



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ASTORGA

Segunda serie-Primera edición

125	126	127	128	129	130	131
DO. NOGALES	124-125	120-121	121-122	12-123 A	123-124 CERRODEJO	125-126
6-8	126	11-12	22-23	12-123 B	12-123 C	12-124
152	150	159	160	161	162	163
OUREZA	159-160	160-161	161-162	162-163	163-164	164-165
9-9	160	11-12	23-24	16-17	16-17	15-16
190	191	192	193	194	195	196
EL BIRCO	191-192	192-193	193-194	194-195	195-196	196-197
9-10	19-19	11-12	21-22	12-13	12-13	12-13
228	229	230	231	232	233	234
VIAJE DEL REY	228-229	229-230	230-231	231-232	232-233	233-234
9-11	30-31	31-32	32-33	33-34	34-35	18-19
268	267	268	269	270	271	272
LA GUDIADA	PERILLA DE MONTUBILO DE GARRIGAS	LA SARDALEGA	ARRADUEÑA	DEBAYETE	VALDEON	VALDEON DE CAMPOS
9-12	10-12	11-12	12-12	13-12	14-12	14-12



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ASTORGA

Segunda serie-Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Servicio de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28016 Madrid

FOTOCOMPOSICION: CARMAGRAF, S.A. - Sambara, 40 - 28027 Madrid
IMPRIME: GRAFIBER

Depósito Legal: M-43879-1984

La presente hoja y memoria ha sido realizada por INGENIERIA MINERO INDUSTRIAL, S.A. (IMINSA) bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E..

Han intervenido:

CARTOGRAFIA: I. Vargas (Cuaternario y Formaciones Superficiales)
J. Carballeira, G. Flor, M. Manjón, I. Corrales, A. Corrochano y C. Pol (Terciario)
F. Diaz García y J. Fernández Ruiz (Paleozoico).

Memoria: I. Vargas, G. Flor, A. Corrochano, I. Corrales, J. Carballeira, C. Pol, M. Manjón, F. Díaz García, J. Fernández Ruiz y A. Pérez Estaún.

Geomorfología: I. Vargas y Caridad Zazo y J.L. Goy (asesores)

Cuaternario y Formaciones Superficiales: I. Vargas, E. Molina (asesor).

Estudio de laboratorio: G. Flor, I. Corrales, J. Carballeira, C. Pol (Sedimentología) y O. Suárez (Petrología).

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.: L.R. Rodriguez Fernández y A. Pérez González.

O. INTRODUCCION

La Hoja de Astorga se sitúa en la Submeseta Septentrional, en la zona NO de la Cuenca del Duero.

El relieve es suave con dos zonas diferenciadas: al O y SO un conjunto de sierras con orientación media ESE-ONO, condicionada por la dirección de las estructuras del Paleozoico y altitudes entre 950 y 1100 m.; en el N y E domina la morfología de amplias llanuras aluviales de los ríos Orbigo y Tuerto en la confluencia de sus valles fluviales. Destacan las extensas terrazas, sólo parcialmente representadas en el ámbito de la Hoja; de la que se conservan preferentemente, en este área, las más modernas y las más antiguas.

La red hidrográfica presenta dos direcciones. Los ríos principales proceden del N con direcciones próximas, no coincidentes, con la N-S: son el Orbigo y el Tuerto. De las estribaciones del N del Teleno, en los Montes de León, y con dirección subparalela a los relieves montañosos ya citados vierten sus aguas al r. Tuerto los ríos Argañoso, Jerga, Turienzo y de los Peces. Este último comparte su vega con el más importante del área: el Duerna, que limita esta Hoja con la vecina, por el Sur de la Bañeza.

Geológicamente, los dos sectores diferenciados por su morfología se corresponden con dos conjuntos de materiales con distintas características litológicas y de edad. En la mitad occidental los terrenos pertenecen al Paleozoico inferior y están constituidos por cuarcitas, areniscas, pizarras y algunos niveles de calizas.

El resto de la Hoja está recubierto por sedimentos terciarios que rellenan el paleo-relieve pre-Mioceno y a su vez son modelados y cubiertos, junto a los del Paleozoico, por los materiales del Cuaternario.

Por lo que hace referencia a los materiales paleozoicos, la zona estudiada se sitúa en la Zona Asturoccidental-leonesa (LOZTE, 1945; JULIVERT et al., 1972), y más concretamente en el Dominio del Navia y Alto Sil, división establecida por MARCOS (1973), modificada ligeramente por

PEREZ-ESTAUN (1978). En orden a la descripción de la estratigrafía del Paleozoico, este dominio del Navia y Alto Sil se caracteriza por un potente desarrollo del Paleozoico inferior.

En la Hoja de Astorga, los materiales paleozoicos afloran en una franja casi continua de N a S, interrumpida en ocasiones por la presencia de materiales terciarios.

Son escasos los trabajos antiguos sobre la Hoja de Astorga y hacen referencia a amplias extensiones de terreno, no teniendo un carácter concreto con respecto a la misma. Más recientemente MATTE (1968), MARCOS (1973), PEREZ ESTAUN (1978), MARTINEZ CATALAN (1981) realizan trabajos de índole estratigráfica y estructural en donde sientan las características detalladas de esta zona.

Por otra parte, los datos obtenidos durante la realización del PLAN MAGNA en zonas vecinas son de gran valor en esta Hoja dado el carácter discontinuo y la escasez de buenos afloramientos.

El Terciario se extiende por algo más de un tercio de la superficie, fosilizando los relieves paleozoicos, cuya continuación aflora en la mitad occidental, y siendo recubiertos, en gran parte por los sedimentos cuaternarios de los ríos Orbigo y Tuerto.

Terciario y Cuaternario constituyen los depósitos de borde de la Cuenca del Duero, en su área Oeste, con un claro origen continental.

En el conjunto de la Cuenca del Duero, el Paleógeno de los bordes no presenta continuidad de afloramiento apareciendo éstos aislados con predominio de facies proximales de abanicos, areniscas de secuencias aluviales, limos de llanura de inundación y depósitos de "playa lake".

Del Neógeno, el Mioceno es el que adquiere el más amplio desarrollo. Aparecen abanicos aluviales en los bordes Oeste y Norte de la Cuenca, pasándose hacia el centro rápidamente a facies fluviales con canales y fangos en el Norte, Este y Oeste, y a arcosas y subarcosas en el Sur. Hacia el interior de los tramos altos del Mioceno pasan a playas, playas salinas y transicionales con litología de arcillas, margas, calizas y yesos. Terminan éstas con una amplia extensión de sedimentos carbonatados denominados "calizas de los Páramos" de ambientes lagunares y lacustres, situándose en el Centro y Este la mayor amplitud.

Por encima de estas calizas en la región oriental (Sur de Aranda de Duero) aparecen sedimentos más modernos con un tramo inferior detrítico que termina con un nuevo episodio carbonatado (Páramo superior), que puede representar una edad Plioceno superior. En el Centro (Valladolid) se ha puesto de manifiesto la existencia de procesos kársticos y depósitos a los que se les ha asignado una edad pliocena.

Posteriormente, la instalación de la "Raña" en el centronoroeste del borde N de la Cuenca del Duero se originó debido a un rejuvenecimiento del relieve que aportó importantes abanicos conglomeráticos. Entre los amplios recubrimientos del Cuaternario deben mencionarse los depósitos fluviales (aluviones, terrazas) depósitos endorreicos (fondos de charcas, etc.) y depósitos de vertientes, paleoverdientes y residuos de alteración kárstica.

Los materiales terciarios de la Hoja de Astorga, que pertenecen al Mioceno Medio y/o Superior, se sitúan discordantemente sobre el zócalo paleozoico, estando representados por depósitos aluviales y fluviales. Para

su descripción y estudio se han individualizado en sistemas deposicionales, de acuerdo con las facies sedimentarias y su distribución espacial y temporal. Parte de ellos se definieron en la Hoja contigua de Benavides: Combarros-Brazuelo, Villagatón y Carrizo-Benavides, mientras que otros son característicos de ésta: Castrillo de los Polvazares, Val de San Lorenzo y La Valduerna, adquiriendo este último mayor desarrollo en las hojas de Lucillo (192) y la Bañeza (231). En esta zona, se producen confluencias de varios sistemas, procedentes del Norte y Oeste.

Las litologías representativas son casi exclusivamente detríticas (conglomerados, arenas, y fangos) que predominan con algún nivel carbonatado discontinuo, en la mitad centro oriental, ligado, como en Benavides, a procesos edáficos. El espesor medio en superficie aflorante es de 175 m., aunque se han obtenido potencias de hasta 400 m. en sondeos para aguas subterráneas en la Vega del Orbigo, sin llegar al zócalo paleozoico.

Los trabajos realizados en el Terciario de la zona y áreas límitrofes son numerosos. BATALLER y HERNANDEZ SAMPELAYO (1944) establecen una serie general del Terciario para la región leonesa, constituida por materiales detriticos a los que atribuyen edades del Oligoceno y Mioceno inferior.

PASTOR GOMEZ (1963, 1969) describe los depósitos paleógenos y neógenos discordantes de la Hoja de la Robla, así como los de la hoja de Benavides, asignándoles un origen continental de edad neógena.

HOCQUARD (1975) considera a los sedimentos terciarios de la zona noroccidental de la Cuenca del Duero "capas rojas" del Mioceno medio y se originarían en condiciones tropicales semihúmedas y semiáridas. Considera una serie de unidades; la de Astorga comprende depósitos rojizos de los valles del Duerna, Turienzo, Jerga, Argañoso y Combarros; en el presente trabajo corresponden a los sistemas de La Valduerna, Val de San Lorenzo, Castrillo de los Polvazares y, los dos últimos, al de Combarros-Brazuelo, respectivamente. El modelo paleogeográfico y sedimentológico de estos depósitos se reparte entre:

- Una cuenca de recepción que suministra los sedimentos, situada en la cabecera de cada valle.
- Uno o varios conos de deyección.
- Un valle aluvial rectilíneo con depósitos de canales trenzados.
- Una llanura de inundación con sedimentos finos.

PEREZ GARCIA (1977) define una serie de facies al Norte de la Hoja de Astorga, que extiende a esta zona. Así, las facies Omañas-Villarroquel aparecerían en Pradorrey (Sistema de Combarros-Brazuelo) y en los ríos Turienzo (Sistema de Val de San Lorenzo) y Duerna (Sistema de la Valduerna); la facies Cimanes rodearía a la anterior y la facies Ferreras-Velilla en Santibáñez de Valdeiglesias y San Justo de la Vega, así como en las barrancas de Nistal, Barrientos y Posadilla (Sistemas de Villagatón y Carrizo-Benavides). Correspondieran a depósitos de abanicos aluviales según el modelo de McGOWEN y GROAT (1971), ligeramente modificado. Comprenderían edades que van desde el Tortoniense hasta casi el Pontiense.

En la cuenca del Bierzo, situada al W, SLUITER y PANNEKOEK (1964)

encuentran cinco facies litológicas, una de las cuales, la facies Astorga (conglomerados rojos y arenas y arcillas, en parte de color gris) supondría la transición entre las Cuencas del Bierzo y el Duero, que estuvieron conectadas hasta finales del Mioceno.

VELANDO *et al* (1973), en la Hoja de Bembibre, denominan facies Astorga a los depósitos más orientales del Terciario, que comprendería, en parte a los sistemas Combarros-Brazuelo y Villagatón.

HERAIL (1978) establece un esquema fisiográfico en el valle medio del Duerna para el final del Terciario. Distingue una fase de colmatación, que se traduce en la implantación de sistemas aluviales importantes constituidos por conos de deyección, abanicos aluviales y llanuras de inundación, que se distribuyen en función de unidades morfológicas mayores.

MATA GONZALEZ *et al* (en prensa) elaboran la Hoja de Lucillo, incluyendo el Terciario en una única litología. Diferencian dos bandas cartográficas: la del borde NE, con una repartición discontinua, corresponde a los sistemas noroccidentales de Astorga; la del SE representa facies más proximales de la Valduerna. ▶

VARGAS ALONSO, *et al.*, (en prensa), para la Hoja de Benavides, definen una serie de sistemas: Villagatón, Veguellina de Cepeda, Forcadas-Ferreras, Carrizo-Benavides, Vanidores y Combarros-Brazuelo.

En todo el borde occidental se instala un colector fluvial (sistema de Villagatón) al que drenan, por el W, sistemas aluviales secundarios (Vanidores y Combarros-Brazuelo) y, por el E, un complejo de abanicos aluviales (sistemas de Veguellina de Cepeda y Forcadas-Ferreras, así como el de Carrizo-Benavides).

Separan tres momentos en la evolución del relleno de la cuenca reactivándose el relieve en la última etapa y, como consecuencia, dando lugar a un retroceso de las cabeceras de los sistemas.

Los materiales más modernos del Cuaternario, asimismo de carácter fluvial, han sido estudiados por diversos autores relacionando morfologías y depósitos asociados. Los autores citados anteriormente se ocupan de ambos temas de forma más o menos extensa; en especial HERAIL (1978, 1981) y PEREZ GARCIA (1977) estudian de manera exhaustiva los sedimentos de esta edad que comprende un sistema de terrazas fluviales de los ríos Orbigo y Tuerto con cierta influencia del Duerna al Sur, algunos glacis poco desarrollados y los conjuntos más modernos de depósitos aluviales, aluvial-coluviales y de ladera.

En hojas próximas o colindantes, dentro de los trabajos del plan Magna BARBA (1976), ESTEVEZ y ARCE (1981), GONZALEZ *et al.*, (1981) y VARGAS *et al.*, (in litt) aportan datos relativos a los mismos depósitos, aguas arriba y abajo del área que abarca esta Hoja.

Por su interés histórico y económico se citan los estudios que, en relación con las explotaciones auríferas romanas y modernas, han sido realizados por SAENZ y VELEZ (1974) HERAIL (1976), DOMERGUE (1970, 1975) y DOMERGUE y HERAIL (1977, 1978). En este sentido cabe destacar el ya citado de PEREZ GARCIA (1977) con un enfoque prospectivo y descriptivo de indudable interés.

Indiquemos, finalmente que se han empleado las siguientes técnicas, aparte de las clásicas utilizadas para la confección de las hojas MAGNA y conforme al plan de trabajo especificado en el Proyecto.

- Estudio geomorfológico de campo y en fotografías áreas.
- Estudios sedimentológicos de campo, descripción de la geometría, estructura, textura y secuencia de cuerpos sedimentarios. Realización de espectros litológicos con datos de granulometría y redondeamientos. Medidas de paleocorrientes con ejes de cantos, ejes de canal y láminas de estratificaciones cruzadas.
- Estudio de formaciones superficiales, mediante el levantamiento de perfiles, toma de datos de espesores, alteración del sustrato, etc.
- Estudios sedimentológicos de laboratorio: granulometrías, balanza de sedimentación, análisis de Rayos X, petrografía microscópica, estudio de minerales pesados.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. PALEOZOICO

Los materiales paleozoicos que se encuentran en la Hoja comprenden edades desde el Cámbrico inferior al Silúrico y están agrupados en las siguientes formaciones:

- Caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior-medio)
- Serie de los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico inferior)
- Pizarras de Luarca (Ordovícico medio)
- Formación Agüeira (Ordovícico medio-superior)
- Pizarras y ampelitas (Silúrico)

1.1.1. CALIZA DE VEGADEO (Calizas y dolomías; Cámbrico inferior-medio) (1)

Son los materiales más antiguos que afloran en las Hojas y lo hacen ligados a cabalgamientos por lo que su afloramiento es discontinuo. Por esta razón sólo se observan 150 m. de espesor de los 300 m. dados por PEREZ-ESTAUN (1978) para esta formación en zonas próximas.

Se presentan como dolomías con una foliación muy penetrativa y en sección delgada se observa una recristalización entre el 60 por 100 y el 90 por 100; de todos modos los escasos restos de aloquímicos (bioclastos, intraclastos, ooides, laminaciones de algas, etc.) nos indican la formación de un depósito marino somero sujeto a mareas. Conclusiones similares son establecidas por ZAMARREÑO y otros (1975) en la sección que esta formación presenta en Supeiral, al SO de Toral de los Vados.

En cuanto a la edad de la formación se puede admitir de acuerdo con DEBRENNE y ZAMARREÑO (1975), una edad Cámbrico inferior-medio.

1.1.2. SERIE DE LOS CABOS (Pizarras, areniscas y cuarcitas; Cámbrico medio-Ordovícico inferior) (2,3)

Esta formación ocupa casi toda la parte occidental de la Hoja, excepto en el N, donde llegan a aflorar las formaciones más modernas. Aunque no se ha podido realizar un corte detallado a causa de las características de los afloramientos, se pueden observar las diferentes partes que constituyen la serie.

En la cartografía se han separado dos miembros:

- a) Un miembro inferior que constituye la mayor parte de la formación y consta de margas y pizarras verdes en su base, inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo, con un espesor no superior a los 80 m. y continúa con areniscas y pizarras en las que destacan los niveles cuarcíticos representados en la cartografía. El espesor total es de unos 3.000 m.
- b) Un miembro superior de 300 m. de espesor constituido por cuarcitas blancas en bancos de espesor métrico.

Entre las estructuras sedimentarias observadas más frecuentemente cabe destacar estratificaciones cruzadas, laminaciones paralelas de "ripples, megaripples", etc. Estas estructuras inorgánicas, así como las orgánicas citadas por diferentes autores (*Skolithos*, *Teichichnus*, *Cruziana*,...) llevan a la conclusión de que estos depósitos tuvieron lugar en un medio marino somero.

Diversos autores describen por encima de la Caliza de Vegadeo una serie de pizarras verdes y grises con débiles intercalaciones arenosas, equivalentes a la parte baja del miembro inferior, que en otros lugares de la Zona Asturoccidental-leonesa han dado fauna del Cámbrico Medio (BARROIS, 1882; LOTZE y SDZUY, 1961; MELENDEZ y ASENSIO AMOR, 1964; WALTER, 1963; FARBER y JARITZ, 1964; SDZUY, 1968, 1971; MARCOS, 1973). Por otra parte, de acuerdo con los datos de pistas orgánicas, encontrados fundamentalmente en el techo de la formación, su edad llegaría al Ordovícico inferior (MARCOS, 1973; BALDWIN, 1975, 1977; PEREZ ESTAUN, 1978). En las proximidades de esta Hoja, en el Puerto del Manzanal, se han encontrado *Graptolites* inmediatamente por encima del techo de la Serie de los Cabos, en la Serie de Transición, proporcionando una edad Arenig (PEREZ-ESTAUN, 1978). La edad de la sucesión queda, entonces, comprendida entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior.

1.1.3. PIZARRAS DE LUARCA (Pizarras; Ordovícico medio) (4)

Por encima de las cuarcitas superiores de la Serie de los Cabos se encuentra una serie de 25 a 50 m. de espesor que consta de una alternancia entre pizarras y areniscas, y que pasan gradualmente a las pizarras de Luarca con su típica litología en todo el NO. Aproximadamente a 100 m. de la base existen unos niveles ferruginosos formados por oolitos de magnetita y chamosita, explotados en muchos lugares.

Esta formación aflora en el sinclinal de Castrillo y su espesor es de 500 m. Para precisar su edad hay que recurrir a datos regionales, ya que no se ha encontrado nueva fauna en el ámbito de la Hoja. Las pizarras próximas a

la base corresponden generalmente al Llanvirn, y en ocasiones el Arenig (PEREZ-ESTAUN, 1974, 1978). La parte alta de la formación no está datada paleontológicamente, pero se acepta que puede pertenecer al Llandeilo (MARCOS 1970, 1973; PEREZ ESTAUN, 1974b, 1978).

1.1.4. FORMACION AGUEIRA (Areniscas y pizarras; Ordovícico superior) (5)

Aflora en el NW de la Hoja en el sinclinal de Castrillo. El espesor de esta formación en la parte S del Dominio del Navia y Alto Sil, en tránsito al Dominio de Mondoñedo-Peñaiba, se reduce en gran manera, pasando de 1.400 m. en la Hoja de Benavides, inmediatamente al N, a 300 m. en el sinclinal de Castrillo, teniendo este hecho una clara explicación paleogeográfica (PEREZ-ESTAUN, 1978; PEREZ-ESTAUN y MARCOS 1981).

La Formación Agüeira en esta zona consta de alternancias de areniscas blancas y pizarras, encontrándose en el techo las llamadas Cuarcitas de Vega (MATTE, 1968b), que presentan un espesor reducido de 10 m., por lo que no se han diferenciado cartográficamente.

Aunque el contenido paleontológico de la formación es muy escaso, existen determinaciones que permiten atribuirle una edad Ordovícico superior (Caradoc) al menos para la parte alta de la formación (PEREZ-ESTAUN, 1978). Por encima de la Cuarcita de Vega este mismo autor describe la presencia de *Graptolites* del Llandovery inferior, lo que permite atribuir el techo de la formación Agüeira al Ordovícico superior.

1.1.5. AMPELITAS (Silúrico) (6)

Afloran en una estrecha franja de 300 m. de anchura en el núcleo del sinclinal de Castrillo. No se encuentra la serie completa, apareciendo sólo los materiales inferiores, constituidos por amelítas negras y pizarras color púrpura con débiles intercalaciones arenosas. El núcleo del sinclinal, tramo más alto de la sección aquí visible, está ocupado por amelítas negras en las que se encuentra un yacimiento de *Graptolites* que han sido clasificados por M. ARBIZU de la Universidad de Oviedo, reconociéndose los taxones pertenecientes a las zonas que se indican:

Taxones	Zonas
— <i>Monograptus turriculatus</i> BARRANDE	22-23
— <i>Monograptus nudus</i> LAPWORTH	21-24
— <i>Petalograptus palmeus</i> BARRANDE	19-22
— <i>Monograptus holmi</i> PERNER	22-25
— <i>Monograptus undulatus</i> ELLES & WOOD	20-23
— <i>Monograptus runcinatus</i> LAPWORTH	21-22
— <i>Petalograptus</i> sp.	
— <i>Monograptus nudus</i> LAPWORTH	21-24
— <i>Monograptus</i> sp.	
— <i>Rastrites equidistans</i> LAPWORTH	22-23
— <i>Monograptus cf. priodon</i> BRONN	22-29
— <i>Rastrites linnaei</i> BARRANDE	21-22

— <i>Monograptus crispus</i> LAPWORTH	22
— <i>Monograptus halli</i> BARRANDE	21-22
— <i>Monograptus planus</i> BARRANDE	22-25
— <i>Monograptus cf. proteus</i> BARRANDE	20-23
— <i>Petalograptus alrissimus</i> ELLES & WOOD	21-22
— <i>Climacograptus cf. scalaris</i> HISING	19-22
— <i>Monograptus cf. variabilis</i> PERNER	22-23

Se trata, pues, de un conjunto de formas de *Graptolites* típicas del Silúrico inferior (LLANDOVERIENSE). La presencia de *Monograptus turriculatus* (LAPW.) y especies del género *Rastrites* (BARR.), principalmente nos indican el techo de la biozona de *Monograptus turriculatus* (zona 22 de *Graptolites* de la escala de ELLES y WOOD), que coincide aproximadamente con la base del antiguo piso Tarannon.

1.2. TERCIARIO

La descripción y estudio de los materiales terciarios se hace con base a los distintos sistemas deposicionales. Unos han sido definidos en la hoja de Benavides y otros son propios de Astorga, desarrollándose también en hojas contiguas.

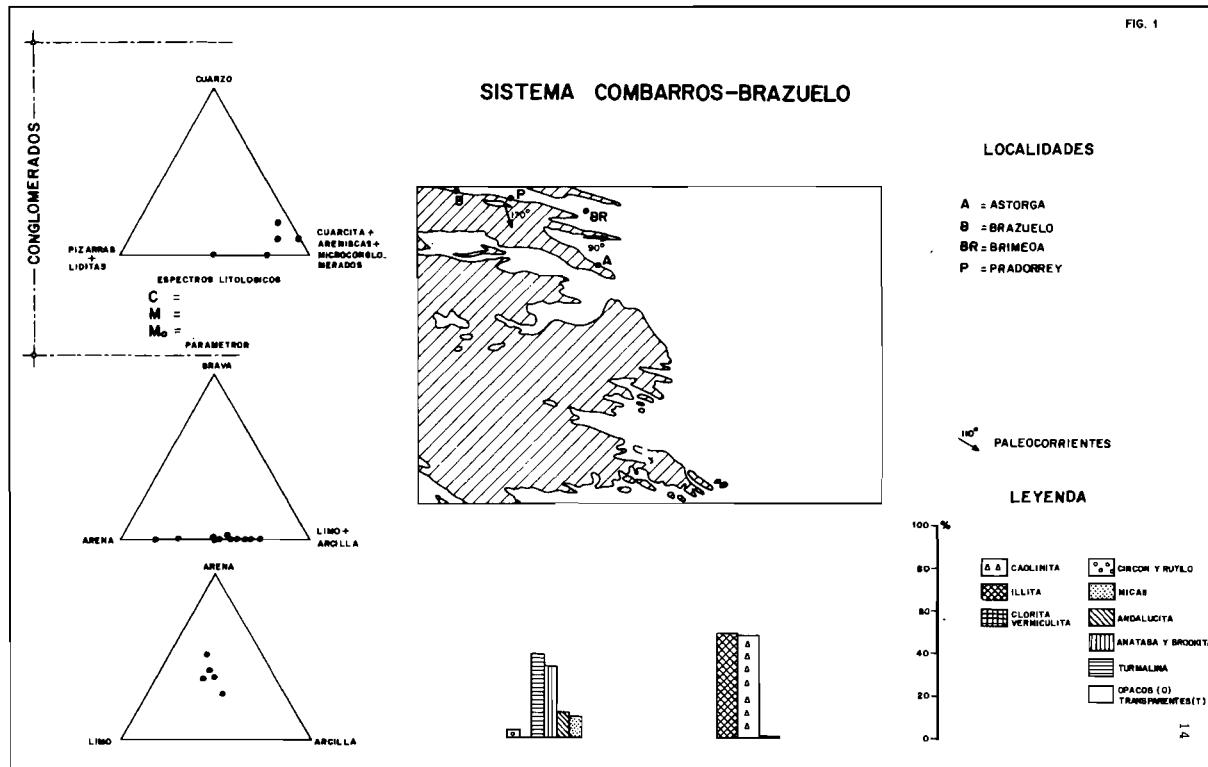
1.2.1. SISTEMA DE COMBARROS-BRAZUELO (Conglomerados, arenas y fangos. Mioceno medio y superior) (7,11)

Ya ha sido definido en la Hoja de Benavides de Orbigo (160). Se localiza en el ángulo NO, donde se encuentra la localidad de Brazuelo.

Este sistema está limitado por los relieve paleozoicos, formados por las Pizarras de Luarca y la Serie de los Cabos, apoyándose discordantemente sobre ellos. Los mejores afloramientos, donde se han levantado series representativas, son: alrededores de Pradorrey y Brimeda, ocupando la primera una posición estratigráfica más alta; la potencia máxima corresponde a la de Pradorrey, con 36 m. mientras que la segunda es de 15 m.

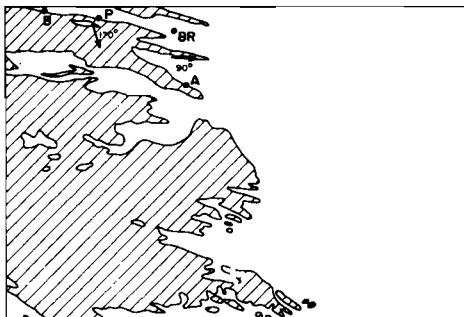
Está formado por conglomerados, arenas de grano fino con tonos rojizos y amarillento-rojizos y fangos. Los primeros corresponden, desde el punto de vista textural, a paraconglomerados y ortoconglomerados. Los clastos son predominantemente de cuarcita, con frecuencia arenizadas y rubefactadas, siendo minoritarios los de cuarzo y pizarra; estos últimos, sin embargo, pueden ser abundantes en los tamaños pequeños. En algunos casos, los ortoconglomerados se ordenan con disminución de tamaño hacia el techo, con los clastos más aplazados paralelos a la estratificación, imbricación, etc. También aparecen conglomerados de cantes blandos, cuarzo, cuarcita y pizarra y gravillas pizarrosas, que representan depósitos "lag.". En algunos puntos próximos a relieves paleozoicos, existen niveles intercalados (NE de Brimeda) de clastos cuarcíticos angulosos de clara procedencia de aquéllos que se interpretan como depósitos de ladera de carácter local y de escasa distribución areal. En Pradorrey, el centímetro varía a lo largo de la serie entre 5 y 20 cm. y la media entre 3 y 5 cm (Fig. 1).

FIG. 1



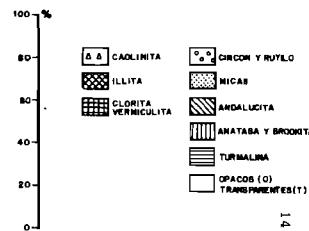
LOCALIDADES

- A = ASTORGA
B = BRAZUELO
BR = BRIMEOA
P = PRADORREY



PALEOCORRIENTES

LEYENDA



Las arenas, que tienen una representación muy reducida, son de grano medio, fino y muy fino, siempre fangosas. Están moderadamente clasificadas en la base, pasando a valores mejores hacia el techo. Presentan estratificación cruzada en surco a pequeña y media escala. El mecanismo de transporte dominante es el de suspensión gradada y en menor medida, por suspensión gradada con algo de rodamiento. (Fig. 12).

La asociación de minerales pesados se caracteriza por la presencia de minerales opacos, en su casi totalidad, observándose algunos ejemplares de biotita, turmalina y anatasia-brookita. (Fig. 1).

Los fangos suelen ser de tonos rojos, excepto cuando están edafizados, en cuyo caso pasan a tono gris amarillentos o moteado amarillento verdoso. Pueden estar bioturbados.

Los minerales de la arcilla, en términos absolutos, se distribuyen casi a partes iguales entre caolinita e illita, apareciendo la clorita-vermiculita de forma accesoria. En Pradorrey, la caolinita es superior a la illita, principalmente en los tramos basales; al NE de Brimeda hay una mayor abundancia de illita, prácticamente el doble, y aparición de clorita-vermiculita.

En la primera localidad, los depósitos vienen representados por coladas de clastos ("debris flow") y de fangos ("mud flow"), tal y como sucedía en la hoja de Benavides para este mismo sistema. En Brimeda, la secuencia representativa comienza por conglomerados o gravilla de clastos de cuarcita, cuarzo, pizarra o cantos blandos, de no más de 0,40 metros de potencia, con una superficie suavemente erosiva; por encima, se sitúan fangos amarillentos con bioturbación por raíces muy abundantes de unos 4 m. de espesor. Es característica de un relleno de canal somero y llanura de inundación, que predomina. (Fig. 2). Ocasionalmente, hay depósitos de ladera, muy localizados.

La dirección predominante de los aportes es del ONO-ESE, estando situada el área fuente en la parte noroccidental, constituida por los relieves paleozoicos anteriormente citados.

Inmediatamente al N de Astorga, dentro de este sistema, se individualiza un sector separado del anterior por un relieve cuarcítico. Litológicamente, está constituido por conglomerados de clastos de cuarcita predominantemente y pizarras, cuarzo y lilitas escasas, gravas y gravillas de areniscas, cuarcitas y pizarras esquistosas, arenas amarillentas de grano medio y fino, con estratificación cruzada en surco a gran escala, y fangos muy arenosos y arenas fangosas de tonos pardos rojizos y gris claro (moteado), con abundante bioturbación por raíces y edafizados.

Predominan las litologías finas, siendo frecuentes, adosados al relieve paleozoico, depósitos de clastos angulosos intercalados, procedentes de la evolución de las laderas.

Las arenas están mal calibradas y el mecanismo de transporte preferente es por suspensión gradada con algo de rodamiento. (Fig. 12).

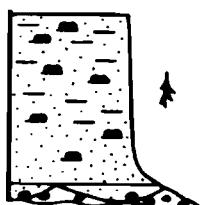
La asociación de minerales pesados transparentes es: turmalina y anatasia-brookita y, menos frecuentes, andalucita y micas; al techo, solamente se encuentran especies opacas. (Fig. 1).

De los minerales de la arcilla, la illita es doble que la caolinita.

La secuencia característica tiene, en su base, conglomerados de cantos y gravillas y, en ocasiones, de cantos blandos con concreciones ferrugini-

COMBARROS-BRAZUELO

N E DE BRIMEADA



N E DE ASTORGA

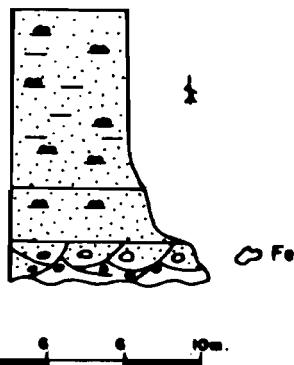


FIG. 2 – SECUENCIAS TIPO

nosas y base erosiva que se ordenan con estratificación cruzada en surco a gran escala; la potencia no excede los 0,50 m. Por encima, se instalan arenas en transición a fangos con bioturbación por raíces, de hasta 6 m. de potencia.

Todos estos depósitos constituyen secuencias granodecrescentes que corresponden a ambientes fluviales con predominio de las llanuras de inundación y, menos frecuentemente, niveles canalizados. Hacia la mitad y parte alta, se intercalan depósitos de ladera, cuyos clastos son tomados e incorporados a las facies canalizadas (coexistencia de cantos angulosos y redondeados).

Las paleocorrientes medidas en ejes de canales dan una dirección general hacia el E.

La procedencia de los clastos es claramente de las Pizarras de Luarca y Serie de los Cabos.

1.2.2. SISTEMA DE CASTRILLO DE LOS POLVAZARES (Conglomerados, arenas y fangos. Mioceno medio y superior) (7,12)

Toma el nombre de la localidad de Castrillo de los Polvazares, situada al NO de la Hoja. Los afloramientos de este Sistema se hallan limitados por relieves de materiales paleozoicos, constituidos por la Formación Pizarras de Luarca al N y la Serie de los Cabos al S. A partir del meridiano de Astorga aproximadamente se indenta con los sistemas procedentes del N, después de haberlo hecho con el de Val de San Lorenzo.

Las series en él realizadas son, desde la zona más occidental a la más oriental: O de Castrillo de los Polvazares, NO de la misma localidad, NO de Murias de Rechivaldo y Cerámica La Forti, que se sitúan en posiciones topográficamente más bajas en este mismo orden. La potencia máxima observada es de 24 m. (serie del NO de Castrillo de los Polvazares) y la total no debe de sobrepasar los 40-50 m., pudiendo sufrir variaciones como consecuencia de estar fosilizando un paleorrelieve.

Está constituido por conglomerados, arenas generalmente fangosas y fangos, con predominio de los tonos rojos. Los primeros suelen ser ortoconglomerados heterométricos, con centímetros que oscilan entre 10 y 20 m.; los cantos son subangulosos, a veces subredondeados, predominando en ellos los de cuarcita sobre los de cuarzo y pizarra (Fig. 3); suelen estar ordenados, presentando estratificación cruzada a gran escala, así como imbricación y orientación. La matriz puede ser arenosa o limosa-fangosa, de tonos rojizos o amarillento-rojizos.

Las arenas, que presentan abundante matriz fangosa, son de grano fino, con tendencia a disminuir a muy fino hacia el E y en este mismo sentido pasan de estar mal a moderadamente clasificadas; el transporte por suspensión gradada con algo de rodamiento predominaba sobre el de suspensión gradada. Sólo se han observado estructuras en la serie más oriental, en donde presentan laminación paralela y "microripples", así como también cantos blandos. La asociación de minerales pesados transparentes se caracteriza por el predominio neto de anatasa-brookita sobre el resto de las especies (Fig. 3).

Los fangos son arenosos y de tonos rojo-amarillentos. Mientras que en la parte más occidental del sistema son generalmente masivos, en la oriental (Cerámica La Forti) presentan laminación paralela, laminación de "ripples", fenómenos de edafización y rizoconcreciones. Desde el punto de vista mineralógico la caolinita se encuentra en doble proporción que la illita (Fig. 3).

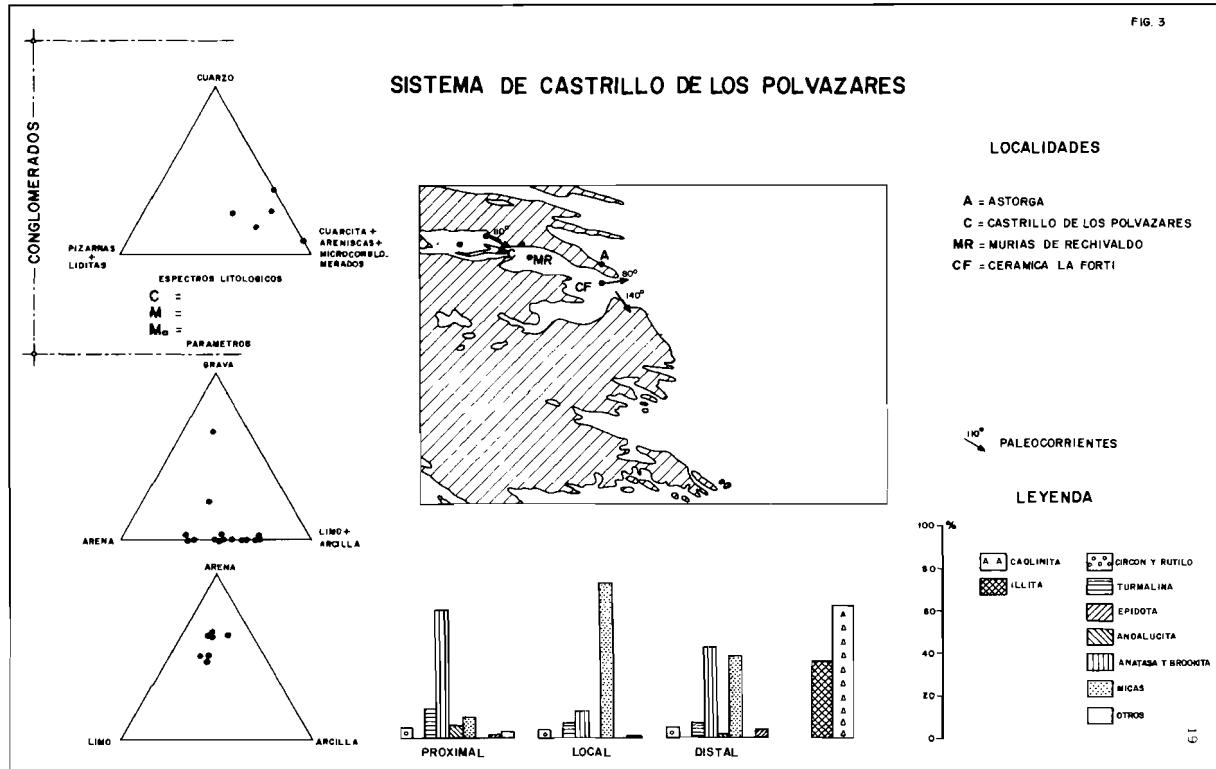
La ordenación de estos materiales en secuencias permite diferenciar tres sectores. En el más occidental están formadas (Fig. 4) por conglomerados, con abundante matriz arenosa-fangosa, depositados sobre una superficie erosiva y con hiladas de cantos de tamaños mayores; también presentan estratificación cruzada a gran escala y niveles de arenas; su espesor llega a alcanzar más de 12 m. Por encima se encuentran fangos con potencias máximas del orden de 1 m.

El segundo tipo (Fig. 4), que caracteriza al sector central, se inicia también por una superficie erosiva sobre la que se disponen conglomerados heterométricos cuyos clastos pueden estar orientados; la potencia de este término no sobrepasa los 2 m. Por encima se encuentran arenas y arenas fangosas, a veces con cantos dispersos, siendo su espesor máximo de 1,50 m. El término superior son fangos arenosos, en ocasiones edafizados; constituyen la litología dominante, pudiendo alcanzar 10 m. de espesor. La potencia de este tipo de secuencia oscila entre 1 m. y 13 m., siendo más frecuentes las últimas.

En el sector oriental (proximidades de Astorga) las series se caracterizan por secuencias cuyo espesor es de 5-7 m. presentando en la base conglomerados con lentejones de arenas, que son recubiertos por fangos.

Se interpretan estas secuencias como depositadas en un medio fluvial,

FIG. 3



CASTRILLO DE LOS POLVAZARES

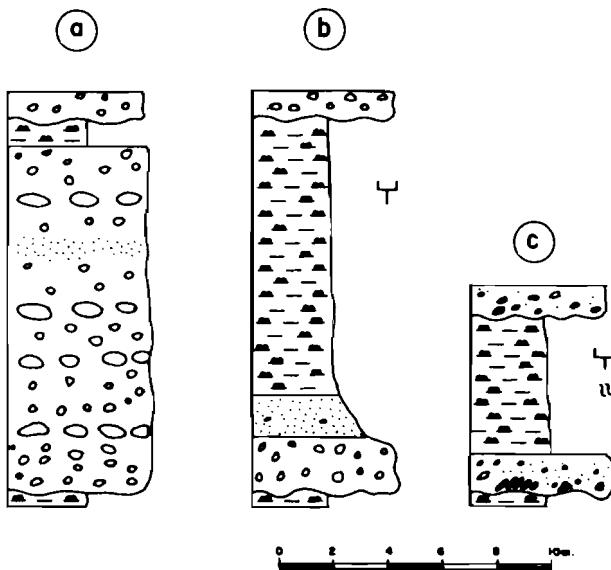


FIG. 4 – SECUENCIAS TIPO .

confinado, controlado fuertemente por el relieve, con una dirección general NO-SE. En su parte más proximal (secuencia a) tendría un carácter torrencial, en el que se formaban barras en condiciones de alta energía y abundancia de material fangoso. En la parte media (secuencia b) sobre las facies canalizadas se encuentra un gran espesor de fangos; esto, unido a que en algunos niveles presentan gravillas dispersas hace pensar que además de llanuras de inundación parte de ellos pueden corresponder a coladas fangosas de origen local. Las secuencias en el sector más oriental (tipo c) representan condiciones de mayor evolución del medio fluvial.

Las paleocorrientes tienen dirección NO-SE en la zona más proximal, después giran hacia el E (al S de Astorga), como consecuencia de un paleorrelieve, para inmediatamente volver a la dirección primitiva (Fig. 3). No obstante, en su parte media existen direcciones oblicuas a la general.

1.2.3. SISTEMA DE VAL DE SAN LORENZO (Conglomerados, arenas y fangos. Mioceno medio y superior) (7,13)

La localidad de la que toma el nombre se encuentra situada en la zona centro-occidental de la Hoja. Se encuentra separado del Sistema de Castrillo de los Polvazares por un relieve Paleozoico; otro lo limita por el Sur, quedando reducido el Terciario a su estrecha franja alargada en

dirección O-E cuyos afloramientos más occidentales aparecen discontinuos (proximidades de San Martín del Agostedo) y removilizados por las explotaciones romanas. Se apoya íntegramente sobre los materiales paleozoicos de la Serie de los Cabos. Hacia el Este, al Sur de Astorga, se indenta con el Sistema de Castrillo de los Polvazares.

Los mejores afloramientos se localizan al N de Morales del Arcediano, N de Oteruelo y en Piedralba; la potencia visible observada en series no sobrepasa los 15 m., la máxima aflorante puede ser del orden de 25-30 m.

Litológicamente está constituido por conglomerados, arenas y fangos. Los primeros son, en general, heterométricos, con centímetros que varían entre 5 y 45 cm., presentando una composición cuarcítica (Fig. 5) para los tamaños superiores a los 2 cm.; por debajo de este valor contienen una considerable cantidad de gravas de pizarra. Los cantes son subangulosos-subredondeados. Se ha observado imbricación, alineaciones y estratificación cruzada en surco de media a gran escala. La matriz es arenosa-limosa, a veces con gravillas, y de color rojo.

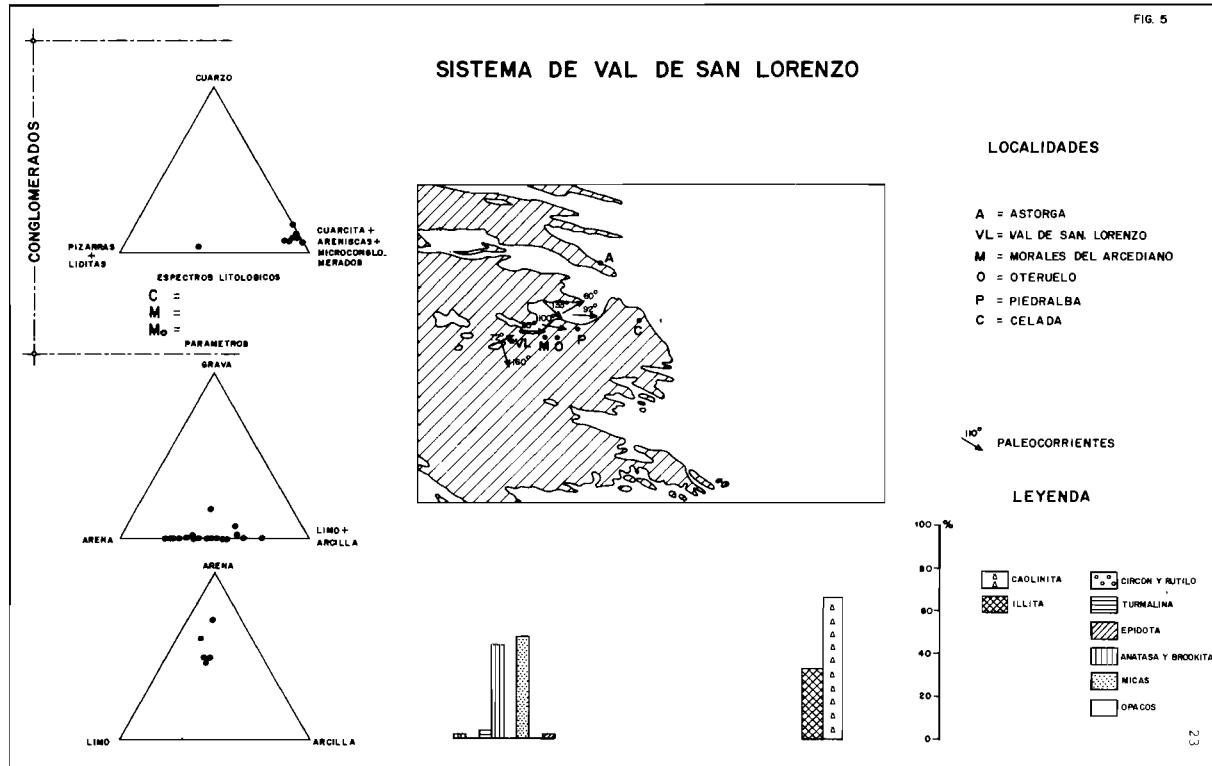
Las arenas son de grano medio-fino, fangosas y de tonos rojos a rojo amarillentos. Pueden presentar cantes en hiladas, que remarcan estructuras de estratificación cruzada, o bien dispersos. A veces están como intercalaciones lenticulares en conglomerados. Varían desde bien clasificadas, que son mayoritarias, a moderada y mal clasificadas. Los mecanismos de transporte son por suspensión gradada y suspensión gradada con algo de rodamiento. En la asociación de minerales pesados transparentes predomina la anatasia-brookita sobre turmalina, junto a las que aparecen clorita y sericitina de alteración (Fig. 5 y 12).

Los fangos son de color rojo con moteado amarillento. El contenido en arena es variable, pudiendo encontrarse "ripples" cuando es elevado. Son frecuentes los procesos edáficos y la bioturbación. En los minerales de la arcilla predominan netamente la caolinita sobre la illita.

Las litologías se ordenan secuencialmente respondiendo a dos tipos (Fig. 6): el primero (Fig. 6 a) está formado por conglomerados, sobre superficie francamente erosiva, con imbricación de cantes, estratificación cruzada en surco y superficies erosivas internas; su potencia es de 2 a 2,5 m. Por encima se encuentran arenas, a gran escala con estratificación cruzada en surco; también muestran hiladas de cantes. Su potencia oscila entre 1 y 2,20 m. Culmina la secuencia con fangos pardo amarillentos, edafizados; su espesor varía, cuando existen, entre 0,4 y 1,2 m. Esta secuencia representa el relleno de canales trenzados, activos, con desarrollo de barras longitudinales y transversas.

El segundo tipo (Fig. 6 b), está compuesto por dos términos: conglomerado y fangos arenosos. Los primeros se apoyan sobre una superficie erosiva, pero aparentemente no tan marcada como la de la secuencia anterior; su espesor está comprendido entre 2,60 y 3,50 m. y presentan imbricación y estratificación cruzada en surco. Los fangos son de tonos rojizos y presentan laminación de "ripples" y bioturbación intensa, siendo su espesor de 2 a 6 m. como mínimo. El ambiente de depósito sería similar al de la secuencia anterior, pero con mayor desarrollo de los términos de llanura de inundación.

La dirección fundamental de las paleocorrientes oscila entre 60º y 100º, pero en las proximidades de Val de San Lorenzo y de Oteruelo aparecen



SISTEMA DE VAL DE SAN LORENZO

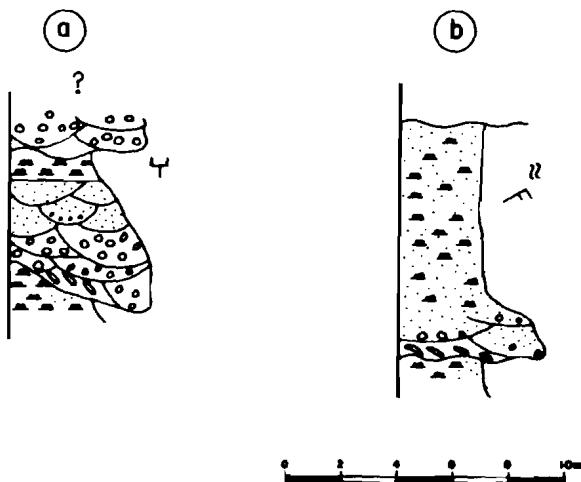


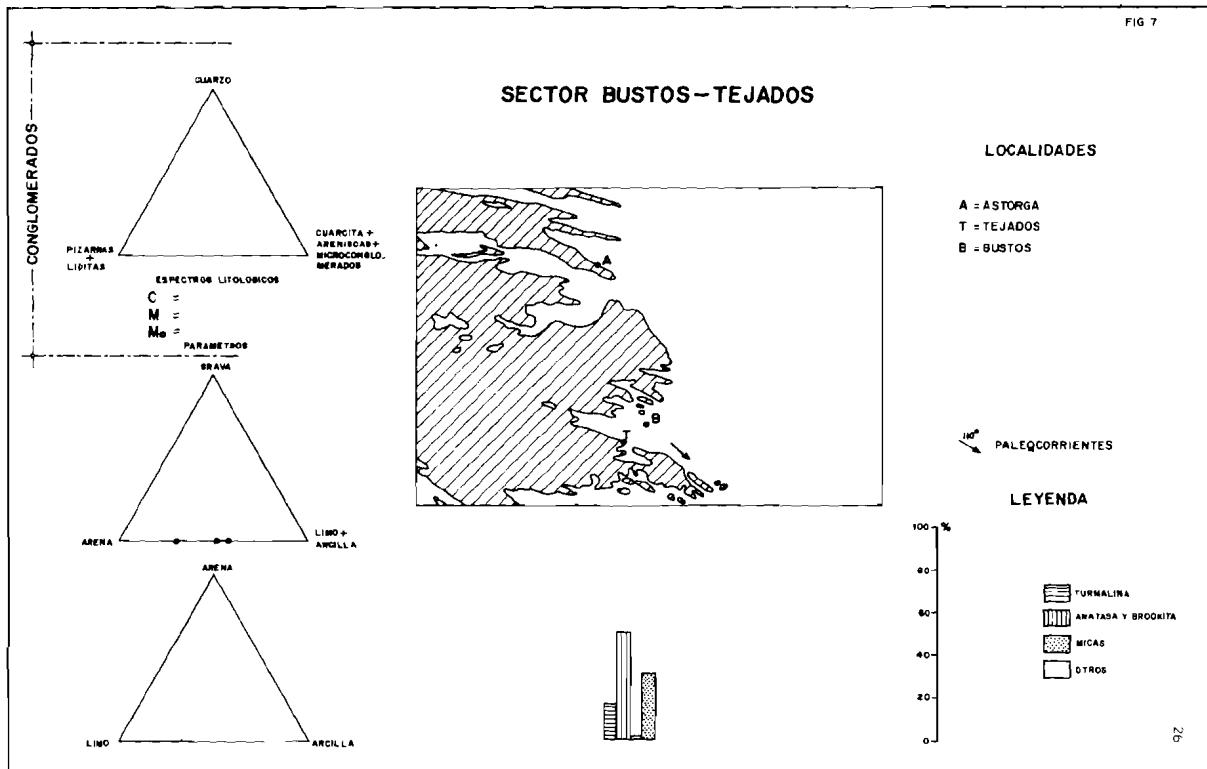
FIG. 6 - SECUENCIAS TIPO

otras, secundarias, dirigidas al SSE (170°) que son consecuencia de los paleorrelieves (Fig. 5). Los espectros litológicos de los conglomerados indican un área fuente cuarcítica y pizarroso que estaría constituida por los minerales paleozoicos de la Serie de los Cabos.

1.2.4. SECTOR DE BUSTOS-TEJADOS (Arenas y fangos. Mioceno medio y superior) (7,8)

Entre los Sistemas de Val de San Lorenzo y el de la Valduerna, separado por paleorrelieves constituidos por la Serie de los Cabos, se sitúa el área de Bustos-Tejados. Estos depósitos tienen una extensión superficial relativamente amplia, pero no pasan de ser una película de escaso espesor adosada al zócalo y recubierta casi en su totalidad por depósitos cuaternarios.

Dada la escasez de afloramientos, este sector tiene poca entidad como para considerarlo un sistema independiente y sólo se hará una breve descripción de los mismos. Están constituidos por fangos rojizos con cantos pizarrosos dispersos, de tamaños inferiores a 1 cm. Muy raramente se pueden observar pequeñas intercalaciones conglomeráticas, con potencias inferiores a los 40 cm., con clastos subangulosos-subredondeados, cuya composición es fundamentalmente cuarcítica, apareciendo más escasamente de cuarzo y pizarras; el tamaño es de 4 cm. y el centímetro de 10 cm. Su matriz es fangosa de tonos rojizos con pequeños clastos de pizarra.



Al SE de Bustos, (mina de Fe abandonada) existe un buen afloramiento de unos 40 m., donde se ha levantado una serie. Se observan fundamentalmente fangos con escasas intercalaciones de arenas, casi siempre de grano muy fino. Los fangos son de tonos pardo rojizos a gris amarillentos y a veces como moteados; contienen una fracción arenosa abundante y presentan niveles edafizados, huellas de raíces y bioturbación.

Más raramente se puede encontrar arenas de grano grueso y gravas. Los clastos son de cuarzo, cuarcita y pizarras, pudiendo llegar a alcanzar el centímetro los 2 cm. Las arenas contienen porcentajes de limo y arcilla del orden del 30 por 100. La asociación mineralógica de la fracción pesada transparente está constituida por anatasa-brookita, turmalina y micas, bien sólo por micas o exclusivamente por especies opacas. La superficie basal de estas litologías más gruesas da surcos erosivos de dirección NO-SE (Fig. 7).

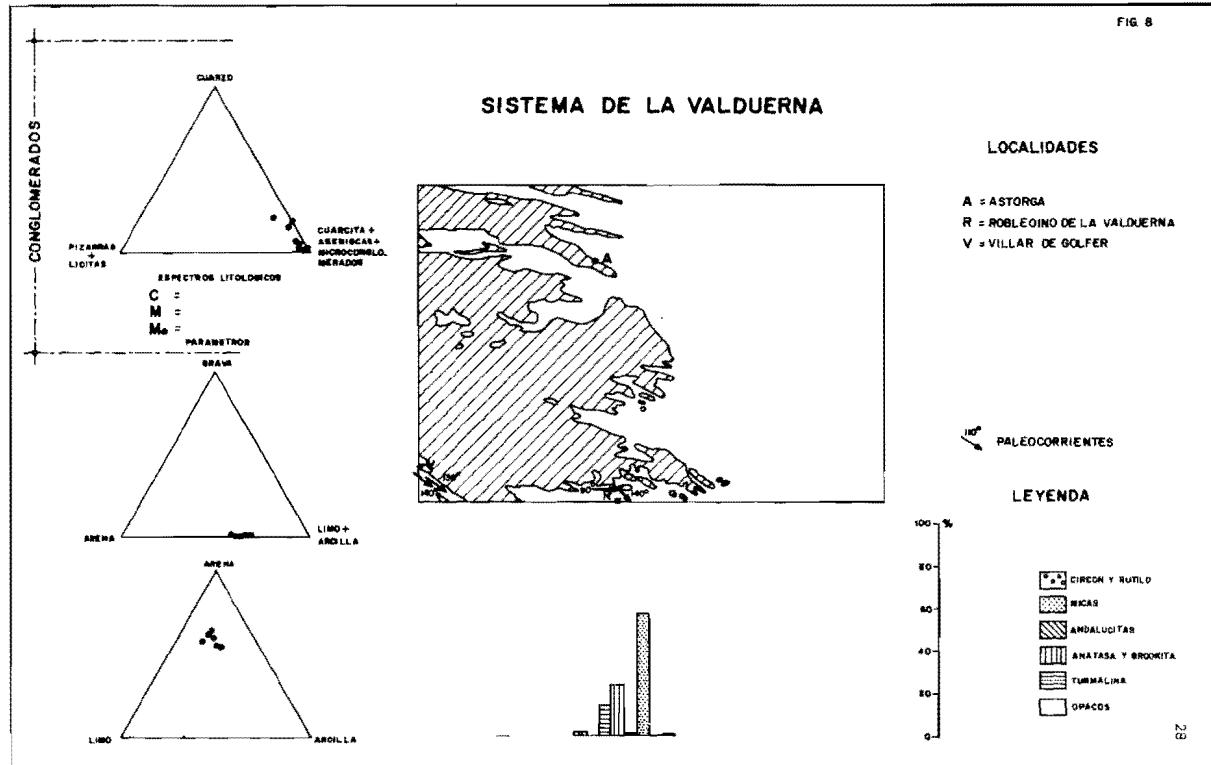
1.2.5. SISTEMA DE LA VALDVERNA (Conglomerados, arenas y fangos. Mioceno medio y superior) (7,14)

Está poco representado en esta Hoja, apareciendo únicamente en el borde SO sobre el zócalo Paleozoico que está constituido por la Serie de los Cabos; su potencia visible es del orden de 50 m. Los términos más proximales se sitúan hacia el O, en la Hoja de Lucillo, donde el zócalo está constituido por materiales litológicamente más variados. Evoluciona hacia el SE pasando a la Hoja de la Bañeza donde adquiere ya mayor desarrollo y una gran extensión superficial. Ocupa un paleovalle complejo donde se sitúa, en parte, la comarca de la Valduerna. Los mejores afloramientos se encuentran en las proximidades de Villar de Golfer y Robledino de la Valduerna, estando estos últimos estratigráficamente más bajos.

Litológicamente está constituido por conglomerados con matriz fangosa de tonos rojizos. Los cantos son fundamentalmente cuarcíticos, apareciendo en menor proporción los de cuarzo y esquistos (Fig. 8). Son subangulosos con tamaños máximos de 15 cm. y medios de 5 cm. En los tamaños más pequeños hay clastos abundantes de pizarras y también de forma accesoria de rocas ígneas ácidas. Hacia el Este aparecen intercalados en fangos con un espesor máximo de 0,60 m., y con geometría lenticular. La anchura máxima no suele sobrepasar los 5 ó 6 m.

En menor proporción hay arenas de grano grueso de color rojo con cantos de hasta 5 cm. de pizarras muy alteradas, cuarzo y cuarcita. Presentan una tendencia de la clasificación a mejorar, de muro a techo dentro de valores malos o moderados. Los tamaños medios no sufren una oscilación marcada. El mecanismo de transporte predominante es por suspensión gradada con algo de rodamiento. La asociación mineralógica de la fracción pesada, en el Oeste, está constituida casi exclusivamente por opacos. De los minerales transparentes destacan turmalina y anatasa-brookita. Para la región oriental la asociación está constituida por anatasa-brookita, turmalina y sericitia y clorita. (Fig. 8 y 12).

También se pueden diferenciar arenas fangosas y fangos arenosos pardo amarillentos que llegan a tener gran importancia en la zona oriental. Pueden incluir clastos menores de 5 mm. o bien algunos niveles con cantos mayores, de unos 7 cm. de potencia. Ocionalmente presentan



laminación cruzada en surco, paralela, de "ripples" de escala muy pequeña y "burrows". Hay niveles edafizados con tinciones y nódulos de manganeso abundantes. En Robledo de la Valduerna los minerales de la arcilla evolucionan desde la fase en que la illita predomina sobre la caolinita, hacia el techo en que predominan la caolinita. En Villar de Golfer predomina claramente la caolinita.

La secuencia más representativa para el sector occidental (Fig. 9 a) tiene una potencia de 1 a 2 metros. Se inicia por una superficie erosiva sobre la que se apoyan conglomerados, que constituyen el término fundamental, pasando a arenas y fangos que ocasionalmente presentan laminación cruzada en surco. Estas secuencias pueden aparecer fundidas faltando los términos superiores. Corresponden fundamentalmente al relleno de canales fluviales en una red trenzada densa situados en una zona proximal.

SISTEMA DE LA VALDUERNA

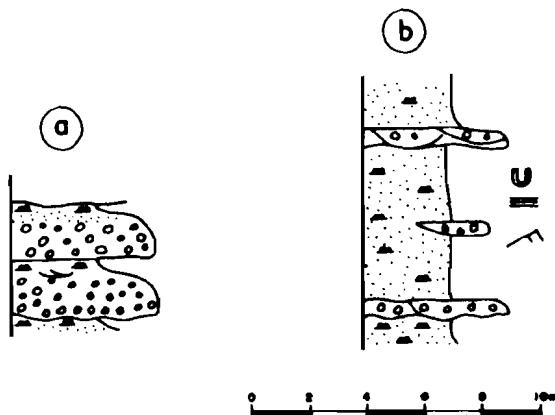


FIG 9 – SECUENCIAS TIPO

En el sector oriental las secuencias alcanzan potencias de 0,5 a 6 metros (Fig. 9b) y están caracterizadas por conglomerados con estratificación cruzada, con base erosiva, que pasan a fangos arenosos con laminación paralela, laminación de "ripples" y "burrows". El término fundamental lo constituyen estos últimos. Representan depósitos de un sistema fluvial trenzado más laxo, donde existe un neto predominio de las llanuras de inundación sobre los términos de relleno de canal.

La dirección de paleocorrientes es de NO-SE. Esto unido a la naturaleza de los materiales indica un área fuente situada inmediatamente al Oeste, constituida por la Serie de los Cabos y diques locales de rocas ígneas ácidas incluidas en ella (Hoja de Lucillo).

1.2.6. SISTEMA DE CARRIZO-BENAVIDES (Arenas y fangos con calcimorfos y paleosuelos. Mioceno medio y superior) (7,8,9,10)

Solamente se van a describir en este apartado los afloramientos que se localizan a lo largo de la margen izquierda del río Orbigo y que representan los depósitos más bajos del sistema Carrizo-Benavides en esta Hoja, cuya potencia máxima local es del orden de 5-7 m. Ha sido definido en la Hoja contigua de Benavides.

Litológicamente está constituido por arenas de grano fino y fangos de tonalidades amarillentas. Presentan estratificación cruzada en surco a mediana escala, estratificación cruzada planar tabular a gran escala, laminación de "ripples" a pequeña escala y estructura de escape de fluidos; hay depósito "lag" de nódulos de hierro muy alterados (cantes blandos ferruginizados). Se distinguen dos asociaciones de minerales pesados, una, en que la andalucita es más abundante, seguido de micas y turmalina y, la otra, con claro predominio de micas sobre las restantes: andalucita, turmalina, etc. La epidota está también representada, aumentando notablemente hacia el O; comienzan en Veguellina de Fondo, aumentando fuertemente hacia el borde occidental (Toral de Fondo).

Los fangos son de tonos amarillentos con moteados y bandeados verticales de color gris claro. Contienen concreciones carbonatadas dispersas, sobre todo hacia Hospital de Orbigo, grietas de desecación y bioturbación por raíces y anélidos.

Con toda probabilidad, estas litologías constituyen una secuencia granodecreciente. Las arenas, con la base suavemente erosiva, iniciarián la secuencia, representando facies canalizadas, culminando con los fangos. Se interpretan como pertenecientes a un relleno de canal fluvial de elevada sinuosidad y llanura de inundación.

Las direcciones de paleocorrientes medidas en la zona más meridional indica una procedencia del Norte. La distribución de la epidota implicaría aportes laterales del paleorrelieve paleozoico, fosilizado posteriormente por el Terciario.

1.2.7. SISTEMAS DE VILLAGATON Y CARRIZO-BENAVIDES (Arenas y fangos con calcimorfos y paleosuelos) (7,8,9,10)

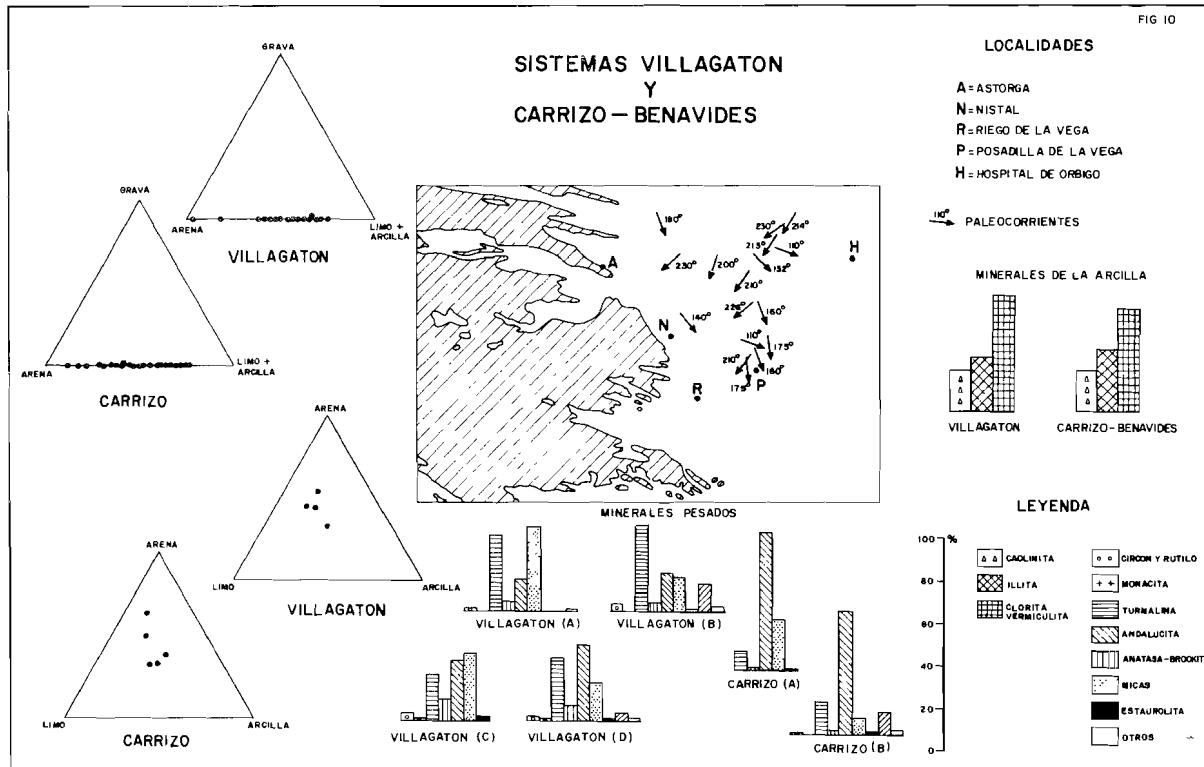
La interacción de estos Sistemas, definidos ya en la Hoja de Benavides, caracteriza a los depósitos localizados en la margen izquierda del río Tuerto y que quedan limitados al E por la Vega del río Orbigo.

Las características litológicas, de manera especial las asociaciones de minerales pesados, así como las secuencias sedimentarias permiten diferenciar, dentro de los aportes procedentes del N, los más occidentales (Sistema de Villagatón) de los orientales (Sistema de Carrizo-Benavides), aunque ambos transportan casi sólo arenas y fangos; las gravas y cantes aparecen únicamente de forma esporádica.

Sistema de Villagatón

Está formado por arenas y fangos; las primeras son de color amarillento, a veces rojizas o grisáceas. El tamaño de grano es fino y medio, aunque localmente puede ser grueso-muy grueso, produciéndose una disminución

FIG 10



de la media hacia el SE y mejorando en el mismo sentido el calibrado; el transporte (Fig. 12) se produjo principalmente por suspensión gradada y, en menor medida, por suspensión gradada con algo de rodamiento, siendo este tipo más frecuente que en los sedimentos del Sistema de Carrizo-Benavides.

Presentan estratificación cruzada planar a gran escala con algunas láminas costrificadas por hierro; internamente muestran estratificación cruzada en surco, de media y pequeña escala. Estas estructuras pueden aparecer afectadas por procesos de deformación locales.

La asociación de minerales pesados transparentes se caracteriza (Fig. 10) por un predominio de turmalina sobre andalucita o por un porcentaje similar de ambas especies; en este caso la composición es el resultado de la mezcla de aportes.

Los fangos son de colores pardo-rojizos o verdoso-amarillentos, con moteado rojo en ocasiones; los tonos rojos se hacen más importantes hacia el techo de los tramos. Presentan laminación paralela y "burrows" verticales o subverticales. También existen procesos edáficos y niveles de calcimorfos. Mineralógicamente las arcillas más abundantes son las cloritas-vermiculitas, siguiéndoles en importancia la illita, que a su vez es algo más frecuente que la caolinita.

La ordenación de estos sedimentos se hace siguiendo dos tipos de secuencias, ambas de carácter positivo (Fig. 11). El tipo a está constituido por tres términos; el inferior, que es de carácter conglomerático con un porcentaje elevado de cantos blandos, presenta estratificación cruzada en surco remarcada por aquellos; su potencia máxima es de 2 metros. Por encima existen arenas de grano fino y medio, en las que destaca estratificación cruzada ϵ -psilon, siendo el espesor máximo de este tramo de 11 m. El último término está formado por arenas de grano fino que pasan a fangos, alcanzando una potencia que no sobrepasa los 4 m. Este tipo de secuencia sólo se ha observado en tres series (Norte de Nistal y en dos realizadas al N de Santa Ana de Barrientos) situadas en la zona más meridional; implica el desarrollo de barras de acreción lateral en canales con elevada sinuosidad, y llanuras de inundación.

El segundo tipo (b) está formado fundamentalmente por depósitos de relleno de canal, arenoso, con estratificación cruzada en surco como estructura más frecuente; la potencia máxima es de 16 m.

Por encima se encuentran sedimentos finos, cuyo máximo es de 2 m., con características de depósitos de llanura de inundación.

Sistema de Carrizo-Benavides

Como en el caso anterior las litologías básicas son arenas y fangos. Las primeras son de tonos rojizo-amarillentos o grises a gris-verdosos; el tamaño de grano es fino y su transporte ha sido (Fig. 12) predominantemente por suspensión gradada, siendo sólo ocasional el que a ésta se le añada algo de rodamiento. En la base de algunos tramos existen concentraciones de cantos blancos. Las estructuras más frecuentes son las estratificaciones cruzadas en surco y los "burrows".

Los minerales pesados transparentes se caracterizan por un claro predominio de la andalucita sobre el resto de las especies (Fig. 10).

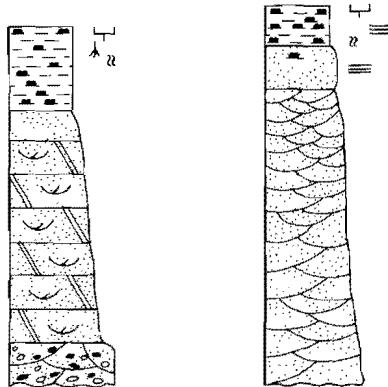
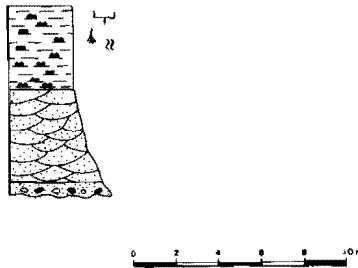
SISTEMA DE VILLAGATON**SISTEMA DE
CARRIZO - BENAVIDES**

FIG. 11 — SECUENCIAS TIPO

Los fangos son de color pardo-rojizo, con parches verdes, o grises; presentan laminación paralela y de "ripples" pequeños, así como "burrows" verticales u oblicuos, tubulares, con diámetros de hasta 1,5 cm. y longitudes de 20 cm. Con frecuencia se desarrollan en ellos concreciones carbonatadas, que llegan a dar niveles continuos de hasta 40 cm. de potencia y paleosuelos arcillosos, gris-verdosos, cuyo espesor llega hasta 1,20 m.

Desde el punto de vista de su mineralogía, la clorita-vermiculita predomina sobre la illita y la caolinita, siendo esta última la que presenta porcentajes más bajos.

Las secuencias en este Sistema (Fig. 11) se inician por depósitos de canal, con gravillas en la base, formados por arenas con estratificación cruzada en surco; su potencia máxima es de 5 m.

Por encima se encuentran fangos, con espesores de 4 m. unas veces y muy superiores a este valor otras; con frecuencia se desarrollan en ellos paleosuelos potentes y niveles de calcimorfos; representarían facies de llanura de inundación.

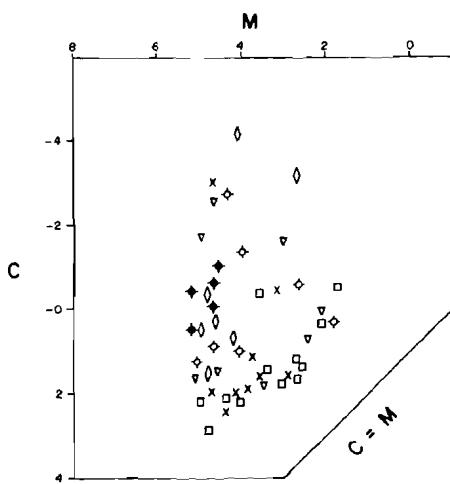
Resumiendo, las principales diferencias entre los sedimentos de ambos sistemas se encuentran en: 1) Composición cuantitativa de los minerales pesados transparentes, con turmalina como especie dominante para el Sistema de Villagatón y andalucita para el de Carrizo-Benavides; la asociación b (Fig. 10) reflejaría la contribución de este último al primero produciéndose un equilibrio entre los contenidos de dichos minerales 2) Acreción lateral, observada sólo en sedimentos del Sistema de Villagatón. 3) Calcimorfos y paleosuelos, ambos mucho mejor desarrollados en el Sistema de Carrizo-Benavides. 4) Secuencias, marcadamente diferentes como puede observarse en la Fig. 11.

1.2.8. RELACION ESPACIAL Y TEMPORAL ENTRE LOS DIFERENTES SISTEMAS DEPOSICIONALES

Aunque en líneas generales los sedimentos del Sistema de Carrizo-Benavides predominan en la parte oriental y los de Villagatón en la occidental, la distribución espacial y temporal de las facies permite conocer la interacción y la relativa importancia de estos Sistemas a lo largo del tiempo (Fig. 12 bis). Por debajo de la isohipsa de 875 m., la sedimentación se inicia con facies del Sistema de Villagatón, correspondientes a llanuras de inundación; existe también alguna representación (serie al NE de Santa Ana de Barrientos), correspondiente al mismo sistema de canales con alta sinuosidad. El sector más occidental (serie al N de Nistal) se encuentra en estos momentos bajo la influencia de Sistemas locales (Castrillo de los Polvazares-Val de San Lorenzo); posteriormente en esta zona van a prevalecer facies canalizadas de Villagatón. El sistema de Carrizo-Benavides está representado por canales trazados laxos.

A partir de los 875 m. se observa, hacia el E, un retroceso de las llanuras de inundación, pasando a dominar las facies canalizadas, a veces meandriformes, de Villagatón (series de Valdeiglesias, SW de Santibáñez, W de Estébanez de la Calzada y una de las del N de Santa Ana de Barrientos).

Por encima de los 900 m. sólo quedan depósitos en el área más



- ◊ — COMBARROS-BRAZUELO
- ◊ — CASTRILLO DE LOS POLVAZARES
- ▽ — VAL DE SAN LORENZO
- × — VILLAGATON
- — CARRIZO-BENAVIDES
- ◆ — VALDUERNA

DIAGRAMA C-M DE LAS ARENAS DE DIFERENTES SISTEMAS DEPOSICIONALES

Fig. 12

septentrional, en donde se observa una expansión del Sistema de Carrizo-Benavides, quedando restringido el de Villagatón al sector más occidental (series del NE de San Román de la Vega y del NE de San Justo de la Vega), hasta que casi al final del registro sedimentario vuelve éste a extenderse hacia el E (partes más altas de las series de Las Suertes y de La Rondana).

1.3. CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

En el plano anexo de Formaciones Superficiales (Fig. 14) se han cartografiado los distintos depósitos cuaternarios agrupándolos en función de su asociación con los distintos modelados presentes o con criterios genéticos. Se sigue, para ello, el modelo de representación propuesto por GOY *et alt.* (1980).

Los modelados que se consideran son resultado de los procesos geomorfológicos desarrollados durante el Cuaternario, en su mayor parte, y son responsables del relieve existente actual.

Se trata de un mapa derivado del Mapa Geológico correspondiente con una serie de datos adicionales sobre potencias, alteraciones, suelos, consolidación, riesgos, obras humanas, etc. Para el estudio de los suelos se ha seguido la Clasificación Francesa por su facilidad de aplicación en el campo. (DUCHAUFOUR, 1972).

1.3.1. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN FLUVIAL (**Conglomerados, arenas y fangos. Pleistoceno y Holoceno**) (21 a 30, 31,34 y 35) (F₁h a F₄h, F₅s, F₆m y F₇i)

Se agrupan aquí distintos depósitos con características comunes en cuanto a génesis y tipos litológicos y con algunas diferencias en cuanto a morfología y edad. Son las terrazas, llanuras de inundación y aluvial, depósitos aluvial-coluviales y conos de deyección y aluviales.

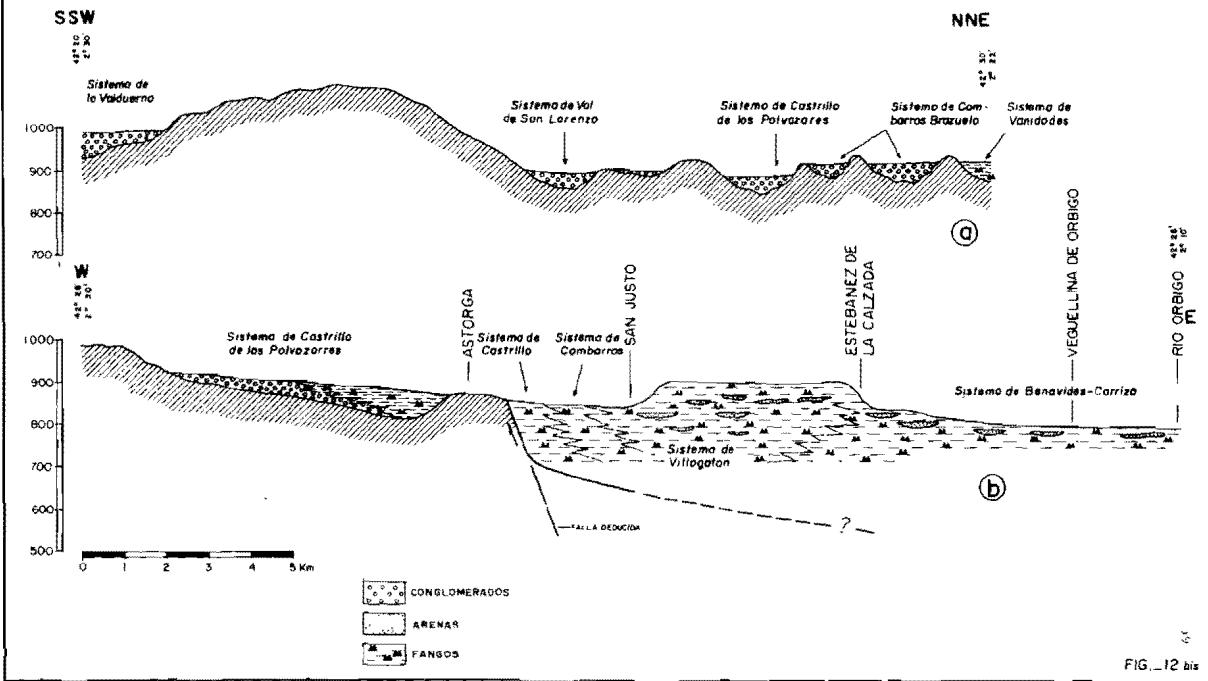
1.3.1.1. Terrazas fluviales

En el ámbito de la Hoja existen tres ríos principales: Orbigo, Tuerto y Duerna y varios otros afluentes del segundo citado: Argañoso, Jerga, Turienzo y Valle Monte y el de los Peces, afluente del Duerna. En el primero y último de los secundarios no se han definido terrazas en sus valles respectivos.

Para los otros, con niveles más o menos abundantes, se han establecido dos sistemas de terrazas mediante correlación y síntesis de los propios de cada uno. El primero comprende los niveles pertenecientes a todos ellos a excepción del Duerna; el segundo los existentes en la cuenca de éste último.

La numeración corresponde a la definida en la hoja septentrional, nº 160—Benavides de Orbigo (VARGAS *et alt.*, *in litt.*) para el Sistema Orbigo-Tuerto-Porcos. En el área objeto de estudio se han reconocido los niveles T₁ (100-113 m.), T₂ (80 m.), T₅ (53-61 m.), T₆ (38-42 m.), T₈ (29-35 m.), T₉₋₁₀ (20-27 m.), T₁₁ (13-17 m.) y T₁₂ (8-11 m.). El sistema coincide con el determinado por otras cuencas (Esla, Pisuerga, Carrión) por BARBA

**RELACION ESPACIAL Y TEMPORAL ENTRE LOS DIFERENTES
SISTEMAS DEPOSICIONALES**



(1977), GOY y ZAZO (1974) y, parcialmente, para ésta misma por PEREZ GARCIA (1977).

Litológicamente están caracterizadas por la presencia de arenisca y cuarcita con predominio de la primera y en menor cantidad cuarzo (3-15%). La arenisca representa el 50 ± 10 por 100 y la cuarcita es en general un 20 por 100 más baja si bien localmente pueden invertirse las proporciones.

Es necesario indicar que las terrazas más altas presentan una alteración mayor en sus componentes con arenización de clastos, de areniscas cuarcíticas y cuarcitas de grano grueso, con el consiguiente aumento de la proporción de otras cuarcitas que sólo en fases muy avanzadas de alteración llegan a verse afectadas (Raña, Mioceno, etc.).

Hay un aumento importante del cuarzo en la clase de tamaños de 1-3 cm. que puede suponer hasta un 50 por 100 del total.

En puntos próximos al borde occidental se detecta la presencia de pizarras más o menos limo-arenosas en proporciones inferiores al 2 por 100.

Un hecho a destacar por su valor en la determinación de las áreas de aporte es la presencia de quiastolita y andalucita en clastos de hasta 4 cm. (0,5-2 cm. más frecuentemente) en las zonas de influencia del Tuerto y de arenisca ferruginosa, procedente de los niveles de Arenisca de San Pedro del Devónico inferior, en las terrazas de la cuenca del Orbigo.

El centíl varía entre 26 y 15 cms. y el tamaño más frecuente entre 5-8, comúnmente más elevado en el Orbigo.

La fracción arenosa es en general poco abundante, y los limos y arcillas constituyen en los niveles altos y medios una parte poco importante del conjunto de los finos; en promedio menos del 30 por 100. Las terrazas más recientes tienen mayor fracción detrítica fina y de ella entre el 30-50 por 100 (más frecuente en torno al 40%), es el limo más arcilla.

En los valles del Jerga y del Turienzo existen seis niveles de terraza que se han correlacionado con los ya citados. Las alturas sobre sus cauces respectivos son T_5 (36 m.), T_6 (31 m.), T_8 (22 m.), T_{9-10} (17 m.), T_{11} (10-13 m.) y T_{12} (5-6 m.). La correlación se ha efectuado a partir de la terraza de 36 m. en el Alto de La Cruz donde se corresponde con el nivel de 54 m. sobre el Tuerto.

El espectro litológico es muy similar con un componente reducido de pizarras (el área madre es pobre en ellas), en su mayor parte alteradas y prácticamente integradas en la matriz, salvo puntos de aporte muy local en la proximidad de las vertientes. El cuarzo es más abundante y llega hasta un 38 por 100 al W de San Lorenzo.

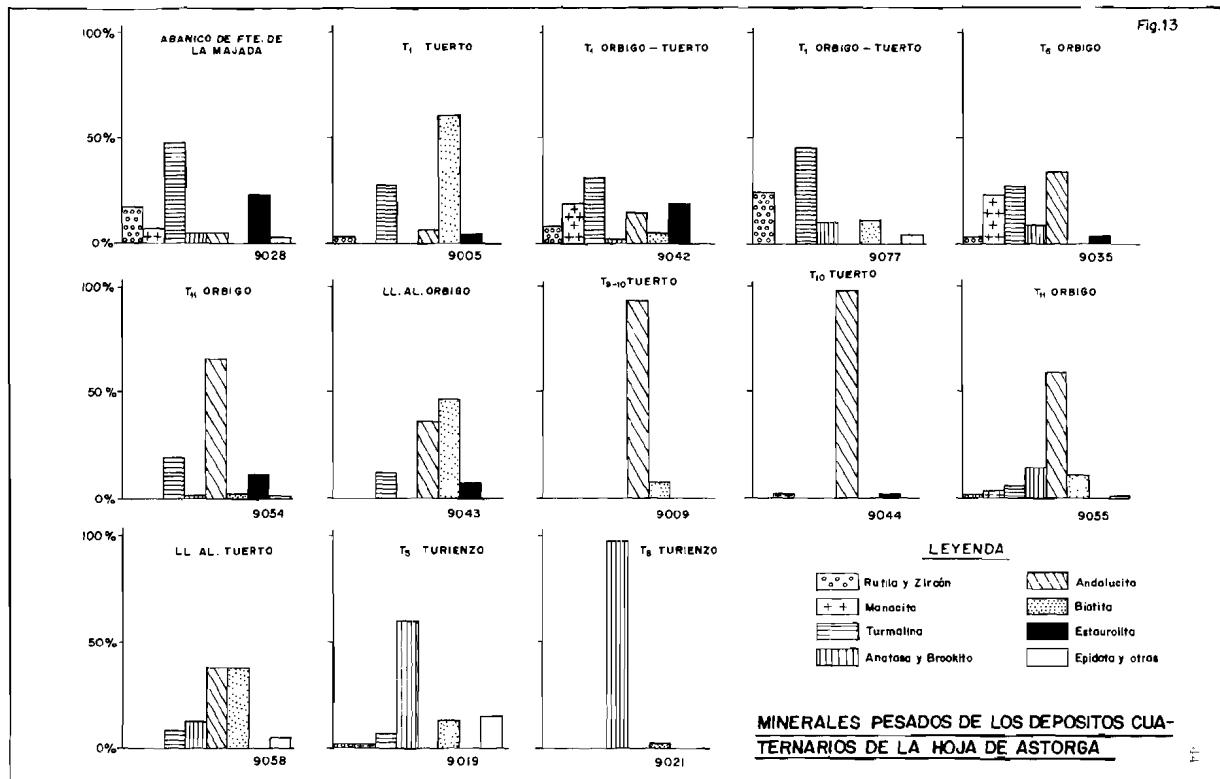
La fracción fina es de arenas gruesas a medias con proporción de limo y arcilla en torno al 30 por 100.

El contenido en minerales pesados es indicativo en líneas generales del área de procedencia. Los más abundantes son la andalucita, turmalina, biotita, anatasia-brookita, monacita y estaurolita. Los opacos representan, en promedio, el 81 por 100 en el material estudiado. (Fig. 13).

La andalucita es muy frecuente en el sistema del Río Tuerto y poco en el Orbigo a excepción del sector próximo en Estébanez de la Calzada que drena niveles superiores del Abanico de Fuente de la Majada y zona occidental de T_1 .

Monacita y estaurolita son casi exclusivas del Orbigo, al igual que la

Fig.13



anatasa-brookita lo es del Turienzo y en menor proporción, por dilución, del Tuerto aguas abajo de Astorga.

La turmalina es más frecuente en el Orbigo pero no exclusiva.

El rutilo y el círcón están presentes en especial en las terrazas más antiguas.

En resumen el Río Turienzo se caracteriza por la presencia de anatasa y brookita en porcentajes que superan el 90 por 100; el Río Tuerto aporta las mayores cantidades de andalucita, hasta más del 90 por 100; el espectro del Orbigo es más equilibrado con especial predominio frente a los anteriores de monacita, estaurolita y turmalina.

Del Sistema del Duerna, más ampliamente representado en la Hoja 231 (12.11)—La Bañeza, se han cartografiado los dos niveles superiores T_1 , (80 m.) y T_2 (56-60 m.) ubicados en la esquina SO de esta Hoja. Presentan algunas características morfológicas algo distintas al resto de las terrazas citadas y su composición litológica es de cuarcita (40%), arenisca cuarcítica y arenisca, más o menos alteradas (55%) y cuarzo (15%) con tamaño máximo de 41 cm. y medio de 8,5. Los minerales pesados están constituidos en su totalidad por opacos. Estos datos se refieren al T_1 y son en su mayor parte extrapolables al nivel inferior.

En cuanto al desarrollo de suelos se puede indicar que existe una evolución desde los niveles más modernos a los más antiguos, cuantificable tanto por el aumento de espesor de los horizontes como por el grado de alteración de los elementos detriticos areniscosos y cuarcíticos, procesos de lavado y fijación del Fe y otros elementos, transformación de arcillas y presencia de un horizonte de acumulación de arcilla en la base del perfil. Se describe como un Btg si bien no lo es estrictamente desde un punto de vista edáfico dada su génesis por lavado lateral preferentemente (HERAIL, 1979).

Las terrazas más modernas, T_{11} y T_{12} , tienen un A_2 de espesor variable: 0,30-0,40 m., siguen 0,60 m. de Bt inicial algo hidromorfo (5 YR 4/4 a 7,5 YR 4/4) y el C asimismo con rasgos de hidromorfismo, 2,5 YR 4/6 con manchas aisladas de 10 YR 6/6. Se considera como un suelo Rojo Fersialítico poco evolucionado. Hay un hidromorfismo colgado, próximo a superficie, con liberación de Fe y Mn. La arenización es escasa y por el grado de alteración equivale al grupo de T_3 en tránsito a T_4 de HERAIL (*op. cit.*). Es muy escaso o inexistente el horizonte argílico en la base.

En las terrazas más altas los suelos son de tipo Rojo Fersialítico muy evolucionado, similares a los que se describen en 1.3.4. El horizonte de lavado posee hasta 1 m. de potencia (T_1 al E de Astorga) y el argílico alcanza 30-40 cm. de espesor y colores hasta 10R 3/6. El argílico basal está bien desarrollado. Hay cantos arenizados en todos los horizontes y se puede equiparar a T_2 de HERAIL (*op. cit.*).

En el Río Turienzo el nivel T_5 , el más antiguo existente en el valle, está muy evolucionado, con un A_2 de 0,70 m., B₁t (10R 4/6) de 1,00 m., B₂tg (10R 4/6 a 2,5 YR 4/6) de 0,30-0,40 m. y Cg sobre gravas y arenas limosas. Hay cantos arenizados e integrados en la matriz e incluso cuarcitas muy alteradas.

1.3.1.2. Llanuras aluviales y lechos de canales activos

La llanura aluvial ocupa el fondo del valle de los ríos principales y está obviamente más desarrollada en los principales: Tuerto, Orbigo y Duerna-Peces. El cauce activo actual y su llanura de inundación están encajados en ella unos 2-3 m.

Presentan una composición litológica casi idéntica similar a su vez a la de las terrazas más bajas. De N a S se observa un aumento de las barras arenosas y disminución del tamaño medio de los cantos.

Las fracciones más finas están formadas por arenas finas a muy finas con cantidades de limo más arcilla variables entre 10-60 por 100 en función del punto de toma de muestras. Los porcentajes más altos de limo se dan en las facies típicas de llanura de inundación.

Los minerales pesados más abundantes son andalucita y turmalina seguidos de biotita, monacita, estaurolita y otros. Al igual que en las terrazas superiores aparecen anatasa y brookita en las áreas de influencia del Tuerto, aguas abajo de Astorga.

1.3.1.3. Fondos de valle

Los depósitos de fondo de los valles secundarios participan de un carácter mixto aluvial-coluvial dada la estrechez de los mismos y la dificultad de separar cartográficamente y representar a la escala del trabajo ambos conjuntos.

Por otra parte, el mismo depósito participa realmente de ambos orígenes. Los derrubios que por gravedad y/o con ayuda de la escorrentía superficial se acumulan al pie de las vertientes no son evacuados por las débiles corrientes fluviales del fondo del valle predominantes a lo largo del año, salvo en determinadas épocas de fluviosidad más importantes. El depósito está así, en gran parte, constituido tanto por los materiales transportados longitudinalmente como por los aportes laterales, de génesis gravitatoria.

La composición litológica está, por tanto profundamente condicionada por el sustrato sobre el que se desarrollan, dada la pequeña longitud y escasa amplitud de su cuenca. En la zona ocupada por el Terciario hay sobre todo clastos de cuarcita, arenisca y cuarzo heredados de éste o de los sedimentos cuaternarios antiguos que habitualmente ocupan posiciones más elevadas. En el Paleozoico los fragmentos son más angulosos y los aportes laterales proporcionan algunas pizarras que rápidamente son disgregadas aguas abajo. La composición areniscosa-cuarcítica del zócalo está así reflejada en los depósitos.

1.3.1.4. Conos aluviales y de deyección

Están ubicados en las salidas de los valles de orden inferior a los superiores y al pie de áreas con acarcavamiento importante o aislado.

Los materiales que lo constituyen son los descritos en el apartado anterior con menor proporción de arcilla y limo, como consecuencia de la mayor facilidad para su exportación en un régimen de alta energía como es el que caracteriza especialmente a los conos de deyección.

El área fuente, cuando el sustrato es el Mioceno, tiene en esta Hoja abundancia de fangos y algunas arenas por lo que ésta es la composición predominante. Los materiales más gruesos son aportados casi en exclusiva por los distintos niveles conglomeráticos del sistema de terrazas.

1.3.2. FORMACIONES SUPERFICIALES ORIGINADAS POR LA ACCION DE LA GRAVEDAD (32) (GR₁,h) (**Gravas, arenas y fangos. Holoceneo**).

Se han cartografiado únicamente en los casos en que poseen cierta potencia o su existencia influye o dificulta la observación del Paleozoico. Por otra parte es en el sector donde éste aflora donde la topografía, función de la litología y la estructura, y la competencia de los materiales favorecen la formación de depósitos al pie de las vertientes. La Serie de los Cabos proporciona, por meteorización física sobre todo, gran cantidad de detritus. En la esquina NO hay algunos coluviones de pizarras, de poco espesor, como lo ponen de manifiesto las pequeñas cárcavas existentes.

Las arenas y fangos del Mioceno son rápidamente evacuadas por la escorrentía y sólo forman delgados espesores en las rupturas de pendiente, en tránsito con los sedimentos aluviales del fondo del valle.

Sobre algunos coluviones recientes hay suelos coluvionares con tendencia a Tierra Parda Subhúmeda.

1.3.3. DEPOSITOS SUPERFICIALES DE ORIGEN LACUSTRE (L₁,h) (**Fangos. Holoceneo**)

Apenas tienen interés por su escasa representación. Se sitúan en las T₁, T₁₁ y T₁₂. Son de reducidas dimensiones y pequeña área de captación de aguas. Su origen es, a veces, incierto y en otros casos está en relación con la red fluvial, con sustrato poco permeable.

Los depósitos son decimétricos y constituidos por arcillas y limos de lavado de las vertientes, apenas inclinadas, de la pequeña depresión en que se encuentran. Dependen del régimen pluviométrico de la zona y tienen carácter estacional.

En la llanura de inundación existen zonas relativamente deprimidas, cuyo origen se encuentra probablemente en las variaciones del curso fluvial, que en las épocas de grandes lluvias o inundaciones retienen el agua temporalmente. En este caso están conectadas hidráulicamente con el sistema fluvial e influenciadas por las variaciones del nivel piezométrico.

1.3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES DEL ORIGEN POLIGENICO (15 a 20) (MP₁,m, MP₂,i, MP₃,i)

En este grupo se incluyen dos tipos de depósito. El primero está asociado a una gran superficie con morfología del abanico aluvial, en el N de hoja. El segundo se relaciona con pequeñas superficies de glacis sobre el Paleozoico de la mitad occidental.

1.3.4.1. Abanico aluvial de Fuente de la Majada

En el sector N central de la hoja se ha cartografiado una extensa superficie que en la hoja nº 160—Benavides de Orbigo adquiere un notable

desarrollo, que se ha definido como la superficie de colmatación de un abanico aluvial encajado en la Raña. Sus características morfológicas se describen en 4.2.

El contacto con la T₁ en este sector es supuesto. El límite se ha trazado en una franja, que presenta cierta continuidad lateral, con una suave ruptura de pendiente apenas observable sobre el terreno.

Las estructuras sedimentarias, litología, asociación mineral, evolución de suelos, etc. son en todo similares a la terraza más antigua, T₁, y no constituyen criterio de diferenciación. Se trata como esta última de un depósito fluvial de 4-5 m. de potencia.

Sobre él se desarrollan suelos de tipo Rojo Fersialítico bastante evolucionados, decapitados por erosión y/o atropizados. El horizonte A₂ tiene entre 0,20 y menos de 1 m. de espesor con un nivel de cantos rubefactados en la base. El color es próximo a 5YR 5/8 con textura arenosa a grumosa. Debajo existe un B_{1tg} de 0,30-0,40 m., colores 2,5YR 4/6 a 7,5YR 5/6 (10R 4/8 en algún punto) al cual sigue el Cg de hasta 1,30 m., con colores de 2,5YR 4/8 a 7,5YR 5/6, muy irregular.

En la base del perfil, coincidiendo con el cambio de textura entre el depósito y el sustrato terciario, se localiza otro horizonte argílico con origen probable en acumulación de arcillas de lavado lateral (5YR 4/6). Este es un hecho que se da con carácter general en los depósitos con suelos que presentan un cierto grado de evolución como se ha indicado anteriormente. La importancia del horizonte argílico inferior aumenta con la antigüedad del suelo y es inapreciable en los más recientes. Ha sido citado y estudiado en profundidad por HERAIL (1979) para la zona del Duerna.

1.3.4.2. Glacis de cobertera

En el sector occidental de la Hoja, se desarrolla un sistema de glacis de cobertera escalonados que comprende un total de cinco niveles diferentes con pendiente hacia el E o SE. Su nivel de base lo constituye el Tuerto o quizá el Orbigo para los más antiguos. En la ladera meridional de Turienzo hay un nivel con pendiente hacia el N, perteneciente a este río, correlacionable con G₅ del sistema general.

Se forman sobre los sedimentos del Paleozoico en su mayor parte aunque afectan también al Mioceno. La potencia es variable entre 0,20 m. y 1,00 m., en general de unos 0,40-0,50 m. Se observan algunos canales o surcos de pequeñas dimensiones (<1 m. de ancho). Sobre ellos se desarrollan suelos de tipo Suelo Pardo Lixiviado con tendencia a planosolización. Un perfil observable al W de Castrillo de los Polvazares, sobre G₂ es del tipo A₁-A₁/A₂-A₂-A_{2g}-Btg (apenas visible). El A₁ es de 0,15 m., orgánico, con humus ácido (vegetación de brezos), 10YR 3/2. El tránsito A₁/A₂ tiene 5-10 cms. Le sigue A₂, de 0,20-0,25 m. color 2,5Y 6/6, con hidroformismo en la base A_{2g} de color 5YR 5/8 a 10YR 6/6 y un inicio de Btg apenas detectable. La textura es, en general, arenosa con pocos cantos. Estos están rubefactados y se encuentran en A₁ y A₂.

1.3.5. FORMACIONES SUPERFICIALES DE ORIGEN ANTROPICO (36) (AN,h) (Gravas, arenas y fangos. Holoceno)

Se agrupan bajo este epígrafe diversos depósitos. El más importante, por su extensión y significado histórico, es el relacionado con las labores

romanas, de gran interés en todo el área NO de la Cuenca del Duero.

En esta hoja se han cartografiado los existentes en el valle del Río Turienzo en las proximidades de Val de San Lorenzo, Val de San Román y Murias de Pedredo (fuera de la Hoja). Son los residuos del lavado del Mioceno y terrazas en la prospección y explotación del oro contenido. Están constituidos por bloques, gravas y detriticos finos con morfología de conos de deyección y relleno de fondos de valle.

No se han cartografiado aquéllos que, por el reducido tamaño de las labores o por facilidad de evacuación de los productos de deshecho son de pequeña dimensión.

En los escarpes al N de Barrientos-Santa Ana hay un depósito de unos 3 m. de espesor sustituido por arenas y limos gris-pardo con fragmentos de huesos, carbón vegetal, etc. que se interpretan como restos de un asentamiento o castro pre-celta similar a los conocidos en puntos próximos. En la parte superior restos de tejas de origen romano y un pequeño estanque para agua parecen indicar su utilización posterior.

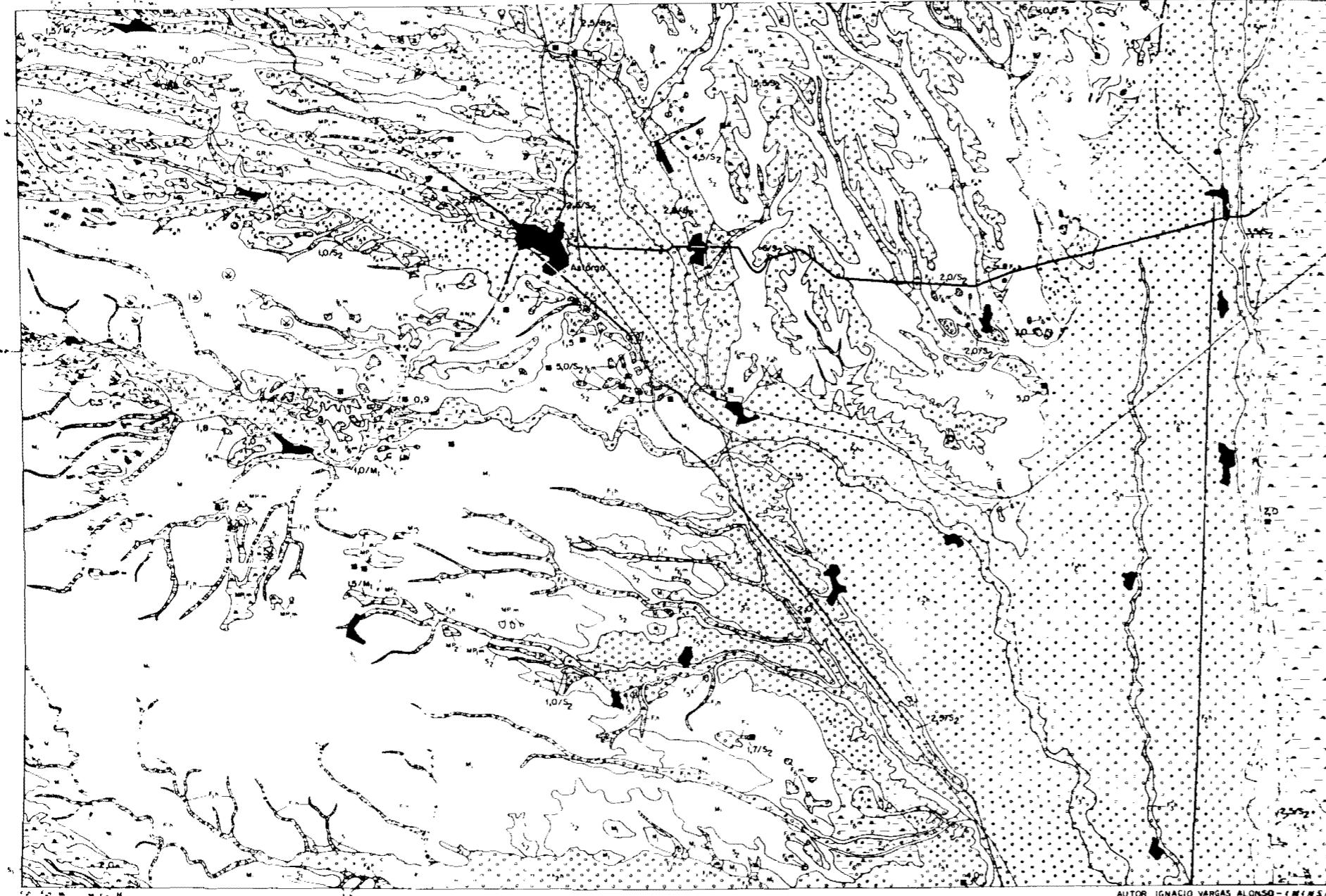
Similar a éste es el localizado al N de Brazuelo.

Finalmente cabe señalar la existencia de diversas escombreras actuales o muy recientes de minas, industrias o poblaciones. Sólo se ha cartografiado, por su extensión la correspondiente a la ciudad de Astorga, al SO de la misma.

ASTORGA

193

12-10



AUTOR IGNACIO VARGAS ALONSO - I.M.P.A.S.A

LEYENDA DEL MAPA DE FORMACIONES SUPERFICIALES

GENESIS SÍMBOLOS TEXTURALES	FLUVIAL				TERRAZAS	DEPÓSITOS CONCRETOS ELUVIALES DEYEZUELOS	ÁREAS ENDORRENÉICAS CLOUVIALES	GLACIS	SUPERFICIES	ANTROPICA	DESCRIPCIÓN TEXTURAL
	FONDOS DE VALLE	LLANURAS ALUVIALES	LECHOS DE CANALES	CÓNES ALUVIALES DEYEZUELOS							
							L,h				Arenas finas con abundante fracción limo-arcillosa
	F ₁ ,h				F ₄ ,h				MP ₂ , MP ₁ ,m	AN,h	Arenas limo-arcillosas con gravas y granitos de cuarzo y gránito (a veces rústificados). Localmente con pizarras
	F ₁ ,h				F ₆ , F ₇ , F ₈ , F ₉ , F ₁₀ , F ₁₁ , F ₁₂ , F ₁₃ , F ₁₄ , F ₁₅ , F ₁₆ , F ₁₇ , F ₁₈ , F ₁₉ , F ₂₀ , F ₂₁ , F ₂₂ , F ₂₃ , F ₂₄ , F ₂₅ , F ₂₆ , F ₂₇ , F ₂₈ , F ₂₉ , F ₃₀ , F ₃₁ , F ₃₂ , F ₃₃ , F ₃₄ , F ₃₅ , F ₃₆ , F ₃₇ , F ₃₈ , F ₃₉ , F ₄₀ , F ₄₁ , F ₄₂ , F ₄₃ , F ₄₄ , F ₄₅ , F ₄₆ , F ₄₇ , F ₄₈ , F ₄₉ , F ₅₀ , F ₅₁ , F ₅₂ , F ₅₃ , F ₅₄ , F ₅₅ , F ₅₆ , F ₅₇ , F ₅₈ , F ₅₉ , F ₆₀ , F ₆₁ , F ₆₂ , F ₆₃ , F ₆₄ , F ₆₅ , F ₆₆ , F ₆₇ , F ₆₈ , F ₆₉ , F ₇₀ , F ₇₁ , F ₇₂ , F ₇₃ , F ₇₄ , F ₇₅ , F ₇₆ , F ₇₇ , F ₇₈ , F ₇₉ , F ₈₀ , F ₈₁ , F ₈₂ , F ₈₃ , F ₈₄ , F ₈₅ , F ₈₆ , F ₈₇ , F ₈₈ , F ₈₉ , F ₉₀ , F ₉₁ , F ₉₂ , F ₉₃ , F ₉₄ , F ₉₅ , F ₉₆ , F ₉₇ , F ₉₈ , F ₉₉ , F ₁₀₀ , F ₁₀₁ , F ₁₀₂ , F ₁₀₃ , F ₁₀₄ , F ₁₀₅ , F ₁₀₆ , F ₁₀₇ , F ₁₀₈ , F ₁₀₉ , F ₁₁₀ , F ₁₁₁ , F ₁₁₂ , F ₁₁₃ , F ₁₁₄ , F ₁₁₅ , F ₁₁₆ , F ₁₁₇ , F ₁₁₈ , F ₁₁₉ , F ₁₂₀ , F ₁₂₁ , F ₁₂₂ , F ₁₂₃ , F ₁₂₄ , F ₁₂₅ , F ₁₂₆ , F ₁₂₇ , F ₁₂₈ , F ₁₂₉ , F ₁₃₀ , F ₁₃₁ , F ₁₃₂ , F ₁₃₃ , F ₁₃₄ , F ₁₃₅ , F ₁₃₆ , F ₁₃₇ , F ₁₃₈ , F ₁₃₉ , F ₁₄₀ , F ₁₄₁ , F ₁₄₂ , F ₁₄₃ , F ₁₄₄ , F ₁₄₅ , F ₁₄₆ , F ₁₄₇ , F ₁₄₈ , F ₁₄₉ , F ₁₅₀ , F ₁₅₁ , F ₁₅₂ , F ₁₅₃ , F ₁₅₄ , F ₁₅₅ , F ₁₅₆ , F ₁₅₇ , F ₁₅₈ , F ₁₅₉ , F ₁₆₀ , F ₁₆₁ , F ₁₆₂ , F ₁₆₃ , F ₁₆₄ , F ₁₆₅ , F ₁₆₆ , F ₁₆₇ , F ₁₆₈ , F ₁₆₉ , F ₁₇₀ , F ₁₇₁ , F ₁₇₂ , F ₁₇₃ , F ₁₇₄ , F ₁₇₅ , F ₁₇₆ , F ₁₇₇ , F ₁₇₈ , F ₁₇₉ , F ₁₈₀ , F ₁₈₁ , F ₁₈₂ , F ₁₈₃ , F ₁₈₄ , F ₁₈₅ , F ₁₈₆ , F ₁₈₇ , F ₁₈₈ , F ₁₈₉ , F ₁₉₀ , F ₁₉₁ , F ₁₉₂ , F ₁₉₃ , F ₁₉₄ , F ₁₉₅ , F ₁₉₆ , F ₁₉₇ , F ₁₉₈ , F ₁₉₉ , F ₂₀₀ , F ₂₀₁ , F ₂₀₂ , F ₂₀₃ , F ₂₀₄ , F ₂₀₅ , F ₂₀₆ , F ₂₀₇ , F ₂₀₈ , F ₂₀₉ , F ₂₁₀ , F ₂₁₁ , F ₂₁₂ , F ₂₁₃ , F ₂₁₄ , F ₂₁₅ , F ₂₁₆ , F ₂₁₇ , F ₂₁₈ , F ₂₁₉ , F ₂₂₀ , F ₂₂₁ , F ₂₂₂ , F ₂₂₃ , F ₂₂₄ , F ₂₂₅ , F ₂₂₆ , F ₂₂₇ , F ₂₂₈ , F ₂₂₉ , F ₂₃₀ , F ₂₃₁ , F ₂₃₂ , F ₂₃₃ , F ₂₃₄ , F ₂₃₅ , F ₂₃₆ , F ₂₃₇ , F ₂₃₈ , F ₂₃₉ , F ₂₄₀ , F ₂₄₁ , F ₂₄₂ , F ₂₄₃ , F ₂₄₄ , F ₂₄₅ , F ₂₄₆ , F ₂₄₇ , F ₂₄₈ , F ₂₄₉ , F ₂₅₀ , F ₂₅₁ , F ₂₅₂ , F ₂₅₃ , F ₂₅₄ , F ₂₅₅ , F ₂₅₆ , F ₂₅₇ , F ₂₅₈ , F ₂₅₉ , F ₂₆₀ , F ₂₆₁ , F ₂₆₂ , F ₂₆₃ , F ₂₆₄ , F ₂₆₅ , F ₂₆₆ , F ₂₆₇ , F ₂₆₈ , F ₂₆₉ , F ₂₇₀ , F ₂₇₁ , F ₂₇₂ , F ₂₇₃ , F ₂₇₄ , F ₂₇₅ , F ₂₇₆ , F ₂₇₇ , F ₂₇₈ , F ₂₇₉ , F ₂₈₀ , F ₂₈₁ , F ₂₈₂ , F ₂₈₃ , F ₂₈₄ , F ₂₈₅ , F ₂₈₆ , F ₂₈₇ , F ₂₈₈ , F ₂₈₉ , F ₂₉₀ , F ₂₉₁ , F ₂₉₂ , F ₂₉₃ , F ₂₉₄ , F ₂₉₅ , F ₂₉₆ , F ₂₉₇ , F ₂₉₈ , F ₂₉₉ , F ₃₀₀ , F ₃₀₁ , F ₃₀₂ , F ₃₀₃ , F ₃₀₄ , F ₃₀₅ , F ₃₀₆ , F ₃₀₇ , F ₃₀₈ , F ₃₀₉ , F ₃₁₀ , F ₃₁₁ , F ₃₁₂ , F ₃₁₃ , F ₃₁₄ , F ₃₁₅ , F ₃₁₆ , F ₃₁₇ , F ₃₁₈ , F ₃₁₉ , F ₃₂₀ , F ₃₂₁ , F ₃₂₂ , F ₃₂₃ , F ₃₂₄ , F ₃₂₅ , F ₃₂₆ , F ₃₂₇ , F ₃₂₈ , F ₃₂₉ , F ₃₃₀ , F ₃₃₁ , F ₃₃₂ , F ₃₃₃ , F ₃₃₄ , F ₃₃₅ , F ₃₃₆ , F ₃₃₇ , F ₃₃₈ , F ₃₃₉ , F ₃₄₀ , F ₃₄₁ , F ₃₄₂ , F ₃₄₃ , F ₃₄₄ , F ₃₄₅ , F ₃₄₆ , F ₃₄₇ , F ₃₄₈ , F ₃₄₉ , F ₃₅₀ , F ₃₅₁ , F ₃₅₂ , F ₃₅₃ , F ₃₅₄ , F ₃₅₅ , F ₃₅₆ , F ₃₅₇ , F ₃₅₈ , F ₃₅₉ , F ₃₆₀ , F ₃₆₁ , F ₃₆₂ , F ₃₆₃ , F ₃₆₄ , F ₃₆₅ , F ₃₆₆ , F ₃₆₇ , F ₃₆₈ , F ₃₆₉ , F ₃₇₀ , F ₃₇₁ , F ₃₇₂ , F ₃₇₃ , F ₃₇₄ , F ₃₇₅ , F ₃₇₆ , F ₃₇₇ , F ₃₇₈ , F ₃₇₉ , F ₃₈₀ , F ₃₈₁ , F ₃₈₂ , F ₃₈₃ , F ₃₈₄ , F ₃₈₅ , F ₃₈₆ , F ₃₈₇ , F ₃₈₈ , F ₃₈₉ , F ₃₉₀ , F ₃₉₁ , F ₃₉₂ , F ₃₉₃ , F ₃₉₄ , F ₃₉₅ , F ₃₉₆ , F ₃₉₇ , F ₃₉₈ , F ₃₉₉ , F ₄₀₀ , F ₄₀₁ , F ₄₀₂ , F ₄₀₃ , F ₄₀₄ , F ₄₀₅ , F ₄₀₆ , F ₄₀₇ , F ₄₀₈ , F ₄₀₉ , F ₄₁₀ , F ₄₁₁ , F ₄₁₂ , F ₄₁₃ , F ₄₁₄ , F ₄₁₅ , F ₄₁₆ , F ₄₁₇ , F ₄₁₈ , F ₄₁₉ , F ₄₂₀ , F ₄₂₁ , F ₄₂₂ , F ₄₂₃ , F ₄₂₄ , F ₄₂₅ , F ₄₂₆ , F ₄₂₇ , F ₄₂₈ , F ₄₂₉ , F ₄₃₀ , F ₄₃₁ , F ₄₃₂ , F ₄₃₃ , F ₄₃₄ , F ₄₃₅ , F ₄₃₆ , F ₄₃₇ , F ₄₃₈ , F ₄₃₉ , F ₄₄₀ , F ₄₄₁ , F ₄₄₂ , F ₄₄₃ , F ₄₄₄ , F ₄₄₅ , F ₄₄₆ , F ₄₄₇ , F ₄₄₈ , F ₄₄₉ , F ₄₅₀ , F ₄₅₁ , F ₄₅₂ , F ₄₅₃ , F ₄₅₄ , F ₄₅₅ , F ₄₅₆ , F ₄₅₇ , F ₄₅₈ , F ₄₅₉ , F ₄₆₀ , F ₄₆₁ , F ₄₆₂ , F ₄₆₃ , F ₄₆₄ , F ₄₆₅ , F ₄₆₆ , F ₄₆₇ , F ₄₆₈ , F ₄₆₉ , F ₄₇₀ , F ₄₇₁ , F ₄₇₂ , F ₄₇₃ , F ₄₇₄ , F ₄₇₅ , F ₄₇₆ , F ₄₇₇ , F ₄₇₈ , F ₄₇₉ , F ₄₈₀ , F ₄₈₁ , F ₄₈₂ , F ₄₈₃ , F ₄₈₄ , F ₄₈₅ , F ₄₈₆ , F ₄₈₇ , F ₄₈₈ , F ₄₈₉ , F ₄₉₀ , F ₄₉₁ , F ₄₉₂ , F ₄₉₃ , F ₄₉₄ , F ₄₉₅ , F ₄₉₆ , F ₄₉₇ , F ₄₉₈ , F ₄₉₉ , F ₅₀₀ , F ₅₀₁ , F ₅₀₂ , F ₅₀₃ , F ₅₀₄ , F ₅₀₅ , F ₅₀₆ , F ₅₀₇ , F ₅₀₈ , F ₅₀₉ , F ₅₁₀ , F ₅₁₁ , F ₅₁₂ , F ₅₁₃ , F ₅₁₄ , F ₅₁₅ , F ₅₁₆ , F ₅₁₇ , F ₅₁₈ , F ₅₁₉ , F ₅₂₀ , F ₅₂₁ , F ₅₂₂ , F ₅₂₃ , F ₅₂₄ , F ₅₂₅ , F ₅₂₆ , F ₅₂₇ , F ₅₂₈ , F ₅₂₉ , F ₅₃₀ , F ₅₃₁ , F ₅₃₂ , F ₅₃₃ , F ₅₃₄ , F ₅₃₅ , F ₅₃₆ , F ₅₃₇ , F ₅₃₈ , F ₅₃₉ , F ₅₄₀ , F ₅₄₁ , F ₅₄₂ , F ₅₄₃ , F ₅₄₄ , F ₅₄₅ , F ₅₄₆ , F ₅₄₇ , F ₅₄₈ , F ₅₄₉ , F ₅₅₀ , F ₅₅₁ , F ₅₅₂ , F ₅₅₃ , F ₅₅₄ , F ₅₅₅ , F ₅₅₆ , F ₅₅₇ , F ₅₅₈ , F ₅₅₉ , F ₅₆₀ , F ₅₆₁ , F ₅₆₂ , F ₅₆₃ , F ₅₆₄ , F ₅₆₅ , F ₅₆₆ , F ₅₆₇ , F ₅₆₈ , F ₅₆₉ , F ₅₇₀ , F ₅₇₁ , F ₅₇₂ , F ₅₇₃ , F ₅₇₄ , F ₅₇₅ , F ₅₇₆ , F ₅₇₇ , F ₅₇₈ , F ₅₇₉ , F ₅₈₀ , F ₅₈₁ , F ₅₈₂ , F ₅₈₃ , F ₅₈₄ , F ₅₈₅ , F ₅₈₆ , F ₅₈₇ , F ₅₈₈ , F ₅₈₉ , F ₅₉₀ , F ₅₉₁ , F ₅₉₂ , F ₅₉₃ , F ₅₉₄ , F ₅₉₅ , F ₅₉₆ , F ₅₉₇ , F ₅₉₈ , F ₅₉₉ , F ₆₀₀ , F ₆₀₁ , F ₆₀₂ , F ₆₀₃ , F ₆₀₄ , F<sub						

2. TECTONICA

2.1. TECTONICA HERCINIANA

La Hoja de Astorga se enmarca dentro de la rama Sur de la Zona Asturoccidental Leonesa en el Dominio del Navia y Alto Sil. La Zona A.O.L. ha sido estudiada por varios autores: MATTE, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980 y MARTINEZ CATALAN, 1981, los cuales establecen una deformación polifásica dentro de la Orogenia hercínica acompañada de metaformismo que afecta a los materiales paleozoicos.

De acuerdo con la estructura que presentan los materiales de la presente Hoja se pueden establecer tres fases de deformación que a continuación se van a describir.

2.1.1. La fase I

Durante esta fase se desarrollan las principales estructuras presentes en el corte geológico que acompaña a la hoja así como una esquistosidad S_1 de plano axial cuyas relaciones con la estratificación S_0 , ayuda a reconstruir la estructura que se describe de N a S.

La primera es un sinclinal asimétrico de gran amplitud (Sinclinal de Castrillo, (PEREZ-ESTAUN, 1978) con eje subhorizontal y traza cartográfica N-120° E. aprox., y cuyo plano axial es subvertical y ligeramente inclinado hacia el Sur; en el núcleo de este sinclinal aflora la Formación Agüera y los materiales pertenecientes al Silúrico.

Hacia el Sur y ocupando la parte central del mapa se encuentra una estructura antiformal (Anticlinorio de la Somozá, PEREZ-ESTAUN 1978) desarrollada en la parte inferior y media de la Serie de los Cabos, limitada al Sur por un cabalgamiento a lo largo del cual aparece la caliza de Vegadeo de una forma discontinua. Esta estructura consta de dos anticlinales y de un sinclinal con direcciones N 110° E. Aunque están afectados por la fase

posterior de replegamiento se observa que son pliegues asimétricos vergentes al Norte con los planos axiales inclinados hacia el Sur. Se desarrolla también una esquistosidad de plano axial que se encuentra deformada posteriormente.

En la parte Sur de la Hoja se desarrolla una estructura antiformal en que se observa sólo el flanco normal limitado al Norte por un cabalgamiento que superpone estos materiales al Anticlinorio de la Somoza; en este flanco normal se desarrollan pliegues asimétricos vergentes al Norte.

2.1.2. La esquistosidad S_1

Esta es la principal estructura que se desarrolla en relación con los pliegues de Fase I permaneciendo paralela a su plano axial y dando refracciones en las capas más arenosas (Fig. 15).

En lámina delgada, en los niveles de areniscas, esta esquistosidad se presenta como un "slaty cleavage" grosero con casi todos los constituyentes minerales orientados estadísticamente sobre todo en los materiales con más alto contenido en matriz. En los materiales pelíticos la esquistosidad se presenta como un "slaty cleavage" bien desarrollado y los planos de esquistosidad están marcados por minerales micáceos (clorita y moscovita) de pequeño tamaño y también se observan líneas de concentración de máficos lo que pone en evidencia el papel jugado por los fenómenos de disolución por presión para la formación de esta estructura junto con los fenómenos de recristalización.

2.1.3. La fase II

Las estructuras originadas durante esta fase de deformación fueron descritas por primera vez en la Z.A.O.L. por MARCOS (1971 a, b) y estudiadas posteriormente por PEREZ-ESTAUN, (1978). Presentan unas características especiales puesto que se encuentran asociadas a mantos y cabalgamientos y por tanto se concentran en franjas estrechas que siguen la dirección de éstos y constan de pliegues de pequeño tamaño y brechificación.

En la presente Hoja se encuentran dos cabalgamientos a lo largo de los cuales aparece de forma discontinua la caliza de Vegadeo y se siguen en toda la Z.A.O.L. relacionándose más al Norte con los cabalgamientos que constituyen la base del manto de Mondoñedo. Sus superficies son subverticales y cortan a los pliegues de primera fase como se observa en el corte.

Como mencionamos anteriormente en relación con estos cabalgamientos se desarrolla una brechificación en franjas estrechas de 20 metros en la Serie de los Cabos así como una dolomitización en la caliza de Vegadeo tal y como se observa al Oeste de Santiago Millas. Se desarrollan por tanto estructuras frágiles en franjas estrechas que siguen el trazado de los cabalgamientos lo cual se explica como debido al bajo grado de metamorfismo según el esquema propuesto por SIBSON (1977).

Por otra parte se encuentran pliegues asimétricos de pequeño tamaño vergentes al Norte que están plegados por la fase 3 los cuales a su vez pliegan a la esquistosidad S_1 y tienen charnelas ligeramente curvadas

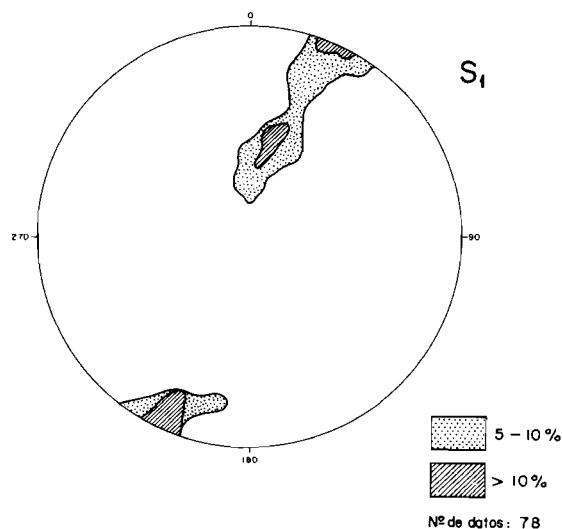


FIG. 15

como se muestran en el esquema (fig. 15) de la localidad de Santiago Millas.

2.1.4. La fase III

En la parte central de la Hoja se desarrollan pliegues de gran ángulo entre flancos (mayor de 100º) que pliegan tanto a la S_0 como a la S_1 , en los flancos normales de los pliegues mayores de primera fase, tal como puede observarse en el corte que acompaña a la Hoja.

A nivel general, en el corte se observa una verticalización de los flancos inversos de los pliegues de primera fase y el desarrollo en los flancos normales de replegamientos que corresponderían a la tercera fase.

La esquistosidad S_1 sufre a su vez un plegamiento (Fig. 15) puesto que se observa una posición más horizontal en la parte central de la Hoja y una verticalización en los bordes incluso con ligeras inclinaciones al Norte como ocurre en la parte Sur de la hoja; es decir, en general la Fase III consta de pliegues asimétricos con el plano axial inclinado al Norte.

Sus trazas axiales se prolongan con la misma dirección que la primera fase. No se observa una esquistosidad asociada a estos pliegues.

2.1.5. Figuras de interferencia

La superposición de estas fases de plegamiento (1._a y 3._a) homoaxiales podrían originar un modelo de interferencia perteneciente al tipo 3 de RAMSAY (1967) sin embargo debido a las características geométricas de los pliegues de primera fase de deformación estos modelos no llegan a alcanzarse claramente, ya que no presentan flancos inversos bien desarrollados. Así debido a que los flancos inversos de los primeros pliegues debieron presentar fuertes inclinaciones la deformación posterior sólo produjo su verticalización mientras que los flancos normales originalmente poco inclinados, posteriormente son replegados por el acortamiento subhorizontal de la deformación de tercera fase.

2.1.6. Relaciones entre cristalización mineral y deformación

Puesto que tanto en lámina delgada como a nivel regional es la esquistosidad S_1 la que predomina, referiremos la cristalización mineral metamórfica con respecto a ésta. En este sentido son minerales pre- S_1 la clorita y moscovita puesto que se encuentran marcando, y deformados, por la esquistosidad S_1 . También estos minerales cristalizan sin- S_1 . Aunque en esta Hoja no se alcanza la zona de la biotita, ésta aparece esporádicamente de una manera incipiente y de pequeño tamaño, en todos los casos post- S_1 .

El cuarzo sufre una recristalización dinámica con formación de subgranos y granos nuevos que alcanzan hasta el 40 por 100 en las cuarcitas más puras. Aparecen a veces texturas poligonales con tendencia equigranular, lo cual nos indica una recristalización estática, en relación posiblemente con pulsaciones térmicas tardías. Estas muestras se localizan en el flanco N del Sinclinal de Castrillo (al N de Astorga) y en las proximidades de Nistal.

2.2. TECTONICA ALPINA

Los sedimentos terciarios aflorantes no han sido afectados por movimientos tectónicos importantes presentándose horizontales o subhorizontales. No obstante durante el Cenozoico la región se vio afectada por el rejuego de fallas tardihercínicas y hercínicas que provocaron la existencia de paleopendientes, paleorrelieves, así como la instalación de los distintos sistemas fluviales y sus ámbitos de sedimentación.

La paleopendiente aunque con una marcada componente regional hacia el Sureste está compartimentada en dos sectores. El occidental inclinado hacia el S-SSE, condiciona la circulación de los sistemas de procedencia Oeste, el oriental provoca la circulación de los sistemas del Norte hacia el Sur y Sureste.

La separación de ambos dominios probablemente sea debida a una zona de fracturación de dirección NNO-SSE que sigue la lineación Nistal-Astorga y produce pequeñas fracturas asociadas en los relieves paleozoicos situados al Norte de esta localidad. Este accidente condiciona la existencia del extenso paleorrelieve del área de Riego de la Vega ahora cubierto en gran medida por el trazado actual del río Tuerto.

Durante el Cuaternario es constatable la existencia de movimientos, especialmente visibles en áreas próximas. La presencia de capturas en diversos puntos y con diferentes sentidos es consecuencia de basculamientos de bloques en distintos sentidos también.

Puede deducirse un límite de bloques a la altura de Val de San Lorenzo paralelo a la dirección general de estructuras, ONO-ESE. Al N de esta franja, las capturas se producen con cambios de curso hacia el S. Al Sur de ella hacia el N o NO.

Las fracturas citadas hasta aquí, con fases de movimiento durante el Mioceno, Plioceno y Cuaternario, algunas muy recientes, parecen soldadas como lo indica el basculamiento general más reciente hacia el E o SE que desplaza los cauces en esa dirección según se deduce del diferente desarrollo de los sistemas de terrazas y la disimetría de los valles. El proceso persiste en la actualidad.

Es notable la marcada alineación del R. Orbigo, NNE-SSO, común a varios ríos en el área y, la ya citada, del valle del Tuerto aguas abajo de Astorga.

3. PALEONTOLOGIA DEL TERCARIO

En la Hoja de Astorga hasta el momento en los depósitos terciarios no se han encontrado restos fósiles, por lo que se hará referencia a aquellos hallazgos en áreas vecinas. Entre los yacimientos de macromamíferos más importantes caben destacar los siguientes:

- Villaobispo de Las Regueras, situado en la parte centro-oriental de la hoja de León (161), al NE de Astorga.
ROYO GOMEZ (1930) (estudiado en 1934) cita *Mastodon angustidens* CUV. BERGOUNIOUX y CROUZEL (1958) encuentran *Trilophodon angustidens* CUV., al que asignan una edad, extensible a todo el yacimiento Vindoboniense superior (Astaraciense MN7-MN8).
- Santa María del Páramo, dentro de la Hoja del mismo nombre (194), situado al E de Astorga.
BERGOUNIOUX y CROUZEL (1958) citan *Trilophodon angustidens* CUV. y asignan al yacimiento una edad Vindoboniense Superior (Astaraciense).
- Urdiales, al S del yacimiento anterior, dentro de la misma Hoja (194).
HERNANDEZ SAMPELAYO y BATALLER (1941) identifican: *Dinotherium giganteum* KAUP, var. *aevius* JORDAN, *Rhinoceros* sp., *Palaeoplatyceros hispanicus*, *Minomeryz* ap., *Hyaena* sp.
- La Bañeza, en la Hoja de la misma denominación (231), al S de la población en la "Cerámica Hernández".
ALBERDI y AGUIRRE (1970) encuentran *Trilophodon angustidens* CUV., que podría atribuirse al Astaraciense MN6-MN8.

Estos restos permiten asignar a los depósitos que los contienen una edad Astaraciense y por el hecho de encontrarse el yacimiento de la Bañeza estratigráficamente por debajo de los materiales aflorantes en esta Hoja, cabe pensar que los depósitos terciarios de la Hoja de Astorga puedan ser Mioceno medio y/o superior.

4. GEOMORFOLOGIA

Al igual que en las hojas colindantes al N y al S de ésta se pueden establecer dos dominios netamente diferenciados e intensamente relacionados entre sí.

4.1. DOMINIO DEL PALEOZOICO

En el sector occidental, ocupado por materiales cuarcíticos, arenosos y pizarrosos del Paleozoico inferior predomina una morfología de valles profundamente remodelados por los procesos tectónicos y erosivos que han tenido lugar en la cuenca, al menos desde la fase Sávica de la Orogenia alpina.

El trazado de dichos valles se corresponde con el propio de las estructuras hercianas con una dirección media ONO-ESE. Los principales son los de los ríos Argañoso (Brazuelo), Jerga (Castrillo de los Polvazares), Turienzo (Val de San Lorenzo), de los Peces y Duerna apenas representado en la esquina SO de la Hoja. Los dos últimos separados del resto por el importante macizo paleozoico de la Sierra del Teso de las Escobas (1.104).

Morfológicamente se trata de valles de fondo bastante plano con laderas bastante verticalizadas excepto cuando los procesos más modernos los han remodelado (valle del R. Turienzo) mediante el depósito de terrazas, desarrollo de glacis, fusión de paleovalles, etc. Excepto el último citado tienen una anchura media de 2-3 km. y han funcionado como tales al menos desde el Mioceno, cuyos sedimentos los rellenan en parte, constituyendo los sistemas deposicionales expresados en el apartado 1.2. y cuya equivalencia se indica en el párrafo anterior (nombres entre paréntesis).

Sobre los sedimentos terciarios del interior de estos valles se labra un sistema de glacis escalonados hacia los ríos Tuerto y Orbigo. La nomenclatura de estas superficies se establece según la más completa, ya definida en la Hoja 12.09 (160), Benavides de Oribo (VARGAS *et al.*, 1981), al igual que más adelante se hará con los sistemas de terrazas.

Se disponen en las vertientes septentrionales de los valles en los ríos Argañoso y Jerga y en el Arroyo de las Regueras. Se han podido identificar los siguientes: G_1 en el A. de las Regueras a unos 1.030 m. de altitud (180 m. sobre el R. Tuerto), G_2 en el R. Jerga y área de Santiago Millas (Arroyos de Vallemonte y Valdeaceite) a 970 y 940 m. respectivamente (140-130 m.), G_3 y G_4 en todos los valles (cotas entre 980-930 y 950-900 m. 120 m. y 100-90 m. respectivamente) y G_5 en los R. Argañoso, Jerga y Vallemonte a 920-870 m. (60-70 m. sobre el R. Tuerto).

En el Valle del R. Turienzo, a diferencia de los ya citados existe una superficie inclinada hacia este cauce que se puede adscribir asimismo a un glacis de cubierta y se enraiza con la Sierra del Teso de las Escobas sobre 990-1.000 m. y desciende hacia Val de San Lorenzo con una pendiente media de 1,8 por 100 hasta 935 m. Retazos equiparables a éste se encuentran al S. de Val de San Román.

La relación de todos ellos con los correspondientes sistemas de terrazas se expresa en la leyenda del mapa geológico.

En la red fluvial secundaria se pueden reconocer diversas capturas. Se trata siempre de afluentes de la margen izquierda, de los cauces E-O que capturan, en ocasiones repetidas veces, a los situados en valles paralelos más septentrionales. Se representan en la figura 16.

En el valle del R. Turienzo es presumible la existencia de varios paleocauces. Uno de ellos desaguaba en el Tuerto por el Alto de la Cruz. Otro podría seguir un trazado más rectilíneo continuando el actual valle por el N de Teso Nublín. El primero fue capturado hacia el S en Morales del Arcediano y el segundo fue desplazando su curso hacia el N, encajándose después de su unión en la Serie de los Cabos de Piedralba y Cuevas.

Este comportamiento anormal se debe a un basculamiento hacia el N o NO del bloque de la Sierra del Teso de las Escobas con límite en una fractura ONO-ESE a la altura de Val de San Lorenzo quizás desplazada en Morales del Arcediano un poco al N según otra falla NNE-SSO. (Ver tectónica, pág. 59).

La edad de este basculamiento así como la de las capturas se puede establecer en el Pleistoceno medio inferior, con posterioridad a T_4 ó T_5 tal como ocurre en el resto del área a nivel regional.

Finalmente se puede citar la existencia de una superficie a nivel más alto que los glaciares descritos. Se manifiesta por la presencia de un nivel de cumbres o replanos degradados con cotas entre 1.000-1.020 m. Es visible, fuera de la Hoja, al O de Santa Catalina de Somoza donde posee un depósito arenoso debido a la alteración *in situ* de las arenas y pizarras arenosas que en ese área constituyen la Serie de Los Cabos. La interpretación debe hacerse a escala regional. Puede corresponder a G_1 , o a superficies más altas. No tiene las características de la Raña.

En la sierra al S de Tejados hay un nivel de cumbres con cotas en torno a los 900-905 m., en un sector reducido. No tienen depósitos y se trata probablemente de una superficie erosiva contemporánea con T_1 . A su vez podría estar encajada en otra anterior más al O, con cotas sobre 925-930 metros. Niveles más altos quedan más desdibujados y su existencia es hipotética en mayor medida.

4.2. DOMINIO DEL TERCARIO Y CUATERNARIO

El dominio ocupado por los depósitos miocenos y cuaternarios presenta características claramente distintas. El paisaje está dominado casi en su totalidad por tres niveles subhorizontales que constituyen amplias superficies: las llanuras aluviales de los ríos Orbigo y Tuerto, especialmente en la confluencia de ambas, el nivel de terrazas T_{10} , T_{11} y T_{12} y el conjunto de T_1 y el Abanico de Fuente de la Majada que sirve de interfluvio a los ríos citados.

En los escarpes de estos tres niveles aflora el Mioceno, cubierto en algunos puntos por retazos, en general reducidos, del resto de terrazas del sistema fluvial.

En la cartografía se han distinguido tres sistemas: El Orbigo-Tuerto, el Turienzo y el Duerna.

El sistema Orbigo-Tuerto está representado por un conjunto de nueve niveles cuya nomenclatura se toma de la Hoja de Benavides de Orbigo, al N de ésta. Son las T_1 (110-113 m.), T_2 (80 m.), T_5 (53-61 m.), T_6 (38-42 m.), T_8 (29-35 m.), T_{9-10} (20-27 m.), T_{11} (13-17 m.) y T_{12} (8-11 m.).

La superficie del Abanico de Fuente de la Majada es continuación de la definida en la Hoja de Benavides de Orbigo con pendiente hacia el SE de 0,8 por 100.

La T_1 se conserva preferentemente en el Centro. La separación cartográfica y sedimentológica con la superficie del Abanico es dificultosa estableciéndose de forma supuesta. Los aportes son mixtos, del Tuerto y del Orbigo según las respectivas áreas de influencia. Al O de Toral de Fondo hay un resto de terraza elevada en el paraje de la Mesa que se puede considerar, dada su altura sobre ambos cauces, como el resto de T_1 conservado más al Sur. La pendiente es casi nula, inferior al 2 por 100 en estas zonas.

Las demás terrazas están presentes en pequeños retazos respetados por la erosión, en la margen derecha. La margen izquierda se encuentra en casi su totalidad fuera de la Hoja por lo que, pese a ser mayor el desarrollo de los niveles solamente T_{11} y T_{12} están ampliamente representados. Las pendientes son bajas, entre 3-5 por 100.

En el R. Tuerto ocurre algo similar. En general las terrazas altas por debajo de T_1 no existen hasta T_5 . Se ubican preferentemente en la margen derecha. Al S de Nistal desde la proximidad de la unión de su llanura aluvial a la del Orbigo, las T_{10} se ensancha considerablemente penetrando hasta Bustos y Tejadinos, siendo disecada por diversos arroyos procedentes del O, hasta su fusión con los depósitos equivalentes procedentes del Duerna, cartográficamente inseparables, al S de la Hoja.

El río Turienzo se encuentra aislado del Valle del Tuerto, del que es afluente, por una zona en la que discurre encajado profundamente en el Paleozoico.

En su valle y el de algunos afluentes se localizan un total de seis niveles con depósitos fluviales con la disposición que se indica: T_1 (36 m.), T_2 (31 m.), T_3 (22 m.), T_4 (17 m.), T_5 (10-12 m.) y T_6 (5 m.). Las alturas lo son sobre el río Turienzo.

En su mayor parte se sitúan en la margen izquierda con alguna representación en la derecha, en especial T_1 y sobre todo T_2 .

La relación con el sistema Orbigo-Tuerto plantea algunos problemas, en

cuanto a equivalencia de niveles. Partiendo de T_1 común con T_5 del Tuerto la correlación es: T_2 con T_6 , T_3 con T_8 , T_4 con T_{9-10} , T_5 con T_{11} y T_6 con T_{12} . La segunda representa siempre la equivalente del Tuerto.

El borde Sur está constituido por el valle común, aguas abajo de Destriana, ya fuera de la hoja, de los ríos de los Peces y Duerna, los cuales desde esa localidad comparten la llanura aluvial. Como se observa en la esquina SO de la hoja los dos valles están separados y el interflujo está constituido por las dos terrazas más altas de su sistema: La T_1 (80 m.) y la T_2 (56-60 m.). Las alturas medidas sobre el cauce del Duerna. La pendiente es próxima al 1 por 100, bastante elevada para una terraza pero acorde con algunas características que en la hoja de La Bañeza, más al Sur, determinan el carácter mixto de terraza-abanico aluvial.

Un hecho destacable es el aumento notable de la extensión de las T_{10-11} , en el sector de Riego de la Vega así como el reducido resalte entre ambas. Se trata, en efecto, de terrazas encajadas mientras que un poco más al N, en Celada de la Vega el sistema es claramente colgado. El hecho puede ser interpretado como consecuencia del basculamiento, citado como explicación del trazado del río Turienzo, en una de sus últimas fases, dada la edad de las terrazas. El sentido del mismo es hacia el NO.

Los valles son en general disimétricos con una vertiente abrupta y otra más suave. La disimetría se debe tanto a factores climáticos (insolación, heladas) como tectónicos (basculamiento de bloques). En el sector NO, con trazado E-O la ladera más verticalizada es la meridional. Entre Astorga y Hospital de Orbigo es la oriental excepción hecha del río Orbigo. En la actualidad, sin embargo, éste erosiona la margen izquierda al igual que los otros cauces.

El enlace con la llanura aluvial presenta corrientemente una pequeña concavidad de enlace frecuentemente erosionada cuando la divagación del canal le acerca a la vertiente. Un buen ejemplo de esta divagación hacia el E lo ofrece el Tuerto, el cual aguas abajo de Nistal abandona su trazado, hasta aquí bastante rectilíneo, y se desplaza hacia San Feliz de la Vega para recuperar de nuevo su dirección hacia el SSE.

Las llanuras aluviales del Tuerto y del Orbigo, son de gran amplitud y están elevadas 2-3 m. sobre el cauce actual. Este es más importante en el Orbigo donde la llanura de inundación alcanza puntualmente hasta 700 m. de anchura.

En ambos casos el depósito está constituido por depósitos fluviales con facies trenzada ("braided") de baja sinuosidad con desarrollo de barras longitudinales que se sustituyen lateralmente, tramos de canal abandonados, etc.

La llanura del Orbigo presenta encajado no sólo el cauce principal sino otro más al O, denominado Arroyo Valle de Grillo con las mismas cotas absolutas que el primero. Se puede seguir desde Villares de Orbigo hacia el Sur y con más dificultad hacia Benavides de Orbigo. Representa sin duda un cauce, abandonado en épocas muy recientes por el río Orbigo.

En la desembocadura de afluentes importantes (Santibáñez de Valdeiglesias, Estébanez de la Calzada, Toral de Fondo) se pueden observar conos aluviales muy tendidos y con escasa elevación sobre la llanura aluvial principal. Son actualmente activos pues los afluentes no se encajan en ellos.

Estos conos o abanicos aluviales se continúan aguas arriba con las respectivas llanuras aluviales, en general de corto recorrido. Cuando la diferenciación entre los depósitos de la vertiente y los propiamente aluviales del fondo del valle se hace difícil por el estrechamiento del mismo o la abundancia de los primeros se utiliza en la cartografía el término de aluvial-coluvial.

En la confluencia de los valles secundarios con los de orden superior es frecuente localizar conos de deyección o aluviales de pequeñas dimensiones más o menos importantes según la amplitud del área drenada, de la pendiente y de la capacidad de transporte longitudinal en la evacuación de los detritus.

Son importantes y constituyen una franja continuada de conos de deyección coalescentes los situados en el área de Nistal-Posadilla de la Vega donde se ha producido un notable acarcavamiento todavía activo.

Las cárcavas se observan especialmente en los taludes y vertientes ocupadas por sedimentos miocenos debido a la pequeña cohesión de los mismos conjugada con una fuerte pendiente. Es especialmente activa en las laderas excavadas por los arroyos puesto que al tratarse de materiales con gran abundancia de finos estos se evacúan con facilidad y se impide la suavización de la pendiente.

En la zona ocupada por el Paleozoico los coluviones están sometidos al acarcavamiento pero su espesor limitado condiciona su menor desarrollo y rapidez de evolución.

En las terrazas amplias se localizan algunas lagunas de origen dudoso. Su forma y la litología sobre la que se asientan parece apuntar influencias de procesos de deflacción eólica. Tienen estrecha relación con la pluviometría y las variaciones del nivel piezométrico. Producen hidromorfismos locales.

4.3. CONSIDERACIONES GEOTECNICAS

Desde un punto de vista geotécnico los depósitos paleozoicos no plantean ningún problema específico. Los del Mioceno derivan de su litología, con tamaños, arena, limo y arcilla enriqueciéndose en los términos finos cuanto más al SE y S y por tanto con mayor tendencia al encharcamiento.

En lo referente al Cuaternario los materiales de origen fluvial presentan buenas características de drenaje y capacidad portante en relación con vías de comunicación. Por su baja potencia, en general, sirven de base adecuada solamente en pequeñas obras de tipo constructivo.

Los riesgos principales derivan de la estabilidad de los depósitos de ladera y del sustrato mioceno en áreas con fuerte pendiente (coluviones) y/o en las sometidas a erosión en la base o acarcavamiento. Estos fenómenos son actualmente funcionales por lo que es necesaria una especial atención tanto por el retroceso de taludes en la parte alta o media como por la acumulación de sedimentos en la baja, sobre todo en épocas de climatología adversa.

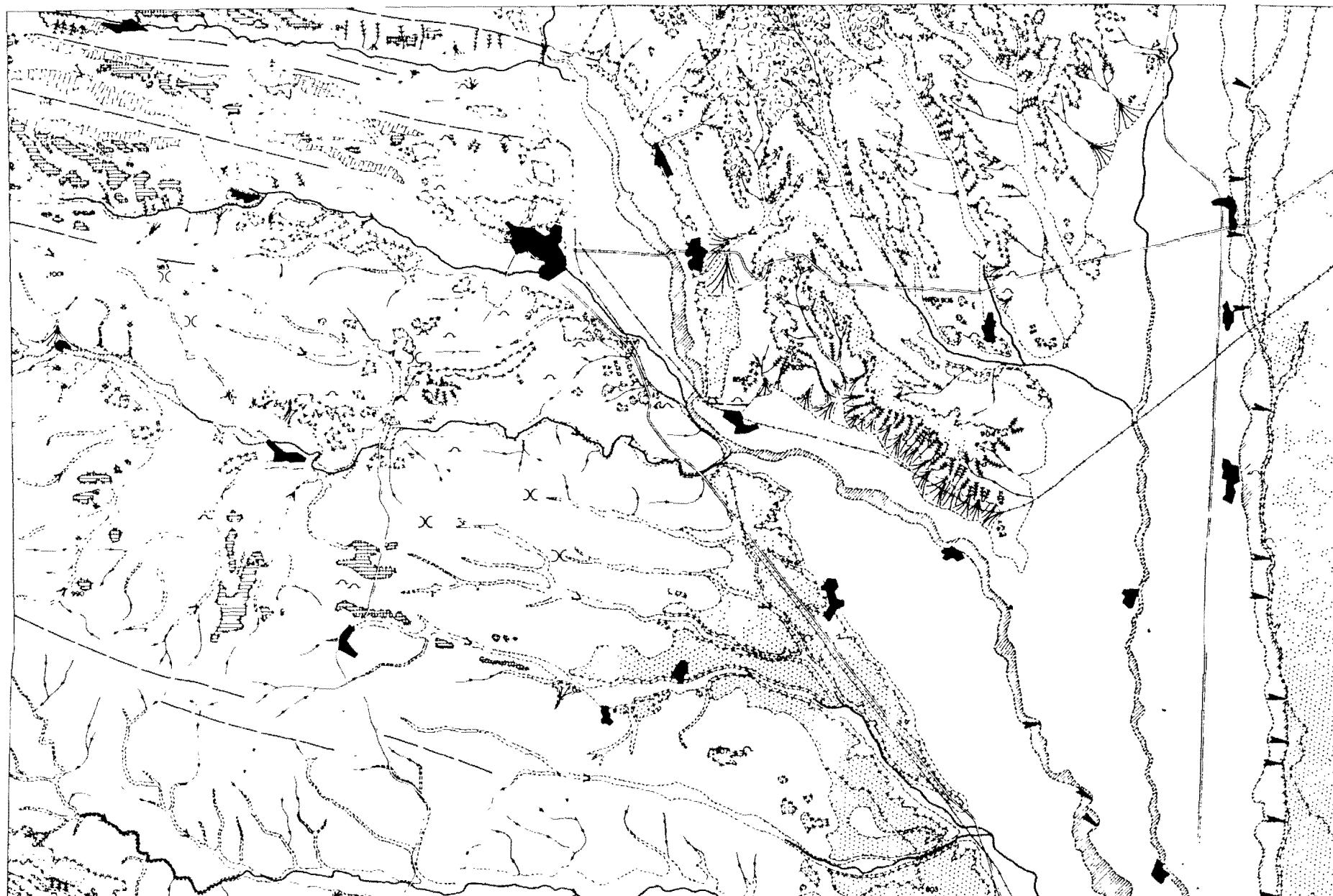
En relación con este factor, es preciso un cierto control y/o defensas adecuadas en cuantas obras se realicen en las proximidades del canal o lecho activo de los ríos principales por la posibilidad de inundaciones. Los

riesgos son mayores cuanto más al Sur, zona de confluencia de varios cauces importantes. La amplitud de la llanura aluvial y el régimen fluvial son elementos en contra de la existencia de crecidas violentas.

ASTORGA

193
112-10

MAPA GEOMORFOLOGICO



ESCALA GRAFICA
1 200 1 2 3 4 5 6 7 8 km

5. PETROGRAFIA: METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales de la presente Hoja se encuentran afectados por un metamorfismo regional de bajo grado al igual que los demás de la Rama Sur de la Zona Astur-Occidental Leonesa (PEREZ-ESTAUN, 1978).

Las paragénesis minerales más frecuentes encontradas en el estudio de las láminas delgadas a partir de los materiales pelíticos y samíticos son:

Cuarzo-moscovita

Cuarzo-moscovita-clorita-sericitia

Cuarzo-moscovita-biotita

Clorita-biotita

La moscovita, clorita y cuarzo se disponen alineados según la esquistosidad S_1 regional por lo que su crecimiento es pre-a sin-Fase I.

Estas paragénesis minerales ponen de manifiesto que la zona alcanza como máximo la Subfacies de la Clorita.

De todos modos esto no es suficiente para definir el tipo de metamorfismo que afecta a esta región. De acuerdo con CAPDEVILLA (1969) estas paragénesis corresponderían al comienzo de un metamorfismo intermedio de baja presión.

6. HISTORIA GEOLOGICA

En lo que se refiere a los materiales paleozoicos de la presente Hoja éstos se encuentran dentro de la rama Sur de la Z.A.O.L., que se caracteriza por un potente desarrollo de los materiales del Paleozoico inferior.

Los materiales más antiguos son los pertenecientes a la Formación Caliza de Vegadeo, los cuales se formaron en un medio marino somero sujeto a la acción mareal. La Serie de los Cabos de edad Cámbrico medio a Ordovícico inferior continúa formándose en un medio marino somero como lo atestiguan las abundantes estructuras sedimentarias. A continuación las Pizarras de Luarca pertenecientes al Ordovícico medio evidencian una sedimentación probablemente más profunda en un medio euxínico. Posteriormente la Formación Agüeira, que en todo el sector del Navia y Alto Sil presenta características turbidíticas y un espesor mayor de 1.100 m. (P. ESTAUN, 1975) en el Sinclinal de Castrillo posee una potencia de 300 m. culminando su depósito con la presencia a techo de la cuarcita de Vega; esto se explica debido a su posición dentro del Surco Geosinclinal donde se depositan los materiales del Paleozoico inferior, dado que se encuentra en el límite entre los dominios del Navia-Alto Sil y Mondoñedo-Peñalba (Fig. 17).

Finalmente los materiales más modernos de la Hoja son los pertenecientes al Silúrico. Se encuentran en contacto neto con los anteriores y con carácter transgresivo, lo que significa la interrupción en el Silúrico del ciclo sedimentario geosinclinal que comprende desde el Cámbrico al Ordovícico superior.

Todos estos materiales sufrieron posteriormente una deformación polifásica y metamorfismo regional de bajo grado durante la Orogenia Hercínica, la cual se descompone en tres fases de deformación con las siguientes características:

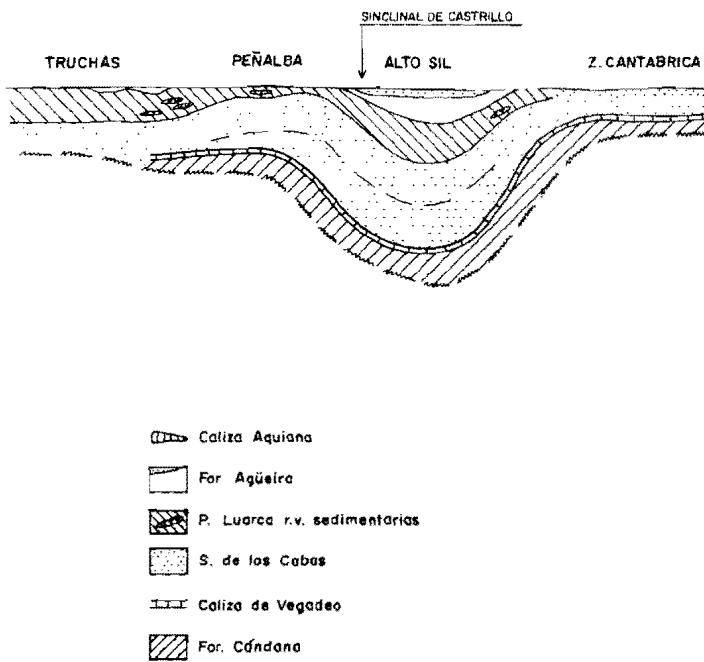


Fig.17.—RECONSTRUCCION IDEALIZADA DE LA CUENCA DE SEDIMENTACION AL FINALIZAR EL DEPOSITO DE MATERIALES ORDOVICICOS (Según Pérez-Estaun, 1978)

Fase I . Pliegues asimétricos vergentes al Norte, con dirección de sus ejes N 120ºE.

Fase II . Constituyen esta fase las estructuras asociadas a los cabalgamientos presentes en esta Hoja y, por lo tanto, aunque de gran importancia, sus estructuras se encuentran muy localizadas y son pliegues de pequeño tamaño y brechificación.

Fase III. Consta de pliegues de gran radio de curvatura que pliegan a las estructuras anteriores y sus trazas axiales tienen la misma dirección.

Posteriormente existen fracturas de poca importancia con dirección N 30ºW y N 40ºE.

Las relaciones establecidas para los sistemas sedimentarios fluviales definidos en este sector, procedentes de los bordes Norte y Oeste de la Cuenca del Duero, aparecen reflejadas en la figura 18.

Entre los de procedencia Oeste no es posible establecer una relación clara debido a que están separados por paleorrelieves que ejercen un fuerte control morfológico. El desnivel existente entre el relleno y fondo de los paleovalles que los controlan es debido más al desnivel existente entre ellos que a una diferencia temporal del relleno.

Los sistemas procedentes del borde Norte se ponen de manifiesto en la mitad oriental de la Hoja, mientras que los procedentes del Oeste se localizan en la mitad occidental, estando ligados y a menudo confinados por los relieves paleozoicos que la ocupan.

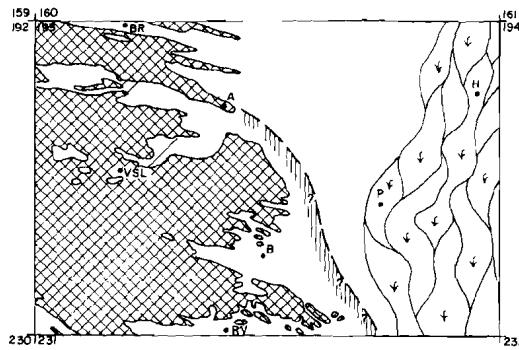
La manifestación más baja del depósito tiene lugar a lo largo del borde oriental (escarpes del río Orbigo, Apartado 1.2.6.), y continúa hacia el Sur y Este en las hojas vecinas. Pertenecen al sistema Carrizo-Benavides de procedencia septentrional (VARGAS *et al.*, 1981).

La extensión mínima visible del sistema queda reflejada en la figura 18. Su trazado estaría condicionado hacia el Suroeste por un paleorrelieve que en este momento proporciona aportes de escasa entidad y cuyo límite seguiría aproximadamente el trazado actual del río Tuerto.

El estado evolutivo del sistema es ya avanzado y se caracteriza por el relleno de canales sinuosos que definen un sistema con tendencia meandriforme enraizado en relieves situados hacia el borde Norte de la cuenca del Duero, fuera ya del área estudiada y distinta de la que da lugar a los sistemas de Veguellina y Forcadas-Ferreras. Los movimientos tectónicos del marco montañoso del Oeste aún no son importantes.

Posteriormente el depósito se caracteriza por su extensión a todo el ámbito de la Hoja debido al funcionamiento simultáneo de todos los sistemas definidos (Fig. 19). El relieve de San Justo de la Vega comienza a ser cubierto por sedimentos de los sistemas de Villagatón y Carrizo-Benavides que penetran por el Norte en la Hoja.

El primero, que tenía su cabecera en el Oeste (Hoja nº 160, Benavides) sigue conservando su carácter de colector. Allí estaba fuertemente controlado por los paleorrelieves de los materiales paleozoicos situados en su margen derecha que condicionaban su trazado. Una vez superado el contrafuerte de Magaz de Cepeda (al N de la Hoja de Astorga) el sistema toma dirección Sur recibiendo por su margen derecha los sistemas de Combarros-Brazuelo, Castrillo de los Polvazares y Val de San Lorenzo.



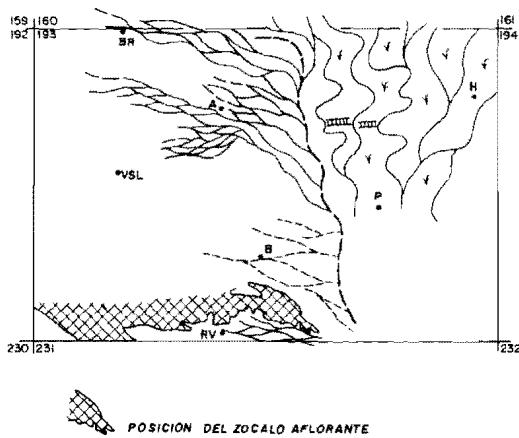
POSICION DEL ZOCALO AFLORANTE

POSICION SUPUESTA DEL PALEORRELIEVE

LOCALIDADES

- H = HOSPITAL DE ORBIGO
- P = POSADILLA DE LA VEGA
- A = ASTORGA
- B = BUSTOS
- RV = RIBAS DE LA VALDVERNA
- BR = BRAZUELO
- VSL = VAL DE SAN LORENZO

FIG._18



LOCALIDADES

- H = HOSPITAL DE ORBIGO
- P = POSADILLA DE LA VEGA
- A = ASTORGA
- B = BUSTOS
- RV = RIBAS DE LA VALDUERNA
- BR = BRAZUELO
- VSL = VAL DE SAN LORENZO

FIG 19

Recibe y se indenta hacia el Este con el sistema de Carrizo-Benavides dando una zona amplia de coalescencia. El desarrollo de grandes llanuras de inundación, surcadas por canales con carga arenosa y que presentan una alta sinuosidad, es su característica fundamental.

El sistema Carrizo-Benavides responde a un esquema similar: predominio de extensas y potentes llanuras de inundación, canales subordinados con carga arenosa y de gravillas, definiendo en conjunto un sistema trenzado laxo. La evolución temporal y la relación espacial entre ambos quedan expuestos en el apartado 1.2.7. donde se pueden constatar al menos dos etapas fundamentales en su historia sedimentaria. Una situada por debajo de la cota aproximada de 900 metros, que equivaldría a la descrita para estos mismos sistemas más al Norte, algo por debajo de la cota de 1.000 metros.

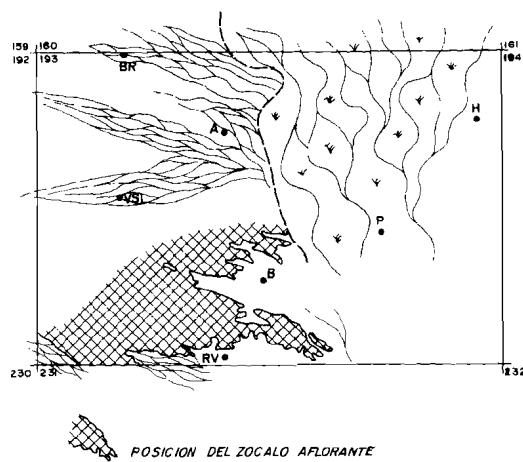
Durante ella hay predominio de las llanuras de inundación sobre los términos canalizados, pertenecientes a sistemas fluviales con tendencia meandriforme y trenzados laxos. En la segunda etapa, por encima de 900 metros con la que culminan los depósitos terciarios en esta Hoja, se observa un aumento de los términos de relleno de canal propios de sistemas trenzados laxos. La reactivación de los respectivos bordes se manifiesta en el incremento de la densidad de los canales en el cambio de carácter del sistema de Villagatón, y por el mayor o menor predominio de las áreas de sedimentación de un sistema u otro. (Fig. 20).

Los sistemas que confluyen por el Oeste en el de Villagatón responden a un esquema común. Hacia la cabecera están formados por facies conglomeráticas y fangosas propias de sistemas trenzados densos, a menudo torrenciales, que frontalmente, debido a un cambio súbito de pendiente, evolucionan de forma rápida hacia un trenzado laxo con predominio de las llanuras de inundación surcadas por pocos canales que transportan carga conglomerática, arenosa o fangosa. El control que ejercen los cambios de pendiente, el relieve rectilíneo, el tipo de carga transportada en relación con la litología y alteración del área fuente, que suministra fundamentalmente carga conglomerática y fangosa, son fundamentales en el funcionamiento y distribución de facies de estos sistemas.

El funcionamiento de estos sistemas se realiza durante las mismas etapas pero la reactivación únicamente se observa en los de Combarros-Brazuelo (en la Joa de Benavides) y de la Valduerna debido a que conservan sedimentos con posiciones estratigráficas más altas.

Tras el depósito de los últimos sedimentos miocenos no existen en el área de la Hoja testimonios directos de la evolución posterior de la Cuenca. En el centro de la misma, contemporáneos con ellos se depositan materiales con facies distales de llanuras aluviales de ríos trenzados, facies de playas salinas ("playa lake") y ciénagas, en ambientes áridos con formación de suelos calcimoros. Posteriormente (Vallesiense superior-Turoliense) los ambientes lacustres se acentúan y hacen más extenso depositándose las Calizas del Páramo. Con algunas reactivaciones se llega posiblemente hasta el Plioceno inferior.

La fase Rodánica o Iberomanchega, los procesos de encostramiento, karstificación, etc. y de la fase Valáquica, en el límite Plioceno-Pleistoceno, no tiene representación en la hoja, si bien en las colindantes al N y O



LOCALIDADES

- H = HOSPITAL DE ORBIGO
- P = POSADILLA DE LA VEGA
- A = ASTORGA
- B = BUSTOS
- RV = RIBAS DE LA VALDUERNA
- BR = BRAZUELO
- VSL = VAL DE SAN LORENZO

FIG 20

existen depósitos de Raña (MATA *et al.*, 1977, VARGAS *et al.*, 1981) en relación con esta última.

A continuación se construye el Abanico de Fuente de la Majada, enraizado en la Raña al N de la hoja de Benavides de Orbigo, como primer elemento de encajamiento del Sistema fluvial en formación, relacionada con la red actual en los primeros momentos de su evolución.

La disección más acusada comienza con la formación de la primera terraza y los primeros glaciares en la zona montañosa. A medida que la red se jerarquiza los valles disminuyen sus dimensiones y las terrazas son progresivamente menos amplias.

Los trazados del Orbigo y Tuerzo (con un área de cabecera distinta de la que ahora posee) serán similares a los actuales, con divagaciones más acentuadas sobre una llanura aluvial más ancha que la actual.

Los afluentes laterales, forzados en sus respectivos paleorrelieves, no seguían cursos muy diferentes de los que observamos. En este sentido la variación ha sido pequeña desde el Vallesiense hasta ahora.

En áreas próximas se puede determinar la edad del basculamiento hacia el SSE, del sector al N de Val de San Lorenzo, situándolo hacia T_4 ó T_5 (Pleistoceno medio bajo). La falta de T_3 y T_4 en esta Hoja impide otras dataciones anteriores.

Estos procesos están marcados por la existencia de abundantes capturas que dejan valles amplios, en ocasiones con depósitos de glaciares o terrazas abandonadas.

Durante todo el Pleistoceno existe un proceso de reglaje de vertientes probablemente en condiciones periglaciares, sobre todo en áreas próximas a la zona montañosa. La red fluvial se encaja progresivamente mejorando las condiciones de drenaje de las terrazas, especialmente las más altas.

Los suelos de tipo Rojo Fersialítico son indicadores de un clima mediterráneo anterior o alternante con etapas más frías. El empardecimiento actual expresa una tendencia a la estepización probablemente activa.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

7.1.1. Minería

La importancia de la minería existente está estrechamente vinculada al sustrato sobre el que se desarrolla si bien en los momentos actuales se puede calificar como de escaso interés. No hay explotaciones activas ni áreas o sustancias objeto de investigación.

En el Paleozoico existen abundantes restos de labores, principalmente a cielo abierto, inactivas realizadas para la prospección de Fe y de cuarzo aurífero. En este caso suelen ser labores de época romana sobre pequeños filones.

Existen varias minas de Fe con pequeños volúmenes extraídos. La más importante se ubica al N de Astorga en una pequeña sierra. Se sitúa sobre la concesión "Ponferrada V" de Minero Siderúrgica de Ponferrada, agrupada en el "Grupo Minero Coto Wagner 1º" desde 1977 junto con "Lohengrin" y otras.

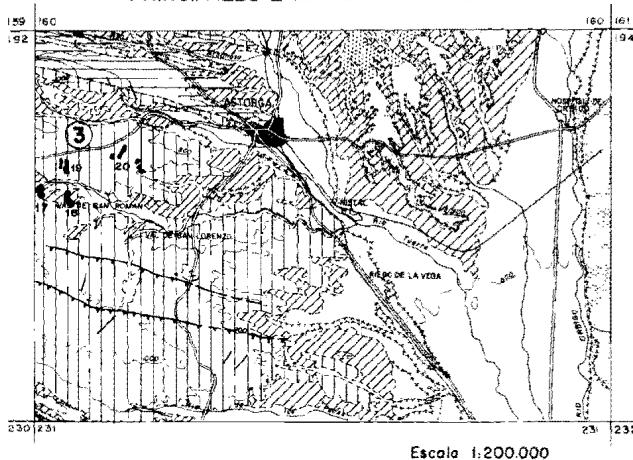
En la primera se citan filones de unos 150 m. de profundidad con dirección E-O y buzamiento al N de 75º 80º. Se han efectuado diversas labores de prospección (calicatas, gravimetría, magnetometría).

En Brimeña hay otra pequeña explotación en el "Coto Los Llanos" y en Astorga, Castrillo de los Polvazares y hacia San Justo de la Vega hay algunas prospecciones realizadas por la Cía. San Bernardo, S.A. en las concesiones "Prolongación Astorgana de Wagner" y "Luisina" del Grupo Minero "Benigna".

De mayor interés es la minería desarrollada sobre los depósitos terciarios y cuaternarios aunque en épocas modernas no ha alcanzado la rentabilidad necesaria para su puesta en explotación.

Se trata de la minería de oro, que durante más de doscientos años, entre los siglos I y III d.J.C. fue beneficiado intensamente por los romanos, si bien

ESQUEMA DE SITUACION DE LAS PRINCIPALES LABORES ROMANAS



Escala 1:200.000

-LEYENDA-

MINERA

- Labores romanas

3 ZONA DEL TURIENZO

- 1 -Brazusia
- 17 -San Martín de Agostado
- 18 -Val de San Román
- 19 -San Martín del Agostado E
- 20 -Soldanal - Torviesca

GEOLOGICA

QUATERNARIO	Aluvial
	Terrenos y glacia
	Abanico de Fta de la Mojada

CAMBRIICO SILURICO	Mioceno
	Pizarras de Luorce, F Agüero y Ampelitas
	Serie de los Cabos

Fig. 21. SITUACION DE LABORES ROMANAS EN EL BORDE NO DE LA CUENCA DEL DUERO

ya fue conocido y explotado por los pobladores autóctonos prerromanos. La arqueología ha puesto de manifiesto la existencia, en toda la esquina NO de la Cuenca del Duero, de importantes concentraciones humanas (de citan hasta 60.000 laborantes y más probablemente unos 30.000 (SAENZ y VELEZ, 1974), cuyo núcleo principal era la actual Astorga, aglutinadas por el laboreo y las obras y servicios auxiliares y administrativos anexos a tan floreciente industria extractiva.

De su importancia y extensión da fe la abundante toponimia asociada que ha llegado hasta nuestros días.

Desde el siglo III hasta finales del XIX y principios del XX, no se han conocido nuevos intentos de explotación, a excepción de algunas citas de lavados por los visigodos, sin mayor interés minero. En el área de esta Hoja no es sino hasta finales del siglo XIX en que diversas compañías españolas y extranjeras (inglesas y francesas) realizaron algunos trabajos de escasa duración que tuvieron su continuidad en 1910-11 por van Ness (SAENZ y VELEZ, 1974) y por la Dome Mining Corporation (canadiense) en 1927 y otras posteriores en la década de los 40 (PEREZ GARCIA, 1977). En los últimos diez años la espectacular subida del precio del oro ha multiplicado las tentativas.

En la bibliografía, son citados estos yacimientos por ESTRABON en su "Geographiká" y CAYO PLINIO SEGUNDO describe los sistemas de exploración y explotación romanos dando cifras de producción que sitúa en torno a los 6.500 Kg/año para todo el NO de la Península.

Los nombres de VIADERA (1850)d, SOWERBY (1855), NEUFVILLE (1896), ORIOL (1896), HERNANDEZ SAMPELAYO (1941), QUIRING (1957), DOMERGUE (1970 y otros), JONES y BIRD (1972 y 73), SAENZ y VELEZ (1974), HERAIL (1976 y otros), y PEREZ GARCIA (1977) son conocidos de todos los investigadores de la región, con aportaciones a veces fantásticas de los primeros, progresivamente más precisas y científicamente enfocadas a partir de QUIRING. En cualquiera de los textos citados se hacen asimismo consideraciones de tipo histórico y arqueológico y se cita abundante bibliografía sobre el tema.

En el ámbito de la Hoja las labores romanas para oro son escasas limitándose al valle del río Turienzo y a una pequeña labor en Brazuelo.

De las primeras son importantes las Fucaronas, Fuente del Estanco, Santa Coloma de Somoza, El Ganso, Pedredo, etc. fuera de la Hoja; y San Martín de Agostedo, Val de San Román y Norte y Sur de Val de San Lorenzo.

Fuente del Estanco y N de Val de San Lorenzo se sitúan sobre los materiales más o menos alterados de la serie de los Cabos en facies pizarrosa y son por tanto yacimientos primarios o placeres residuales.

PEREZ GARCIA (1977) cita en las primeras, filones en número de 5-7 y de hasta 2 m. de potencia, con alteración de salbandas de tipo caolinítico.

En San Martín de Agostedo, Val de San Román y S. de Val de San Lorenzo explotan sedimentos miocenos del Sistema de Val de San Lorenzo en facies proximal que, en el segundo, pueden tener encima un resto de terraza.

Desde el punto de vista geológico se trata de yacimientos secundarios de oro nativo (placeres). El oro primario procede del paleozoico y se ha

concentrado en los depósitos aluviales miocenos. La erosión de éstos durante el Cuaternario ha favorecido su concentración sucesiva en los sedimentos fluviales de terrazas antiguas y actuales en la proporción de 1,4 a 2,75 (PEREZ GARCIA, 1977).

Así pues, se han explotado preferentemente los sedimentos de la raña y algunas terrazas fluviales y las facies proximales, de granulometría gruesa y elevada energía del medio, de los abanicos aluviales terciarios.

Las concentraciones disminuyen, en líneas generales, de la base al techo de las secuencias y megasecuencias, aguas abajo desde la cabecera de los ríos y de las facies proximales a las distales de los abanicos aluviales, localizándose por tanto en el límite con el techo de las formaciones anteriores ("bed rock") las más altas concentraciones de oro.

Este se encuentra en estado nativo generalmente libre y sólo asociado a cuarzo en pequeña proporción y en algunas terrazas modernas. Esto representa un predominio de los factores físicos de arranque en la actualidad frente a mecanismos químicos (concentración de coloides con precipitación y recristalización en suelos del área madre) en épocas pasadas. Las partículas presentan una fina rubefacción de óxidos o hidróxidos de Fe que dificulta la recuperación por amalgamación y tienen forma de pajuelas o más a menudo de láminas con una granulometría en la que un 60 por 100 tiene tamaños mayores de 80 u, un 12 por 100 entre 80 y 5 u y un 29 por 100 inferiores a 5 u. Son raras las pepitas de más de 6 mm. aunque en la bibliografía se citan tamaños superiores. Todos estos datos se han obtenido de uno de los más completos estudios geológico-mineros sobre los yacimientos de Au de la provincia de León realizado por PEREZ GARCIA (1977).

Los autores de principio de siglo indican leyes de hasta 8-10 gr./Tm. (SOWERBY, 1885 en DOMERGUE y HERAIL, 1978) si bien datos más modernos obtenidos en el área de Las Omañas por PEREZ GARCIA (1977) dan contenidos más modestos, del orden de hasta 50 mg./m³ en las facies proximal con máximos locales superiores a 200 mg./m³. En los depósitos de la raña los contenidos medios llegan a los 100 mg./m³ y junto al "bed rock" alcanzan los 200 mg./m³ con rápida disminución aguas abajo de los paleocauces. Las terrazas presentan variaciones en el valor medio con máximo de 140 mg./m³ (en el área del río Duerna, fuera de la Hoja).

Los sistemas de laboreo hacen referencia a los utilizados por los explotadores romanos pues las investigaciones actuales no han pasado generalmente de las fases prospectivas con utilización de diversos métodos de demuestre (sondeos y pozos de gran diámetro), plantas piloto para concentración y estudio de la muestra, geología, geofísica, etc.

La minería romana utilizó multitud de sistemas extractivos todos ellos con el denominador común de utilización de lavaderos por agua ("arrugia") de los sedimentos auríferos, de los cuales puede obtenerse información en los trabajos citados hasta aquí. En el área de esta Hoja son cinco de ellos los más utilizados:

- "Peines (arados)" con pendiente de 3-6°, profundidad 3 y 6 m. y hasta 400 m. de longitud, descritos por primera vez por DOMERGUE, 1970.

- "Cortas de erosión", paralelas, con salida común de materiales de lavado ("agogae").
- "Ocelos" o "Coronas" (SAENZ y VELEZ, 1974), dispositivos con planta elíptica para coberturas auriferas poco potentes.
- "Grandes zanjas". Similar a los cortes de erosión con caída del agua en un frente reducido a fin de profundizar.
- "Ruina montium" (SAENZ y VELEZ, 1974) tomando de PLINIO o "Cortas de desprendimiento" (PEREZ GARCIA 1977). Hundimiento rápido de masas importantes por excavación hidráulica con pozos y galerías a fin de desmontar las zonas de baja ley y llegar al contacto con el "bed rock".

El primero se ha utilizado en San Martín de Agostedo, al O junto con cortas de erosión. Al N de esta localidad sobre Paleozoico se utilizaron las "grandes zanjas". También es este sistema observable al S de Val de San Lorenzo con Mioceno poco potente.

Al N de Val de San Lorenzo se utilizó el método de cortas de erosión a veces de reducidas dimensiones.

El sistema de "Ocelos" y el "Ruina montium" se han empleado en labores muy próximas al borde occidental de la Hoja: El Ganso y Las Fucaronas respectivamente.

Al O de San Martín de Agostedo SAENZ y VELEZ (1977) citan en un área reducida movimientos de tierra del orden de cinco millones de metros cúbicos. En estos y otros puntos de laboreo el Mioceno ha sido removido y lavado en la totalidad del afloramiento.

7.1.2. Canteras

El Paleozoico presenta escasa calidad en casi todos sus tramos para materiales constructivos a excepción de los niveles cuarcíticos y areniscosas potentes. Hay pequeñas explotaciones para uso familiar y local.

En el Mioceno y Cuaternario los depósitos gruesos y medios son utilizados como áridos para rellenos, mejora de drenaje en caminos, hormigones, etc. Sólo algunas explotaciones que aprovechan los depósitos no coherentes del cauce actual se encuentran actualmente en actividad o recientemente abandonadas (San Pelayo, Hospital de Orbigo). La T₁₁ se explota en Palacios de la Valduerna y Riego de la Vega.

Los elementos más finos del Mioceno, arcillas sobre todo son utilizados para procesados de cerámica tanto a nivel industrial (ladrillos, tejas, etc.) como artesanal (cacharrerías). Hay canteras en las proximidades de Astorga, en actividad, por la proximidad del centro principal de consumo.

7.2. HIDROGEOLOGIA

Los recursos hidrológicos de la región se reparten de tres formas diferentes: cursos superficiales fluviales, fuentes y manantiales y acuíferos subterráneos.

Los ríos más importantes se concretan en el Orbigo, que discurre por todo el borde oriental, de N a S, y el Tuerto, afluente del anterior por la derecha, que surca la zona en dirección NNW-SSE. Este último recoge, por

la derecha, las aguas de una serie de ríos menores: Argañoso, Jerga y Turienzo y arroyos que drenan a alguno de estos: Villaseca, Penedillo, Valle de los Corrales, Valdeceite, etc. todos ellos sobre el Paleozoico.

Las fuentes y manantiales son más bien escasos y están en relación con descargas de agua subterránea en superficie, que se canaliza predominantemente por niveles de arenas y cantos o gravas, cuya base está en contacto con materiales impermeables, representando facies canalizadas de los sistemas fluviales terciarios.

De los acuíferos subterráneos caben distinguir los subálveos desarrollados bajo los terrenos aluviales de los ríos Orbigo y Tuerto, principalmente, y los del Terciario.

Los acuíferos en Cuaternario son superficiales, libres, habiéndose explotado intensamente en forma de pozos de escasa profundidad y que pueden llegar, en algún momento, al Terciario. Son más abundantes en el cuadrante Sureste y más frecuentes en el aluvial del Orbigo que del Tuerto.

Los acuíferos terciarios no se han beneficiado en exceso; son generalmente confinados y ligados, como en el caso de fuentes y manantiales, a facies canalizadas arenosas y conglomeráticas. Se han realizado sondeos para captación de agua subterránea en la estación de Astorga, alcanzando el zócalo a los 120 m. Más al E, la potencia aumenta hasta alcanzar, como mínimo, en San Pedro de Pegas, los 280 m.

En el Paleozoico la litología y estructura de los materiales condiciona una porosidad por fisuración. Las grandes fracturas y frentes de cabalgamiento actúan como colectores principales con afluentes del exterior cuando las condiciones topográficas y de nivel piezométrico lo permiten.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T. y AGUIRRE, E. (1970).—“Adiciones a los Mastodontes del Terciario español”. *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, 4 pp. 401-405. Madrid.
- ARBOLEYA, M.L. (1973).—“Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la Costa Asturiana entre Cudillero y Ballota (NW de España)”. *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, nº 3. Oviedo.
- BALDWIN, C.T. (1975).—“The stratigraphy of the Cabos Serie in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW Spain”. *Brev. Geol. Ast.*, año XIX nº 1 p. 4-9.
- BARBA, M.A. (1981).—“Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 271 (14.12)—Valderas”. *Inst. Geol. Min. de España*. Madrid.
- BARROIS, CH. (1882).—“Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice”. *Mem. Soc. Geol. du Nord.*, t. II, nº 1 p. 1-630.
- BASTIDA, F. (1980).—“Las estructuras de la primera fase de deformación hercíniana en la zona Astur-Occidental-Leonesa (Costa cantábrica, NW España)”. *Tesis doctoral. Dpto. Geotectónica*, Univ. Oviedo.
- BATALLER, J.R. y HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1944).—“Contribución al estudio del Mioceno de la Cuenca del Duero en la zona leonesa”. *Notas y Comun. I.G.M.E.*, nº 15, pp. 23-35.
- BERGOUNIOUX, F. y CROUCEL, F. (1958).—“Les Mastodontes de l’Espagne”. *Est. Geol.*, 14, pp. 223-365.
- BIROT, P. y SOLE, L. (1945).—“Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Iberique”. *Mem. et Doc. Centre Doc. Cart. Geogr. C.N.R.S. París* nº 4, pp. 7-61.
- CAPDEVILLA, B. (1969).—“Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercínien de Galice Nord Orientale (NW de l’Espagne)”. Thèse. *Univ. Montpellier*, 1 vol. 430 pp.
- DEBRENE, F. y ZAMARREÑO, I. (1975).—“Sur la faune d’Archaeocyathes de la formation Vegadeo et leur rapport avec la distribution des facies

- carbonatés dans le NW de l'Espagne". *Brev. Geol. Asturica*, año XIX núm. 2, pp. 12-27.
- DOMERGUE, C.—"Introduction a l'étude des mines d'or du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique dans l'antiquité". *Legio VII Gemina*, 2, pp. 253-386.
- DOMERGUE, C. (1975).—"Excavaciones en las minas de oro romanas de la provincia de León: campañas 1971-1973". *XIII Congr. Nac. de Arq.* (Huelva, 1973), pp. 847-854. Zaragoza.
- DOMERGUE, C. y HERAIL, G. (1977).—"Une étude pour l'étude des mines en alluvion: l'exemple des mines d'or romaines de la Valduerna (León, Espagne)". *Mélanges de la Casa de Velázquez*, 13, pp. 9-30.
- DOMERGUE, C. y HERAIL, G. (1978).—"Mines d'or romaines d'Espagne. Le district de la Valduerna (León)". *Publications de l'univ. de Toulouse-Le Mirail. Serie B*, T. IV, 303 p.
- DUCHAFOUR, PH. (1972).—"Atlas ecológico de los suelos del mundo". *Toray-Masson*, S.A. Barcelona.
- ESPEJO, R.; TORRENTE, J. y ROQUERO DE LABURU, C. (1973).—"Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en ríos españoles". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. (Geol.)*, tomo 71, pp. 231-236.
- ESTEVEZ, C. y ARCE, J.M. (1981).—"Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 269 (12.12)—Arrabalde". *Inst. Geol. y Min. Esp. Madrid*.
- FARBER, A. & JARITZ, N. (1964).—"Die geologie des Westasturischen Kustengebientes zwischen San Esteban de Pravia and Ribadeo (NW Spanien)". *Geol. Jb.* vol. 81, p. 679-738.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—"Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Geol.)* 15, 74.
- GONZALEZ, J.C., MONTESERIN, V. y ARCE, J.M. (1981).—"Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 268 (11.12)—Molezuelas de la Carballeda". *Inst. Geol. y Min. de España. Madrid*.
- GOY, J.L.; PEREZ GONZALEZ, A.; PORTERO, J.M. y ZAZO, C (1980).—Aportaciones para un modelo de mapa de Formaciones Superficiales en España". *1.º Reunión Nac. de Geol. Amb. y Ord. del Territ. Santander*.
- HERAIL, G. (1976).—"Géomorfologie des placers aurifères de la moyenne vallée du Duerna (Espagne)". *These Doc. 3º cycle*, 193 pp. Toulouse-Le Mirail.
- HERAIL, G. (1978).—"Le piémont aurifère du nord du Teleno (León-Espagne): contribution géomorphologique à l'étude d'un gisement alluvial". *Chronique de la Recherche Minière*, n° 446, pp. 23-41. París.
- HERAIL, G. (1979).—"Les facies d'alternation des terrasses alluviales de la moyenne vallée de Duerna (prov. de León): un exemple de l'évolution des nappes silicieuses du nord-ouest de la Vieille Castille". *Act. Geol. Hisp.*, t. 14, p. 466-473.
- HERAIL, G. (1981).—"El Bierzo: Géomorphogénèse fini-tertiaire d'un basin intramontagneus (Espagne)". *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*. T. 52, fase 2, pp. 217-232.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1957).—"Las formaciones de raña de la Península Hispánica". *INQUA. 5º Cong. Intern.* Madrid-Barcelona. Resumés des Comun. pp. 78-79.
- HOCQUARD, CH. (1975).—"Etude sédimentologique des formations rouges miocènes du Nord-Ouest de l'Espagne. Application a la prospection

- des placers aurifères associés". *Thesis Univ. de Nancy. Inst. Nat. Polit. de Lorraine Ecole Natur. Sup. de Géol. Appliquée.*
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).—“Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares”. *I.G.M.E. Madrid.*
- LAUTENSACH, H. y MAYER, E. (1961).—“Iberische Meseta und Iberische masse Zeitschr”. *Geomorph. N.F. Ed. 5 H. 3*, pp. 161-181.
- LEYVA, F.; MATAS, J. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (in litt.).—“Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (La Robla)”. *Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.*
- LOTZE, F. (1945).—“Einige probleme des Iberischen Meseta”. *Geotekt. Forsch.*, núm. 6, pp. 1-12, trad. por J.M. RIOS. Algunos problemas de la meseta Ibérica. *Pub. Ext. Geol. España*, t. V, pp. 48-58.
- LOTZE, F. y SDZUY (1961).—“El Cámbrico de España”. *Mem. Inst. Geol. Esp.* 1970, t. 75, 256 pp.
- MABESSONE, J.M. (1959).—“Tertiary and Quaternary Sedimentation in a part of the Duero Basin (Palencia, Spain)”. *Leidse Geol. Meded.*, 24, pp. 31-180.
- MARCOS, A. (1970).—“Sobre la presencia de un flysch en el Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (SW de España)”. *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, nº 2, pp. 13-28.
- MARCOS, A. (1971 a).—“Las deformaciones hercianas en el occidente de Asturias; la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la península”. *Brev. Geol. Ast.*, años XV, núm. 1, pp. 2-6.
- MARCOS, A. (1971 b).—“Cabalgamientos menores originados en el transcurso de una nueva fase terciaria de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)”. *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 4, pp. 59-64.
- MARCOS, A. (1973).—“Las Series del Paleozoico inferior y la estructura herciana del Occidente de Asturias (NW de España)”. *Trabajos de Geología Univ. de Oviedo*, nº 6, pp. 1-113.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).—“Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Z.A.O.L.)”. *Tesis Doctoral. Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca.*
- MATAS, J.; ORVIZ, F.; VELANDO, F. y PEREZ-ESTAUN, A. (1978).—“Mapa Geológico Nacional 1:50.000. Hoja nº 192 (11.10)—Lucillo”. *Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.*
- MATAS, J. (1978).—“Mapa Geológico Nacional 1:50.000. Hoja nº 280 (11.11)—Castrocontigo”. *Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.*
- MATTE, PH. (1968).—“La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)”. *Geol. Alpine* t. 44, pp. 1-127.
- MELENDEZ, B. y ASENSIO AMOR, I. (1964).—“El yacimiento de Trilobites del Cámbrico medio de Presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias)”. *Brev. Geol. Ast.* año VIII núm. 1-4, pp. 28-36.
- MC GOWEN, J.H. y GROAT, C.G. (1971).—“Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration”. Report of Investigations, 72, pp. 57 *Bur. of Econ. Geol., Univ. of Texas, Austin.*
- MENSCHING, H. (1958).—“Glacis-Fussfläche-Pediment”. *Zeit.. fur Geomorph.*, 2, 165-186.
- MOLINA, E. (1975).—“Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del

- Campo de Calatrava". *Trab. Neog. y Cuat. Sec. Paleont. y Hum.* nº 3, pp. 1-106.
- MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980).—"Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien Espagnol". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, ser. D, pp. 1.293-1.296. París.
- OEHME, R. (1936).—"Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft". *Z. geomorphol.* 9, 25-42.
- PANNEKOEK, A.J. (1970).—"The application of graphical methods to the piedemont relief of the Cantabrian Mountains, Spain". *Zeitchr. Geomorph.* pp. 88-103.
- PASSEGA, R. (1957).—"Texture as Characteristic of clastic deposition". *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, pp. 1.952-1.984.
- PASSEGA, R. y BYRAMJEE, R. (1969).—"Grain-size image of clastic deposits". *Sedimentology*, 13, pp. 133-252.
- PASTOR GOMEZ, V. (1969).—"Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria nº 160 (Benavides). *Inst. Geol. Min. España*.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974 a).—"Algunas precisiones sobre la sucesión Ordovícica y Silúrica de la Región de Truchas". *Brev. Geol. Ast.* Año XVIII nº 1, pp. 5-16.
- PEREZ ESTAUN, A. (1974 b).—"La sucesión ordovícica en el Dominio del Navia y Alto Sil (Z.A.O.L.) NE España". *Brev. Geol. Ast.* Año XVIII nº 4, 53-57.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).—"Estratigrafía y Estructura de la rama Sur de la Z. Astur-Occidental-Leonesa". *Mem. I.G.M.E.* nº 92. Madrid.
- PEREZ ESTAUN, A. & MARCOS, A. (1981).—"La formación Agüeira en el Sinclinal de Vega de Espinareda, aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la zona Ast. Occid.-Leonesa (NW España)". *Trab. de Geología*. Universidad de Oviedo nº 11.
- PEREZ GARCIA, L.C. (1977).—"Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (Provincia de León. España) y su prospección". *Tesis Doctoral*. Universidad de Oviedo. (Inédito).
- PEREZ GONZALEZ, A. (1981).—"Terciario y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense. Madrid.
- PULGAR, J.A. (1980).—"Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Z. As. Occ. Leonesa (Cord. Hercínica NW España)". *Tesis Doctoral*. Dpt. Geotectónica. Universidad de Oviedo.
- RAMSAY, J.E. (1967).—"Folding and fracturing of rocks". *Mc. GRAW HILL Co.*, vol. 568.
- RAYNAL, R. y NONN, H. (1968).—"Glacis étagés et formations quaternaires de Galice Orientale et de León: quelques observations et données nouvelles". *Rev. Geomorphol. Dyn.* 3.
- RICCI LUCCHI, F. (1980).—"Sedimentología". CME, Bolonia. 3 vol.
- ROYO y GOMEZ, J. (1930).—"Descubrimientos de restos de Mastodon en las cercanías de León". *Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. 30, pp. 395-396.
- ROYO Y GOMEZ, J. (1934).—"Algunos vertebrados fósiles de la Cuenca del Duero". *Bol. de la R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. 33, pp. 271-272.
- SAENZ RIDRUEJO, C. y VELEZ GONZALEZ, J. (1974).—"Contribución al

- estudio de la minería primitiva del oro en el NW de España".
Ed. Atlas, 190 p. Madrid.
- SIBSON, R.A. (1977).—“Fault rocks and Fault mechanisms”. *J. Geol. Soc. Lond.* 133, 191-213.
- SLUITER, W.J. y PANNEOKOEK, A.J. (1964).—“El Bierzo. Etude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne”. *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 141-182.
- SDUZY, K. (1968).—Bioestratigrafía de la griotto cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geol.* Univ. de Oviedo, 2: 45-57.
- SZDUY, K. (1971).—“La subdivisión estratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España”. *J. Congreso Hispano-Luso-Americano Geol.* Bianon. Sección 1 (Geol.), t. II pp. 769-782.
- VARGAS, I.; MANJON M; CORROCHANO, A; FLOR, G; CARBALLEIRA, J; POL, C; CORRALES, I; DIAZ, F. y FERNANDEZ, J. (in litt).—“Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja nº 160(12.09)—Benavides de Orbigo”. *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- VARGAS, I.; CORROCHANO, A.; POL, C.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; MANJON, M.; FLOR, G.; DIAZ, F. y FERNANDEZ, J. (in litt).—“Mapa Geológico de España, escaña 1:50.000. Hoja nº 231 (12.11)—La Bañeza”. *Inst. Geol. y Min. de España*. Madrid.
- VAUDOUR, J. (1969).—“Données nouvelles et Hypothesis sur le Quaternaire de la Région de Madrid. *Mediterranée* nº 8.
- VELANDO, F. y MARTINEZ DIAZ, M.M. (1973).—“Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja y Memoria nº 159 (Bembibre)”. *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- WALTER, R. (1963).—“Beitrag zur stratigraphie los Kambrianis in Galicien (Nord west-Spanien)”. *Neues JB. Gal. Paleont. Abh.* Tuz pp. 360-371.
- ZAMARREÑO et al (1975).—“Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la región de Ponferrada (zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España) *Brev. Geol. Astur.* año XIX número 3 pp. 40-48.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA