



IGME

53

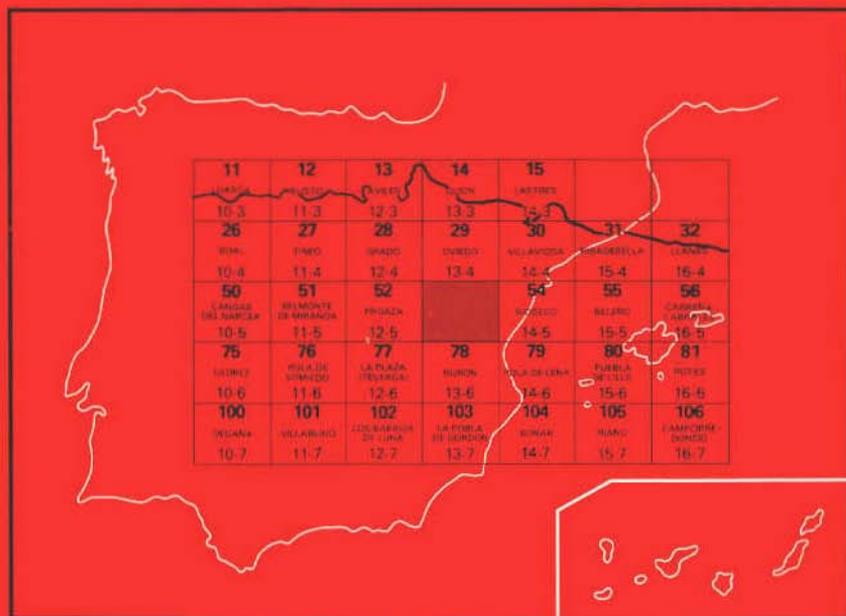
13-5

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MIERES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MIERES

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Don Félix Velando, don Ricardo Castelló, don Francisco Orviz, don Guillermo Ortuño, don Camilo Caride, don Manuel Gervilla, don Javier Fernández-Pello y don Antonio Obis.

Los trabajos de laboratorio que han apoyado el estudio de la Hoja han estado a cargo de los siguientes señores:

Paleontología del Carbonífero: CAMILO CARIDE y GUILLERMO ORTUÑO.

Paleontología del Devónico: TRINIDAD DEL PAN.

Micropaleontología: CARLOS MARTINEZ.

Palinología: J. J. CHATEAUNEUF.

Petrografía y Sedimentología: AURORA ARGÜELLES, AMPARO DE LAS HERAS y ADRIANO GARCIA-LOYGORRI.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 30.567 - 1975

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

En el ámbito de la Hoja, y ateniéndose a sus características estratigráfico-tectónicas, pueden distinguirse cuatro zonas:

a) *Zona SE*. En la cual afloran terrenos cámbricos y ordovicicos pertenecientes a la Escama de Laviana y encuadrados en la región de Mantos o de Asturias oriental.

b) *Zona Devónica del NO*. De reducida extensión, lo que unido a su situación paleogeográfica de borde de cuenca, impide establecer su correlación exacta con los estratotipos de las formaciones devónicas definidas en la costa asturiana. Pertenece a la Unidad de Pliegues y Mantos o de Asturias Central.

c) *Zona Mesozoica*. Dentro de la Cuenca Mesoterciaria de Asturias pueden distinguirse tres grandes unidades, que de N. a S. son: 1) Cuenca de Gijón-Villaviciosa; 2) Franja Móvil Intermedia, y 3) Surco de Oviedo-Infiesto.

El área mesozoica de la Hoja está comprendida íntegramente en la tercera unidad, caracterizada porque durante el Trías Superior y el Jurásico fue una zona de umbral, motivo que explica la ausencia de sedimentos de esas edades. Posteriormente se produjo un basculamiento hacia el Sur, relacionado con el gran accidente localizado en la Franja Móvil Intermedia, de-

positándose sedimentos del Cretácico Inferior (facies de Utrillas) y del Cretácico Superior en facies marina poco profunda.

d) *Zona Carbonífera*. A excepción de los afloramientos de caliza de Montaña (Namuriense) y griotte (Viseiense), el resto de los terrenos de este tramo tienen edades que van desde el Westfaliense A hasta el Westfaliense D más superior.

El estudio geológico referente a la Cuenca Hullera Central Asturiana se realizó a escala 1:10.000, no sólo con datos de superficie, sino analizando detalladamente las labores mineras más significativas desde el punto de vista geológico y los planos de las mismas. Intervinieron en esta labor: GUILLERMO ORTUÑO, CAMILO CARIDE, MANUEL GERVILLA, JAVIER FERNANDEZ-PELLO y ANTONIO OBIS.

El trabajo de campo para el levantamiento de la cartografía geológica de la franja oriental hasta llegar a los paquetes productivos y del ángulo devónico-carbonífero pre-Westfaliense del NO. de la Hoja ha sido realizado por FELIX VELANDO, RICARDO CASTELLO y FRANCISCO ORVIZ.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 CAMBRICO

Pertenecen a esta edad los materiales más antiguos que afloran dentro de la Hoja.

Al E. del límite de la cuadrícula afloran los sedimentos calcáreo-dolomíticos de Lán cara, siendo la Formación Oville (CA_2-O_1) el nivel más bajo que puede localizarse en ésta.

La Formación Oville se inicia por un tramo de 15-30 m. de pizarras verdosas, que en las Hojas contiguas (Rioseco y Puebla de Lillo) han proporcionado unas ricas faunas de Trilobites, de edad Acadiense. Siguen 150-180 m. de areniscas de grano fino (Cuarzarenitas, con cemento ferruginoso o silíceo y matriz sericitica. Los granos de cuarzo, componente fundamental, se presentan bien calibrados, con tamaño arena muy fina y mal redondeados; como fracción pesada contienen siempre turmalina y circón. Es muy característica en esta formación la gran abundancia de glauconita, cuya presencia permite separar aquélla, al menos cartográficamente, de la Cuarcita Armoricana o de Barrios situada inmeditadamente encima), con intercalaciones de pizarras que pueden representar el techo del Acadiense, el Potsdamiense y quizá el Tremadoc.

En la Hoja de Mieres y por motivos tectónicos solamente aflora parte del tramo cuarzarenítico.

2.2 ORDOVICICO

Se distinguen dos formaciones: a) Cuarcita de Barrios o Armoricana (O₁), y b) Pizarras del Sueve.

a) *Cuarcita armoricana.*

Sobre la formación anterior y en tránsito gradual se apoya un potente tramo de cuarcitas blanquecinas, dispuestas en estratos potentes con algunos tramos masivos y escasas intercalaciones poco potentes de pizarras silíceas. Espesor medio de 300-400 m.

Al microscopio pueden clasificarse como cuarzarenitas con cemento silíceo (10 por 100); el cuarzo (90 por 100), de tamaño de arena media, se presenta bien calibrado y redondeado. La fracción pesada está formada por rutilo, turmalina y circón. Algunas de las muestras estudiadas contienen moscovita y fragmentos de rocas metamórficas. Generalmente se encuentran en ellas diversas pistas (Cruzianas, Scolithus) que han permitido datar el Arenigiense, y en ocasiones el Skidawiense.

b) *Pizarras del Sueve*

Sobre estas cuarcitas descansa un delgado nivel pizarroso, que en la Hoja contigua (Rioseco) contiene graptolites del Llanvirniense-Llandeilo (O₂).

2.3 DEVONICO

En el Devónico de Asturias se distinguen una serie de formaciones litoestratigráficas, definidas fundamentalmente en la costa (Hojas de Avilés y Gijón) por BARROIS (1882), ADARO y JUNQUERA (1916), DELEPINE (1932) y COMTE (1959).

La reducida extensión de los afloramientos devónicos en la presente Hoja y su situación paleogeográfica de borde de cuenca, hacen sumamente difícil (los fósiles son muy escasos y mal conservados) su correlación con los estratotipos de las formaciones estudiadas en la costa.

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, y con las naturales reservas, se han distinguido los tramos siguientes: a) Complejo detrítico-calcareo, que incluye las formaciones de Rañeces y Moniello; b) Calizas de Moniello, que han podido separarse dentro del complejo detrítico-calcareo en la zona más occidental; c) Arenisca del Naranco, y d) Areniscas del Devónico Superior.

2.3.1 COMPLEJO DETRITICO-CALCAREO (D_{11,21})-GEDINIENSE-COUVINIENSE

Incluye una serie de litología muy variada, con abundancia de facies terrígenas, en las cuales se observan marcadas variaciones laterales, típicas

de borde de cuenca, que hacen difícil establecer una sucesión litológica definida.

El tramo más bajo, en contacto mecánico con el Carbonífero, está formado por un nivel de 30-40 m. de cuarzarenitas, al cual sigue una alternancia de pizarras y areniscas deleznable de colores vivos, amarillos, rojizos fundamentalmente y pardos, que forman bandas de 3 a 10 m. de espesor, con paquetes que incluyen micritas arenoso-limosas recristalizadas, dolomías y cuarzarenitas.

Se ha recogido la fauna siguiente:

Spirifer (Hysterolites) cf. hystericus, KONINCK; *Brachyspirifer cf. carinatus* (SCHNUR), y *Mucros-pirifer rousseani* (ROU).

2.3.2 CALIZAS DE MONIELLO (D₁₃₋₂₁)

Emsiense-Couviniense. Serie calcárea bien estratificada, depositada en un medio marino restringido, formada por micritas, biodismicritas con «bird's eyes», biomicritas con óxidos de hierro, dismicritas y dolomías.

Formación diacrónica, cuya potencia va disminuyendo de este a oeste, pues mientras en La Cabruñana (Hoja de Grado) sobrepasa los 300 m., en la Hoja de Mieres no alcanza los 200.

Se ha recogido la fauna siguiente:

Enryspirifer aff. paradoxus (SCHLOTHEIM), *Fimbrispirifer cf. venustus* (HALL), *Nuculana* sp. y restos de conchas de Braquiópodos y Moluscos indeterminables.

2.3.3 ARENISCAS DEL NARANCO (D₂₁). COUVINIENSE

Los afloramientos de esta formación litoestratigráfica ocupan una reducida extensión dentro de la Hoja. Comienzan con una serie arenosa de colores rojizos, a la que sigue una sucesión de pizarras amarillas y verdes con intercalaciones de bandas areniscosas, que hacia el techo se van haciendo cada vez más frecuentes, hasta desaparecer prácticamente las pizarras.

Petrográficamente las areniscas son cuarzarenitas y subarkosas, formadas por granos de cuarzo (70-80 por 100), óxidos de hierro y cemento silíceo o volcánico (vidrio sideromelánico). En la fracción pesada se encuentra siempre turmalina y rutilo.

En los afloramientos de la Hoja no se han encontrado fósiles determinables. DELEPINE cita, al N. de Trubia, la fauna couviniense siguiente:

Enryspirifer paradoxus (SCHLOTHEIM), *Cyrtina heteroclita* (DEFRANCE) y *Euryspirifer intermedius* (SCHLOTHEIM).

La potencia es muy variable, desde 60-70 m. al O., hasta desaparecer prácticamente al E. del límite devónico.

2.3.4 ARENISCAS DEL DEVONICO SUPERIOR (D₃₁₋₃₂)

Al igual que la formación siguiente (caliza de Cándamo), tiene un gran interés paleogeográfico, por lo cual, y a pesar de su escasa potencia (4 a 10 m.), se han representado en el mapa exagerando un poco ésta.

Las areniscas del Devónico Superior constituyen una serie fundamentalmente detrítica de naturaleza transgresiva, compuesta por cuarcitas blancas, areniscas cuarcíticas y microconglomeráticas. En la Hoja no se han encontrado fósiles. J. PELLO, en el anticlinal de Santa Eulalia de Morcín, de la vecina Hoja de Proaza, ha encontrado abundantes moldes detallados de Crinoideos, un campo muscular ventral, posiblemente de *Schizophoria striatula* (SCHLOTHEIM) y *Cytospirifer verneulli* (MURCHISON). Esta fauna, aunque no aporta precisiones sobre la edad de estos materiales, se encuentra con frecuencia en las areniscas del Devónico Superior de otras zonas.

2.3.5 CALIZAS DE CANDAMO (D₃₂³-H₁₁^A)

Se trata de una formación que, como ya indicamos al tratar de las areniscas del Devónico Superior, presenta un espesor sumamente reducido. Está constituida por calizas biosparíticas y biomicritas muy compactas, de aspecto blanquecino o gris claro. Según J. PELLO, que ha estudiado con detalle estas calizas, contienen una microfauna de Conodontos que ha permitido precisar en algunas zonas y dentro de esta formación el tránsito Devónico-Carbonífero.

2.4 CARBONIFERO

Prácticamente el 80 por 100 de los terrenos que afloran en la Hoja tienen esa edad. Alcanza una potencia de unos 6.000 m., de los que 4.500 tienen origen marino. Dentro del mismo pueden distinguirse dos series: la inferior, con un espesor aproximado de 3.000 m., considerada como improductiva, aunque en algunos de sus tramos hayan existido localmente algunas pequeñas explotaciones; y la superior, con 2.800 m. de potencia, que encierra todos los paquetes hulleros beneficiados en la actualidad.

Como se indica en la cartografía, se han distinguido en el Westfaliense dos unidades: la Unidad Occidental o de Riosa, y la Unidad Oriental o de Aller-Nalón, separadas por un gran accidente, y cuya estratigrafía presenta notables diferencias.

2.4.1 SERIE GRIOTTE (H₁₂^A)

Conjunto formado, de muro a techo, por calizas nodulosas rojas (biomicritas), radiolaritas, pizarras silíceas rojas, pizarras grises más arcillosas y calizas nodulosas verdes que pasan insensiblemente a calizas grises (micritas). Su potencia oscila de 15 a 40 m. La biofacies, Goniatítidos. (*Goniatites subcircularis*, MILLER; *Goniatites granosus*, POSTLOCK; *Goniatites striatus*, SOWERBY, etc.) Conodontos, Ostrácodos, Crinoideos y Radiolarios permiten atribuirle una edad Viseiense, aun cuando pueda alcanzar el Namuriense basal, como se demuestra en el estudio de varias muestras por B. MAMET (Universidad de Montreal).

2.4.2 CALÍZA DE MONTAÑA (H₁₋₂₁^{B-B})

Concordante con el tramo anterior y en tránsito gradual, descansa una potente formación calcáreo-dolomítica. En general está compuesta (existen numerosas variaciones) por calizas grises de grano fino, fétidas y bien estratificadas en la base; calizas y dolomías de aspecto masivo en la parte media, y calizas grises más claras, tableadas, con laminación paralela y de grano fino, en la parte alta. Su potencia media dentro del área estudiada es de 250-300 m.

Todas las muestras estudiadas presentan un elevado grado de recristalización, siendo biomicritas en su origen.

La edad namuriense de esta formación es admitida generalmente, perteneciendo los estratos más modernos que han podido ser datados al Namuriense B.

El tramo masivo encierra asociaciones de Foraminíferos: *Tuberitina bulbacea* (GALLOWAY y HARLTON), *Tetrataxis* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Archaeodiscus* sp., y *Archaeosphaera* sp. del Namuriense Inferior o Medio.

En un corte realizado al NE. de Bimenes, varias muestras recogidas dentro de esta formación han permitido reconocer desde el Westfaliense A hasta el Namuriense Inferior o Medio, lo cual no ocurre en otras zonas, por ello es necesario admitir que esta formación es diacrónica.

2.4.3 PAQUETE FRESNEDO (H₁₋₂₁^{Bc-B})

Finalizada la deposición calcárea de la caliza de montaña se implanta paulatinamente una sedimentación terrígena, en la que todavía durante un cierto tiempo se intercalan bancos calizos de mayor o menor entidad.

Al conjunto de sedimentos comprendidos entre la caliza de montaña y la caliza de Peña Redonda se le conoce con el nombre de Paquete Fresnedo.

Tiene una potencia de 470 m. de espesor medio, aun cuando en ciertas zonas, como ocurre en los alrededores de Priandi, esta potencia queda reducida a unos pocos metros, pues como ya se citó, la caliza de montaña es diacrónica, extendiéndose hasta el Westfaliense A.

Se inicia con pizarras calcáreas, a las que siguen pizarras arcillosas marrones, con niveles negruzcos y pasos más arenosos. Las areniscas, que representan el 7 por 100 del total de la formación, son finas, algo poligénicas y con tendencia cuarcítica, conteniendo generalmente pequeñas vetas vegetales carbonizadas.

Su edad no ha podido ser determinada hasta el momento, dada la carencia de restos fósiles. Incluso se ha estudiado la palinología y la posible microflora en el Bureau de Recherches Geologiques et Minières, por J. CHATEAUNEUF, sin resultados positivos, sin embargo, al constituir el yacente de la caliza de Peña Redonda, debe representar el tránsito del Namuriense al Westfaliense y parte del Westfaliense A.

2.4.4 CALIZA MASIVA O DE PEÑA REDONDA (H₂₁^B)

Son 110 m. de calizas de color gris claro, con Fusulínidos, formando generalmente un banco compacto, con una intercalación de pizarras calcáreas.

Paleontológicamente se caracteriza por contener: *Profosulinella*; *Endothyra* ex. gr.; *Spirilliniformis*, BRACH y POT, y *Archaediscus* aff. *variabilis*, REITLINGER, que permiten situarla en el Westfaliense A.

2.4.5 PRIMER TRAMO PRODUCTIVO (H₂₁₋₂₃^{B-B3})

Incluye los paquetes Levinco, Llanón y Tendeyón (GARCIA-LOYGORRI, et al., 1971).

Sobre la caliza de Peña Redonda descansa una serie que a pesar de su gran variedad litológica, pizarras arcillosas y calcáreas, areniscas, micropudingas, calizas, cuarcitas, carbón, etc., resulta muy monótona en su conjunto, debido a la sucesión rítmica que presentan estos materiales, formando ciclos repetidos buen número de veces en los 2.000 m. de espesor que tiene aproximadamente este tramo en su afloramiento de Bimenes.

El orden rítmico ideal de estos materiales, teniendo como término base el carbón, es el siguiente:

Carbón-pizarra de techo-caliza-pizarra calcárea, pizarra arcillosa-pizarra arenosa-arenisca-cuarcita-pizarra con suelo de vegetación-carbón.

Normalmente suelen faltar algunos de los términos y variar el carácter de otros. En los 600 m. basales de esta serie no aparecen las cuarcitas, y

lo hacen esporádicamente los términos carbón y pizarra con suelo, adquiriendo, sin embargo, espesores considerables las calizas; las pizarras de techo suelen ser marinas, con abundante fauna. En los 800 m. siguientes desaparecen las calizas y pizarras calcáreas y, a veces, faltan los términos carbón, pizarra con suelo y cuarcita; las areniscas adquieren más importancia, formando gruesos bancos de verdaderas micropudingas, y las pizarras de techo pasan a ser más continentales, conteniendo en alguno de sus niveles plantas flotadas. Por último, en los 600 m. finales vuelven a aparecer las calizas, aunque en menor extensión y espesor que en el tramo basal, adquiriendo también las cuarcitas y el carbón de mayor importancia.

Predomina el ambiente marino en casi toda la sedimentación, siendo escasos y poco representados los episodios continentales.

Dentro del paquete Levinco y en la primera capa calcárea, encima de la caliza masiva desaparece *Endothyra* ex. gr. *spirilliniformis* (BRARH y POT), y subiendo en la serie se constata la presencia de *Pseudostaffella* ex. gr. *subquadrate*, CROZ y LEB, que indica el tránsito del Westfaliense A al Westfaliense B. En la base del paquete más alto de la serie (Tendeyón) aparecen las primeras *Fusulinellas*, que señalan un Westfaliense C. En las delgadas calizas que se presentan más arriba aparece *Pseudostaffella* ex. gr. *sphaeroidea* (LAMARK), junto con *Tetrataxis parviconica*, LEE Y CHEN.; *Tetrataxis augusta serpuvokensis*, REITLINGER, y las primeras *Fusulinas* en su sentido más estricto (*Fusulina* aff. *schellwieni* var. *apofensis*, CERNOU, datando a su conjunto como Westfaliense C Superior. Poco antes del techo del paquete Tendeyón, hace ya su aparición el género *Hemigordius*, y poco más arriba, *Fusulina* ex. gr. *cylindrica*, FYSHER DE WALDHEIM, deduciendo ya la presencia del Westfaliense D. Esta edad, sin embargo, no la podemos tomar como definitiva, puesto que en el paquete suprayacente, Caleras, existen argumentos macroflorísticos y palinológicos que lo correlacionan con el Westfaliense C de Europa occidental, comprobándose una cierta diferencia entre ambas dataciones.

2.4.6 SEGUNDO TRAMO PRODUCTIVO (H_{23-24}^{B3-B1})

Comprende los paquetes Caleras, Generales y San Antonio, con una potencia media de 950 m.

Está formado por seis episodios marinos que reúnen el 75 por 100 del total de sedimentos, alternando con otros seis continentales.

En los continentales se encuentran niveles típicos de este ambiente, como son: capas de carbón, algunas de ellas explotables, pizarras de techo con plantas y claros suelos de vegetación, dispuestos según el ciclotema:

Carbón - pizarras de techo - pizarra arenosa - arenisca - suelo de vegetación - carbón.

Este ritmo se repite de dos a cuatro veces en cada uno de estos episodios, faltando en ocasiones algunos de sus términos y variando el carácter de otros; así ocurre con la pizarra de techo, que suele tener plantas flotadas en los primeros ciclotemas y fósiles marinos o pasa a un nivel calizo en el último. Las areniscas, por su parte, cambian la tendencia cuarcítica que muestran en los estratos de muro, en beneficio de las de tipo calcáreo en los estratos superiores, llegando a formar gruesos bancos de micropudingas calcáreas al final de los tramos marinos.

Los episodios marinos, mucho más potentes que los anteriores, se caracterizan por estar formados por un conjunto de pizarras arcillosas, arenosas, calcáreas, etc., con abundantes niveles de fauna marina, sobre los que se apoyan o intercalan secuencias más arenosas; y por la aparición, aunque tímida, de pasos de carbón, que cuando lo hacen, presentan techo marino y sólo algunos centímetros de espesor. La base de los tres primeros episodios está formada por bancos de caliza de 5 a 10 m. de potencia.

Dentro de la microfauna estudiada cabe destacar: *Fusulinella*; *Hemigordius*; *Profosulinella*; *Pseudostaffella* ex. gr. *Sphaeroidea*, LAMARCK, y *Fusulina* ex. gr. *cylindrica*, FISCHER.

2.4.7 TERCER TRAMO PRODUCTIVO (H^{B1-B2}₂₄₋₂₄)

Comprende los paquetes María Luisa y Sotón, que con una potencia de 750 m. son los más explotados dentro de la cuenca carbonífera.

Sobre el último tramo marino del paquete San Antonio, que culmina con un grueso banco de micropudingas conocido con el nombre de La Voz, se inicia una sedimentación en la que se suceden alternativamente los episodios marinos y continentales, indicando el carácter rítmico de las invasiones marinas.

En las continentales, que suponen un 45 por 100 del espesor total de sedimentos, aparecen numerosas capas de carbón, muchas de ellas explotadas en la actualidad y entre las que con frecuencia se intercalan niveles con fauna de agua dulce, generalmente de *Antraconautas* y *Antraconaias*, hiladas de plantas flotadas a techo de las capas y claros suelos de vegetación a muro. Los marinos, por su parte, están formados por pizarras con fauna marina, que alternan con areniscas calcáreas de marcada tendencia a micropudinga.

En la mitad inferior de la serie, es decir, en los estratos correspondientes al paquete María Luisa, se diferencian tres tramos continentales y tres marinos de espesores comparables, siendo el segundo de los continentales el más potente de todos los reconocidos de este ambiente dentro de la cuenca. En la mitad superior se diferencian seis de cada

uno de ellos, entre los que destacan por su espesor el 1.º y 3.º de los continentales y 1.º y 5.º marinos.

En una de las capas del último tramo continental se sitúa estratigráficamente el tonstein Lozanita (GARCIA-LOYGORRI, et al., 1971), excelente nivel guía dentro de la cuenca.

Entre la flora encontrada merecen reseñarse: *Neuropteris ovata*, HOFFMANN; *N. scheuchzeri*; *Pecopteris* ex. gr. *cyathea*; *Sphenopteris rotundifolia*; *S.* ex. gr. *obtusilaba*; *Sphenophyllum emarginatum*; *S.* sp. A; *S.* sp. B; *Alethopteris grandinigides*; *Neuropteris tenuifolia*; *Pecopteris miltoni*; *Sphenopteris rotundifolia*; *Sphenophyllum emarginatum*, y *Sph. cuneifolium*.

2.4.8 CUARTO TRAMO PRODUCTIVO (H₂₄₋₂₄^{B2-B3})

Comprende los paquetes de Entrerregueras, Sorriego Modesta y Oscura, con un espesor medio de 1.125 m.

Los paquetes de Entrerregueras y Sorriego tienen un espesor de 650 m.

Es característico de este conjunto, por un lado, la aparición de las primeras gonfolitas, y por otro, la existencia de dos niveles, uno en su base, de 130 m. de potencia, y otro en el techo, de más de 140 m., formados por estratos casi exclusivamente marinos; fenómenos que no se habían producido desde el paquete San Antonio.

Se inicia la secuencia por el tramo marino basal reseñado anteriormente, interrumpido por un pequeño episodio continental con 1 ó 2 capas explotables, al que sigue otro tramo marino superior.

Las gonfolitas muestran cantos de calizas grises o pardas, normalmente de algunos centímetros, envueltos en una matriz arenosa, y pueden pasar lateralmente a bancos de areniscas porosas. El estudio micropaleontológico de sus cantos revela la presencia de abundantes fragmentos de «caliza de Montaña» y de los niveles superiores, siendo los más modernos encontrados de edad Westfaliense B.

La flora difiere poco de la del tercer tramo productivo, reseñada en el apartado anterior; siendo el *Sphenophyllum emarginatum*, BRGT., muy abundante. Se considera, por tanto, una edad Westfaliense D Medio para este conjunto.

Los paquetes Modesta y Oscura representan los tramos más elevados dentro de los productivos, aflorando únicamente en el núcleo de los sinclinales de Sama y el Entrego.

Su potencia conjunta alcanza 460 m. Se inicia por un tramo de 120 m., donde predominan los sedimentos marinos, en el que se intercalan numerosas y delgadas venas de carbón. Encima se encuentran tres episodios continentales con 12 capas explotables y tres episodios marinos. Aparecen bancos de gonfolitas asociados a los episodios continentales.

Considerados en su conjunto, se opera en ellos una inversión signifi-

cativa; respecto a los restantes paquetes de la Cuenca Central, los estratos continentales predominan, por primera vez, sobre los marinos, que sólo representan el 46 por 100, aproximadamente, de su espesor.

Este geocratismo creciente hacia el techo del Carbonífero de la Cuenca Asturiana parece producir la próxima implantación del régimen límnico, que caracteriza a los depósitos del Estefaniense Superior.

No está suficientemente aclarada la edad de estos paquetes; en la leyenda su techo se ha puesto en el Westfaliense D Superior, pero podría ser algo inferior.

2.4.9 ZONA OCCIDENTAL

2.4.9.1 Tramo improductivo (H₂₁₋₂₄^{B-B})

El tramo basal de la serie está constituido por una alternancia de pizarras y areniscas, entre las que descuellan frecuentes bancadas de calizas (Westfaliense A).

La determinación de su edad pudo llevarse a cabo a través de la microfaua encontrada en los bancos calizos. *Endothyra spirilleniformis*, *Profusulinella*, *Archaediscus pseudomolleri*, *Archaediscus variabilis*, *Archaediscus subbashkiricus*, y *Metacoceras postcostatum*.

Predominan los lechos potentes de pizarras, frecuentemente calcáreas e incluyendo fauna marina, aunque otras veces, las menos, son asiento de suelos de vegetación. Las areniscas presentan en ocasiones estratificación cruzada, encontrándose casi siempre constituyendo alternancias con pizarras más o menos arenosas.

Los bancos calizos se muestran generalmente muy bien diferenciados, constituyendo visibles crestones por su mayor grado de dureza y los acusados buzamientos con que están afectados; más raramente se integran en alternancia con pasos graduales a pizarras calcáreas. Su facies macroscópica es, hasta cierto punto, parecida a la de la caliza de montaña, por el color oscuro, la frecuente recristalización y la fetidez que a veces presentan. Su potencia es variable, oscilando entre varios decímetros y algunos metros. Los bancos más potentes que hemos podido observar miden 8 y 15 m. de caliza pura y de alternancia de calizas y pizarras calcáreas, respectivamente.

Dentro de este tramo se intercalan algunos carboneros, pero de pocos decímetros de potencia.

Al techo de los paquetes anteriores aflora una serie más detrítica (los tramos calizos son escasos) y con mayor número de pasadas de carbón; no se ha podido precisar su edad, aunque con todas las reservas, podría datarse como Westfaliense B.

Es característica en casi toda esta serie la complejidad de los nume-

rosos pliegues y fracturas que hacen sumamente difícil llegar a un conocimiento suficientemente preciso de su columna estratigráfica.

Finalmente, el tramo correspondiente al Westfaliense C es de composición litológica semejante a las series precedentes, siendo otra vez muy abundantes las intercalaciones calizas. Ha sido frecuente la macrofauna encontrada en las pizarras, aunque no se han hallado en ella fósiles suficientemente típicos para poder datarla. Sin embargo, la microfauna de las calizas ha permitido caracterizar el Westfaliense C mediante la presencia de especies o géneros de foraminíferos (*Fusulinas*, *Eotusulinas*, *Staffellas* y *Pseudostaffellas*).

2.4.9.2 Paquete Canales (H₂₄^{B1})

Presenta un espesor medio de 960 m. Los 330 m. basales tienen un origen preferentemente marino, apareciendo incluso esporádicamente algún nivel delgado de caliza. Dentro de este tramo, en los 125 m. más superiores, afloran cinco capas de carbón y otros tantos carboneros, generalmente con potentes suelos de vegetación a su muro; cuatro de las capas de carbón soportan niveles marinos con espesores comprendidos entre 5,5 y 15 m. Sigue un importante tramo marino de 178 m., que contiene cinco niveles diferentes con este origen, interrumpidos por episodios continentales poco marcados, con escasos pasos de carbón esporádicamente beneficiables.

Sigue el tramo continental más potente de cuantos se reconocen en el paquete, con 60 m. de espesor. Predominantemente arenoso, sus niveles más groseros contienen abundantes nódulos e hilos discontinuos de carbón. Se intercalan varias capas de carbón, en número de 4 a 6, generalmente constituidas por varias venas separadas por suelos de vegetación; de una a tres suelen ser explotables.

Sobre este conjunto descansa otro episodio marino de 130 m., que en su tercio inferior incluye varios pasos de carbón. El último nivel marino sobrepasa los 90 m., y en él se han clasificado 85 especies distintas de fauna; su culminación es una arenisca, con carácter de micropudinga hacia el Norte, que en el pozo San José de Olloniego lleva intercalados nivelillos de pudinga en su mitad inferior. Un nuevo tramo continental de 20 m., conteniendo de una a tres capas explotables, reposa sobre él.

La serie continúa con otro paquete marino de 70 m., que tiene cuatro niveles distintos con fauna fósil, separados por delgados episodios continentales.

El siguiente tramo continental mide 34 m. en el pozo Montsacro (Hoja de Proaza), y está constituido casi exclusivamente por suelos de vegetación. En el pozo Llamas sólo está formado por dicha capa y su delgado

suelo de vegetación, mientras que en el pozo San José de Olloniego equivale a un hilo de carbón sumamente estrecho.

Culmina el paquete con un nivel marino de 42 m., sumamente arenoso. En algunas zonas existe sobre éste una capa de carbón, soporte del primer horizonte de conglomerado.

De toda la serie estudiada, los tramos marinos representan el 72 por 100 del total. Para Canales superior, los estratos conteniendo fauna marina suponen el 58 por 100 del subpaquete, repartidos en 13 niveles marinos diferentes.

En la base del paquete se señala la presencia de *Alethopteris lonchitica*, SCHLOT, y en la parte superior aparece *Neuropteris ovata*, HOFFM, lo que permite asignarle una edad Westfaliense C-D.

2.4.9.3 Paquete Pudingas (Hpu^{B1-B2}₂₄₋₂₄)

Inmediatamente encima del paquete Canales se encuentra la formación de las pudingas.

Su espesor medio es de 672 m., teniendo un valor máximo de 860 m. en las proximidades del río Caudal.

En la línea de crestas del pico Lusorio, el 53 por 100 de su potencia total se halla integrada por bancos de pudinga de canto grueso; el resto está constituido por lechos de pizarras, areniscas y algunos pasos de carbón.

En la carretera de Oviedo a Mieres pueden distinguirse claramente tres tramos:

El primero está constituido por un horizonte de pudingas, cuyo espesor varía entre 8 y 25 m., continúa a lo largo de toda la corrida indicada, que a veces lleva intercalado un nivel de micropudinga.

El segundo tramo es el que incluye las capas de carbón explotables y, junto con el conglomerado basal, tiene un espesor medio de 142 m., con valores extremos de 95 y 215 m. Comienza con un grupo de capas y carboneros, con suelos de vegetación a su muro, soportando el superior el primer nivel marino del paquete. Sigue otro grupo de capas y carboneros, incluidos en un tramo continental cuyo espesor aumenta hacia el Sur, que es recubierto por un nuevo nivel marino, con la misma variación lateral que el precedente, pero más importante. Un último grupo de capas, exclusivamente continentales a poniente del pozo San Nicolás y que intercala un nuevo nivel marino en el pozo Llamas, completa el tramo que los mineros denominan «Entrepuodingas». En la carretera de Oviedo a Mieres puede estudiarse más claramente este segundo tramo, donde aparece formado por 530 m. de pudingas, encima de las cuales se encuentran:

— Areniscas, generalmente micropudingas, en algunas de las cuales

se han encontrado restos de Foraminíferos y moluscos, pero el mal estado de conservación en que se hallan y el carácter litoral de la roca encajante hacen difícil discernir si se trata de fósiles resedimentados o no

- Pizarras, generalmente constituyendo suelos de vegetación fósiles, a veces con abundantes restos vegetales flotados. Solamente se ha encontrado un nivel marino de 34 m. de espesor, situado en la mitad inferior del tramo considerado.
- Capas de carbón, inexplotables, cuyo espesor nunca supera los 0,20 m.

Los conglomerados se sitúan concordantes sobre sedimentos de origen parálico, pudiendo haberse realizado el depósito en un medio litoral. Debido a la gran acumulación de sedimentos groseros, hay que suponer un aporte fluvial rápido; pero, por otro lado, la redondez de los cantos indica un largo recorrido en el transporte.

Las acumulaciones de este tipo se producen generalmente como consecuencia de una invasión marina a llanuras aluviales. En el caso que nos ocupa parece esto lo más probable, pero conviene indicar también la posibilidad de que el material, transportado por los ríos, llegase al mar en una zona alejada, donde las corrientes lo han redistribuido posteriormente.

El potente paquete que forma la gran pudinga señala una zonación que indica, para casi la totalidad del conglomerado, un carácter transgresivo. Únicamente para la última fase aparece, en la zona más septentrional, una etapa regresiva.

La procedencia de los aportes es occidental, pareciendo indicar un cordón litoral. La presencia de este importante litosoma, por su potencia y extensión; así como el hecho de que sólo incluye cantos rodados cuarcíticos, englobados en matriz arenosa, faltando por completo los bolos procedentes de la denudación de la caliza de montaña y de otros tramos carboníferos, nos hacen pensar en un rejuvenecimiento de la topografía preexistente en áreas distintas a la cuenca hullera.

Cabe señalar, como argumento en pro del sentido ascendente de la serie, los contactos transgresivos que en ocasiones se observan entre algunos lechos de pudingas y los de arenisca o pizarra que se sitúan inmediatamente bajo los anteriores. Se puede comprobar cómo los primeros, al sedimentarse sobre los segundos, han rellenado los huecos producidos por una erosión preliminar.

Dentro de las pizarras intercaladas se han podido hallar buenos ejemplares de fauna y flora, entre los que son muy abundantes *Neuropteris ovata*, HOFFMAN, y *Sphenophyllum angustifolium*, GEMAR GEOPERT, que confirman su atribución al Westfaliense D.

2.4.9.4 Conjunto (HC₂₄)^{B2}

Dentro del conjunto pueden distinguirse los paquetes Esperanza y Ablanado.

2.4.9.4.1 Paquete Esperanza

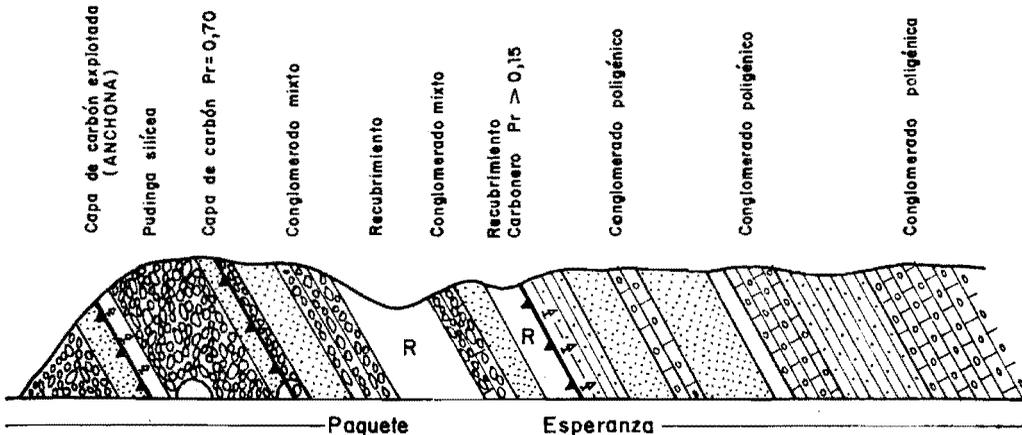
Adosado al gran banco de pudinga, está presente a lo largo de toda su corrida.

Al sur del río Caudal el espesor medio es de 279 m. En su base se intercala una invasión marina, de 7,5 m., única reconocida en el paquete, y hacia su parte media existe un nuevo nivel de pudinga. Contiene tres capas de explotabilidad variable, de la que la inferior es la más rentable, más una serie de carboneros sin interés industrial. Unos 30 m. por encima del primer conglomerado se incluye un nivel con fauna lacustre, testigo de la continentalidad del tramo, completando el paquete un nuevo nivel de pudinga.

Próximo al río Caudal se eleva la importancia de las pudingas, que pasan a constituir el 37 por 100 del total del paquete. En las inmediaciones de Albaña de Abajo se intercala en la parte superior un banco de conglomerado poligénico, que al norte del río Caudal va adquiriendo fuerte

E.

O.



Escala = 1:2.000

desarrollo, hasta formar el tercio superior del paquete al norte del arroyo de Falledo.

Por la carretera que va al pozo de San José de Olloniego núm. 1 se puede ver un corte, representado en la figura, que permite estudiar 230 m. de serie de la parte inferior.

2.4.9.4.2 *Paquete Ablanedo*

Con una potencia de sedimentos de 700 m., descansa sobre un nivel de conglomerado silíceo. Contiene cinco capas de carbón y varios carboneros, separados por potentes tramos estériles, en tres de los cuales ha aparecido fauna marina. Culmina el paquete con un nuevo nivel de pudinga.

Al sur del río Caudal sólo afloran 350 m., debido al importante cabalgamiento que limita la cuenca. Al norte del mismo río su potencia sobrepasa los 750 m., en su mayor parte de conglomerado poligénico, que en esta zona hace su aparición en la parte superior del paquete que le precede.

Esta formación conglomerática descansa sobre lo anterior mediante contacto erosivo de corta duración, difícilmente cartografiable. Su litología está constituida por alternancia de:

- Conglomerado poligénico, formado por cantos de: caliza (pertenecientes al Devónico inferior, al griotte, a la caliza de montaña y a niveles del Westfaliense C), areniscas del Carbonífero, cuarcitas del Ordovícico y del Westfaliense y trozos de carbón.
- Arenisca de varios tipos, generalmente calcáreas.
- Pizarras, ocasionalmente conteniendo flora fósil.
- Carboneros delgados, lenticulares.

La potencia total es de 500 m. a la altura del arroyo de San Felechoso, aumentando rápidamente hacia el Norte y sobrepasando los 900 m. en Santianés, donde se intercalan techos detríticos más finos y niveles de caliza. Hacia el Sur el espesor disminuye gradualmente, hasta desaparecer apenas pasado el río Caudal.

Los lentejones calcáreos están asociados a los conglomerados, y se deben a un cambio en la dirección de las corrientes, que transportaron el material terrígeno para formar los conglomerados y las areniscas. Las calizas muestran las particularidades de los depósitos acumulados en fondos inclinados.

El conjunto de las características de esta formación parece indicar un origen deltaico, en el que la corriente principal de aporte, con componente predominante occidental, se situaba en la zona central; la parte más marina del delta está situada al Norte, como lo atestiguan las intercalaciones calcáreas, que aquí son más frecuentes. Los conglomerados poligénicos

de Olloniego indican un aumento de la energía en el curso del agua que, unido a la existencia de cantos de calizas de edad Westfaliense C Inferior, puede ser debido a causas orogénicas o epirogénicas.

2.5 FORMACION SAN TIRSO (H_3^B -P)

Se inicia al E. de Olloniego, rebasando por los dos lados a buena parte del trazado de la carretera de Mieres a Sama por San Tirso. El contacto con el yacente es claramente discordante, como se aprecia sobre todo en su extremo sur, a partir de la falla de la Peña, que lo separa del paquete Canales, la formación va cubriendo sucesivamente a los paquetes Caleras, Generalas y San Antonio, que integran el sinclinal del río Miñera.

Su estructura es la de un sinclinal suavemente ondulado con los flancos tectonizados, lo que acarrea un aumento periférico de los buzamientos a 60° o más.

La serie comienza con pizarras arcillosas y arenosas, entre las que se intercalan dos bancos de gonfolitas, de características similares a los paquetes superiores (Enterregueros u Oscura); a continuación pizarras arcillosas y areniscosas, con un banco de caliza, a las que siguen margas y areniscas cineríticas.

Se han recogido varias muestras dentro de los tramos volcánicos interestratificados, cuyo estudio petrográfico permite clasificarlas como tobas cristalinas líticas, mientras otras rocas interestratificadas se han clasificado como sedimentarias, debido a la elevada proporción de material sedimentario respecto al volcánico. Se trata de litarenitas volcánicas carbonatadas y de argilitas limolíticas.

Las tobas cristalinas líticas parecen ser emisiones piroclásticas que se precipitan en la cuenca donde se está efectuando la sedimentación, razón por la que se encuentran mezcladas con arcillas y fragmentos de limo y arena.

Tienen textura piroclástica y están formadas por fragmentos de rocas volcánicas ácidas, en las que se aprecian pequeños fenocristales, rodeados por una matriz de microlitos o criptocristalina, cristales y trozos de cristales de cuarzo angulosos, con finas aristas, y a veces con bordes redondeados o corroídos por una matriz en la que se encontraban al principio cristales generalmente idiomorfos de plagioclasa, a veces parcialmente sustituidos por carbonato o caolín, de feldespatos potásico y pequeñas láminas de biotita, el material sedimentario lo constituyen granos de cuarzo y escasos fragmentos de chert, areniscas y cuarcitas. Esta fracción clástica (volcánica y sedimentaria) está englobada en una matriz formada en la mayoría de las rocas por clorita micro o criptocristalina procedente de la desvitrificación del vidrio volcánico y que contiene cantidades variables de óxidos de hierro y esfena, a veces existe elevada

proporción de feldespatos potásicos, y en algunas rocas la matriz está formada casi en su totalidad de carbonato.

La edad de esta formación, atribuida hasta ahora al tránsito Estefaniense-Pérmico o incluso al Permotrias, pudiera ser claramente Estefaniense, como parecen indicarlo las floras fósiles encontradas recientemente en los techos de algunos carboneros que se incluyen en su parte basal.

2.6 TRIASICO (TG)

Sobre la compleja serie estefano-pérmica descansan con una ligera discordancia angular unos niveles detrítico-arcillosos, de color rojizo, que pueden dividirse en dos tramos, uno inferior, del Buntsandstein, incluyendo parte del Muschelkalk, con predominio de facies arenosas y conglomeráticas, y otro superior, que comprende el resto del Muschelkalk y el Keuper, formado por arcillas y margas rojas con yesos.

La serie inferior, atribuible al Buntsandstein y única que aflora en nuestra Hoja, comienza con un conglomerado basal cuarcítico de cantos de tamaño variable que oscilan entre 5 y 10 cm. La matriz es arenosa fina y ferruginosa en zonas, dando al conjunto gran compactación.

Sobre este conglomerado descansa una serie de arcillas arenosas compactas rojo-vinosas, a veces algo verdosas, con intercalaciones de areniscas de grano fino, feldespáticas y cuarcíticas. Hacia el techo disminuyen las facies detríticas, predominando las claramente arcillosas.

Dado el extraordinario recubrimiento con que siempre se presentan los afloramientos triásicos, así como la ausencia del techo o muro de este Sistema en los mismos, es de todo punto imposible conocer su potencia dentro de la Hoja.

2.7 CRETACICO

Se distinguen dos conjuntos litoestratigráficos correspondientes al Cretácico Inferior y al Cretácico Superior, respectivamente.

2.7.1 CRETACICO INFERIOR (C₁₆)

Con una potencia de 70-90 m., viene definido por una serie de tramos de arcillas, más o menos arenosas, de tonos grises y vinosos, generalmente abigarradas, con restos de lignito, arenas y areniscas poco cementadas, de tonos blanco, rosado, amarillo o rojo vinoso, según niveles. Las areniscas son de grano medio a grueso, generalmente subredondeadas, con una matriz arcillosa muy escasa; los granos son de cuarzo, cuarcita y de feldespatos potásicos (estos últimos en una proporción menor del 5 por 100 sobre

el total de la roca). Entre los minerales pesados destaca la presencia del circón, turmalina y rutilo.

Presentan siempre una o varias intercalaciones de conglomerados, de carácter lenticular. No se ha encontrado fauna característica en este tramo.

2.7.2 CRETACICO SUPERIOR (C₂₁₋₂₃)

Concordante sobre el anterior, y con una potencia de 160-175 m. de calizas, alternantes con arcillas, margas o arenas, todo ello en facies marina, constituye una serie muy monótona, difícil de separar litológicamente. No obstante, la abundante microfauna ha permitido reconocer el Cenomaniense, el Turoniense Inferior y el Coniaciense.

2.8 CUATERNARIO (Q)

Los depósitos de esta edad están reducidos a los aluviones y terrazas de los ríos, coluviones, suelos y depósitos cársticos.

Son de destacar en particular los depósitos aluviales y terrazas de los ríos Caudal y Nalón, que ocupan una cierta extensión.

Por otra parte, como es conocido, toda la región se presenta intensamente recubierta por tierras de labor, prados y abundante vegetación, que ocultan gran parte de las formaciones paleozoicas y sobre todo las mesozoicas. Como es obvio, estos extensos y poco potentes materiales modernos no se han cartografiado, a fin de representar los terrenos del Paleozoico y Mesozoico de una manera gráfica y evidente.

2.9 APENDICE

Se incluyen a continuación las columnas estratigráficas de los distintos paquetes, levantadas en varios pozos de la cuenca (la situación de los pozos figura en el mapa que se incluye en el apartado de Tectónica) y su correlación.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

La Hoja de Mieres forma parte de la llamada zona Cantábrica, en la cual, siguiendo a M. JULIVERT, pueden distinguirse varias grandes unidades: a) Región de Pliegues y Mantos o de Asturias Central; b) Cuenca Carbonífera Central; c) Región de Mantos o de Asturias Oriental; d) Picos de Europa, y e) Región del Pisuerga-Carrión.

Los terrenos paleozoicos de la Hoja pertenecen a las tres unidades citadas en primer lugar. Mientras la Cuenca Carbonífera Central ocupa prácticamente toda la Hoja, las dos restantes tienen escasa representación, por lo cual las estructuras que las afectan no cobran todo su significado, si no se consideran dentro de un marco más amplio.

Los terrenos mesozoicos se encuentran ubicados en la zona suroccidental de la cuenca mesoterciaria de Asturias, y dentro de las tres unidades en que puede dividirse ésta, forman la franja más meridional del surco de Oviedo-Infiesto.

3.2 ZONA DE MANTOS O DE ASTURIAS ORIENTAL

Comprende una pequeña área situada al SE. de la Hoja, que forma parte de la escama de Laviana.

La cartografía muestra el cabalgamiento de un gran paquete (que incluye, además de los materiales carboníferos, terrenos ordovícicos y cámbricos) sobre la cuarcita armoricana y parte de la formación Oville, que a su vez cabalgan terrenos carboníferos. Todos estos materiales adoptan la disposición de un gran anticlinal complejo, cuyas directrices tectónicas se dejan sentir en todo el Carbonífero no productivo anejo a esta escama.

Se han hecho varios cortes transversales a la estructura, tanto en esta Hoja como en la limítrofe por el Sur (Pola de Lena), y en todos ellos la cuarcita armoricana del paquete más occidental presenta buzamientos al E., es decir, reposa sobre el Carbonífero, por lo cual es necesario pensar que localmente se produjeron reajustes con posterioridad al cabalgamiento, causantes de la disposición actual, es decir, la inversión del frente cabalgante.

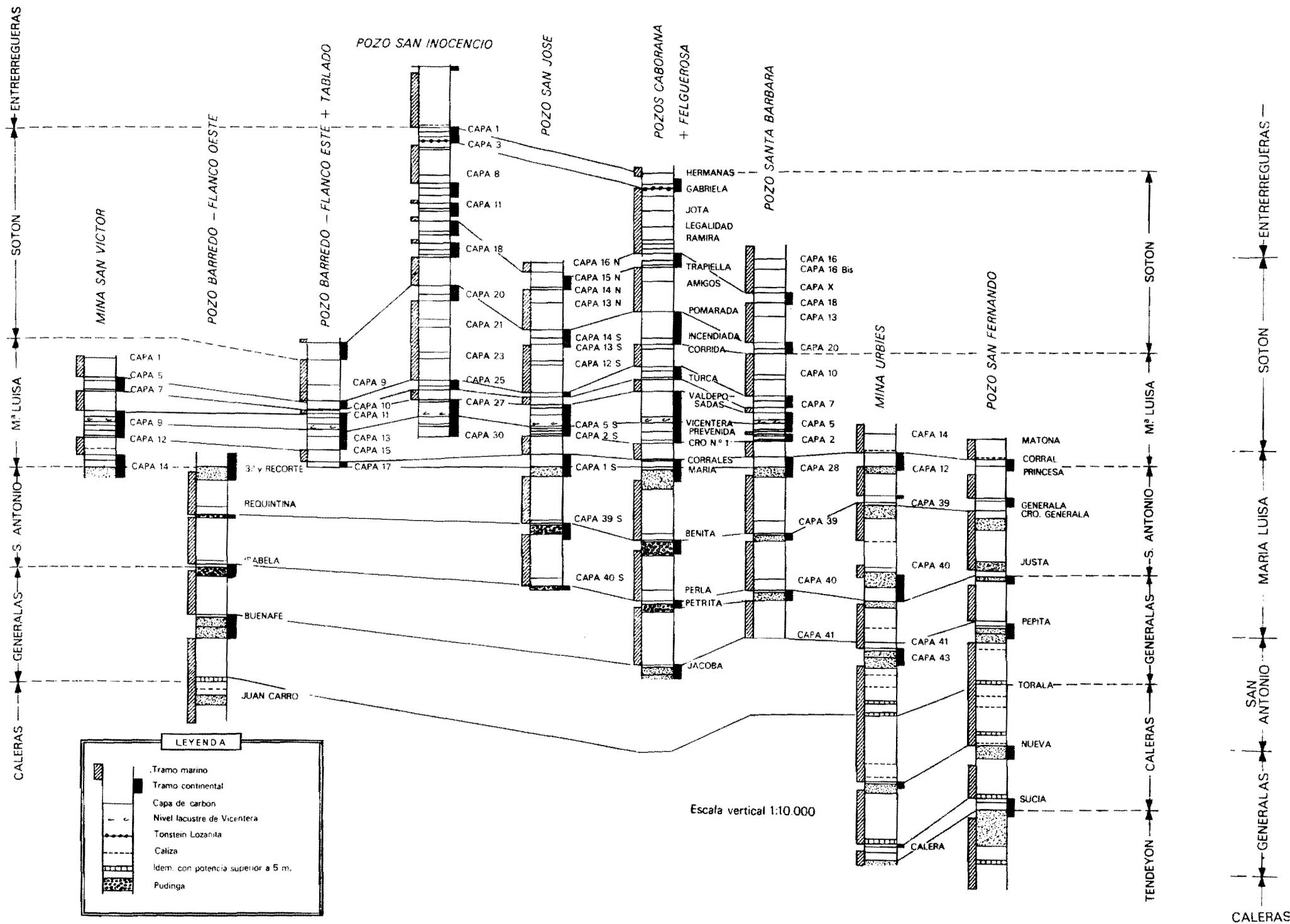
3.3 REGION DE PLIEGUES Y MANTOS O DE ASTURIAS CENTRAL

Dentro de la Hoja formaría parte de esta zona tectónica una estrecha franja que desde Tudela Veguín al N. se extiende hasta unos kilómetros al S. del río Caudal, cabalgando al Carbonífero.

Está formada fundamentalmente por terrenos devónicos y calizas Namurienses.

Al sur del río Caudal, la cartografía permite distinguir claramente una serie de pliegues, cuya simetría, inmersión del eje del pliegue, etc., normalmente es fácil de conocer, dada la relativa bondad de los afloramientos. No ocurre así al N. del citado río, donde los escasos afloramientos impiden conocer las características del plegamiento, naturaleza de los esfuerzos, etc., utilizando únicamente la cartografía, por lo cual se ha hecho un estudio detallado a escala mesoscópica de todos los afloramientos.

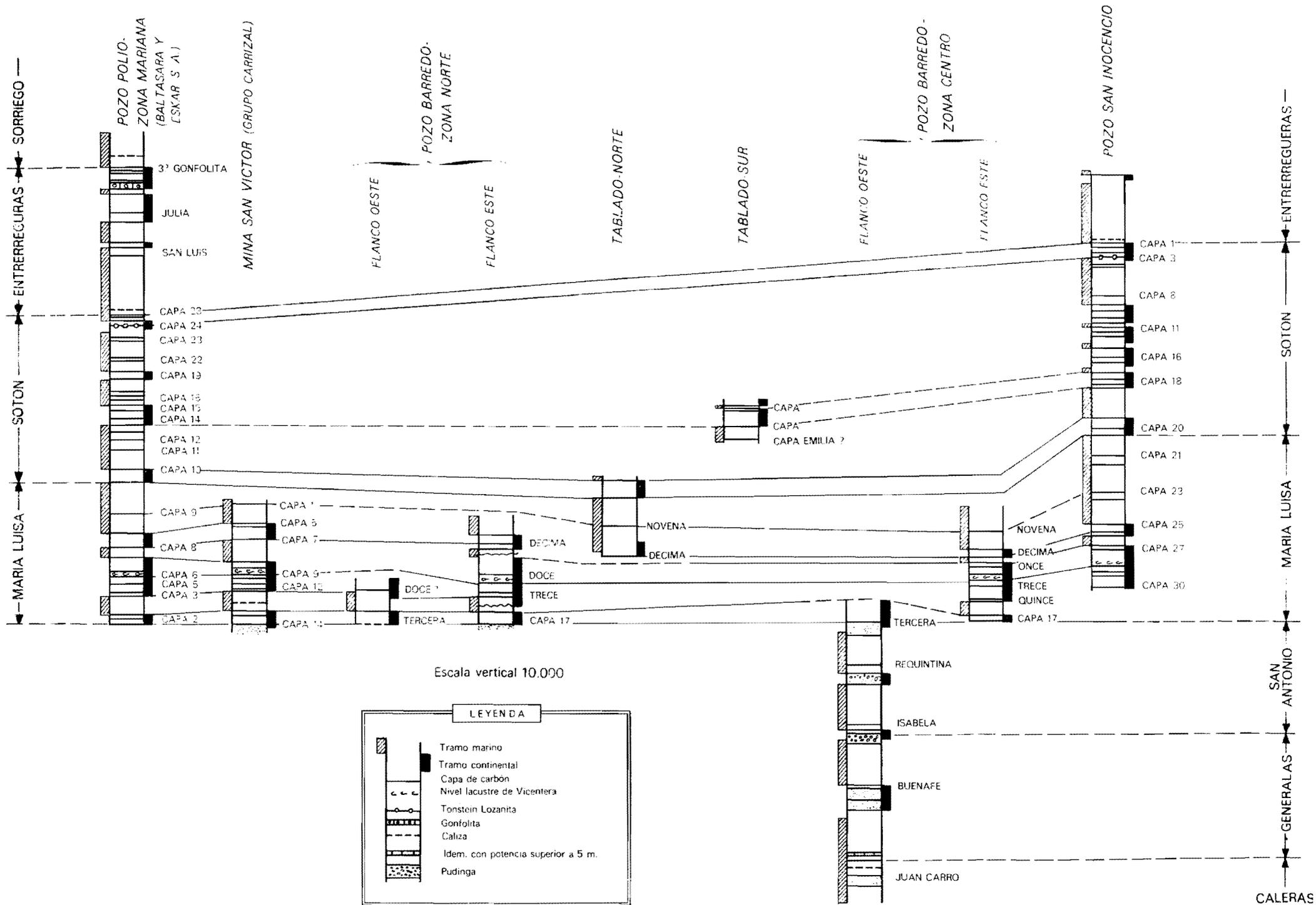
Pasamos a describir la zona más occidental, y a continuación la oriental, dentro del complejo Devónico-Calizo de Montaña.

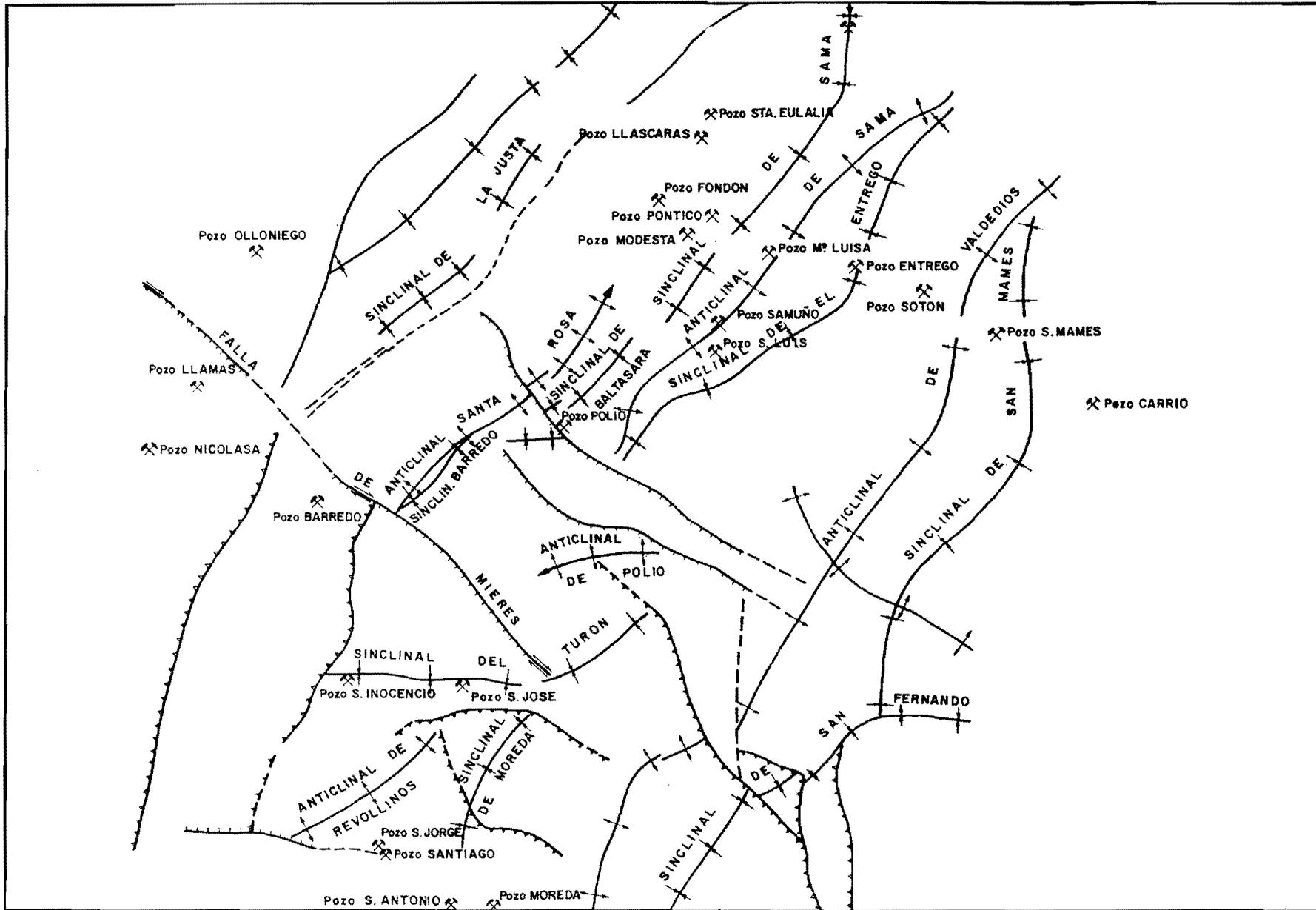


ENTRERREQUERAS
SOTON
M^o LUISA
S. ANTONIO
GENERALAS
CALERAS

SOTON
M^o LUISA
S. ANTONIO
GENERALAS
TENDEYON

ENTRERREQUERAS
SOTON
M^o LUISA
S. ANTONIO
GENERALAS
CALERAS





3.3.1 ZONA OCCIDENTAL

Su estructura responde a una serie de anticlinales y sinclinales tumbados (el plano axial buza 65-80°) y sumamente apretados. Las diferencias, no muy acusadas, de estilo estructural con la zona oriental, quizá sean debidas a la influencia del cabalgamiento que las separa por el E.

3.3.2 ZONA ORIENTAL

Unicamente pudieron distinguirse en campo dos estructuras mayores: el anticlinal de Premaña y el sinclinal de Manzanada; el primero, dentro del Complejo de Rañaces, mientras en el núcleo del segundo llegan a aflorar terrenos del subhullero de Riosa (Westfaliense A-B).

3.3.2.1 Estructuras mesoscópicas

El estudio mesoscópico sólo se ha realizado de los materiales devónicos, examinados en detalle los datos estructurales. Este análisis condujo al reconocimiento de varias estructuras penetrativas planas, lineales y ejes de pequeños pliegues. En los recorridos de campo se pueden diferenciar fácilmente las siguientes estructuras:

S_1 Estratificación. Se aprecia en las pizarras y arcillas por la alternancia de franjas de distinta composición y color (laminaciones).

La alternancia de capas arenosas (0,20-0,10 cm. de potencia) con tramos pizarrosos nos marcan igualmente esa superficie estructural.

S_2 . Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la primera generación, más marcada en los estratos incompetentes (pizarras) que en los competentes (areniscas).

$L_1-B_{S_1}^{S_2}$. Ejes de pliegues de la primera generación en S_1 , que tienen por plano axial a S_2 y son paralelos a la intersección de S_1 y S_2 .

La intersección de la S_1 con la S_2 da lugar a unas líneas sobre la estratificación.

$L_2-B_{S_2}^{S_3}$. Ejes de pliegues en V en S_2 , que tienen por plano axial a S_3 y son paralelos a la intersección de S_2 y S_3 .

S_3 . Crucero de clivo deslizamiento («strain slip cleavage») o plano axial de los pliegues en V («Kink-folds») de S_2 . No ha sido posible medir ningún plano S_3 .

$L_3-B_{S_3}^{S_4}$. Ejes de pliegues de la tercera generación de estructuras.

S_4 . Pizarrosidad longitudinal o superficie axial de los pliegues de la tercera generación. No ha sido posible en campo determinar planos S_4 .

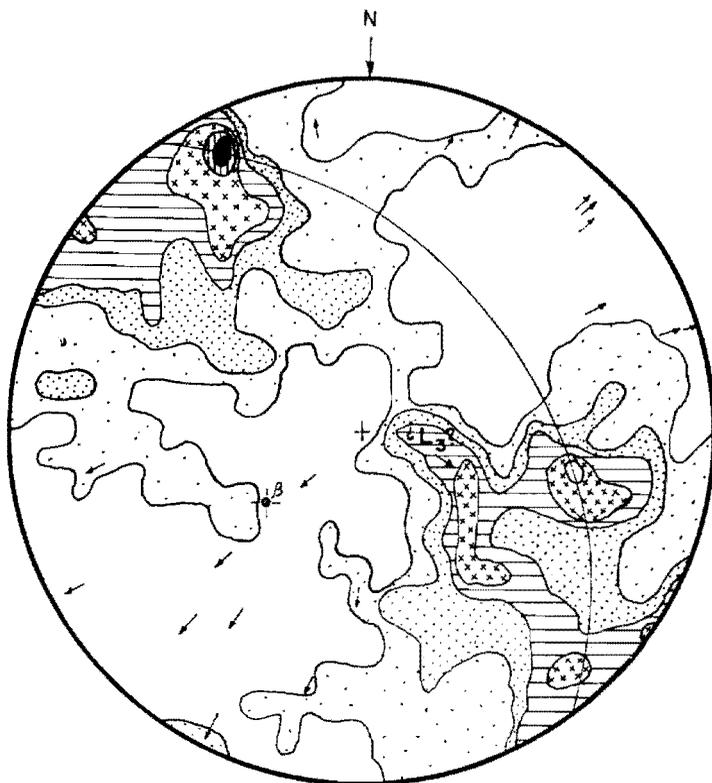


Diagrama 1.—159 polos S_1 (Contornos 1, 2, 3, 4, 5, 6 por 100) y 18 L_1 .

Geometría.—En el diagrama 1 se han proyectado 159 polos de S_1 que definen un eje β N. $38E. \rightarrow 53SO.$, representativo estadísticamente del primer plegamiento (F_1). El diagrama refleja el tipo de pliegues observables en el campo. Se trata de pliegues asimétricos, siendo la rama que buza al S. la de mayor pendiente.

Los polos no están distribuidos según un círculo máximo, lo cual indica un plegamiento no cilíndrico. La dispersión hacia un lateral de los polos S_1 en torno al círculo máximo muestra la existencia de un segundo movimiento tectónico de tendencia NO.-SE. También se observa este fenómeno en el sentido del ángulo de inmersión de los 19 ejes medidos que deberían hundirse invariablemente hacia el SO. si el plegamiento hubiera sido cilíndrico, y lo hacen unas veces hacia el SO. y otras hacia el NE. De los ejes L_1 pro-

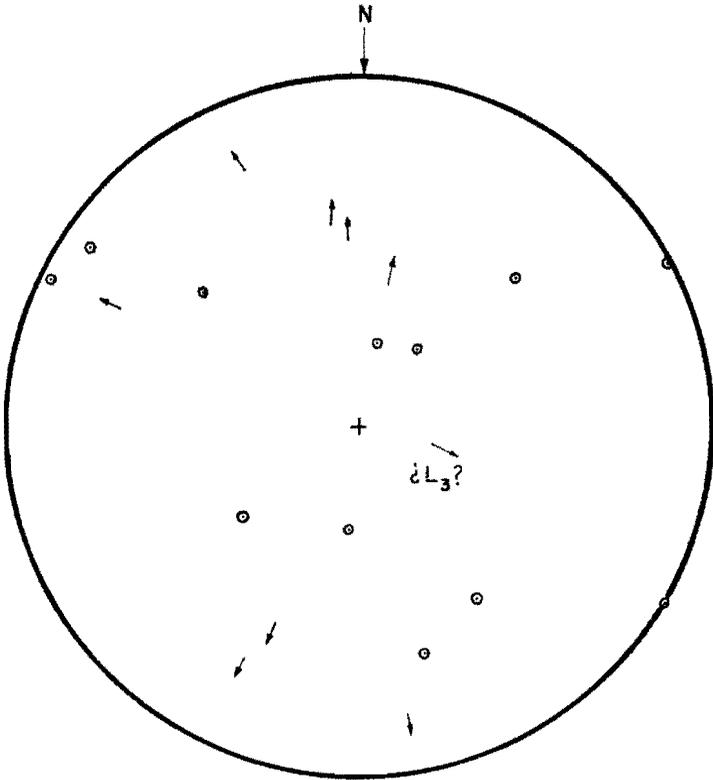


Diagrama 2.—12 polos de S_2 , 8 L_2 y un posible L_3 .

yectados vemos que existe coincidencia, aunque algo dispersados, con β , lo que sugiere que están relacionados con la misma fase de deformación, la fase F_1 .

Considerando la orientación de los S_1 con respecto al eje β , la fábrica megascópica parece tener simetría monoclinica, pero si tenemos en cuenta las deformaciones posteriores, la simetría parece ser triclinica.

En el diagrama 2 se han proyectado 12 polos de S_2 , vemos que existe una pequeña dispersión. No son suficientes polos para poder sacar conclusiones exactas, aunque parece que en un plano muy elucubrativo podrían definir un eje. Indudablemente este eje no sería un $B_{S_2}^{S_3}$ (eje de pliegue de S_2), ya que la S_2 no está plegada, pero sería por definición un eje βS_2 ,

que en nuestro caso y puesto que las S_2 son planos axiales de los pliegues de superficie S_1 serían coincidentes $\beta S_1 \approx \beta S_2$.

También en este diagrama se han proyectado 8 L_2 , que son los ejes de pliegues en V o «Kink-folds». Definen una dirección aproximada N.-S., buzando 30-40° al N. o al S.

Se observa una dispersión manifiesta de estos ejes, lo que indica la existencia de un segundo movimiento posterior. También este fenómeno se pone de manifiesto en el sentido del ángulo de inmersión, que unas veces es hacia el N. y otras hacia el S., y deberían hundirse invariablemente en una sola dirección.

Finalmente, en este mismo diagrama tenemos un L_3 con interrogación y que podría apuntarnos la dirección de un posible F_3 , que sería NO-SE. Indudablemente un solo eje no es representativo y carece de valor. Lo cierto es que se intuye la existencia de una F_3 por los datos del primer diagrama y del segundo, y que además sería de dirección NO-SE., por lo que nos atrevemos a insinuar la posibilidad de aquella dirección.

El análisis estructural de este Devónico revela que el desarrollo de las estructuras puede ser debido a un primer impulso F_1 que ha originado una serie de sinclinales y anticlinales de dirección NNE.-SSO. asimétricos, con intensidad suficiente para borrar discordancias anteriores.

Posteriormente, un segundo impulso F_2 de muy poca intensidad que ha ocasionado los «Kink-folds» o pliegues en V. Se trata de arrugas de pequeña amplitud que sólo han actuado en la pizarrosidad S_2 y en ningún caso hemos visto plegada la estratificación S_1 .

Finalmente, un tercer impulso F_3 , que sería de dirección ONO.-ESE. y que perturbaría las dos fases anteriores. No ha sido posible medir en campo ejes de esta fase, salvo uno y dudoso.

3.4 CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

Tectónicamente, la Cuenca Central se encuentra en el núcleo de la «Rodilla Astúrica» y comprendida entre las llamadas regiones de «mantos de corrimiento», al Este, y de «pliegues y mantos», al Oeste. El emplazamiento de estos mantos, cuyos frentes tienen como dirección general la norte-sur, obedece a empujes que provienen del Oeste, y que han traído como consecuencia los cabalgamientos de la región de pliegues y mantos sobre la Cuenca Central, y de ésta sobre la región de mantos.

Como ya hemos señalado, puede dividirse la Cuenca Central en dos unidades de características geológicas hasta cierto punto diferentes: la Unidad Occidental o de Riosa (Westfaliense A, B, C y D) y la Unidad Oriental o de Aller-Nalón. Ambas unidades se asemejan desde el punto de vista sedimentológico por la presencia de depósitos parálícos con abundancia de tramos marinos separados por niveles con plantas flotadas y

fósiles de agua dulce. No obstante, existen claras variaciones laterales de facies, cuyo ejemplo más significativo lo constituyen los niveles de pudingas, mucho más potentes y de distinta edad en la Unidad Oriental.

Los ejes de los pliegues mayores se alinean en dirección norte-sur, en forma de arcos, con la concavidad dirigida al Este, en la Unidad Oriental, y al Noroeste, en la Occidental, adaptándose al trazado de los frentes de cabalgamiento.

La Unidad Occidental o de Riosa-Olloniego se arquea, pues desde la posición este-oeste que tiene en Riosa, hasta la N.40° E. que adopta en El Viso, pasando por la norte-sur en la parte media de su corrida. Su forma es la de un monoclinal de 20 km. de longitud por unos 2.5 de anchura media, con buzamientos uniformemente al Norte o al Oeste —excepto en Piedrafita, al oeste del pozo Montsacro—, donde los estratos se vuelcan, dirigiéndose entonces al Sur, que es también el sentido en que crece la serie estratigráfica.

El límite norte o noroeste de la unidad pone en contacto los tramos superiores de la serie Westfaliense D con la caliza de montaña, con la intercalación, a veces, como ocurre al norte de Riosa, de una estrecha banda de Westfaliense Inferior (Hoja de Proaza). Este contacto, en el que los terrenos inferiores cabalgan a los superiores, se pone de manifiesto en el Aramo, Montsacro y sobre todo en el alto del Padrún.

La frontera meridional de los paquetes productivos viene marcada por un conjunto de importantes fracturas, que los separan de una zona con importantes afloramientos de carbón, pero intensamente tectonizada.

La unidad de Aller-Nalón, de mayores dimensiones, se dispone en forma de sinclinorio, reflejando la primitiva disposición en cubeta, plegada posteriormente. Las direcciones de los pliegues mayores se alinean arqueándose de forma paralela a como lo hace la serie de Riosa, variando sus rumbos, que son N.-S., en el valle del río Aller y a lo largo del río Caudal, hasta Mieres, y NNE.-SSO. en la zona del Nalón.

Las diferencias estratigráficas entre ambas unidades (Oriental y Occidental) junto a la aparición entre ambas de brechas de origen dudoso y de mineralizaciones de mercurio y sulfuros, así como las manifestaciones volcánicas de San Tirso, sugieren la existencia de un gran accidente tectónico, cuyo juego de corrimiento y alcance desconocido hubieran puesto en contacto series que antaño debían encontrarse alejadas, con características paleogeográficas diferentes.

Es interesante señalar el hecho de que en la mitad sur de la Unidad Aller-Nalón, con alturas topográficas mayores que en la zona N., afloran preferentemente los paquetes productivos inferiores y medios (caleras-Sotón), mientras que en el valle del Nalón los núcleos de los sinclinales dejan asomar a la superficie los paquetes superiores. Ello pudiera inducir a pensar

en un basculamiento general de la cuenca alrededor de un eje alineado E.-O. que habría de pasar por su parte Central.

3.4.1 UNIDADES ESTRUCTURALES DE LA CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

Se describen a continuación las características de los pliegues y fallas más importantes, representados en el plano adjunto.

Sinclinal de Sama.—Se extiende desde el extremo N. de la Hoja, donde tiene un cierre perisinclinal, en el pozo Mosquitera, hasta el río Nalón, donde se divide en dos sinclinales, con un anticlinal intermedio. Son, el sinclinal de Barredo al O., el sinclinal de Baltasara al E. y el anticlinal complejo de Santa Rosa.

Sinclinal de Barredo.—Se inicia en Cobertoria; se trata de un sinclinal asimétrico, volcado al E. con su flanco oriental tendido, con buzamientos que oscilan normalmente entre 20 y 40° al O., y el costado occidental invertido, inclinado de 60 a 80° asimismo a Poniente. La superficie axial está enmascarada por una importante falla inversa que la acompaña en toda su extensión y que ha montado el flanco occidental sobre el oriental. el cabeceo del eje es claramente al N., a partir de la falla de Mieres, mientras al S. de ésta es manifiestamente meridional, coadyuvando a ello la intersección con la superficie axial del sinclinal de Turón, de rumbo E.-O.

El anticlinal complejo de Santa Rosa comprende un par de pliegues apretados y agudos, que en conjunto constituyen un pequeño anticlinorio con una ligera vergencia al E. o SE. El cabeceo de los ejes es hacia el SO.

Sinclinal de Baltasara.—La presencia del anticlinal de Polio, de eje E.-O., y el desarrollo del anticlinal de Santa Rosa, alineado N.-50-60 E., determina la formación de un profundo sinclinal intermedio, cuya superficie axial, alterada por numerosas fallas, debería situarse aproximadamente en la directriz del ángulo que forman ambas orientaciones. El cabeceo de los ejes de esta estructura es pronunciadamente NE., lo que produce agudos cierres periclinales en sentido contrario. En conjunto, el cabeceo del sinclinal de Baltasara puede estimarse en más 37°.

En su iniciación, el sinclinal de Baltasara se presenta casi simétrico, con vergencia al SE. El flanco NO. tiene un trazado bastante regular, sólo alterado por la falla del Cadabal, que lo recorre longitudinalmente, mientras que el flanco SE. tiene tendencia a volcarse y aparece replegado en rodilla por sucesivos anticlinales y sinclinales secundarios.

Anticlinal de Polio.—Dirección E.-O. La charnela presenta buzamientos suaves y ondulaciones con ángulos de inmersión hacia el Oeste. La superficie axial presenta una ligera vergencia al N.

Sinclinal del Turón.—Rumbo E.-O. Sus flancos presentan fuertes buzamientos. Los cabeceos del eje son 31° al O., en el extremo oriental; 12° al E., en el pozo San José, y unos 22° al O., en las cercanías de Figaredo. Su superficie axial es subvertical y es acompañado en todo su recorrido por la falla rumbo-deslizante de Podrizas.

Anticlinal de Revallinas.—Es el elemento de enlace entre el sinclinal de Turón y el Carbonífero del valle del Aller, anticlinal asimétrico con fuerte vergencia al N. El eje cabecea suavemente al NO.

Sinclinal de Moreda.—Dirección N.-S. Clara vergencia al O., fuerte cabeceo al S., con agudos cierres periclinales de concavidad orientada en esa dirección.

Anticlinal de Valdediós.—Rumbo N.-30 E. asimétrico, no invertido, con vergencia al E.

Sinclinal de San Fernando.—Sinclinal simétrico de eje N.-40 E., doblemente buzante al N., cerca del río Aller, y al S., en su extremo septentrional. Está atravesado por un sistema de fallas inversas en escalera, más o menos perpendiculares a la superficie axial.

Sinclinal de San Mamés.—De dirección aproximada N.-S., en el tramo N. hasta el río Nalón, el eje tiene un cabeceo hacia el S., y en el tramo meridional hacia el N.

La red de fallas.—Ateniéndonos únicamente a su rumbo (la naturaleza de estas fallas figura claramente en la cartografía), pueden agruparse en tres sistemas: Fallas E.-O., fallas NE.-SO. y fallas NO.-SE.

En el trabajo [9] que estudia el sistema de fallas en Asturias, se atribuye a los primeros movimientos del conjunto E.-O. una edad Westfaliense Superior-Stephaniense A. Las fallas NO.-SE., posiblemente serían pérmicas, ya que no muestran ninguna relación con la estructura general del arco asturiano, señalando también que la emisión de rocas volcánicas pérmicas están asociadas a este sistema. El sistema NE.-SO., según el mismo trabajo, corta netamente al Cretácico, lo cual indica que aunque fuese anterior a esa edad, debió tener un importante reajuego posteriormente a la deposición del mesozoico.

En nuestra Hoja, los terrenos superiores al Westfaliense no aparecen afectados por fallas, por lo cual no puede precisarse su edad; sin embargo, es fácil comprobar que el sistema NO.-SE. es posterior al NE.-SO., y que las emisiones volcánicas están relacionadas con el sistema NE.-SO.

Finalmente es necesario resaltar la presencia de fallas cabaigantes en el borde occidental. Como ya se indicó anteriormente, la Cuenca Central

se encuentra cabalgada por los materiales de la región de pliegues y mantos (empujes provenientes del O.).

Esta tectónica regional se refleja en la Cuenca Central en la existencia de fallas cabalgantes de gran estilo que recorren el borde occidental de N. a S. Genéticamente corresponden a cizalladuras producidas por una acentuación de la comprensión en la dirección principal O.-E., siendo vertical el eje de mínimo esfuerzo. Las fracturas resultantes se orientan entonces con rumbo N.-S., desarrollándose dos juegos buzantes a oeste y este respectivamente. En la Cuenca Central el sistema más desarrollado es el inclinado a Poniente.

3.4.2 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Es un problema sumamente complejo el precisar el número de fases tectónicas y su cronología, ya que en la Hoja no hemos podido encontrar los datos que permitieron en León-Palencia establecerlas y situarlas en el tiempo.

Considerando el conjunto de la Cantábrica y siguiendo a DE SITTER, pueden resumirse así:

a) Movimientos precoces que podrían relacionarse con la fase Bretónica y que producen simples abombamientos y erosión.

b) Fase Curavacas, con una subfase post-Viseiense y pre-Westfaliense A, y una fase principal entre el Westfaliense A y B, que aproximadamente corresponde a la fase sudética.

c) Fase Astórica, con dos subfases: San Cristóbal, entre Westfaliense y Stephaniense, y Peña Cilda, entre el Stephaniense A y B.

d) Fase Saálica. Post-Stephaniense y pre-Triásica.

WAGNER acepta tres discordancias mayores dentro del Carbonífero, cada una de ellas seguida de un depósito postorogénico de conglomerados, y las denomina: Palentina, Leoniense y Astórica.

La primera equivale a la fase Curavacas; la Leoniense la sitúa WAGNER antes del Westfaliense D Superior, y equivale a la fase de San Cristóbal; finalmente la fase Astórica de WAGNER equivaldría a la fase de Peña Cilda.

Dentro de la Hoja únicamente se observa claramente la discordancia de la formación San Tirso (Stephaniense-Pérmico) sobre varios tramos westfalienses. Por otra parte, en el estudio mesoestructural de la reducida área devónica pueden deducirse claramente dos fases importantes y una intermedia débil, pero, como es obvio, se desconoce totalmente su situación en el tiempo.

La cartografía muestra intersección de pliegues N.-S., con pliegues

E.-O., lo cual, unido al distinto cabeceo del eje de las estructuras y a la observación de ejes plegados suavemente, nos inclina a pensar en dos esfuerzos o fases tectónicas. Igualmente se observan en el mapa acusadas diferencias en el estilo tectónico entre el subhullero y los tramos productivos que comienzan en Caleras; es decir, a partir del Westfaliense C Superior o D Inferior, sin que entre los materiales que forman ambos conjuntos se pueda pensar en la existencia (al menos aparentemente) de distinta competencia.

El tránsito del Pérmico al Buntsandstein viene dado por una discordancia angular de muy pocos grados, lo que hace que en muchos puntos el paso sea insensible. A escala regional se puede observar con mayor claridad esta discordancia, ya que el Buntsandstein en unos puntos descansa sobre los tramos basales conglomeráticos, mientras que en otros se sitúa sobre los niveles detrítico-verdosos superiores. Igualmente, los sedimentos cretácicos yacen discordantes sobre el Triásico.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Los terrenos precarboníferos ocupan una pequeña área dentro de la Hoja, por lo cual los datos y conclusiones expuestos a continuación se han obtenido de estudios referentes a grandes zonas de la Cantábrica.

Durante el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior predomina la sedimentación detrítica; se depositan arenas de grano relativamente grueso y de escasa profundidad, como lo prueban la presencia de pistas (Cruzianas, Scolisthus). Durante el Ordovícico Medio cambia la sedimentación, depositándose las pizarras del Suevo en un medio nerítico. Al E. de la Hoja, Escama de Laviana, no se depositaron materiales hasta el Carbonífero Inferior, lo cual indica la existencia de un área con tendencia positiva a la emersión, en la que probablemente no hubo sedimentación. Al O. de la Hoja, tuvo lugar la deposición de materiales devónicos, en buena parte con carácter nerítico. A lo largo de la serie alternan formaciones detríticas, depositadas en un medio de escasa profundidad, con formaciones carbonatadas, a veces con facies arrecifales (algunos niveles de la base de Moniello).

A escala regional, el mar devónico tenía su borde oriental bien definido, ya que al E. de la Cuenca Carbonífera Central no existen sedimentos de esa edad.

Puede aducirse otra serie de pruebas que avalan esta tesis.

a) Las litofacies que afloran dentro de la Hoja son típicas del borde de cuenca, con un predominio de terrígenos y cambios laterales muy acusados.

b) La sucesión devónica se hace cada vez más incompleta hacia el E., y finalmente, los espesores de los distintos tramos aumentan hacia el O.

El tránsito Devónico-Carbonífero está representado por calizas biosparíticas y biomicríticas de muy escasa potencia.

La sedimentación carbonífera, a partir del Viseiense, se inicia con la deposición de la facies «griotte», que indica un medio poco profundo y agitado; sigue el depósito de facies calcáreas (caliza de Montaña), implantándose a continuación una sedimentación principalmente terrígena, que inicia una facies hullera en régimen calciparálíco. Las frecuentes invasiones del mar se producen desde el Este-Sur hacia el Oeste-Norte y perduran, aunque dentro de un fenómeno regresivo de orden mayor, es decir, de carácter continental creciente, hasta que la fase Astúrica de la orogenia hercínica interrumpe el proceso con el plegamiento de la cuenca.

Los primeros tramos de la sedimentación terrígena que sucede al depósito calcáreo del «griotte» y de la «caliza de Montaña» son de predominio marino, extendiéndose este régimen a lo largo unos 1.400 m. de serie, aunque ya empiezan a aparecer tímidamente algunos pasos de carbón. Tras un episodio continental de unos 120 m. de potencia, se inició una serie preferentemente marina de unos 1.000 m. de potencia, que forma la parte superior del segundo tramo productivo. A todo lo largo de estas series marinas, que esporádicamente incluyen pasos continentales con suelos de vegetación poco desarrollados al muro de las hiladas de carbón, no es raro encontrar secuencias ordenadas en ritmos sedimentarios que ponen de manifiesto ciertas sacudidas en el juego de la subsidencia de la cuenca, traducidos en la presencia de cuarcitas y calizas en el techo de algunas vetas de carbón abortadas en su formación.

La instalación de la laguna hullera, aunque ocupada después por el mar en incontables ocasiones, tiende a manifestarse de una manera más clara a partir del segundo tramo productivo, que ya encierra seis episodios continentales con capas de carbón de más espesor. Continúan los sedimentos marinos en potentes tramos, pero las numerosas areniscas ya son micro-pudingas, y se intercalan en algunas zonas de la cuenca conglomerados silíceos o pudingas, compuestos por cantos muy redondeados de cuarcitas. El origen de estos conglomerados se atribuye a cordones litorales acumulados durante la regresión de las aguas del mar hacia el Este, ya que se encuentran niveles marinos en su base y continentales en el techo.

El conjunto de pudingas intercalado en la serie de la Unidad de Riosa posee el mismo origen sedimentario que los anteriores aunque su edad parece ser algo más moderna.

A lo largo de la deposición del tercer tramo productivo, el ambiente continental de sedimentación es ya más acusado, como lo prueba el incremento relativo de sus depósitos en relación con los de origen marino, la

presencia de suelos de vegetación bien desarrollados que hablan de la permanencia de la vegetación hullera en la cuenca, así como la existencia de numerosos techos de capas incluyendo plantas flotadas o niveles de agua dulce. El mar ya no es capaz de invadir la laguna por períodos de tiempo tan prolongados, bien porque su nivel se mantuviera más bajo, bien, más probablemente, por el carácter menos acusado de los impulsos de hundimiento de la cuenca, que únicamente en ocasiones se traducía en una invasión marina. En la parte superior de este tramo, es decir, en los estratos correspondientes al paquete Sotón, los impulsos son de valor más pequeño, manteniéndose siempre el fondo de la cubeta a cotas próximas al nivel del mar, originando cada hundimiento el anegamiento por las aguas marinas de la laguna, que colmatándose poco después, daba paso a la aparición de una nueva vegetación lacustre. Así se explica la alternancia de delgados niveles marinos y continentales que caracterizan a este paquete.

La uniformidad en el ambiente de sedimentación parece más acusada en el cuarto tramo productivo, permitiendo la implantación de tramos marinos y continentales más potentes. Comienza aquí la aparición de las gonfolitas o conglomerados calcáreos de poco espesor, cuya característica principal es la irregularidad en número, de unos puntos a otros, pudiendo representar rellenos fluviales de curso divagante, en los que se acumulan los cantos procedentes de la denudación de un antipaís constituido en parte por terrenos westfalienses, previamente emergidos, posiblemente por la acción de algún movimiento orogénico. Tal conclusión se desprende de los Foraminíferos encontrados en algunos bolos de las gonfolitas, de edad Westfaliense reconocida. La fase Astúrica de la orogencia hercínica interrumpe este proceso con la formación de la Cordillera Cantábrica, que queda sometida seguidamente al desgaste por la erosión.

A lo largo de la sedimentación de la serie carbonífera, las invasiones marinas provenían generalmente del E. y SE.; esto lo prueba la distribución de las pudingas; las variaciones laterales que se observan en algunos niveles marinos, cuya fauna pasa gradualmente de ser francamente marina en la mitad de la cuenca a ser de agua dulce en la occidental, así como el carácter menos detrítico de las series situadas al Este.

La historia geológica de la cuenca meso-terciaria de Asturias, en cuya parte suroccidental están enclavados los terrenos mesozoicos de la Hoja, comienza al final del Carbonífero, cuando la fase de descompresión que siguió a los movimientos hercínicos provocó el hundimiento de la zona septentrional asturiana.

Este fenómeno tuvo lugar a lo largo de dos accidentes profundos, de dirección ONO-ESE. y NE-SO., respectivamente, originando la «cueca de Gijón-Villaviciosa» al N. y la «franja móvil intermedia» al S. Más tarde, a causa de un basculamiento general al S. y por el cambio de sentido de la

fractura ONO.-ESE., se formará el «surco de Oviedo-Infiesto», lugar donde se ubican los terrenos mesozoicos de la Hoja.

Durante el intervalo de tiempo que transcurrió entre el final de los movimientos hercínicos y la transgresión triásica, el área de la cuenca mesozoica que se iba formando se vio afectada por un relieve morfológico o estructural que no alcanzó probablemente completa peneplanación. Depositándose sedimentos estefano-pérmicos en las zonas deprimidas, siendo posteriormente solapadas por la transgresión del Triás Superior. En el Triás Inferior se produjo una sedimentación continental predominantemente detrítica, y durante el Superior, en una cuenca evaporítica se depositaron arcillas rojas, yesos, etc.

A partir del Triásico y hasta el Cretácico Inferior faltan sedimentos en el área estudiada, que debió formar parte de una zona de Umbral. En el Cretácico Inferior se depositan sedimentos de facies Weald y Utrillas, y en el Cretácico Superior sedimentos en facies marina de poca profundidad. Finalmente se inicia una fase regresiva, teniendo lugar el depósito de los sedimentos del Terciario continental de la cuenca de Oviedo y los movimientos alpinos, causantes de fracturación y fallamiento en los materiales del zócalo y de los rasgos estructurales de la cobertera mesozoica.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

a) *Carbón*

En la Hoja de Mieres están enclavadas la mayor parte de las minas importantes de carbón de Asturias. Concretamente el 85 por 100 de la producción de Hunosa se extrae dentro de la Hoja.

En el valle del Caudal merecen citarse: El Campo de Barredo, y dentro de la zona Riosa-Nicolasa, el pozo San Nicolás, que producen hullas coquizables.

En el valle del Turón: los pozos San José y Santa Bárbara (Hunosa) y San Inocencio (Minas de Figaredo, S. A.), que producen hullas directamente coquizables.

En el Nalón pueden distinguirse: la zona de Sama-Siero, con los pozos Fonden, Candín, Modesta, Mosquitera y Pumarabule, y la zona del Nalón, con los pozos María Luisa, Sotón, Sorriego, Entrego, Venturo, San Mamés, Carrio y Cerezal. Las hullas que se obtienen en este valle tienen un contenido muy alto de volátiles.

b) *Mercurio*

No existen en la actualidad explotaciones en activo, aunque varias de ellas cesaron recientemente.

Como más importantes, citaremos las de La Peña y Terromal, situadas geológicamente en un bloque dislocado entre el Caudal y el Nalón, muy cerca de los afloramientos volcánicos de la Formación San Tirso, aunque no puede afirmarse, o por lo menos no se conoce, una relación genética entre ambos.

La mina de Terromal es en la que además de cinabrio se encuentran: rejalgar, galena y bienda, arma en brechas, en cuyos cantos carboníferos se encuentra diseminado el cinabrio.

Siguiendo la falla de la Carrera se encuentran numerosos indicios de mercurio armando en bancos calcáreos o de areniscas carboníferas, entre los que cabe destacar la antigua mina de Soterraña, con más de 500 m. de profundidad, en la que existe gran cantidad de arsénico.

La agrupación de todos los indicios conocidos en una banda bastante bien definida, habla a favor de un control tectónico profundo para su actual ubicación, bien a partir de disoluciones primarias teletermales, bien por removilización durante los movimientos alpinos de depósitos ya existentes.

No existen, mejor dicho, no se conocen, otras explotaciones importantes (en la Peña Mayor y en la caliza de Montaña encontramos malaquita y azurita en pequeñas cantidades).

Las canteras más importantes explotan la caliza de Montaña. Las de Tudela Veguín y alrededores proporcionan material a la fábrica de cemento de este pueblo. Existen otras de gran importancia en el Padrún. También se explotan graveras en los sedimentos cretácicos.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. (1926).—«Atlas del Estudio Estratigráfico de la Cuenca Hullera Asturiana». *Publ. Ins. Geol. Esp.*, Madrid.
- ADARO, L., y JUNQUERA, J. (1916).—«Criaderos de hierro de Asturias». *Mem. I. G. M. E.*, vol. 2.
- BARRIOS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Geol. du Nord*, t. 2, núm. 1.
- COMTE (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillera Cantabrique». *Mem. Ins. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, Madrid.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J., y MANJON, M. (1971).—«Los conglomerados del borde NO. de la cuenca carbonífera Central de Asturias y la sucesión productiva inferior». *Trabajos de Geología*, núm. 3, Universidad de Oviedo.
- DELEPINE.—«Sur l'âge des gres du Naranco (Asturias)». *CR. Ac. Sc.*, t. 187, pp. 239-241, París.
- GARCIA LOYGORRI, A.—«El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana». *Trabajos de Geología*, núm. 3, Universidad de Oviedo.

- GERVILLA, M.; CIANNINI, G.; RAMIREZ DEL POZO, J., y otros (1973).—«Hoja 1:50.000 de Oviedo». *I. G. M. E.*
- JULIVERT, M.—«L'évolution structurale de l'arc asturien». *Editions technip Paris.*
- JULIVERT, M., y MARCOS, A.—«Mapa Geológico Esp. 1:50.000. Hoja núm. 54 (Rioseco)». *I. G. M. E., Madrid.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, I., y GARCIA-ALCALDE, J.—«Hoja núm. 10 (Mieres) Mapa Geológico de España E. 1:200.000». *I. G. M. E.*
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J.—«Le Réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies». *E. Technip., Paris.*
- LLOPIS LLADO, N. (1956).—«Sobre el Cretácico de los alrededores de Oviedo». *Mem. I. G. M. E., t. 57.*
- (1950).—«Mapa geológico de los alrededores de Oviedo 1:25.000». *Publ. Serv. Geol. del I. D. E. A.*
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965).—«Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias». *Publ. Diputación Prov. Oviedo (IDEA), 132 pp., 8 figs., 11 láms. map., Oviedo.*
- PELLO, J. (1972).—«Estudio geológico de la Región Central de Asturias». *Tesis inédita Universidad de Oviedo.*
- RAMIREZ DEL POZO, J.; GERVILLA, M., y otros (1973).—«Hoja 1:50.000 de Villaviciosa». *I. G. M. E.*
- SITTER, L. U. (1961).—«Establecimientos de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orogeno cántabro-astur». *Not. y Com. I. G. M. E., núm. 61, Madrid.*

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA