

SISTEMAS ALUVIALES PERMICOS DEL AREA
DE PEÑA LABRA-PEÑA SAGRA (CANTABRIA Y PALENCIA)*

POR

S. ROBLES, J. GARCÍA-MONDÉJAR y V. PUJALTE **

RESUMEN

En la zona de Peña Labra-Peña Sagra (borde oriental del Macizo Asturiano) se desarrolló durante el Pérmico un surco sedimentario subsidente, en el que se acumularon hasta más de 1.000 m. de depósitos aluviales. Estos depósitos se han dividido en dos macrosecuencias deposicionales. La inferior está constituida por abanicos aluviales que se expandían hacia el N-NO y que se nutrían de los relieves volcánicos pérmicos aflorantes más al sur (zona del Pico Tres Mares-Brañosa). La macrosecuencia superior es expansiva y está formada por depósitos aluviales de sistemas que fluían hacia el NO y que tenían un área fuente más lejana y de naturaleza fundamentalmente sedimentaria. Con el transcurso del tiempo y hacia las partes centrales de la cuenca (zona de La Cohilla) se deduce que estos sistemas fueron quedando representados por facies más distales del complejo aluvial.

ABSTRACT

In the area of Peña Labra-Peña Sagra (eastern border of the Paleozoic Asturian Massif, Cantabrian Mountains, N Spain), a strongly subsiding sedimentary trough was developed during Permian times, in which more than 1000 m. of alluvial deposits were accumulated. Two depositional macrosequences are distinguished in these deposits: the lower one is attributed to a system of alluvial fans that expanded

* Este estudio ha contado con el apoyo económico del proyecto CAICYT 1545/82.

** Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Bilbao.

towards the N-NW and had their source are in permian volcanic highlands, placed immediately to the S-SE (remants of which still outcrop in the Pico Tres Mares area). The upper macrosequence, which oversteps the lower one, consists of alluvial deposits of NW flowing current systems that had more distant sources areas, mostly sedimentary.

SITUACION Y OBJETIVOS

En el extremo oriental y suroriental del Macizo Paleozoico Asturiano existen numerosos afloramientos de materiales atribuidos al Pérmico, si bien su extensión y desarrollo son bastante irregulares (figura 1). Los afloramientos más extensos y continuos se encuentran en el área delimitada por el Pico Tres Mares, la Peña Labra y la Peña Sagra, que denominaremos, en lo sucesivo, zona central. Correspon-

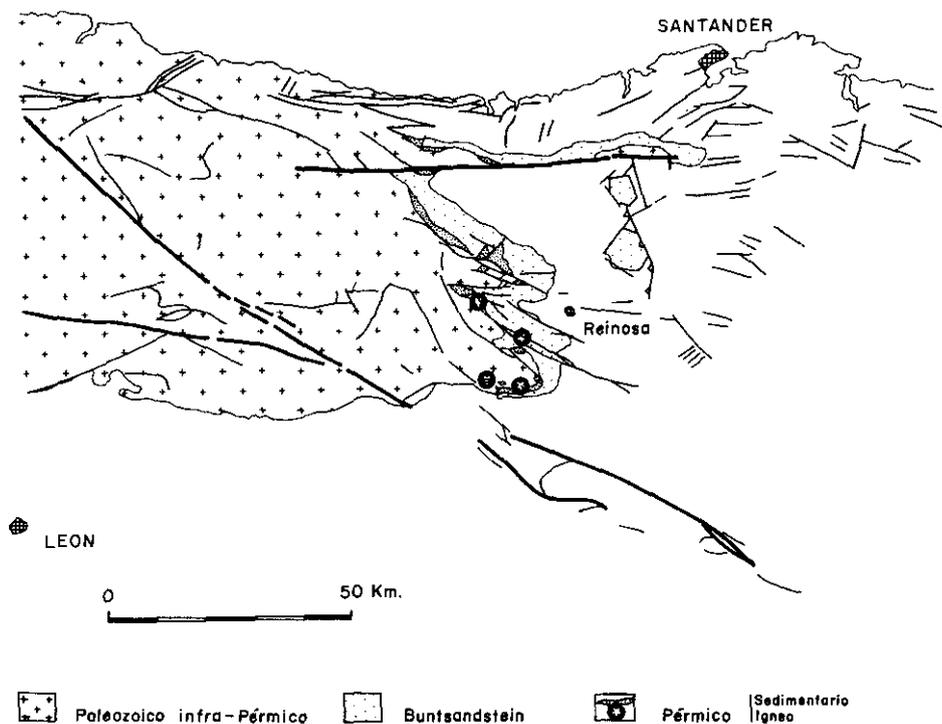


FIG. 1.—Principales afloramientos de Pérmico en Cantabria y Palencia (no se incluyen los afloramientos pérmicos de Asturias).

Main Permian outcrops of Cantabria and Palencia (the outcrops of Asturias not included).

den a series sedimentarias relativamente potentes y a rocas volcánicas, que descansan en discordancia angular sobre diversos términos del Carbonífero y son recubiertos también discordantemente, por conglomerados del Triásico inferior. Son precisamente estas relaciones estratigráficas, además de sus caracteres litológicos, los que permiten su atribución al Pérmico (MAAS, 1974; DE JONG, 1971; GARCIA-MONDEJAR *et al.*, 1985a; MARTINEZ GARCIA *et al.*, en prensa).

La excelente calidad de estos afloramientos, junto con su importante desarrollo vertical y la posibilidad de establecer correlaciones laterales de facies y secuencias, permiten realizar un estudio sedimentológico y paleogeográfico preliminar del Pérmico de esta región. En este trabajo se presentan, a modo de avance, los resultados obtenidos a partir del estudio de las series más representativas del área, concretamente las del Pico Tres Mares, Peña Labra, Embalse de la Cohilla y Peña Sagra (fig. 2).

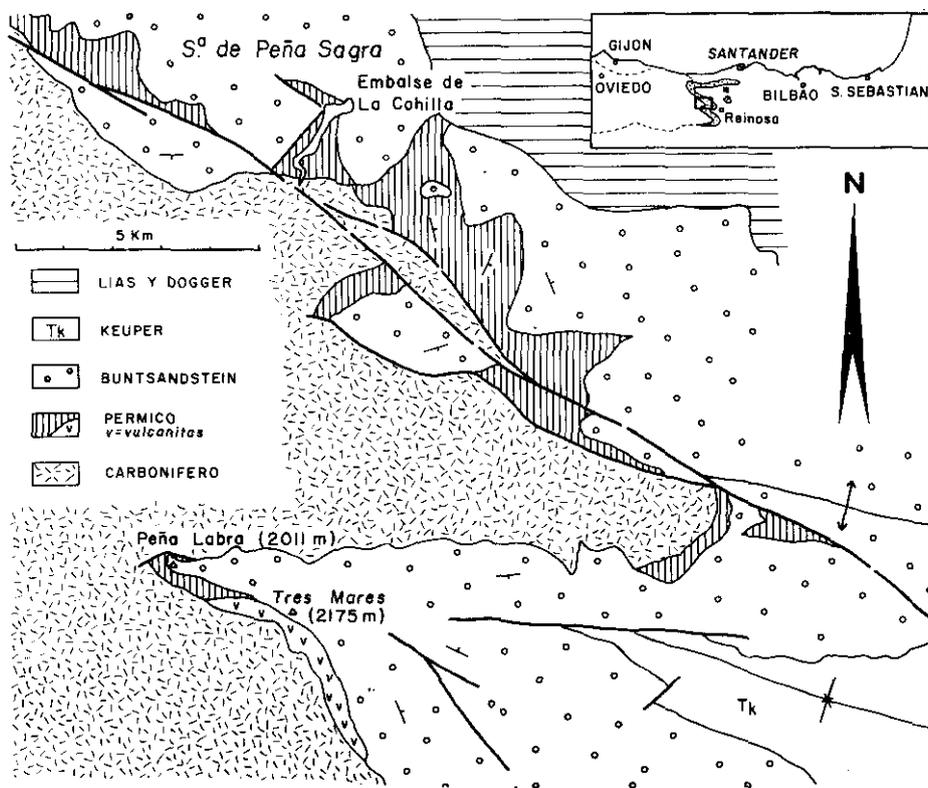


FIG. 2.—Esquema geológico y de situación de la zona central estudiada.
Geological sketch map of the central zone studied. Inset: situation of the zone.

Más al sur (zonas de Brañosera, Herrerueta y Salinas de Pisuegra, ya en el borde SE del Macizo Asturiano) los afloramientos pérmicos son mucho menos potentes y, aparentemente, tienen menos continuidad lateral (PAPA, 1964; GARCÍA MONDEJAR *et al.*, 1985a). Relacionando estas series con las de la zona central (Peña Labra), se deducen algunos aspectos más generales de la cuenca pérmica. En el área septentrional (fig. 1) los afloramientos de pérmico (MARTÍNEZ GARCÍA, 1983) son también más reducidos que en la zona central. En este trabajo no se presenta una revisión ni un análisis de estos últimos, que se encuentran actualmente en fase de estudio.

DESCRIPCION E INTERPRETACION DE LA SUCESION VERTICAL

Como hemos indicado anteriormente, en la zona central (situada al oeste de Reinosa) se pueden hacer diferentes perfiles, de cuya correlación general se pueden deducir, en este estudio preliminar, las líneas maestras de la evolución litoestratigráfica y paleogeográfica de este sector de la cuenca pérmica.

En este trabajo hemos considerado como serie estratigráfica tipo y más representativa la de Peña Labra, única que describimos con detalle. Las demás series las describiremos de forma más general, señalando sus diferencias con relación a la serie tipo.

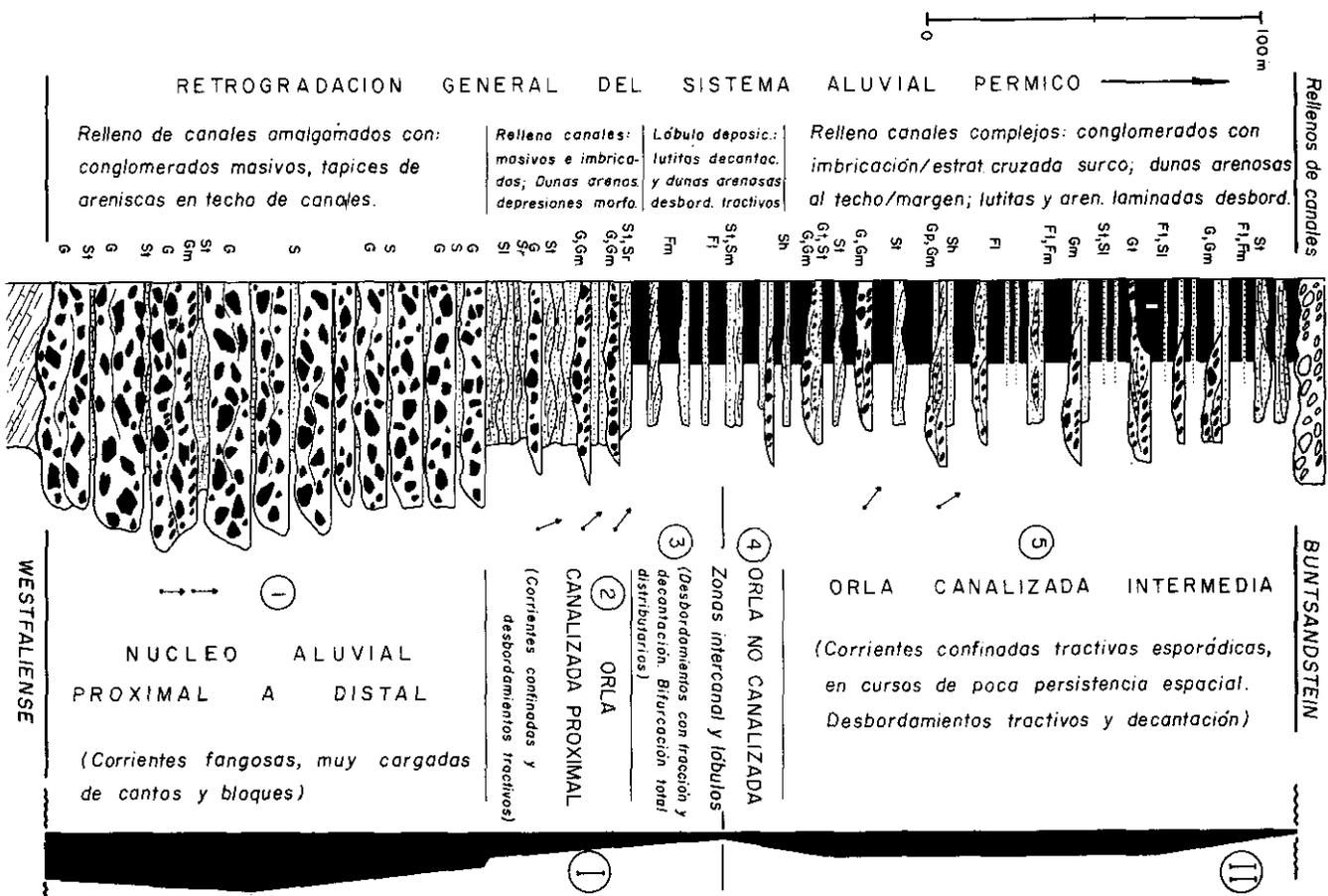
SERIE DE PEÑA LABRA

Está formada por 385 m. de materiales sedimentarios detríticos, situados en discordancia angular sobre un fuerte paleorrelieve de materiales carboníferos plegados (fig. 3).

Dentro de esta serie hemos diferenciado cinco tramos litológicos principales (1 a 5 de la fig. 3), que representan a su vez otros tantos subambientes sedimentarios concretos. Desde un punto de vista secuencial esta serie está constituida por dos macrosecuencias deposicionales principales (I y II), cuya relación con los tramos litológicos se muestra en la figura 3.

FIG. 3.—Serie estratigráfica del Pérmico de Peña Labra. 1 a 5: tramos litológicos descritos en el texto. I y II: macrosecuencias deposicionales. Se usan las siglas del código de facies de MIALL (1978) ligeramente modificadas.

Sedimentological columnar section of the Permian in the Peña Labra area. 1 to 5: Lithological divisions of the section described in the text. I and II: depositional macrosequences. The facies code of MIALL (1978), slightly modified, is used through out.



RETROGRADACION GENERAL DEL SISTEMA ALUVIAL PERMICO

Relleno de canales amalgamados con:
conglomerados masivos, tapices de
areniscas en techo de canales.

Relleno canales:
masivos e imbrica-
dos; Dunas arenas
depresiones morfa.

Lóbulo deposic.:
lutitas decantac.
y dunas arenosas
desbord. tractivos

Relleno canales complejos: conglomerados con
imbricación/estrat cruzada surco; dunas arenosas
al techo/margen; lutitas y aren. laminadas desbord.

St
F1, Fm
g, gm
S
G
G
G
S1, S1c
g, gm
St
G, F
S1
S1, S1c
F1
F1, S1
G1
S1, S1c
Gm
F1, Fm
F1
Sh
Gp, gm
St
G, gm
S1
G1, S1
G, gm
Sh

WESTFALLENSE

NUCLEO ALUVIAL
PROXIMAL A DISTAL

(Corrientes fangosas, muy cargadas
de cantas y bloques)

(Corrientes confinadas y
desbordamientos tractivos)

1

3 (Desbordamientos con fracción y
decantación. Bifurcación total
distributivas)

4 ORLA NO CANALIZADA

5 Zonas intercanal y lobulos

ORLA CANALIZADA INTERMEDIA

(Corrientes confinadas tractivas esporádicas,
en cursos de poca persistencia espacial.
Desbordamientos tractivos y decantación)

11

BUNTSANDSTEIN

Rellenos de canales



El tramo 1 (basal) está formado fundamentalmente por conglomerados con soporte de cantos y tiene un espesor de 130 m. Los cantos son heterométricos, alcanzan un tamaño máximo de 70 cm. de diámetro y varían de subangulosos a subredondeados. Principalmente (más del 80 por 100) son de naturaleza volcánica ácida y el resto de areniscas, pizarras, cuarcitas y en menor proporción de calizas carboníferas, excepto en el techo del tramo, donde la proporción de cantos calizos aumenta notablemente. La matriz de los conglomerados, muy abundante, es de lutitas arenosas o de areniscas. También existen intercalaciones de areniscas de grano grueso, que, como las de la matriz, son esencialmente de origen volcánico.

Estos materiales constituyen el relleno de canales amalgamados, de uno a cuatro metros de espesor, mediante facies conglomeráticas masivas y desorganizadas (G). Localmente, algunos de estos canales están rellenos por secuencias compuestas por un nivel basal de conglomerados desorganizados y un nivel tabular de conglomerados con imbricación (facies Gm) en el techo (fig. 3). En el techo de los canales se desarrolla un tapiz discontinuo de areniscas masivas (Sm), o con estratificación cruzada de surco (St), originado por la migración de dunas al producirse un descenso del flujo. En la parte inferior del tramo se observan superficies erosivas de gran escala, oblicuas a la base del mismo y con un sentido preferencial de inclinación (hacia el SE), que interpretamos como producidas por un proceso repetitivo de excavación de grandes canales o cañones aluviales, desplazándose preferentemente en un sentido. El espesor máximo (3 a 4 m.) de los canales amalgamados y el tamaño máximo de los cantos (60-70 cm.) se alcanzan entre los 25 y 60 m. del tramo, mientras que a partir de los 90 m. el diámetro máximo de los cantos mayores no supera los 30 cm., los niveles de relleno de canales son menos potentes y aumenta la proporción de los tapices areniscosos entre los canales. Estos sedimentos se originaron por corrientes fangosas, muy cargadas de cantos y bloques, que realizaban una sedimentación rápida y no tractiva. El descenso más o menos rápido del régimen de flujo producía los tapices areniscosos o las dunas migratorias.

De acuerdo con las características expuestas el tramo 1 representa unas facies de núcleo aluvial (zona proximal y esencialmente conglomerática de un sistema aluvial, ROBLES, 1984), que evoluciona verticalmente de zonas proximales a distales. Esta evolución se refleja en la bifurcación progresiva de la red de canales, que se hacen menos encajados, y en un aumento en la formación y conservación de los depósitos arenosos de caída del flujo.

El tramo 2 tiene un espesor de 45 m. y está constituido fundamentalmente por areniscas (más del 75 por 100) y conglomerados (menos del 25 por 100), de naturaleza principalmente volcánica. Los diez

metros basales están formados esencialmente por depósitos de areniscas de grano grueso y medio en los que se diferencian distintos cuerpos sedimentarios: *a)* rellenos de canales de 5 a 50 cm. de espesor, con granoclasificación positiva; *b)* dunas y «ripples» conectados formando capas de 5 a 20 cm. de espesor unitario; y *c)* facies heterolíticas, esencialmente areniscosas. Estos depósitos se pueden atribuir a la ruptura de canales principales y formación de corrientes tractivas, con poco poder erosivo, que circulan confinadas por zonas deprimidas.

En el resto del tramo, entre unas facies areniscosas similares a las descritas, se intercalan y acuñan depósitos de relleno de canales, de 0,5 a 1 m. de espesor, mediante facies conglomeráticas desorganizadas (G) o con cantos imbricados (facies Gm). También existen depósitos de dunas areniscosas de gran escala, que interpretamos como relleno de canales.

Este tramo en conjunto representa unas facies de orla aluvial (zona distal y esencialmente arenoso lutítica de un sistema aluvial, ROBLES, 1984), que evoluciona verticalmente desde una orla arenosa a una orla canalizada conglomerática proximal a intermedia (fig. 3). Para los depósitos de la parte superior se supone una red de canales trenzados, con circulación de corrientes fangosas (depósitos masivos) y corrientes tractivas posteriores, responsables de las facies imbricadas.

El tránsito de facies entre los tramos 1 y 2 es muy brusco lo, que puede interpretarse por una avulsión del canal (o canales) de alimentación principal y un desplazamiento rápido de la zona canalizada más activa del abanico. También puede representar una aceleración brusca en el proceso de retrogradación generalizada del sistema aluvial.

El tramo 3, con algo más de 20 m. de potencia, está caracterizado litológicamente por la desaparición de los conglomerados y el desarrollo de las lutitas como componente fundamental. Está constituido por niveles de areniscas de grano grueso con laminación cruzada de surco, que provendrían esencialmente de dunas laxas de media a gran escala, y más raramente del relleno de pequeños canales, que alternan con niveles de lutitas de color gris o verdoso. Las lutitas están en una proporción igual o algo superior a las areniscas y predominan en la parte superior del tramo. Estas alternancias pueden interpretarse como secuencias de compensación (ROBLES, 1984), que generan pequeños lóbulos deposicionales en el frente de zonas de distributarios completamente bifurcados (CABRERA, COLOMBO & ROBLES, 1985). Las lutitas proceden de la decantación de flujos desbordados y las areniscas de corrientes parcialmente confinadas que circulan por zonas deprimidas de una zona de orla aluvial intermedia a distal, no canalizada, con bifurcación generalizada y total de los distributarios (fig. 3).

En conjunto, los tramos 1, 2 y 3 de esta serie estratigráfica (con 195 m. de potencia), forman la macrosecuencia deposicional I (fig. 3), que representa un sistema de abanico aluvial, de área fuente local y relativamente próxima, de origen volcánico. Este sistema aluvial evoluciona verticalmente desde una zona relativamente distal de la orla arenoso-lutítica. La medida de paleocorrientes, realizada a partir de las facies con cantos imbricados de los tramos 1 y 2 (fig. 3) señala que el sistema aluvial se expandía hacia el NNO (con un margen de variabilidad entre 310° y 360°). La macrosecuencia I tiene un carácter cíclico, con una fase de progradación rápida y una etapa de retrogradación paulatina y bien desarrollada (potente).

El tramo 4, de unos 20 m. de espesor, tiene unas características litológicas y una interpretación ambiental similares a las del tramo 3. Se ha individualizado del subyacente por dos razones fundamentales: el fuerte y brusco cambio de color y la variación en la tendencia secuencial de sus materiales, lo que va unido a otro hecho que se manifiesta más claramente en el tramo superior (5), y que consiste en el cambio de la naturaleza de los cantos de los conglomerados. En el tramo subyacente el color es gris, mientras que en esta unidad la coloración es roja. Esta coloración se mantiene en el resto de la serie pérmica y se extiende a nivel regional.

Las secuencias negativas de compensación, de 3 a 8 m. de espesor, representan pequeños lóbulos deposicionales, y están constituidas por lutitas en la base y areniscas masivas o con laminación de surco en la parte superior. Hacia el techo del tramo se hacen más potentes y presentan mayor desarrollo del intervalo arenoso, a la vez que en la parte superior de éste aparecen capas arenosas canalizadas o incluso conglomerados de relleno de canales muy someros y poco amplios. Este hecho marca el inicio de una macrosecuencia ligeramente negativa o de progradación, dentro de estas facies de orla intermedia a distal.

El tramo 5, de 170 m. de espesor, forma la parte superior de la serie estratigráfica pérmica, y sobre él se sitúan, discordantemente, las facies conglomeráticas del nivel inferior del Buntsandstein.

Este tramo está formado por rellenos de canales conglomeráticos multiepisódicos, de 1 a 4 m. de espesor, que constituyen alrededor del 25 por 100 del tramo y que se acuñan entre facies lutíticas y arenosas de color rojo. Los rellenos de canal están formados por conglomerados con imbricación de cantos, estratificación cruzada de surco o estratificación planar (facies Gm, Gt y Gp), así como por areniscas con laminación de surco u horizontal (St, Sh) que separan diferentes secuencias conglomeráticas o se sitúan en el techo del canal. Los cantos son esencialmente de naturaleza silíceo, están bien redondeados y su tamaño oscila entre 1 y 5 cm. Los canales están englo-

bados en lutitas laminadas (Fl) y masivas (Fm), con delgadas intercalaciones de areniscas laminadas (Sl), que representan desbordamientos en llanuras fangosas situadas entre los canales principales. Existen también intercalaciones de areniscas heterolíticas (Sh, Sl, Sr), de relleno de pequeños canales, de margen de canal o de desbordamiento. Finalmente, también aparecen niveles de migración de dunas arenosas interconectadas, producto de desbordamientos tractivos. Hay intervalos de pausa sedimentaria marcados por una fuerte bioturbación.

Este tramo representa una orla aluvial intermedia canalizada, surcada por una red de canales bifurcados aislados. La densidad de los canales es variable (densidad media); primeramente aumenta para disminuir fuertemente en los últimos 25 m. del tramo, donde se desarrollan facies de orla más distal.

Los tramos 4 y 5, con 190 m. de espesor total, constituyen la macrosecuencia deposicional II (fig. 3). Esta macrosecuencia representa la parte distal de un sistema aluvial (orla canalizada con variación vertical de la densidad de la red), que se expandía hacia el NO, con un margen de variabilidad entre 310° y 330°. El área fuente de este sistema no era de naturaleza volcánica y se encontraba más alejada que en el caso de la macrosecuencia I, como se deduce de la naturaleza silíceo y elevada madurez textural de los conglomerados de la macrosecuencia II.

La serie pérmica de Peña Labra está constituida, por tanto, por la superposición de dos macrosecuencias deposicionales de abanicos aluviales de diferente área fuente. La macrosecuencia inferior representa un perfil vertical de un sistema aluvial completo de área fuente volcánica y cercana, mientras que la macrosecuencia II representa exclusivamente las facies de orla de un sistema de área fuente sedimentaria-metamórfica y más alejada que la del sistema inferior.

Las diferencias entre ambos sistemas aluviales se marcan en la evolución secuencial, naturaleza de los cantos predominantes y en el color. Las paleocorrientes, sin embargo, no sufren una variación apreciable.

ZONA DEL PICO TRES MARES

En la zona del Pico Tres Mares, situado a 3 Km. al ESE de Peña Labra (fig. 2), el Pérmico está formado exclusivamente por 350 m. de rocas volcánicas ácidas. Estas vulcanitas se sitúan discordantes entre materiales carboníferos y del Buntsandstein (los cuales equivalen a los que forman el yacente y el techo de la serie pérmica de Peña Labra) y son de la misma naturaleza petrológica que los cantos de la roca volcánica de la macrosecuencia I de dicha serie.

ALINEACIÓN DE UZRAYO, EMBALSE DE LA COHILLA Y PEÑA SAGRA

Esta zona, que constituye una alineación SE-NO de unos 20 Km. de extensión, se sitúa entre 10 y 15 Km. al N y NO del área de Peña Labra (fig. 2). En esta alineación los materiales pérmicos sufren importantes variaciones de potencia, alcanzando entre 1.000 y 1.500 m., en la parte SE y disminuyendo fuertemente en el extremo NO. En líneas muy generales, en esta zona también se diferencian al menos dos unidades deposicionales, correlacionables con las macrosecuencias I y II de la serie de Peña Labra. La unidad inferior presenta variaciones laterales de facies. De manera general está constituida (zona de Peña Sagra) por facies arenosas tractivas (St, Sh y Sr) en las que se acuñan canales conglomeráticos (facies Gm) de cantos volcánicos y silíceos. La proporción de canales conglomeráticos varía lateralmente, pero en general tienen bastante menos importancia volumétrica que las areniscas. Las paleocorrientes medidas indican un flujo de las corrientes hacia el NO. En conjunto son similares a las del ter-

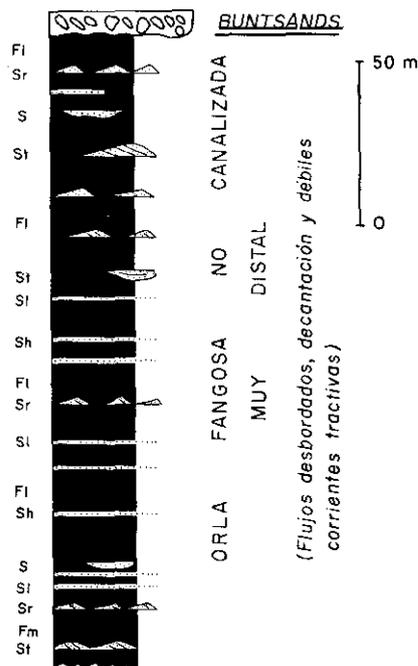


FIG. 4.—Serie estratigráfica del Pérmico del Pantano de la Cohilla. (Corresponde a la parte superior de la sucesión pérmica.)

Columnar section of the Permian in the Cohilla reservoir area. (It corresponds to the upper part of the Permian succession.)

cio superior de la macrosecuencia I de Peña Labra, aunque aquí están mucho más desarrolladas. Pueden representar depósitos de orla aluvial, con una densidad de la red de canalizaciones bastante variable lateral y verticalmente.

En la unidad superior predominan las facies lutíticas rojas, aunque existen intercalaciones detríticas de grano más grueso. Los 150 a 200 metros superiores de esta unidad, en la serie del Embalse de la Coghilla (fig. 4), están constituidos en una proporción superior al 90 por 100 por lutitas laminadas de color rojo violáceo, con frecuentes superficies cubiertas de grietas de desecación. La laminación es paralela, a veces distorsionada por bioturbación o por escape de agua. En proporción inferior al 5 por 100 existen limolitas, en estratos de 5 a 20 cm. de espesor que presentan laminación de ripples de corriente. De forma aún más esporádica aparecen rellenos de pequeños canales laxos y someros (20-30 cm. de profundidad), formados por limolitas y areniscas de grano muy fino con laminación cruzada de surco. En conjunto, estas facies son representativas de una llanura fangosa donde predominan los depósitos de decantación a partir de flujos desbordados y depósitos de corrientes tractivas, muy débiles y esporádicas. Se trata por tanto de zonas de inundación bastante alejadas de los esporádicos canales principales circundantes de esta llanura. Con las características sedimentológicas expuestas interpretamos esta serie como perteneciente a una orla aluvial no canalizada (densidad de la red muy baja) y muy distal.

COMPARACIÓN CON OTROS AFLORAMIENTOS PÉRMICOS MÁS MERIDIONALES

Tal como se indicó anteriormente, al Sur de la zona central, los afloramientos pérmicos no son continuos y su espesor estratigráfico es relativamente reducido (150 m. como máximo). Se pueden distinguir, de hecho, dos situaciones diferentes.

En primer lugar, existen afloramientos de materiales ígneos de los cuales un ejemplo representativo se encuentra al N de Brañósera, en la carretera al refugio alpino. Son rocas volcánicas ácidas, similares a las que existen en el perfil del Pico Tres Mares, que aparecen encajadas en materiales carboníferos y sobre las que descansan en discordancia con paleorrelieve los conglomerados basales del Buntsandstein. Representan, probablemente, chimeneas volcánicas.

El segundo tipo de afloramientos pérmicos está constituido por sucesiones sedimentarias, la mayoría de las cuales se encuentran en una banda relativamente continua que se extiende, en dirección E-O, a lo largo de unos 14 Km., entre Cillamayor y Ligiérezana. Estos materiales oscilan entre 50 y 150 m. de espesor y se sitúan, probable-

mente en ligera discordancia angular, bajo facies conglomeráticas y areniscosas pertenecientes al Buntsandstein (GARCIA-MONDEJAR *et. al.*, 1985b).

De forma general, la serie pérmica de esta zona está constituida por una alternancia de: conglomerados o brechas poligénicas (más importantes en la mitad inferior), areniscas y lutitas arenosas (fig. 5). En las facies brechoides y conglomeráticas, los cantos son de cuarzo, cuarcita, arenisca y caliza; varían desde angulosos a subredondeados y su tamaño máximo no suele sobrepasar los 10 cm. de diámetro. La coloración de estas facies es roja a violácea, con tonalidades oscuras, y en ellas abundan dos tipos de cantos: unos, bastante redondeados y fuertemente rubefactados, y otros claramente facetados por la acción del viento (ventifactos o cantos eolizados).

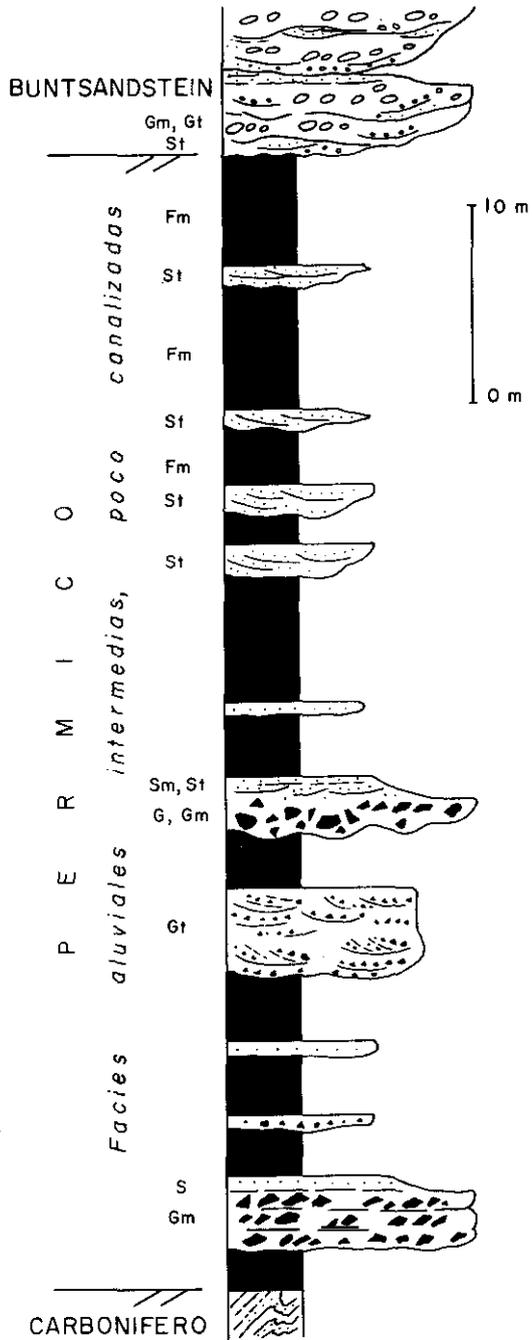
Los niveles conglomeráticos tienen de tres a nueve metros de espesor y están constituidos por: *a*) capas decimétricas de base irregular, formadas por conglomerados con soporte de cantos, heterométricos, desorganizados y con abundante matriz arenoso-lutítica (facies G), y *b*) capas más regulares, de potencia decimétrica, que presentan cantos imbricados (facies Gm). En conjunto representan rellenos multiepisódicos de canales complejos, intercalados en lutitas arenosas (fig. 5). En la mitad superior de la serie aparecen rellenos de canales, de 0,5 a 2 metros de espesor, mediante areniscas poco seleccionadas, con abundante matriz lutítica y con laminación cruzada de surco. Estos depósitos arenosos se acuñan entre facies de lutitas arenosas, que son las predominantes (fig. 5). En estos depósitos superiores aparecen niveles con marmorización vertical, enriquecimientos carbonáticos verticales y horizontales, etc., indicadores de etapas de edafización.

Esta sucesión de facies la interpretamos en conjunto como perteneciente a zonas de núcleo distal y orla proximal de abanicos aluviales no muy extensos, con relieves calcáreos próximos y nutridos en gran parte por materiales residuales pérmicos, como lo demuestra la gran abundancia de cantos resedimentados que tienen pátina ferruginosa o están facetados. En estas condiciones eran frecuentes los episodios duraderos de no sedimentación con aparición de vegetación o desarrollo de suelos.

En principio, estos depósitos pérmicos no son similares a las facies de las macrosecuencias I y II de la zona central (Peña Labra-Peña Sagra), y, desde luego, en absoluto son equivalentes a los abanicos de área fuente volcánica que constituyen la macrosecuencia infe-

FIG. 5.—Ejemplo del Pérmico en la zona meridional (perfil de Rueda de Pisuer-ga, Palencia.)

An example of the Permian of the southern zone of the area (Rueda de Pisuer-ga section, Palencia).



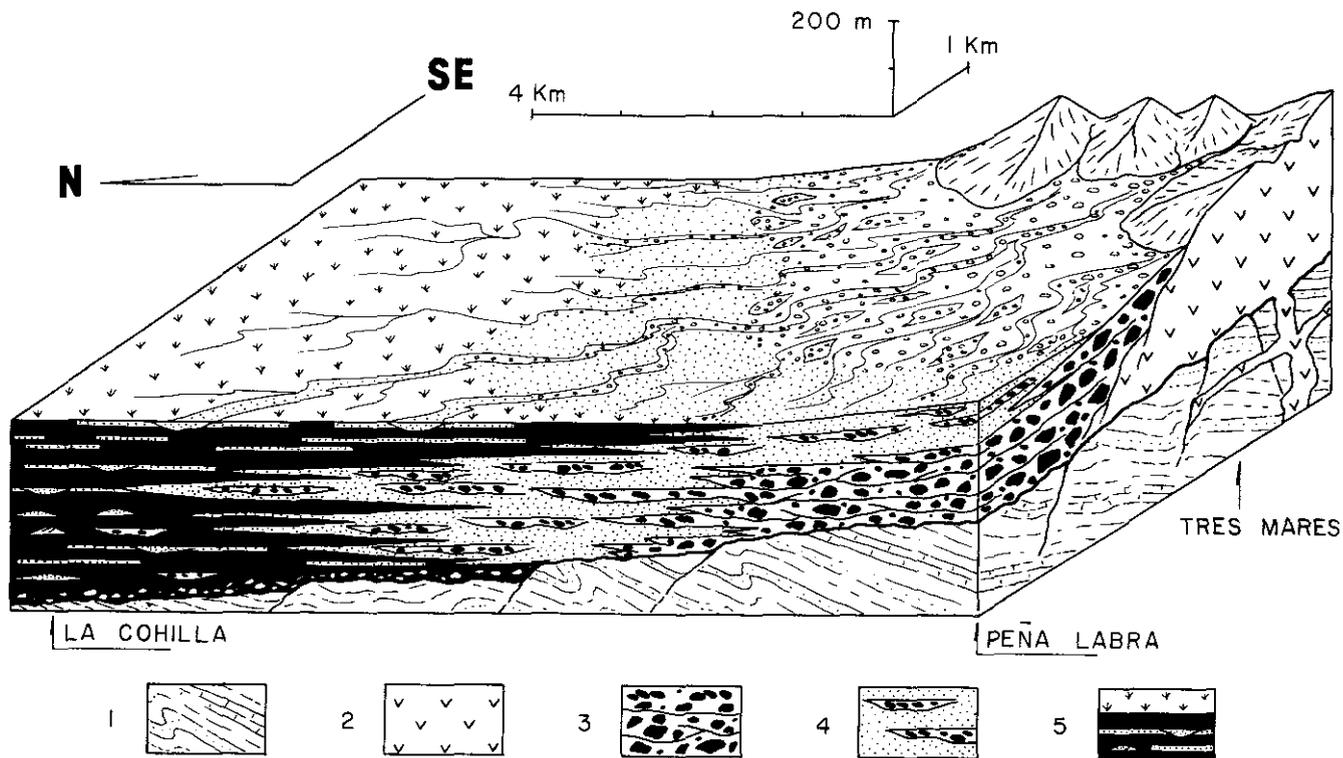


FIG. 6.—Interpretación sedimentológica y paleogeográfica de la macrosecuencia I en la zona central estudiada. 1) Zócalo de la depresión (Westfaliense); 2) Relieves volcánicos pérmicos; 3), 4) y 5) Núcleo, orla intermedia y orla distal, respectivamente, del sistema aluvial pérmico.

Sedimentological and palaeogeographical interpretation of the Macrosequence I in the central zone studied. 1) Base-ment (Westfalian); 2) Volcanic reliefs (Permian); 3), 4) y 5) Core, intermediate and distal fringe of the alluvial fan system respectively.

rior. Temporalmente, quizás podrían correlacionarse con parte de la macrosecuencia superior.

INTERPRETACION DE LA CUENCA PERMICA DE PICO TRES MARES-PEÑA LABRA-PEÑA SAGRA

Teniendo en cuenta: *a)* la distribución de los afloramientos pérmicos en la zona estudiada (fig. 1); *b)* la potencia, naturaleza de las facies y macrosecuencias deposicionales descritas (figs. 3, 4 y 5); *c)* la correlación de macrosecuencias entre los perfiles de Tres Mares, Peña Labra, Peña Sagra y afloramientos más meridionales; y *d)* la distribución vertical y lateral de las paleocorrientes, pueden establecerse las siguientes conclusiones, respecto a la interpretación paleogeográfica de esta zona durante el Pérmico:

1) Los sedimentos pérmicos de la zona central analizada forman parte de un complejo de abanicos aluviales originados en una depresión localizada, que probablemente se amplía con el tiempo.

2) Las series del Pico Tres Mares, Peña Labra y La Cohilla-Peña Sagra representan, respectivamente, el borde meridional de la depresión (al menos durante la sedimentación de la macrosecuencia aluvial I), la zona marginal y la zona central de la citada depresión (fig. 6).

3) La macrosecuencia I (inferior), representa un sistema de abanicos aluviales que se expandían hacia el N-NO, a partir de los relieves volcánicos del Tres Mares y otros similares, cuyos materiales se habían originado en una etapa pérmica previa. Estos relieves pérmicos, aflorantes también al N de Brañosera y probablemente más hacia el O en otras épocas, formaban el área fuente fundamental de los abanicos de la macrosecuencia I. Esta macrosecuencia representa la primera etapa de relleno de la depresión (fig. 6).

4) La macrosecuencia II representa una etapa posterior, quizás la última del relleno de la cuenca. Durante su transcurso la sedimentación fue expansiva, de manera que los propios relieves volcánicos fueron cubiertos parcial o totalmente por facies aluviales, relativamente distales, que se expandían hacia el NO. En las zonas relativamente internas de la cuenca (zona de La Cohilla, figura 2) al menos por la parte superior (200 m.) de la serie pérmica está representada por facies de extensas llanuras fangosas de la orla muy distal de los sistemas aluviales (fig. 4). Estas facies se pueden correlacionar de forma general, al menos sedimentológicamente, con los depósitos aluviales menos distales (orla canalizada intermedia), constituyentes de la ma-

crosecuencia II del perfil de Peña Labra (fig. 3). Los abanicos que constituyen la macrosecuencia superior debían nutrirse esencialmente de un área fuente sedimentaria y metamórfica, que se habría situado, quizás, bastante más meridionalmente que el área de Tres Mares-Brañosa.

5) De esta primera fase del estudio se puede concluir que, de manera general, en el borde oriental del Macizo Asturiano se delimitó durante el Pérmico un surco central con máxima subsidencia y acúmulo sedimentario (400 a 1.000 m.), que se corresponde con la zona de Peña Sagra-La Cohilla-Peña Labra. Durante una primera etapa, el borde meridional del Surco lo formaron, al menos en parte, relieves volcánicos pérmicos, cuyos afloramientos actuales (Tres Mares-Brañosa) parecen estar relacionados con líneas de fractura de orientación NO-SE (fig. 1). En una segunda etapa la cuenca se amplió, cubriendo, por lo menos, áreas más meridionales. Probablemente a esta etapa corresponden los sedimentos (50-150 m.) del área más meridional (Salinas de Pisuerga), procedentes en gran parte del retrabajamiento (reciclado) de depósitos residuales del propio Pérmico.

BIBLIOGRAFIA

- CABRERA, L.; COLOMBO, F., y ROBLES, S. (1985): «Sedimentation and tectonics interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the Ebro Basin: Transition from alluvial to shallow lacustrine environments». *6th European Regional Meeting, Excursion no. 10* (In: Excursion Guidebook, M. D. Mila and J. Rosell Eds. Leida. *International Association of Sedimentologists and Universitat Autònoma de Barcelona*, pp. 393-492).
- DE JONG, J. D. (1971): «Molase and clastic-wedge sediments of the southern Cantabrian Mountains (NW Spain) as geomorphological and environmental indicators». *Geologie en Mijnbouw*, 50 (3), pp. 399-416.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V., y ROBLES, S. (1985a): «Facies y paleogeografía del Pérmico del borde oriental del Macizo Asturiano (Cantabria, Palencia)». II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell. Resúmenes, pp. 47-48.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V., y ROBLES, S. (1985b): «Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria y norte de Palencia» (este volumen).
- MAAS, K. (1974): «The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and deformation in a Flysch area». *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, pp. 379-465.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1983): «El Pérmico de la Cordillera Cantábrica». En: «Carbonífero y Pérmico de España», coord. por C. MARTÍNEZ-DÍAZ. *X Congr. Intern. de Estratigrafía y Geología del Carbonífero*. Madrid. Inst. Geol. y Min. de España, pp. 391-402.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E.; LOBATO-ASTORGA, L.; PUJALTE, V.; GARCÍA-MONDÉJAR, J., y WAGNER, R. H. (en prensa): «Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Serie Magna), Hoja núm. 82 (Tudanca)». Inst. Geol. y Min. de España.

- MIALL, A. D. (1978): «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary». In: A. D. Miall, Ed.: «Fluvial sedimentology», pp. 597-604. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5
- PAPA, F. (1964): «The Bunter between Cervera and Brañosa in the northern part of the Province of Palencia (Spain) (in Dutch)». Unpublished M. Sc. These, Department of Geology, Sedimentary Geology Section, Leiden State University.
- ROBLES, S. (1984): «El Complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de La Pobla de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell». *Iberda*. Núm. XLV, pp. 119-144, Lleida.