autuniense representa el final de la sedimentación pérmica (FALKE et al., 1966) pero en otras áreas como en el Harz y parte inferior de Silesia los niveles que contienen esta flora están recubiertos en discordancia por series rojas estériles. Para ellas, en el Harz (LAPPARENT, 1893) se creó la denominación de Saxoniense que después muchos autores han utilizado en

otras áreas para materiales en igual situación tectónica.

La discordancia que separa los materiales con flora autuniense del Saxoniense así definido, es la que se ha denominado discordancia saálica. Sin embargo, en la actualidad parece evidente que en Europa (FEYS, 1976; KOZUR, 1980a, 1980b; HOLUB & KOZUR, 1981) más que una discordancia saálica que delimita dos unidades sedimentarias bien definidas, existen a lo largo de buena parte del Pérmico varias interrupciones que se marcan como discordancias o simplemente paraconformidades.

Esto explica la dificultad y desacuerdo en encontrar una equivalencia entre los términos de Autuniense y Saxoniense por un lado y la de Rotliegenden inferior y superior o Zechstein (FALKE, 1975).

El término Thuringiense se refiere a un conjunto florístico encontrado en los niveles más altos del Pérmico en Thuringia que allí están en discordancia con el Triásico supraya-

cente y también con un Pérmico rojo infrayacente considerado como Saxoniense. Sin embargo, en Silesia las floras thuringienses aparecen en continuidad, sin discordancia alguna, sobre materiales que por sus facies y relación tectónica con el infrayacente se consideran Saxoniense (HOLUB & KOZUR, 1981; KOZUR, 1980a, 1980b).

#### 9.5 EL LIMITE PERMICO-TRIASICO EN LAS SERIES CONTINENTALES Y SIGNIFICACION DE LA DISCORDANCIA PALATINICA

El establecimiento del límite entre el Paleozoico y el Mesozoico es un problema no resuelto ni siquiera en aquellas áreas donde existen series marinas que hasta hace poco se consideraban continuas, es decir, en el centro del Thetys. No debe sorprender que esta dificultad sea mucho mayor en las áreas en que las series son continentales como es el caso de gran parte de Europa Occidental.

Así, hasta los primeros años 60, es decir prácticamente hasta épocas muy recientes, para establecer el límite Triásico-Pérmico se ha recurrido a la presencia de la discordancia palatínica.

Sin embargo, es evidente que toda discordancia comporta un vacío erosional además de un hiato sedimentario. Así en el Palatinado donde STILLE definió esta discordancia en 1920, el Pérmico, recubierto en discordancia por el Triásico, no es Pérmico superior sino el Rotliegendes. Es decir, que el hiato y vacío erosional comprende el Zechstein e incluso quizás una parte del Triásico más bajo, ya que no es exactamente conocida la edad del Buntsandstein que constituye la base del Triásico (FALKE, 1975).

Ha sido en estos últimos años (GEIGER & HOPPING, 1968; VISSCHER, 1973; KOZUR, 1980) cuando ha sido posible la datación de las series continentales gracias al estudio de la microflora cuando se ha podido comprobar que la ruptura sedimentaria y discontinuidad no coincide con el cambio de floras que se ha considerado que desde el punto de vista bioestratigráfico marcan el límite en-

tre el Pérmico y el Triásico.

GEIGER & HOPPING (1968) ponen de manifiesto que en los sondeos del mar del Norte, en los niveles más bajos del Buntsandstein, es decir, por encima del cambio litológico en que se situaba el límite Pérmico-Triásico persiste la flora pérmica del Zechstein; sin embargo, dado que trabajan en sondeos, no se atreven a asegurar si esto es debido a una continuidad sedimentaria entre el Zechstein y el Triásico o bien que la microflora sea heredada.

VISSCHER (1973) en un corte que es clásico en Kingscourt en el Norte de Irlanda, describe en la "New Red Sanstone" que se apoya discordante sobre el Carbonífero, una serie de formaciones en continuidad sedimentaria y con microfloras características. La más inferior "Formación de Yesos de Kingscourt" contiene una asociación de polen thuringiense y en continuidad sedimentaria sobre ella descansa la "Formación de Areniscas de Kingscourt" que contiene una asociación de polen triásico.

Finalmente KOZUR (1980a y b) en su estudio del Pérmico del Centro y Occidente de Europa pone de manifiesto un fenómeno muy parecido en las series de Thuringia e intenta correlacionarlo con otras áreas europeas. A través de la datación por macro y microflora y de Conchostraceos muestra que la fase palatínica no se sitúa en el límite entre el Triásico inferior y el Pérmico superior sino por debajo de este límite y no siempre en la misma posición.

#### 9.6 APORTACIONES DEL ESTUDIO DE LAS SERIES ESPAÑOLAS

Dado el estado de la cuestión es evidente que el estudio del Pérmico de España permite realizar algunas aportaciones que sin duda serán de capital importancia cuando nuestros afloramientos sean bien conocidos.

Una conclusión que parece ya indiscutible es que la discordancia palatínica está muchas veces por debajo de niveles con flora thuringiense. Sin embargo, dada la heterocronía



del comienzo de la sedimentación del Buntsandstein el exacto significado y posición de esta discordancia presenta aún numerosos problemas.

Otra cuestión es la validez de seguir manteniendo el término "Saxoniense". Sin duda, recordando que no tiene significación cronoestratigráfica, puede ser útil para denominar grupos o complejos que al igual que donde se definió el Saxoniense, además de presentar una indefinición paleontológica, estén delimitados por discordancias, de los materiales con flora

autuniense y thuringiense. Sin embargo, dada la dificultad de asegurar que estas discordancias sean contemporáneas o al menos continuas en distintas áreas e incluso que no existan múltiples discordancias, cada vez parece menos útil el mantener el término "Saxoniense".

El problema de la delimitación entre el Autuniense y el Saxoniense y el significado temporal de este límite en relación con las series marinas es otro importante tema abierto a la investigación y a la discusión.

## BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; CAPOTE, R. & VEGAS, R.— *Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica*. Libro Homenaje al Prof. L. Solé Sabaris. Acta Geol. Hispánica, T. 14. pp. 172-177. (1979).
- BOUROZ, A. & DOUBINGER, J.— *Report on the Stephanian-Autunian boundary and on the concepts of Upper Stephanian and Autunian in their stratotypes*. In: HOLUB, V.M. & R.H. WAGNER (eds.): *Sumposium on Carboniferous Stratigraphy*. pp. 147-169. 1 Fig. Praha. (1977).
- BROUTIN, J.— *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zona d'Ossa Morena environs de Guadalcanal, (Espagne du Sud). Implications paléogéographiques*. These Doct. Scienc. Nat Univ. Pierre et Marie Curie. Paris. VI. 2 tomos. pp. 1-234. (1981).
- CAPOTE, R.— *Tectónica española*. Seminario sobre criterios sísmicos de proyecto en instalaciones nucleares y Obras Públicas. Madrid.
- DOUBINGER, J.— *Contribution à l'étude des flores Autuno-Stéphanien*. Mém. Soc. Géol. France. núm. 35. 180 págs. Paris. (1956).
- DOUBINGER, J. & ELSASS, Ph.— *Le bassin permo-carbonifère d'Autun*. Bull. Soc. Hist. Nat. Autun, núm. 91. pp. 9-25. (1979).
- FALKE, H. & FEYS, R.— *Il n'y a pas de véritable gres rouges ni de Saxonien dans le Permien du Bassin d'Autun*. Bull. Carte Geol. France, núm. 278. T. LXI. pp. 101-106. (1966).
- FEYS, R.— *Le Permien et la phase saaliense dans le bassin de Brive (SW de la France)*. In: *The continental Permian in Central West and South Europe*. Ed. by H. Falke. (1976).
- FALKE, H.— *The continental Permian and its stratification in Central, Western, and part of Southern Europe*. In: *The Age of the Dunkard*. Proceedings of the Gist I.C. WHITE Memorial Symposium. Ed. By J.A. Barlow. pp. 103-122. (1975).
- GEIGER, M.E. & HOPPING, C.A.— *Triassic stratigraphy of the Southern North Sea Basin*. Phil Trans. Roy. Soc. London, 254, B, 790. pp. 1-36. (1968).
- HOLUB, V. & KOZUR, H.— *Die Korrelation dem Rotliegenden Europas*. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, núm. 1, pp. 195-242. Innsbruck. (1981).
- KOZUR, H.— *Beitrag zur Stratigraphie des Perm. Teil III: Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa (2)*. Freiburger Forsch.-H., C 348, pp. 69-172. Leipzig. (1980a).
- KOZUR, H.— *Die Korrelation des Rotliegenden und Zechsteins von Mittel- und Westeuropa mit der marinen Standardgliederung*. Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck, 9 (10), pp. 353-371. (1980b).
- L'APPARENT, A. de.— *Traité de Géologie*. 1645 págs. Paris. (1893).
- RAMOS, A.— *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón (provincia de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografía, núm. 6. pp. 1-320. Madrid. (1979).
- RAMOS, A. & DOUBINGER, J.— *Découverte d'une microflore thuringiense dans le Buntsandstein de la Cordillera Ibérique (Espagne)*. C.R. Acad. Sc. Paris. t. 289, pp. 525-528. Paris. (1979).
- RAMOS, A., DOUBINGER, J. & VIRGILI, C.— *El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara)*. Acta. Geol. Hispánica, Vol. 11. núm. 3, pp. 65-70. Barcelona. (1976).
- SOPENA, A.— *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografía, núm. 5. 329 págs. Madrid. (1979).
- SOPENA, A.; FEYS, R.; RAMOS, A. & VIRGILI, C.— *Estheria tenella en el Pérmico de Palmaces de Jadraque (provincia de Guadalajara)*. Cuadernos de Geol. Ibérica, núm. 4. pp. 135-144. Madrid. (1977).
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S. & RAMOS, A.— *Pérmico continental en España*. Cuad. Geol. Ibérica, núm. 4. pp. 11-34. Madrid. (1977).
- VIRGILI, C.; DOUBINGER, J.; ARCHE, A.; SOPENA, A.; RAMOS, A. & BROUTIN, J.— *The Autunian of Central Sapain*. IX-ICC Compte Rendu. IX Congreso Internacional del Carbonífero, Urbana, Illinois, U.S.A. Junio. 1979.
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A.; SOPENA, A. & RAMOS, A.— *Estado actual del conocimiento del Pérmico en España*. Revista Española de Micropaleontología. Vol. 12, pp. 255-262. Madrid. (1980).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A.; SOPENA, A. & RAMOS, A.— *El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica*. Libro Homenaje a D. José María Ríos. I.G.M.E. Madrid. (in litt.).
- VISSCHER, H.— *The Upper Permian on Western Europe. A Palynological approach to chronostratigraphy*. In: *The Permian and Triassic System and their mutual boundary*. Ed. By A. LOGAN and L.V. HILLS., Can. Soc. of Petrol. Geol. núm. 2, pp. 200-219. (1973).

**10 — THE PERMIAN IN SPAIN  
ABSTRACTS**

## 10.1 INTRODUCTION

### *Carmina Virgili*

Our knowledge of the Permian in Spain is recent and still incomplete. Although there are references to it in the older literature (DALLONI, 1938; GAVALA, 1927) significant data did not appear until the nineteen seventies (see references in VIRGILI et al., 1973, and VIRGILI et al., 1976, SOPEÑA et al., 1977, VIRGILI et al., 1980).

Until the seventies, many Permian outcrops had been confused with either the Carboniferous or the Triassic because of the general absence of palaeontological data.

In 1971, BOULOUARD and VIALARD proved the presence of Thuringian microflora.

In 1974, SOPEÑA et al. (1974) discovered Autunian mega and microfloras in the central part of Spain (at Retiendas in Guadalajara province).

About 100 km east of Retiendas RAMOS et al. (1976) described an Autunian microflora from beds covered unconformably by Permian beds overlain in turn, also unconformably, by Buntsandstein.

In the Pyrenees, NAGTEGAAL's (1969) detailed stratigraphic studies allowed the proper location of the Autunian flora described by DALLONI (1938). These stratigraphic studies indicated the relationship of these beds with the underlying Stephanian and with the apparently unconformable Upper Permian. The entire succession is overlain unconformably by Buntsandstein.

In the Sierra Morena (Sevilla province) the Autunian reported long ago by GAVALA (1927) was most recently studied by BROUTIN (1977, 1981), who was able to characterise the Autunian in areas where it is stratigraphically conformable with the Stephanian.

The discovery of new Thuringian microfloras (RAMOS et al., 1979; RAMOS, 1979) has improved our knowledge of the Permian-Triassic boundary. In several localities the Thuringian flora was found above the unconformity that separates the Buntsandstein facies from the Permian, thus proving that in many places the so-called Buntsandstein, at the base of the Mesozoic sedimentary cycle, commenced with Permian deposits. Therefore the Palatine unconformity separating the Buntsandstein from the underlying Permian is not at the Permian-Triassic boundary, but actually is intra-permian.

It should be noted that the areas dealt with in each chapter (Fig. 1.1) do not pretend to be a clearly distinguishable palaeogeographic units. They may only be regarded as such to a certain extent. In some cases they merely reflect the research areas of certain investigators who attempted synthesis for their particular area.

## 10.2 THE PERMIAN IN THE CANTABRIAN MOUNTAINS

### *Enrique Martínez García*

The existence of Permian sediments in the Cantabrian Mountains was demonstrated for the first time by PATAC in 1920, through the find of floral remains near Pola de Siero (see Fig. 2.1), although they had already been suspected by BARROIS (1882) who described the volcanic rocks near Sama de Langreo and Villaviciosa.

The Permian deposits rest unconformably on older Palaeozoics of different development in different regions, e.g. the Western, Central and Eastern Regions which present different characteristics in facies and thickness of Ordovician to Carboniferous sediments. Two main Permian units can be distinguished, i.e. a lower one constituting the Viñón Beds, with grey limestone conglomerates, sandstones, dark marls, grey limestones and volcanics, at least 500 m thick, and an upper unit, the Villaviciosa Beds consisting of over 600 m of quartzite conglomerates and sandstones, dolomitic marls and clays, limestone conglomerates, caliche limestones and volcanic tuffs, all of them in red bed facies. The Villaviciosa Beds rest either with low-angle unconformity on the Viñón Beds or directly, with high-angle unconformity on Carboniferous and earlier Paleozoic rocks (Fig. 2.2).

In the Western Region, the following areas are described: a) *Avilés*, with the Villaviciosa Beds resting unconformably on folded and thrust Ordovician to Carboniferous sediments. These have been studied for their relationships with fluorspar deposits that substitute caliche beds in the Permian succession. It starts with red clays overlain by quartzite conglomerate, sandstones and red clays which are followed by a caliche limestones, sandstones and marls. The upper part is made up of red and grey clays with gypsum that underlie Liassic limestones. b) *Gijón-La Collada*: the Villaviciosa Beds occur here below the Liassic limestones as a reduced sequence that commences with red limestones conglomerates resting on Carboniferous rocks; the conglomerates are followed by red sandstones, mudstones and carbonates.

In the Central Region, the following areas can be distinguished: c) *Siero*, where both the Viñón Villaviciosa beds seem to be represented, according to borehole information. They show dark marls and limestones at the base and limestone conglomerates, red sandstones, marls and marly limestones in the upper part. More to the south, near San Tirso, there is a succession of marls, sandstones, volcanic tuffs and conglomerates with a late Stephanian C flora (GERVILLA et al., 1978; WAGNER and MARTINEZ GARCIA, 1983), d) *Villaviciosa*, with the most complete Permian sequence, both the Viñón and Villaviciosa beds being present. From the latter WAGNER and MARTINEZ GARCIA (1983) described an Autunian flora. e) *Colunga-Caravia*: in which only the Villaviciosa Beds are present unconformable on Carboniferous. Limestone conglomerates, sandstones, marls, carbonates and clays with sandstone intercalations have been found.

In the Picos de Europa that form the northeastern termination of the Central Region the following areas are distinguished: g) *Onis*: made up of light sandstones and conglomerates resting on Carboniferous limestones and occurring below Cretaceous sediments. h) *Sotres* with some isolated outcrops of different lithologies. The most important one is that of Sotres, where Autunian microflora (MARTINEZ GARCIA, 1981) and megafloora (WAGNER and MARTINEZ GARCIA, 1983) has been found. Carboniferous shales and sandstones with coal seams constitute de basal part (20 m) which is followed by 100 m of limestones of probable marine origin that belong to the Viñón Beds. The higher part consists of 160 m of limestone conglomerates, sandstones and mudstones of red bed type (Villaviciosa Beds).

f) In *Beleño-Ribadesella* there are a few outcrops of sandstones and marls of little importance with the exception of the Cofiño locality, where there are some 140 m of sandstones, marls, carbonates and limestone conglomerates, in which some fluorspar has been mined.

On the edge of the Santander Basin, Permian sediments exist in the following areas, i) *Panes*, where conglomerates of the Viñón Beds occur at the base, followed by light coloured sandstones and red mudstones, limestone conglomerates and sandstones. More to the East, near Carmona, the Permian deposits are seen underlie the sandstones and conglomerates of the Buntsandstein. Near Caldas de Besaya, farther East, there are also some Permian sediments overlying Carboniferous limestones and underlying Triassic sandstones and conglomerates. j) *La Hermida*, with limestone conglomerates, carbonates, sandstones and marls which are preserved in small graben fills buried later by Triassic sediments. South of Lebeña, there are nearly 1.000 m of Permian volcanics, tuffs, sandstones, conglomerates and marls (MAAS, 1974) below the Buntsandstein conglomerates. k) *Peña Labra*, more to the south with some 600 m of volcanics and sediments of red bed facies.

The evolution of the Permian sedimentation in the Cantabrian Mountains can be summarised as follows: at the end of the late Stephanian, the last Hercynian deformational phase involved folding and probable thrusting in some areas. Later shallow marine sedimentation took place during the Early Permian (and perhaps latest Stephanian C), probably with the formation of faulted basins in which acidic and basic lava flows were connected to NE-SW trending fractures (PRADO, 1972; MARTINEZ GARCIA and TEJERINA, in litt). A NW-SE fracture system was superposed later as transform faults associated to a NE-SW directed gradually developing rift, with compartilisation of the region and associated volcanism of explosive character. This gave rise to a continental red bed sedimentation with alluvial fans along fault scarps, the development of sabkhas and dolomite and caliche sedimentation. The continental rifting probably ended before the Triassic.

### 10.3 THE PERMIAN OF THE SPANISH PYRENEES

*José Gisbert*

On the southern margin of the Palaeozoic outcrops along the axial zone of the Pyrenees, a number of outcrops of Stephanian-Permian ages have been recorded. These are distributed along an elongate, E-W striking,

remarkably continuous belt which contains the first unconformable deposits on the beds folded by the Hercynian Orogeny. Several depositional units have been recognized. These allow putting the highly complex facies associations in these deposits in a genetical order throughout the entire Pyrenees.

The stratigraphic relations allow us to distinguish two large groups within these deposits: 1°) Stephano-Autunian strata 2°) strata of Saxonian facies.

1) The Stephano-Autunian set of strata lies directly, unconformably, on the Hercynian basement, and is overlain itself by the Saxonian facies, again with a markedly angular unconformity. This set appears to be contemporaneous with calc-alkaline volcanism, the volcanic and volcanoclastic intercalations being often abundant, in some cases constituting even the entire succession.

Three depositional units have been distinguished within this first set of strata.

The Grey Unit (U.G.), defined as a detrital and/or volcanic sedimentary formation; it quite often contains coals and is predominantly grey in colour. It corresponds to humid tropical climatic conditions with only limited seasonal variations. At the base of this unit, some floral remains indicate a probable Stephanian Bage. However some authors would lower this age to the highest Westphalian.

The transitional Unit (U.T.) composed by detrital, carbonate, volcanic, and volcanoclastic rocks, contains occasionally coals, and is either, grey, red or variegated. Deposition apparently took place under humid tropical conditions, with a strong seasonal variation in rainfall. Upwards it evolved into a succession formed under more arid climatic conditions. The age of this Unit would be Stephanian-C to earliest Autunian.

The lower Red Unit (U.R.I.), constituted by detrital, volcanoclastic and volcanic materials is predominantly red and has been laid down presumably under semi-arid conditions. This unit would be of Autunian age. In the Catalonian Pyrenees, this unit displays several intercalations of acidic ignimbrites which have been interpreted as volcanic manifestation of events related to the Andorra-Mont Lluís Massif, which has been dated radiometrically as  $270 \pm 10$  m.a.

2) Set of Saxonian facies, (Upper Red Unit, U.R.S.) consisting by red lutites, green calcodolomites, calcareous crusts, sandstones, and limestone conglomerates, directly overlying, with angular unconformity, either Stephano-Autunian, or the Hercynian basement. These are interpreted as "alluvial fans" and associated "playa-lake deposits" laid down under palaeoclimatic conditions of sabana-type similar to that of Buntsandstein facies. An angular absence of palaeontological dating prevents a more accurate guess that an approximate time span it probably comprises of middle and/or upper Permian.

These facies are associated with some basaltic, often spilitized, volcanism, along with numerous subvolcanic events. The geochemical characteristics of this volcanism have not yet been studied sufficiently. However, the stratigraphic relationships suggest deposition in several basins, related with tensional movements preceding the generalised Lower Triassic rifting.

#### *Geographical distribution of outcrops*

The outcrops are markedly discontinuous along the southern margin of Pyrenees, being however, more continuous in the Catalonian Pyrenees (central and western part).

The following zones could be defined, from the stratigraphic point of view:

1.— Basque and West Aragonian Pyrenees: characterised by the absence of the Grey Unit, an underdeveloped Stephano-Autunian, and an important presence of Saxonian facies together with some associated volcanism.

2.— East Aragonian and West Catalonian Pyrenees: the existence of the Grey Unit is characteristic as is the important presence of the Stephano-Autunian set, with practically continuous outcrops. There are also important deposits of Saxonian facies at the western and eastern ends of that region; where the most important and diversified Stephano-Autunian volcanic events are also well displayed.

3.— Central Catalonian Pyrenees: the Grey Unit is not recorded here; whilst the remainder of the Stephano-Autunian units appear in considerable thickness. The presence of important masses of ignimbrite, laterally interbedded in the U.R.I., is also noteworthy. These are interpreted as volcanic events related to the Andorra-Mont Lluís granitic Massif.

Saxonian facies are limited to moderately thick successions found in discontinuous outcrops.

4.— Eastern Catalonian Pyrenees: characterised by the total absence of deposits, except for occasional remains of volcanites, of the Stephano-Autunian set.

#### 10.4 THE PERMIAN OF THE IBERIAN CHAIN AND ON THE BORDERS OF THE CENTRAL SYSTEM

*Alfredo Arche, Amparo Ramos and Alfonso Sopena*

The detailed study of the presently known Permian sediments of the Iberian Chain and neighbouring areas, reveals essential differences in lithological composition as well as in the structural relationship with Palaeozoic and Triassic rocks. Considering these differences the area is divided into various regions according to the characteristics of the Permian in each area: BORDERS OF THE CENTRAL SYSTEM AND THE CONNECTION ZONE WITH THE IBERIAN CHAIN, NORTHWEST REGION OF THE CASTILIAN SECTOR OF THE IBERIAN CHAIN and SOUTHEAST REGION OF THE CASTILIAN SECTOR OF THE IBERIAN CHAIN.

In the first region (BORDERS OF THE CENTRAL SYSTEM AND THE CONNECTION ZONE WITH THE IBERIAN CHAIN), we find typical Autunian beds lying unconformably on Lower Palaeozoic rocks and overlain in turn also unconformably, by Triassic. The Autunian frequently displays volcanic intercalations followed conformably by red bed of the "Saxonian type". No internal unconformity has been found in this Autunian. Therefore the entire section is dated as Autunian. The lower part of the section is sometimes well defined palaeontologically. Figure 4.1 shows the distribution of the Permian outcrops and the principal sections with the corresponding units which are discussed in section 4.3. The precise correlation of the different lithostratigraphic units of the Permian section is very difficult to obtain. The variation in facies and thicknesses of these sediments is apparently due to four factors: viz (1) local variations in source area; (2) the activity of faults associated with alluvial fans which constitute most of the depositional facies; (3) complexity of the depositional environment and finally; (4) the presence of volcanic activity. This makes extremely difficult to establish lateral equivalencies. The nature and distribution of the deposits prove the existence of a number of basins of tectonic origin, with rapid subsidence, and filled by the erosional products of nearby source areas. These basins which are of variable extent, generally relate to a system of large strike-slip faults of late Hercynian age. This is the case of the small graben at Palmaces de Jadraque and of the outcrops in the Ayllón-Atienza sector, where they are on a large scale.

The absolute age obtained by HERNANDO et al. (1980) for the volcanic complex of Atienza, permits locating this time interval in the late Stephanian or, probably, in the early Autunian.

Although there are local variations, it seems reasonable to assume that the Permian sedimentation began in this area during the earliest Autunian, and that the lower part of the section in the Ayllón-Atienza sector is equivalent to the lower part of the Palmaces section and the sections of the Valdesotos-Retiendas sector which contain characteristic Autunian floras (section 4.3.1).

In each of the areas studied the stratigraphic section consists of units with different facies. These differences can be explained because of the situation and local characteristic of the basins. For example coluvial and scree deposits are found in the lower part of the sections at Palmaces and Valdesotos, whereas volcanic material exists in the Atienza section.

However, the subsequent evolution indicates a different tectonics setting. As ALVARO et al. (1979) have indicated, subsidence most likely took place in some of the basins, as a result of normal faulting along earlier fault lines which were reactivated. However, this does not seem to have occurred in late Permian times, as those authors believed, but during the Autunian. This hypothesis is based on the study of the megasequence formed by the two upper units of the Palmaces section, which clearly shows a progradation of alluvial fan deposits linked to a fault limiting the basin to the east.

Similar events, although not quite as evident, can be deduced from the detailed study of the upper part of the northwestern section at Atienza.

In the NORTHWEST REGION OF THE CASTILIAN SECTOR OF THE IBERIAN CHAIN there is also an Autunian succession which lies unconformably on Lower Palaeozoics and which is in turn overlain unconformably by the Saxonian. The latter is covered unconformably by the Buntsandstein. It must be pointed out that in this area the basal part of the Buntsandstein is of Thuringian age.

The Permian sedimentation of the "Capas de la Ermita" (Autunian, palaeontologically well characterized, section 4.4.1), began in this area in connection with explosive volcanic activity (NAVIDAD, 1982). These volcanic episodes are associated with high energy currents which transported volcanoclastic material in sheets and locally in channels.

These deposits are generally similar to the distal volcanoclastic facies described by VESSEL & DAVIS (1981), in the area of the "Volcán del Fuego" of Guatemala.

The initial high energy episodes evolved vertically (subunit E<sub>2</sub>), towards a more stable environment of lacustrine nature. There is also a decrease in volcanic activity upwards.

The Saalian movements and subsequent erosion modified the regional palaeogeography greatly. Likewise, the climate changed to more arid conditions, as the Saxonian sediments indicate. A number of small alluvial fans came into being in which the distinction between proximal and distal facies is hardly possible (Fig. 4.2-C).

These deposits may correspond to alluvial fans similar to the ones described by HEWARD (1978). These were of short to moderate duration, with fanhead entrenchment, and controlled by climatic factors.

The Palatine or Phalzan phase created a very different landscape in the area (Buntsandstein, of Thuringian age in the lower part, section 4.4.3). An extensive fluvial system became installed, with a relatively important general gradient. A system of high energy channels carried predominantly gravels as bed load.

Two principal cycles have been described (RAMOS & SOPEÑA, 1982) (G<sub>1</sub> and G<sub>2</sub> in figure 4.2). These probably relate to changes in the fluvial system as a result of tectonic activity occurring simultaneously with the Buntsandstein sedimentation; this is clearly evident in the westernmost part of the border areas.

The Permian of the third domain, SOUTHEAST REGION OF THE CASTILIAN SECTOR OF THE IBERIAN CHAIN, is characterised by the presence of various scattered volcanic outcrops overlying the Lower Palaeozoic. These volcanic rocks have been considered Carboniferous or Permian according to different authors but no one has provided solid dating. They are covered by the Buntsandstein which lies unconformably on any older rocks, which varies in facies and thickness and which in some places contains Thuringian microflora near the base.

In this domain the rocks of the northwestern area (section 4.5.2), considered to be Autunian, represent a sedimentation controlled by faulting which occurred during a compressive phase at the end of the Hercynian Orogeny (CAPOTE, 1978; ALVARO et al., 1979). The outpouring of volcanic material was associated with reworking by ephemeral streams which formed poorly hierarchised channels in an unstable drainage system.

After an undetermined period of time, but still during the Permian, the Buntsandstein facies began to be deposited in a completely different tectonic setting, of decompression, in which the Iberian Aulocogene began to be formed. Subsidence was very rapid in some areas, while certain highs to the south as well as to the north limited the basin; some transverse, NE-SW orientated, elements are associated with former highs.

These blocks were limited by active faults with important vertical movements, whose upthrow blocks fed alluvial fans.

The intermediate fine unit, in which the Thuringian microflora has been found (section 4.5.3), has a few intercalated sandstone beds and channelised conglomerates of small lateral extent as well as some caliche beds.

This unit is interpreted as the distal part of alluvial fans and is partly lacustrine.

Sedimentation continued during the Early Triassic without apparent break.

## 10.5 THE PERMIAN OF THE SW MARGIN OF THE MESETA

*Jean Broutin*

Until a few years ago, the evidence of Permian formation in the Sierra Morena only came from the "Rio Viar" basin, situated at a few Km northeast of Sevilla. Recent palaeobotanical and palynological investigations have shown that the so-called Stephanian floras from the higher level of the basins near Guadalcanal (on the northern margin of the "Ossa-Morena" structural zone) are, in fact, of early Permian age and contemporaneous with the "Viar" sequence.

These beds always consist of post-tectonic molasse sequences which are practically undeformed and which were laid down in intramontane basins. Their thickness is very variable and their geographic locations are closely controlled by the tectonic history of this region.

The deposits containing Permian floras are, apparently in continuity with Stephanian beds at Guadalcanal and, perhaps also Rio Viar.

The floral composition is quite special and of great interest since some of the floristic elements, belong to floral provinces outside the Euramerican Realm. Plants originating in the floristic provinces of "Cathaysia",

"Gondwana", and may be "Angara", unknown elsewhere in western Europe, were able to penetrate into the "Ossa-Morena" zone in early Permian times. This important biogeographical fact implies at this time in geological history, a land bridge between this peripheral segment of the Hercynian fold belt and the African Continent.

## 10.6 THE PERMIAN IN THE BETIC CORDILLERAS

*Otto Jan Simon and Henk Visscher*

The Betic Cordilleras in southern Spain represent the westernmost part of the peri-Mediterranean orogenic system, and is a consequence of the complicated pattern of motions between the African and European plates since Early Jurassic time. The Betic orogen comprises an External Zone and an Internal Zone (Fig. 6.1).

The External Zone, consisting of non-metamorphic Triassic to Miocene sediments, is subdivided into the Prebetic and Subbetic Zones. The former represents the platform and shelf sediments, in continental and shallow marine facies, deposited along the southern margin of the Iberian continent. Between the Prebetic and the Subbetic Zones "intermediate units" are distinguished, comprising slope and submarine fan facies sediments of Middle Jurassic to Miocene age. In the Subbetic Zone three major palaeogeographic realms are currently distinguished, mainly on the basis of the development of the late Liassic and younger Jurassic sequences. Subbetic sediments were thrust northwards onto the Prebetic Zone in Neogene time (AZEMA et al., 1979).

The Internal Zone is characterized by the presence of large-scale nappes. These essentially consist of Triassic and older rocks. On the basis of the lithostratigraphic development of the Triassic sequences and the tectono-metamorphic evolution, three major tectonic complexes are distinguished, in ascending order: (1) the Nevado-Filábride Complex; (2) the Alpujárride Complex; and (3) the Maláguide Complex (Fig. 6.1). In the northeastern part of the Internal Zone a group of correlatable tectonic units can be recognized in front of the Nevado-Filábride Complex and below elements of the Alpujárride and Maláguide Complexes. For this group of units the name Almagride Complex is introduced. The stratigraphic succession closely resembles that of part of the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia, implying deposition in a single palaeogeographic realm (BESEMS & SIMON, 1982). The provenance and sense of transport of the nappes of the Internal Zone is still a matter of debate, although an "ultra-betic" origin for the Alpujárride and Maláguide Complexes is currently favoured by most authors (e.g. BOURGOIS, 1980; AKKERMAN et al., 1980).

In the extensive geologic literature on the Betic Cordilleras, widespread occurrence of Permian, "Permo-Triassic" or "Permo-Werfenian" is frequently advocated. A critical analysis of the stratigraphic information available, however, clearly indicates that this assumption needs reconsideration. In the present paper the possible occurrence of Permian rocks in the Subbetic Zone and in the Internal Zone is discussed. For data on the Prebetic Zone and on the Balearic Islands of Ibiza and Mallorca, which geologically belong to the Betic Cordilleras, the reader is referred to chapters 5 and 7 in this volume.

### *Subbetic Zone*

The lowermost part of the Subbetic succession consists of sandstones, mudstones, gypsum and carbonates and is commonly referred to as the "germanic-andalusian" Triassic. It is generally subdivided in "Buntsandstein", "Muschelkalk" and "Keuper". Most authors attribute these lithologic units to the Early, Middle and Late Triassic, respectively. According to PAQUET (1969) the lower part of the "Buntsandstein" may contain rocks of Permian age. Recent work, based on palynologic and microfaunal studies, has revealed that a considerable part of the "Buntsandstein" sequences are of Late Triassic age (BESEMS, 1982b; BESEMS & SIMON, 1982). Until now, no pre-Ladinian deposits have been found and it may be concluded that Permian sediments are absent in the Subbetic Zone (Fig. 6.2-column g).

### *Almagride Complex*

The stratigraphic column of this complex shows conspicuous resemblance to the lower part of the Triassic of the Subbetic Zone in the province of Murcia (Fig. 6.2-columns F and G). In the lower part of the deepest exposed rock sequence (Pocito formation), which has been usually regarded as "Permo-Triassic", a palynologic assemblage or Anisian age has been recently found. Consequently, within the exposed part of the Almagride Complex no Permian is represented.



### *Malaguide Complex*

The major part of this complex consists of a Palaeozoic sequence of Silurian to (Early) Carboniferous age, overlain by a "Permo-Triassic" sequence of reddish and yellowish sandstones and mudstones, with intercalations of conglomerates, gypsum and carbonates. The present authors favour a mild Hercynian diastrophism between the deposition of the Palaeozoic and "Permo-Triassic" sediments. In the Vélez Rubio-Sierra de Espuña region the "Permo-Triassic" comprises four members (Fig. 6.2-column A). A palynologic assemblage from the lowermost part of member 2 indicates an (early) Anisian age. The higher members probably are of Cordevolian (=early Karnian) age on the basis of comparison with fossil-bearing rocks from Malaguide outcrops in the Sierra Alhamilla (province of Almería). Plant fragments found in redbeds in the Málaga province are also in favour for a Triassic age for at least the major part of the Malaguide "Permo-Triassic". In the North-African equivalent of the Malaguide Complex (=Ghomarides of Fig. 6.1) a single fragment of *Lebachia (Walchia) piniformis* (SCHLOTHEIM) Florin has been reported from a redbed sequence (MILLIARD, 1959). On the basis of this record, the presence of Permian rocks in the lower part of the Malaguide "Permo-Triassic" is gratuitously accepted by most authors. Palynologic and palaeobotanic studies (including a reinvestigation of the plant fragments described by MILLIARD) are necessary to prove or to disprove the presence of Permian deposits in the Malaguide Complex.

### *Alpujarride Complex*

The Alpujarride succession generally comprises a metaclastic sequence and an overlying carbonate sequence. The latter is of Middle to Late Triassic age, as evidenced by micro- and macrofaunas (SIMON & KOZUR, 1977). The clastic sequence consists of dark coloured schists, phyllites and quartzites of inferred pre-Permian age (Montesinos and Morenos formations of Fig. 6.2-column B) and an overlying variegated clastic succession (Tonosa formation) to which generally a "Permo-Triassic" age is attributed. The contact between the clastic sequence and the carbonate sequence is of stratigraphic nature, implying that at least the upper part of the Tonosa formation is of (Middle) Triassic age. Metapelites from the upper part of the Morenos formation and the lower part of the Tonosa formation have yielded undeterminable palynomorphs. Pending further palynologic and other studies, the presence of Permian deposits in the lower part of the Tonosa formation cannot be excluded.

### *Nevado-Filábride Complex*

In this complex a bipartite subdivision has been made in a Veleta Complex and an overlying Mulhacén Complex on the basis of a significant difference in metamorphism during the early period of the Alpine evolution. The Veleta Complex consists largely of dark clastics to which generally a Palaeozoic (and Precambrian?) age is assigned (Fig. 6.2-column E). Crinoid-bearing marbles intercalated in the structurally highest part of this sequence are of Eifelian age. The possibility is envisaged that the uppermost part of the Veleta Complex in the Sierra Nevada comprise clastics of "Permo-Triassic" age (PUGA & DIAZ DE FEDERICO, 1978). In the Mulhacén Complex several tectonic units can be distinguished. In most units a subdivision is made in a "basement" and a "cover" (Fig. 6.2-columns C and D). The former consists of dark schists and quartzites and the latter of a light-coloured clastic sequence, overlain by a carbonate-rich sequence. A Palaeozoic and/or older age is commonly assigned to the "basement" sequences, whereas the metasediments of the "cover" are generally attributed to the Permian and Triassic. The "basement" sequences of some higher Mulhacén units contain bodies of (meta) granites. Radiometric age determinations have yielded a Rb-Sr isochron of approximately 265 m.y. (late Early Permian) for the intrusion of the granites of the Bedar unit in the SE Sierra de los Filabres. The granites are generally assumed to be related with the Hercynian orogeny. At the top of the "basement" sequence of the deepest Mulhacén unit in the western Sierra de los Filabres a bleached zone has been found, which is interpreted as a weathering zone of Late Palaeozoic age (LINTHOUT & VISSERS, 1979). The uppermost part of the clastic "cover" sequence locally contains gypsum, suggesting a Middle to Late Triassic age for this part of the Mulhacén succession. The overlying carbonate-rich sequence is generally referred to the Middle to Late Triassic on the basis of comparison with dated carbonate sequences of the Alpujarride and Malaguide Complexes.

Summarizing, it can be stated that:

1. In the Subbetic Zone of the External Zone the known sedimentary sequence starts in the Middle Triassic.
2. In the Internal Zone, the Permian is certainly absent in the exposed parts of the Almagrider Complex. In the Nevado-Filábride, Alpujarride and Malaguide Complexes, Permian sediments may be present, although occurrences need to be biostratigraphically confirmed. In the Nevado-Filábride Complex intrusion of granites took place in late Early Permian time.

A continuing search for age-diagnostic microfaunal and palynologic remains is needed in order to establish the stratigraphic, palaeogeographic and orogenic configuration of the Betic realm during Permian time.

## 10.7 THE PERMIAN IN THE BALEARIC ISLANDS

*Antonio Obrador*

The existence of sandstones and red clays attributed to the Triassic is known since the first general geologic works concerning the Balearic Islands. These materials outcrop only at the islands Mallorca and Menorca. Very recently (BOURROUILH, 1973 and CUEVAS, in COLOM, 1975) the basal part of these lithofacies has been included in the Upper Permian.

Both in Menorca and Mallorca the boundaries between Permian and Buntsanstein are not certainly precised but BOURROUILH points out a possible unconformity at the islands Menorca between them. The base of Permian is unknown in Mallorca (lack of outcrops). At the island Menorca it lies in angular unconformity both over Devonian and Carboniferous which are intensively folded.

The general series in Menorca inferred from the many outcrops at the islands is after LLOMPART et al., (1979) as follows:

a.— Basal section with dominance of clays and muds intercalated between sandstony-conglomeratic horizons.

b.— Intermediate sandstony section, massive outlook.

c.— Upper section prevailingly clayely with sandstony intercalations.

These sediments have been thought to have a fluvial origin with more or less intense pedologic formations. This log is locally crossed by doleritic basalt intrussions corresponding to a volcanism phase of an still unprecised age.

In Mallorca the studies by CUEVAS (in COLOM, 1975) let distinguish two different lithologic series: a lower, sandstony-clayely log and an upper with sandstones and quartzites. Between them it is possible to differentiate a clayey section with plant remnants, coal and copper horizons.

## 10.8 THE PERMIAN-CARBONIFEROUS VOLCANISM OF THE IBERIAN PENINSULA

*Marina Navidad*

The Hercynian orogenic cycle came to an end in the Iberian Peninsula with a stage of magmatic activity extending essentially from the end of the Carboniferous until the middle of the Permian. The late Hercynian faulting stage formed extensive and subsident basins that controlled the Permian sedimentation: these basins are at the same time separated one from the other by important strike-slip faults that are the preferential outlets of the volcanic material. In these basins we find the Permian sediments and the volcanic material intimately together.

Volcanic outcrops of basic, intermediate character occur along the Iberian and Cantabrian Chains as well the smaller outcrops in the area of Sevilla (Viar Basin).

In the Iberian Chain special mention must be made of the western sector where two important effusive centres appear: Atienza and Albarracín, located at both extremes of the western sector and in tectonically the most complex areas. These areas are made up of andesitic-dacitic lava flows mixed in with pyroclastic material and more acidic subordinate types (rhyolites at Albarracín). Sills are specially abundant in the region of Atienza. Locally, (Ojos Negros sector) there are lava flows of plagioclase basalts and of trachandesitic nature, although they are of uncertain age.

The composition of the volcanism is calc-alkaline, rich in potassium and according to its relation to the minor elements (Y, Nb, Zr, Rb, Ce) it seems to indicate that the composition is linked with a period of tensional stress. Secondary alteration has strongly disturbed the primary chemistry of the volcanics.

The Cantabrian region is probably one of the sectors of the Iberian Peninsula in which the volcanic activity of this period reached its maximum development, particularly in the vicinity of Asturian Basin. The igneous activity is generally characterised by basic volcanism with plagioclase basalts of andesitic tendency and abundant

sills of intermediate composition. The primary characteristics have also been destroyed by secondary alteration.

In the rest of the Peninsula the igneous activity is limited to small basaltic lava flows and basic sills.

During the early Permian (Autunian) acidic volcanic manifestations took place, together with pyroclastic activity; these are located in subsiding basins with Permian sediments. The distribution is found fundamentally along the Iberian Chain and the Asturian Basin. Its composition corresponds to extremely differentiated members of the ryodactic-rhyolitic type, together with cinerite, lapilli, tuff and volcanic breccia.

The cycle appears to terminate at the end of the Autunian, although it is not isochronous in the Peninsula, depending on the different basins.

During the Saxonian, the volcanic activity seems to have ended in the Peninsula and except for the alkaline intrusion of anorogenic nature in the zone of Badajoz, there are no manifestations.

## 10.9 FINAL REMARKS

### *Carmina Virgili*

In the previous chapters the characteristics of the major Permian outcrops in Spain have been described.

After reading these chapters one can conclude that the characteristics vary enormously as well as the degree to which they are known; this explains why it is so difficult, if not impossible, to give general conclusions.

The most evident and important common characteristic of the different Permian outcrops is that the sediments are highly influenced by synsedimentary tectonic activity. The geometry of the deposits is controlled by this factor because the sediments are generally restricted to isolated basins which are the product of fault tectonics affecting the Iberian Peninsula, after the principal tectonic phases of the Hercynian cycle (CAPOTE, 1978; ALVARO et al., 1981). The sedimentological characteristics of the deposits also reflect the tectonic mobility that caused a positive relief by means of uplift. This tectonic influence is also recorded by the presence of magmatic activity which is always present, although of varying importance in the different areas.

Comparing the stratigraphic sections proposed for the different areas it is immediately apparent that it is not only difficult but almost impossible to establish lithostratigraphic units or to determine chronostratigraphic units.

In spite of these difficulties it is interesting to compare the different sections that are the most complete and best defined, i.e. the Cantabrian region (chapter 2: E. MARTINEZ-GARCIA), the Pyrenees (chapter 3: J. GISBERT) and the Iberian Chain and the border of the Central System (chapter 4: A. ARCHE, A. RAMOS & SOPEÑA), (Figure 9.1).

In the Sierra Morena (chapter 5: J. BROUTIN) the characteristics are rather different. The basins are installed in a stable area, with very little subsidence as can be seen by the thickness of the deposits and the facies that indicate low energy. There are no important sedimentary interruptions and the sediments contain different floral associations that range from upper Stephanian to Autunian and an interesting post-Autunian flora.

In the Cantabrian region (chapter 2: E. MARTINEZ-GARCIA) we shall consider the best known section in the central part of Asturias. Unconformably on Stephanian lie the "Viñón beds" that contain a late Stephanian C flora. The "Villaviciosa beds" which follow unconformably, have been confused until recently with the Triassic because of the red colour but are present known to contain Autunian flora. Liassic limestones follow unconformably.

In the Pyrenees (chapter 3: J. GISBERT) the sedimentary record is more complete. On the Lower Palaeozoic rest a complex of strata with Stephanian at the base and Autunian higher up. Sedimentation is discontinuous as is indicated by a number of important paraconformities. An important unconformity marks the limit with the "Upper Red Unit", that is unfossiliferous therefore of unknown age, but which is regarded as of "Saxonian" facies. The Buntsandstein follows unconformably as do other sediments which are stratigraphically conformable and of proven Triassic age.

On the border of the Central System (at Pálmaces in Guadalajara province) (chapter 4: ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) the Permian sediments lie unconformably on Palaeozoic rocks. It is a thick complex without apparent unconformities and contains Autunian plant fossils in the lower beds (SOPEÑA et al., 1977). It is

followed by Buntsandstein deposits of middle Triassic age.

In the Castilian sector of the Iberian Chain (chapter 4: ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) quite different characteristics are obtained. As in the Pyrenees, the Permian lies unconformably on Lower Palaeozoic strata the "La Ermita beds". This unit, that has yielded an Autunian flora, is separated from the unfossiliferous "Montesoro beds" (also known as "Saxonian") by an unconformity. Buntsandstein follows unconformably, starting with the Thuringian.

Further east in the Aragonese sector of the Iberian Chain (Cuenca province) (chapter 4: ARCHE, RAMOS & SOPEÑA) the sequence is also different. Unconformably on the Stephanian lies a detrital complex, the basal levels of which are of unknown age but which contains a Thuringian flora in the middle part. As in the Castilian sector it is conformable with middle and upper Triassic.

The difficulty to correlate these sections is not only due to regional geological problems but also to the exact meaning of the terms "Autunian", "Saxonian" and "Thuringian".

We should first remember that "Autunian", "Saxonian" and "Thuringian" are not stage names (Figure 9.2). The stratigraphic classification of the Permian is based on marine sections and there is still no agreement on the correlation between the marine scale and the continental sections to which the above terms refer.

The "Autunian" is identified by a flora defined in the Autun section (DOUBINGER, 1956; DOUBINGER et al., 1979; BUROZ & DOUBINGER, 1977). However it is still a matter of dispute if the Autunian floras are to be regarded as contemporaneous every where or whether they are laterally equivalent to the upper Carboniferous or of the lower Permian.

In the Autun basin, the Autunian represents the end of Permian sedimentation (FALKE et al., 1966) but in other areas like the Harz and Lower Silesia, the beds that contain Autunian flora are covered unconformably (Saalian unconformity), by unfossiliferous red beds. For these beds in the Harz (LAPPARENT, 1893) the term "Saxonian" was created. However, today it seems evident that in Europe (KOZUR, 1980a, 1980b; HOLUB & KOZUR, 1981; FEYS, 1976) more than one Saalian unconformity exists and that various interruptions are found as unconformities or paraconformities separating different parts of the Permian succession.

The "Thuringian" identified by floras found in the upper part of the Permian in Thuringia, limited unconformably upwards by Triassic sediments and below by Permian red beds considered as Saxonian. However, in Lower Silesia, the Thuringian flora occurs in beds overlying conformably those that according to their facies and tectonic relationships are to be assigned to the Saxonian (HOLUB & KOZUR, 1981; KOZUR, 1980a, b).

The Palaeozoic-Mesozoic boundary is still a problem to be solved even in areas where the sections are marine and that were considered until recently as continuous, i.e. in the central part of the Tethys. It is no surprise that this problem is most acute in the areas where the sections are of terrestrial facies as is the case of most of western Europe.

Thus, until the early sixties the Permian-Triassic boundary was established by the presence of the Palatine unconformity. Only in the last few years (GEIGER & HOPPING, 1968; VISSCHER, 1971; KOZUR, 1980) when microfloras allowed dating of the continental sections, it proved possible to demonstrate that the sedimentary interruption and unconformity (Palatine unconformity) do not coincide with the floral change which is considered, at least biostratigraphically, as marking the Permian-Triassic boundary.