

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**ESTUDIO ESTRATIGRAFICO DE LOS MATERIALES
ANTEORDOVICICOS DEL ANTICLINORIO DE
AGUDO VALDEMANCO Y DE LOS MATERIALES
PALEOZOICOS DEL SINCLINAL
DE HERRERA DEL DUQUE**

**TESIS DE LICENCIATURA
PRESENTADA POR
AGUSTIN P. PIEREN PIDAL**

MADRID , MARZO DE 1985

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO DE LOS MATERIALES ANTEORDOVICICOS DEL
ANTICLINORIO DE AGUDO-VALDEMANCO Y DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS
DEL SINCLINAL DE HERRERA DEL DUQUE.

MEMORIA DE LA TESIS DE LICENCIATURA
REALIZADA POR AGUSTIN P. PIEREN PIDAL

Madrid, Marzo de 1.985

Este trabajo se ha desarrollado como parte del programa de investigación del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica, bajo la dirección de D. Lorenzo Vilas Minondo. VQBQ:

A Encarnación mi esposa, y a mis
hijos Santiago y Daniel.

Agustín Pérez

==AGRADECIMIENTOS==

Este trabajo ha sido realizado en el Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

En primer lugar, quiero agradecer al Profesor D. Lorenzo Vilas Minondo, director del mismo, la favorable acogida y la dirección de esta tesina.

Quiero agradecer también a Miguel Angel de San José la bibliografía que me ha proporcionado, su ayuda en la elección de los afloramientos e itinerarios y el haberme acompañado a la zona.

A Pedro Herranz Araujo, en la realización del fotomosaico, y a sus numerosas instrucciones para la realización de la cartografía.

A Juan Carlos Gutierrez Marco del Departamento de Paleontología por la clasificación de los graptolites, y a Antonio Perejón del CSIC por su interés tanto en los ichnofósiles como mallas de algas de edad Vendiense y Rifeense que le he mostrado.

Quiero agradecer también a mis compañeros Miguel de las Doblas Lavigne y especialmente a Jesús Luis Tenajas el haberme acompañado alguna vez a la zona así como Vicente Mahecha Tovar. A Jesús Luis Tenajas también por su ayuda en la preparación de figuras y columnas y la encuadernación.

A Newmont de España S.A., el haberme facilitado tiempo para terminar la redacción de esta memoria.

Y por último quiero agradecer a mi mujer Encarnación, la gran ayuda que me ha dado además de todas las molestias que ha pasado y la mecanografía de este trabajo.

INDICE

<u>I-INTRODUCCION</u>	3
1)-Objeto del estudio	3
2)-Problemas planteados	4
3)-Metodología	5
<u>II-MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO</u>	8
1)-Situación, límites y morfología de la zona.	8
2)-Tectónica regional.	12
3)-Ambito geológico.	18
4)-Condiciones de afloramiento.	21
5)-Unidades morfoestructurales.	23
<u>III-ANTECEDENTES</u>	32
1)-Regionales	32
2)-Locales	48
<u>IV-MATERIALES ANTEORDOVICICOS</u>	57
A- 1)-Los materiales.Generalidades, metodología ...	57
2)-Datos locales	58
3)-Unidades litoestratigráficas	98
3.1)-Conjunto inferior	98
3.2)-Conjunto superior	100
4)-Características y relaciones tectónicas entre los dos conjuntos.	107
B- 1)-Edad de los materiales	109
2)-Sucesión tipo	110
3)-Relaciones tectónica/sedimentación	118
4)-Correlación con regiones próximas	119

V-	<u>MATERIALES PALEOZOICOS</u>	121
	A- 1)-Generalidades, metodología	121
	2)-Columnas locales	122
	3)-Unidades litoestratigráficas	154
	4)-Aspectos bioestratigráficos	168
	5)-Edad de los materiales	170
	B- 1)-Episodios tectosedimentarios	175
	2)-Correlación de las unidades	180
	C- 1)-Rocas endógenas	188
VI-	<u>LA COBERTERA</u>	192
VII-	<u>EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y PALEOTECTONICA</u>	195
VIII-	<u>CONCLUSIONES</u>	199
IX-	<u>BIBLIOGRAFIA</u>	201

I-INTRODUCCION:

1--OBJETO DEL ESTUDIO:

Esta memoria presentada tiene como fin la obtención del grado de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

El tema de investigación ha sido propuesto y dirigido por el Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Ciencias Geológicas, formando parte del programa de investigación del Precámbrico y Paleozoico del Macizo Hespérico.

Se expone el trabajo realizado en el sinclinal de Herrera del Duque, anticlinorio de Agudo-Valdemanco y el contacto al Sur del anticlinal de Guadalupe (NE de la provincia de Badajoz).

Si bien el trabajo para la realización de esta memoria ha sido necesariamente de geología regional, el objeto del mismo es la elaboración de una secuencia estratigráfica que incluya a todos los materiales, tanto precámbricos como paleozoicos de la zona; tratando de llegar a conclusiones sobre su edad, paleogeografía y correlaciones con unidades ya conocidas dentro del contexto regional.

La finalidad fundamental es el conocimiento de los materiales previos a la cuarcita "armoricana" en la llanura de la Serena, nunca estudiados en detalle en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco. Dentro del plan de investigación del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica, en los últimos años otras tesis y tesis han estudiado también los materiales anteordovícos en áreas cercanas, con el objetivo del estudio de la parte SO del Macizo Hespérico en forma transversal a las estructuras y zonas en él definidas (LOTZE 1.945; JULIVERT y otros 1.72). Citemos los trabajos del P. HERRANZ (1.984), JOSE FRANCISCO GARCIA HIDALGO (1.982), MANUEL LORENZO

RUEDA (1.977), I. MARTIN CARO (1.980) y DE SAN JOSE actualmente en fase de redacción y DE SAN JOSE (1.969, 1.970 a, b, c, 1.980). El interés general de la zona se sintetiza en el "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel" (HERRANZ, SAN JOSE y VELAS, 1.977).

Estos estudios necesarios para conocer una amplia zona poco estudiada y en la que no hay siquiera cartografía a escala 1/50.000, interesan también más allá de nuestras fronteras, siendo un buen ejemplo la Tesis de Estado de E. BOUYX (1.970), en el Valle de Alcudia, y las Tesis doctorales de RANSWEILER M. (1.967) y F. SAUPE (1.973).

Actualmente, las investigaciones se centran sobre el problema de los llamados "materiales anteordovícicos", dado el problema de establecer series debido a la similitud de la litología, escasez de fauna, junto con los problemas de afloramientos y establecimientos de cortes continuos. La aridez del trabajo en el Precámbrico, experimentada ya en trabajos anteriores por la dirección de esta tesina, aconsejó comenzar desde un principio por el estudio de los materiales paleozoicos, para una introducción a las dificultades de la zona.

Dada la intensa deformación sufrida por las series estratigráficas estudiadas, ha sido imprescindible un estudio estructural, que a pesar de no ser el objeto de este trabajo, ha llevado a ciertas conclusiones sin las que este estudio estratigráfico y paleográfico hubiera sido inviable.

2--PROBLEMAS PLANTEADOS:

La zona de estudio es una encrucijada rodeada por estudios sobre los materiales anteordovícicos. Partiendo de un nivel de referencia, constituida por la mal llamada "cuarcita armoricana" o "cuarcita arenigiense", en el momento del inicio de este estudio,

se plantean los siguientes problemas.

¿Existen niveles atribuibles al Tremadoc o al Cámbrico, como en los materiales anteordovícicos de Guadalupe y La Estrella, o en Los Montes de Toledo? Pueden distinguirse diferentes conjuntos dentro del Precámbrico equiparables a las dos series establecidas en el próximo Valle de Alcúdia? Dentro de estos conjuntos, son todos los materiales turbidíticos, o hay secuencias de plataforma, encontrándose se incluso una plataforma carbonatada como en Valdecañas (Toledo)?

En cuanto al Paleozoico, ¿cuales son las características en función de las columnas de otras zonas cuyo Paleozoico ha sido estudiado en detalle, como el sinclinal de Guadarranque o la zona de Almadén?

MANUEL LORENZO (1.977), en la zona del embalse de Orellana, cita el hallazgo de "series de posible importancia para la geología regional", cuya completa descripción y estudio no pudo ser realizado. Esta zona en el límite Sur de nuestra area de trabajo ha vuelto a ser considerada.

Desde el punto de vista tectónico, la separación entre el Alcudiense superior e inferior, considerada como una discordancia por E. BOUYX (1.970), ha sido puesta en duda como tal por TAMAIN (1.973) siendo tal idea recogida por P. HERRANZ, DE SAN JOSE y VILAS (1.977). Será importante dilucidar si se reconocen distintos conjuntos dentro del Precámbrico, y si se puede reconocer una discordancia anterior a la Sárdica, ya sea Cadoñense o Beturiense, dentro de la zona estudiada.

3--METODOLOGIA:

Dado que, anteriormente a este trabajo, la única cartografía de la zona era la hoja nº 60, Villanueva de la Serena, del IGME a escala 1/200.000, la cartografía de la zona, que abarca casi 500 kilómetros cuadrados, ha sido un punto de partida necesario.

Si bien la cartografía en campo se ha realizado ya so
bre una base topográfica a escala 1/33.000, por la magnitud de la zo
na se presenta el mapa a la misma escala aproximada. Para la
elaboración del mismo, y dentro de las primeras etapas del estudio,
he realizado un fotomosaico que abarca toda el área. Dado el tamaño
del mismo, (2,2 x 1,05 m.), tuve que idear un sencillo sistema para
evitar una suma de errores en el ensamblaje.

En lugar de comenzar por el centro, extendiéndome has
ta complementar el mapa, he partido de una serie de núcleos dispues
tos en una red, en la que los mismos estarían colocados en forma de
salto de caballo o en una malla cuadrada centrada. De este modo, las
distorsiones quedan anuladas, en lugar de ir acumulándose, al tener
una serie de muchos puntos de referencia en una posición exacta.

Para situar estos puntos característicos, sobre la ba
se en la que iba a ser formado el fotomosaico, después de calcular
la escala en la zona llana de Talarrubias-Casas de don Pedro, fué pro
yectado mediante un retroproyector cada mapa topográfico sobre la
cartulina, siendo representados los principales ríos, pueblos, sierras
y carreteras. Así se disponía de una base topográfica a la misma es
cala de la foto aérea con la que contábamos, sobre la que se constru
yé el fotomosaico, partiendo de núcleos según el sistema ya expuesto.

Antes de comenzar la cartografía, se reconocen y tra-
zan sobre el fotomosaico las grandes fracturas visibles en foto á
rea. Dada la complejidad de las mismas, se tiene que realizar la car
tografía en campo antes de levantar las columnas, aunque, lógicamente,
el estudio de afloramientos es simultáneo a esta fase cartográfica.

Toda esta fase se alterna con el estudio de los anteceden
tes y la bibliografía, constituyendo, dada su extensión, un periodo
muy largo dentro de esta tesis.

Una vez que la cartografía lo permite, se escogen luga

res con buenos afloramientos y sin gaps, o duplicaciones tectónicas, para el levantamiento de las columnas locales.

En los terrenos anteordévicos, la cartografía es precedida por un estudio de varios mapas topográficos disponibles, reconociendo alineaciones de cerros, o designaciones como "Casa de la Calera", que indica la presencia de carbonates.

La complejidad de las estructuras indicaron un reconocimiento cartográfico a una escala más conveniente en la Sierra de la Zarzuela, donde se realizó una cartografía de los afloramientos, únicamente a escala 1/10.000.

En la realización de cortes y columnas, se tomaron muestras de rocas, de las que se hicieron cuarenta láminas delgadas con la intención de no realizar un estudio petrológico, sino de caracterizar las formaciones. Por lo tanto, las muestras son recogidas con la intención de que reúnan las características generales de una formación.

Para el estudio de microscopía, se han teñido los feldspatos con la finalidad de poder establecer relaciones de tenencia de ortosa y plagioclasa, importantes para el estudio de las grauvacas en los materiales anteordévicos.

Posteriormente, se agruparon dentro de la fase interpretativa los datos locales, en sucesiones tipo o columnas generales, que se correlacionarán con formaciones de otros autores y a las que se intentará dar un sentido de evolución paleogeográfica.

La redacción de la memoria se realiza en dos fases muy distintas. De una parte, la redacción de los antecedentes y datos objetivos, que son los apartados A de los capítulos IV y V, para ser posteriormente analizados de nuevo para redactar la parte interpretativa de la memoria. Los materiales paleozoicos y anteordévicos no han sido tratados con la misma metodología para la obtención de

datos. Estas distintas metodologías específicas se expendrán en el apartado primero de los capítulos IV y V, por ser diferentes.

II-MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO:

1--SITUACION, LIMITES Y MORFOLOGIA DE LA ZONA:

El área de este estudio se encuentra en el NE de la provincia de Badajoz, cerca de los límites con la provincia de Ciudad Real y Cáceres (Fig.1). La totalidad de la zona se encuentra en la Cuenca del río Guadiana, que ha sido regulado en la zona de estudio por los embalses de Orellana y García de Sola.

El área de estudio se encuentra incluida dentro de las hojas 732 Valdecaballeros, 733 Castilblanco, 755 Navalvillar de Pela y 756 Herrera del Duque; del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50.000 y dentro de la hoja 60 Villanueva de la Serena del Mapa a escala 1/200.000 del mismo organismo. Principalmente, se ubica en las hojas 755 y 756, limitándose al tercio inferior de las hojas 732 y 733. Los términos en los que se ha trabajado son Castilblanco, Valdecaballeros, Herrera del Duque, Fuenlabrada de los Montes, Casas de don Pedro, Talarrubias, Navalviñar de Pela, Puebla de Alcocer, Garbayuela, Siruela y Tamurejo, todos ellos de la provincia de Badajoz.

Los límites de la zona son: Al Norte, los contornos del sinclinal de Herrera del Duque y de la Sierra de Barbas de Oro; al Oeste, el valle del río Gargaligas; al Sur, la Sierra de Pela y la Sierra de Puebla de Alcocer y al Este, aproximadamente la carretera de Puebla de Alcocer a Garbayuela, en la zona del llano y, en las sierras, el entronque del sinclinal de Herrera del Duque con el de Benazaire. (Fig.2)

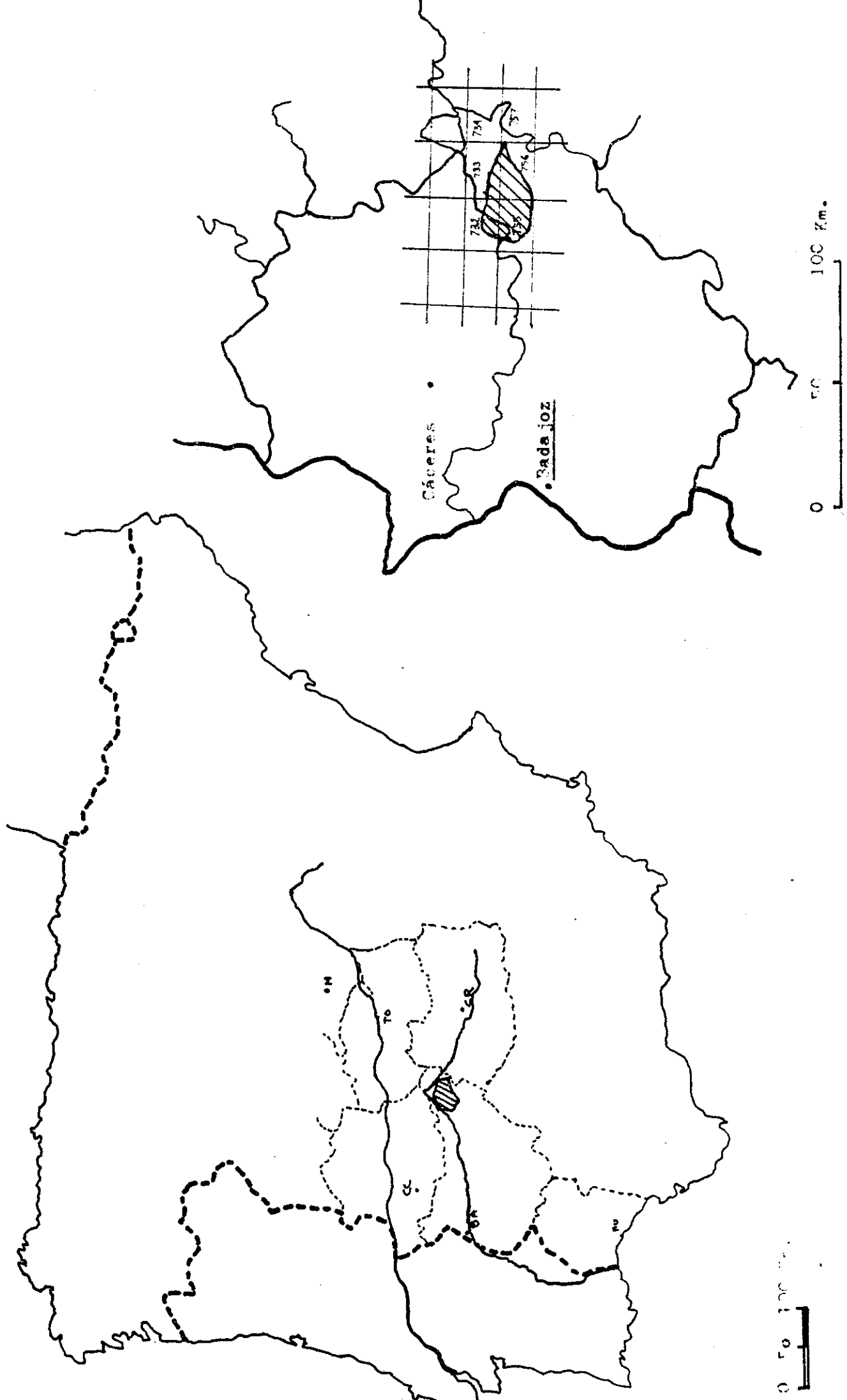


Fig-1- Situación geográfica de la zona estudiada.

El rasgo morfológico de mayor importancia es el contraste de las alineaciones serranas, con alturas de 600 y 700 metros, y la llanura de la Serena, con alturas medias de 400 a 350 ms.

Los riscos formados por la cuareita del Arenig, localmente denominada "piedra del risco", presentan un nivel de cumbres, situado en los 700 ms., que decrece hacia el Oeste, siendo patente en la foto nº 1.

El desnivel existente con la llanura, no suele presentar paredes verticales, sino una ladera cóncava rellena de canchales, a la que sigue un piédemonte. La potencia de los canchales supera en ciertos casos 50 ms. y ha sido explotado incluso como gravera. (Foto nº2). El piédemonte, (foto nº3), se suele alargar un kilómetro y muere generalmente en los restos de rañas o de superficies cúbicas, por el Pliocuaternario.

Este relieve appalachiano, en donde por efecto de la erosión, un sinclinal queda colgado sobre los anticlinales, imprime un carácter definitivo sobre la red fluvial que le drena. Hay ríos consecuentes, como el arroyo de Valdemayer, que discurren en la zona más deprimida del sinclinal, ocupada geológicamente por el Devónico, y ríos obsecuentes, como el Guadiana o el Gualenar, que cruza el sinclinal aprovechando las mayores fracturas tardihercínicas, encajándose en hoces como la de Puerto Peña. Este punto ha sido elegido para la cerrada del embalse de García de Sela.

La llanura de la Serena presenta una curva bi-modal de alturas. La superior, que se establece alrededor de los 400ms., corresponde a superficies tabulares, cubiertas por los conglomerados pliocuaternarios. La moda inferior, de 350 ms, corresponde a los suelos desarrollados sobre las pizarras precámbricas, en las que los encajados arroyos dibujan apretados meandros condicionados por las zonas de litologías duras, como son las grauvasas o conglomerados.



Foto 1.-Nivel de cumbres a 700 m. en la cuarcita "armoricana" y depresión correspondiente a la falla de Mesa Redonda.

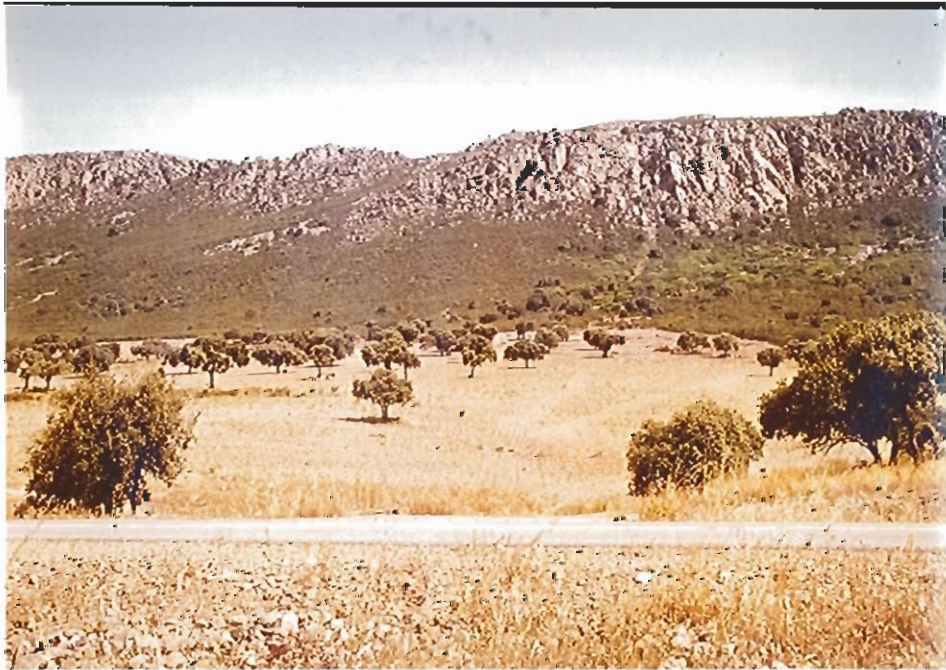


Foto 3.-Nivel de cumbres, canchales y piédemonte, al Sur del sinclinal de Herrera del Duque.



Foto 2.-Gravera que explota los depósitos de ladera, tres kilómetros al Oeste de Puerto Peña. Esta fotografía es un buen ejemplo del gran espesor de los depósitos en las laderas, formadas por arenas y bloques de cuarcita.

El río Guadiana presenta un cauce rectangular, dibujado por las dos direcciones principales de fractura. Dentro de la llanura existen elevaciones que se estudiarán con mayor detalle en el apartado 5. (Unidades morfoestructurales).

Al Oeste, la llanura del río Gargáligas presenta un ejemplo de ríos anastomosados, con múltiples cauces que se entrelazan y recorren la llanura aluvial. Este aparato fluvial drena y eresiona las mesas terciarias que forman un abanico aluvial al Sur de las Villuercas. La gran cantidad de material que el río transporta y la pendiente, condicionan el carácter anastomosado de este río.

Las serranías en las que se conserva la vegetación natural de dehesas y jarales, han sido frecuentemente repobladas por Eucaliptus. En las vertientes septentrionales, se encuentran originalmente bosques de hayas y castaños. Estas sierras, donde la gran afluencia de crestones cuarcíticos y los fuertes relieves hacen inviable la agricultura, son utilizadas para la ganadería ovina y, curiosamente, la apicultura es el factor económico más importante en pueblos serranos como Fuenlabrada de los Montes.

La llanura, totalmente desforestada, no ha desarrollado suelos, por lo que a pesar de la cercanía del embalse, tan solo es aprovechada en el piémente, e en el Pliocuaternario, donde se encuentran las huertas, plantaciones de árboles frutales y olivares.

2--TECTONICA REGIONAL:

La zona estudiada, que corresponde al sector más septentrional de la Sierra Morena, está en la zona Centro Ibérica, de la división en zonas del Macizo Hespérico según JULIVERT, FONTBOFE, RI-BEIRO y CONDE (1.972), y más concretamente, en la zona Alcúdica de LOTZE (1.945).

Esta zona se caracteriza por unas estructuras princi

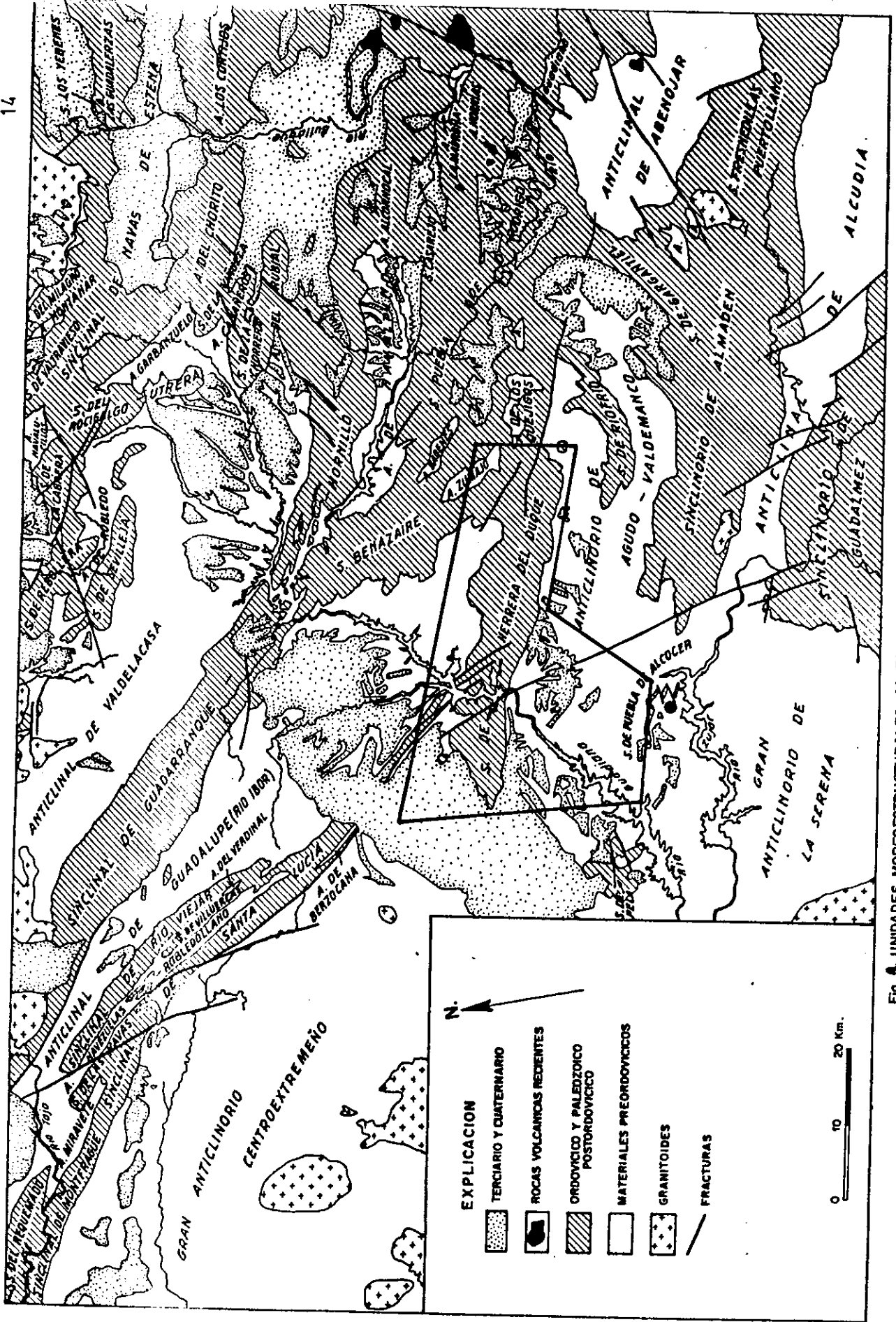


Fig. 1. UNIDADES MORFOESTRUCTURALES CALEDONHERCINICAS DE LA REGION ESTUDIADA (Basado en SAN JOSE, 1970; IGME, 1971 y en interpretación de la imagen fotográfica nº 1228-10332 de la banda 7 obtenida por el Satélite LANDSAT-1 el 08-03-73)

Fig. 2: Entorno geológico y situación del área estudiada.

pales de plegamiento hercínicas, en las que el Paleozoico se encuentra en sinclinales, estrechos en relación a los amplios anticlinorios, debido a que el nivel de erosión es bastante profundo. Esta zona, limitada al Sur por el batolito de las Pedrechas, presenta las siguientes estructuras principales de plegamiento: Sinclinorio de Guadalmaz, anticlinal de Alcudia, gran anticlinorio de la Serena, sinclinorio de Almadén y de Fresnedillas-Puertollano, anticlinorio de Agudo-Valdemanco, sinclinal de Herrera del Duque y de Benazaire, que se reúnen en el sinclinorio de Puebla de don Rodrigo, el sinclinal de Guadarranque-Hornillo, el anticlinal de Guadalupe, y ya más al Norte y en el contexto de los Montes de Toledo, el anticlinal de Valdelacasa (Fig.2)

Estas estructuras presentan una ligera vergencia hacia el Sureste.

La estructura anómala de la Sierra de Puebla de Alcega, que debe considerarse como la prolongación occidental del sinclinorio de Almadén y de la Sierra de Pela, que pueden llamarse "sierras flotantes", puede ser debida a una menor potencia de sedimentos sobre el zócalo, aflerante más al Sur del Gran Anticlinorio de la Serena. MAASS R., (1963), habla de la interferencia de un macizo resistente situado en la Serena.

La estructura general de este plegamiento de estilo jurásico es N 100° a 110°.

Son de gran importancia, en la zona, las fracturas de dirección N160, que tienen importancia de escala regional y superior. El aspecto sajónico es debido a la fase hercínica, responsable de estas fracturas.

La dirección N110-120 corresponde a desgarres de menor importancia, que en nuestra zona de estudio se comportan como ca

balgamientos en la terminación oriental del sinclinal de Herrera del Duque, cartografiados inicialmente por RANSWEILER (1.967). El metamorfismo hercínico es débil en esta zona, siendo un ankimetamorfismo, llegando únicamente a facies de esquistos verdes.

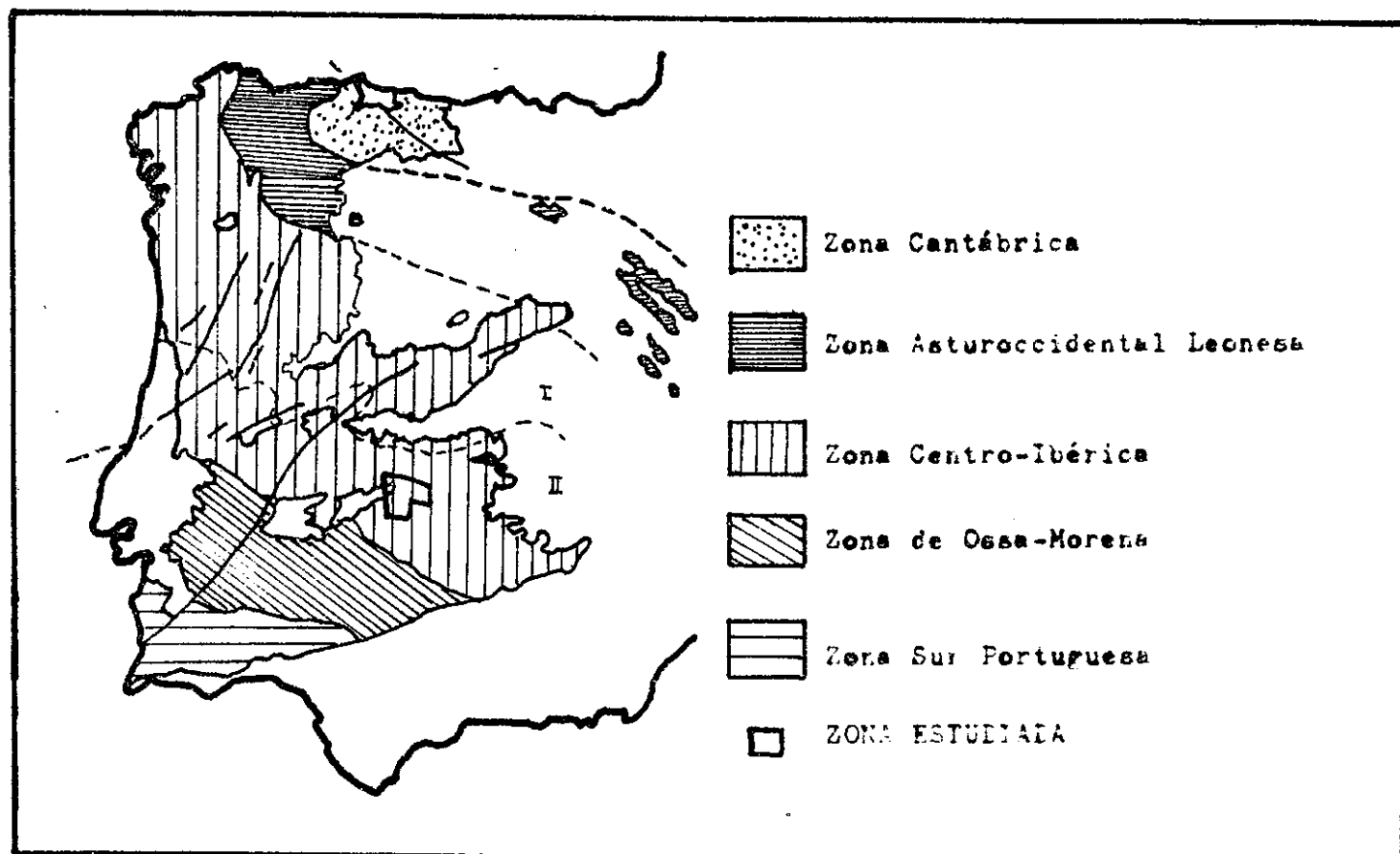
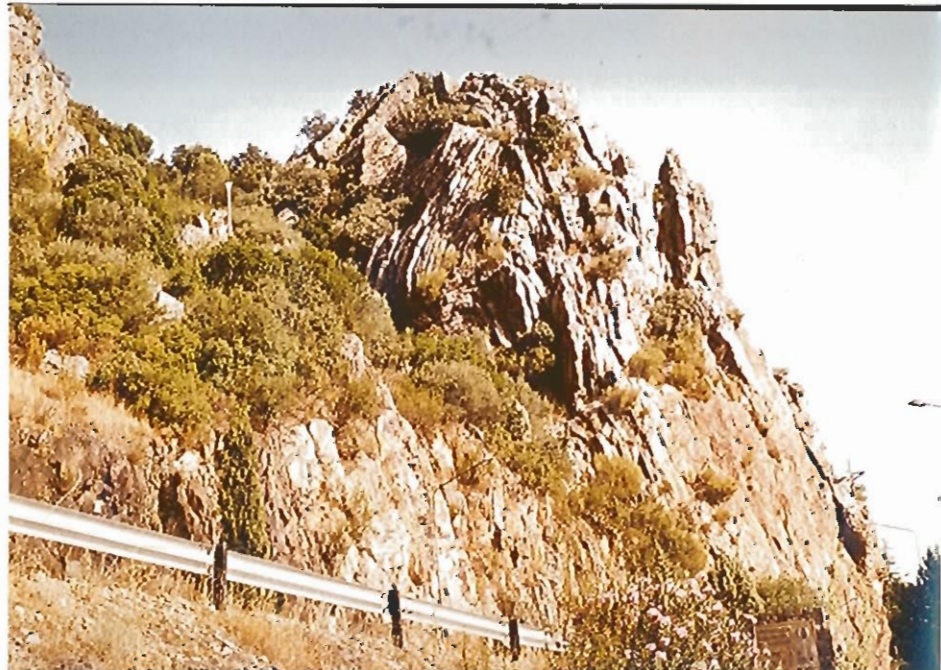


Fig.3-Esquema simplificado de la división en zonas del Macizo Ibérico, según JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO y CONDE (1.972), basada en la división de LOTZE (1.945). De esta última división, he reflejado I zona de Galaico-Castellana y II zona Alcúdicea.

La falta de registros carboníferos en la columna estratigráfica de la zona, nos hace remitirnos a datos de un posible Westfaliense, concordante a Almadén, para la datación de las fases de diastrofismo Hercínico. El plegamiento principal puede considerarse



Distinta competencia de los tramos cuarcíticos y arcillosos en la cuarcita "armórica_n". (García de So_la).



Disarmonía de plegamiento entre bancos gruesos y delgados, en la cuarcita "armórica_n" del Puerto Peña.

de la fase astúrica Hercínica, ya que se encuentra un Westfaliense D plegado, sobre el que yace el Estefaniense en discordancia.

Aunque la morfología actual de la zona está condicionada por el plegamiento Hercínico, hay evidencia de un abombamiento y débil plegamiento de directriz próxima a la americana que afecta a los materiales anteriores al Arenig, incluido el Tremadoc. Estamos hablando de la fase Sárdica de la orogénia Caledónica. Debido a esta orogénia, ha habido una gran erosión del Cámbrico en toda la región.

La tectónica que afecta a la serie infracámbrica ha sido tratada por varios autores, pero dada su importancia en este trabajo, será considerada más adelante. La existencia de una discordancia de edad precámbrica y Alcudiense, mencionada por BOUYX (1.970), ha sido discutida por OUTRCHT y TAMAIN G. (1.970) y TAMAIN (1.973).

En toda la zona, las únicas manifestaciones magnéticas corresponden a intrusiones de doleritas, que se encuentran generalmente en los terrenos Ordevícicos y Devónicos, y los episodios volcánicos que en Almadén alcanzan su máxima intensidad durante el Silúrico inferior.

La deformación alpina es muy reducida, limitándose a la removilización de fracturas tardihercínicas.

3--AMBITO GEOLOGICO:

Como ya se ha reseñado en el apartado anterior, nuestra área de interés está incluida en la zona Centro Ibérica del Macizo Hespérico e Ibérico.

Esta zona está caracterizada por un Precámbrico metamórfico, en facies esquistograuváquicas con una potencia total de 7.000 a 10.000 metros que yacen discordantemente bajo el Paleozoico. En anteriores trabajos en la zona de Alcudia-Alta Extremadura, esta potente serie se ha dividido en un conjunto inferior de 6.000 a

7.000 metros mínimo, constituida por alternancias deci-milimétricas de grauvacas con niveles pelíticos. A techo de esta serie, aparecen intercalaciones de ftanitas. El conjunto superior, de 1.500 a 2.000 ms. de potencia, se caracteriza por la presencia de niveles carbonatados lenticulares y de las principales asociaciones de conglomerados. Este yace sobre un zócalo metamórfico rígido, probablemente beturien se.

Regionalmente, es el Cámbrico el sistema que sufre mayores variaciones paleogeográficas. Está bien representado en los Montes de Toledo, mientras que en la zona de Alcudia-Alta Extremadura sus depósitos, que corresponden a una zona de plataforma, sufren grandes variaciones laterales. En la zona de estudio, en el momento de comenzar el mismo, se desconoce su presencia. Más al Sur, no se halla representado en la zona de Pedroches, que ha sufrido una fuerte erosión y en la Región de Hornachos-Usagre corresponde a una sedimentación senera, con aportes vulcane-sedimentarios. (HERRANZ, SAN JOSE y VILAS 1.970)

El Cámbrico es plegado por la fase Ibérica y erosionado durante el inicio del Ordovícico. En el Arenig, comienza el depósito de materiales arenosos, que localmente presentan un conglomerado de base, transgresivos y que corresponden a la cuarcita americana. La peneplanización del continente va depositando, en la zona costera, sedimentos cada vez más finos, que son las pizarras de *Synhomalenotus*, también llamadas pizarras con *Calymene*. La tectónica que provoca levantamientos epirogénicos del continente, variará estas condiciones de erosión por dos veces, durante el Caradoc y el Valentianense. Posteriormente, los sedimentos del Wenlock-Ludlow presentan facies y fauna correspondiendo a medios neríticos y hemi-pelágicos, mientras que durante el Devónico existe una inestabilidad tectónica reflejada por movimientos epirogénicos y episodios volcánicos que se encuentran intercalados en el registro estratigráfico.

Durante el Devónico medio, un basculamiento produce en esta región un paro en la sedimentación. (PUCHMAN 1.964). Aplicando el esquema de BADMAN (1.982), las condiciones estables durante el Devónico inferior, que presentan depósitos de una plataforma con abundante actividad biológica, se ven turbadas durante el Devónico medio y superior por un proceso de Rifting en el margen oeste de lo que será el Macizo Ibérico.

La tendencia regresiva que continuará durante el Carbonífero no se encuentra representada localmente, aunque sí regionalmente, en Cabeza de Buey y en Almadén. En esta última localidad, llega a constituir un verdadero flysch. (Síntesis de la cartografía existente en la hoja nº 60, 1.971).

Como ya se ha mencionado en el apartado anterior, la orogénesis hercínica está principalmente representada en la zona Alcuía por la fase Astúrica.

Desde entonces, esta región ha sido siempre un macizo emergido, fracturado nuevamente durante la fase alpina. Esta fracturación produce depresiones que se rellenarán por un Vindoboniense detrítico.

La peneplanización finiponiense es responsable del nivel de cumbres a 700 ms. y las rañas se forman en condiciones de aridez extrema durante el Villafranquiense. Los depósitos pliocuaternarios y los "rañizos" actuales se deben a la removilización de estas rañas terciarias, formando los fanglomerados que cubren grandes extensiones en la llanura, al Sur del sinclinal de Herrera del Duque.

Actualmente, las labores mineras en la región se limitan a la explotación de áridos. Estos se obtienen en grandes canteras que laborean las rañas y, principalmente, los coluviones en las laderas de las sierras. (Ver foto 1). La cantera más importante está a tres kilómetros al Oeste de Puerto Peña.

Aunque los mapas indicadores de recursos minerales señalan a la zona como favorable para la búsqueda de mineralizaciones de Antimonio, no he encontrado ninguna labor o indicio relacionado con este metal. Sin embargo, en el Cerro del Río, en la ribera del Guadiana, he encontrado pozos para la explotación de Cu según los pastores. El hecho de encontrar bornita en las graveras apoya esta hipótesis. Sin embargo, se trata de explotaciones muy pequeñas, abandonadas y, seguramente, beneficiadas durante la postguerra.

A excepción del Devónico del sinclinal de Herrera del Duque, los recursos hidrogeológicos son muy escasos dado que los suelos muy porosos, con canchales, se asientan generalmente sobre materiales acuifugos.

Incluso el Devónico mencionado, es tan solo un acuífero libre relacionado en el Valle de Valdenmedio con el Embalse de García de Sola.

4--CONDICIONES DE AFLORAMIENTO:

Acabamos de exponer sucintamente las representaciones terciarias y cuaternarias. Aunque son estos fanglomerados y riñas los responsables principales de las dificultades presentes para la toma de datos, sus características no serán desarrolladas en este apartado, sino en el capítulo VI, titulado La cobertura.

En un relieve de tipo appalachiano, los materiales anteorovícicos, afloran en el centro de las grandes estructuras anticlinales Caledonohercínicas, donde están frecuentemente cubiertas por diversas formaciones; suelos y fanglomerados constituyen el principal obstáculo. En el anticlinal de Agudo-Valdemance, los fanglomerados, que tienen hasta veinte metros de espesor, cubren aproximadamente el 25% de la superficie.

En las zonas donde sobre un ligero resto de Terciario,

o sobre el Precámbrico esquistoso-grauvaquico, se ha desarrollado un suelo, aparecen como rasgos típicos del paisaje de la Alta Extremadura los afloramientos en dientes de perro. La asociación de dos esquistosidades sobre una alternancia de pelitas y grauvacas, es responsable de esta morfología en la que tan solo afloran los paquetes duros. Por tanto, este tipo de afloramiento es generalmente poco representativo y no tiene posibilidades de ser correlacionado.

Los mejores afloramientos se concentran en los valles donde la presencia de fallas complica a veces la realización de cortes. Casi toda la ribera del Guadiana, en donde he podido observar los mejores afloramientos, ha sido inundada por la construcción de los embalses de Orellana y de García de Sela.

El hecho de tener que recorrer a veces hasta 50 kms. para observar la orilla contraria, supone una dificultad real para hallar analogías.

Los potentes coluviones que aparecen en las laderas de las sierras, enmascaran generalmente los contactos, e impiden ver con claridad las discordancias que generalmente no pueden ser vistas, sino deducidas de otros datos. No es sólo la cuarcita "americana" la que desarrolla estos potentes coluviones, sino otros niveles cuarcíticos, como los del Caradoc y Valentense, y también las potentes formaciones de conglomerados fundamentalmente cuarcíticos.

Por esta razón, sobre todo cuando se trata de cartografiar, en series tan bajas de la columna estratigráfica, como son el Proterozoico y el Paleozoico inferior, no hay más remedio que hacer una geología de niveles duros, que sin embargo es propicia para la correlación de foto aérea.

En el Precámbrico presente en el contacto norte del sinclinal de Herrera del Duque, aunque los suelos desarrollados sean






poco potentes una alteración arcillosa de color rojo invalida gran parte de los afloramientos.

Per las razones expuestas, es particularmente difícil realizar una secuencia en aquellas zonas donde la litología es esquisto-grauvaquica. De una parte, la falta de niveles de referencia y por otra, la imposibilidad de obtener un corte continuo, no sólo por las dificultades expuestas, sino por el plegamiento intenso y las numerosas fracturas, hacen muy difícil y árido el estudio de estos materiales.

Por otra parte, algunas zonas de interés quedaban apartadas a más de 15 kilómetros de cualquier carretera asfaltada, haciendo los resultados de este trabajo interesantes, ya que las principales conclusiones han podido obtenerse gracias a los datos de estas zonas, a las que el acceso, sin un vehículo apropiado, hubiera sido imposible en numerosas ocasiones, ya que el tiempo de marcha ocuparía casi toda la jornada.

5--UNIDADES MORFOESTRUCTURALES:

Pueden dividirse los distintos terrenos, por sus características litológicas y estructurales, en las siguientes unidades morfoestructurales:

-  Conjunto Paleozoico del sinclinal de Herrera del Duque.
-  Sierras Ordevicicas "fletantes".
-  Llanuras anteordevicicas.
-  Unidad de la Sierra de la Zarzuela.
-  Unidades detriticas tabulares.

Las distintas unidades morfoestructurales han sido representadas en la figura nº 4. A continuación, haremos una exposición de sus características.

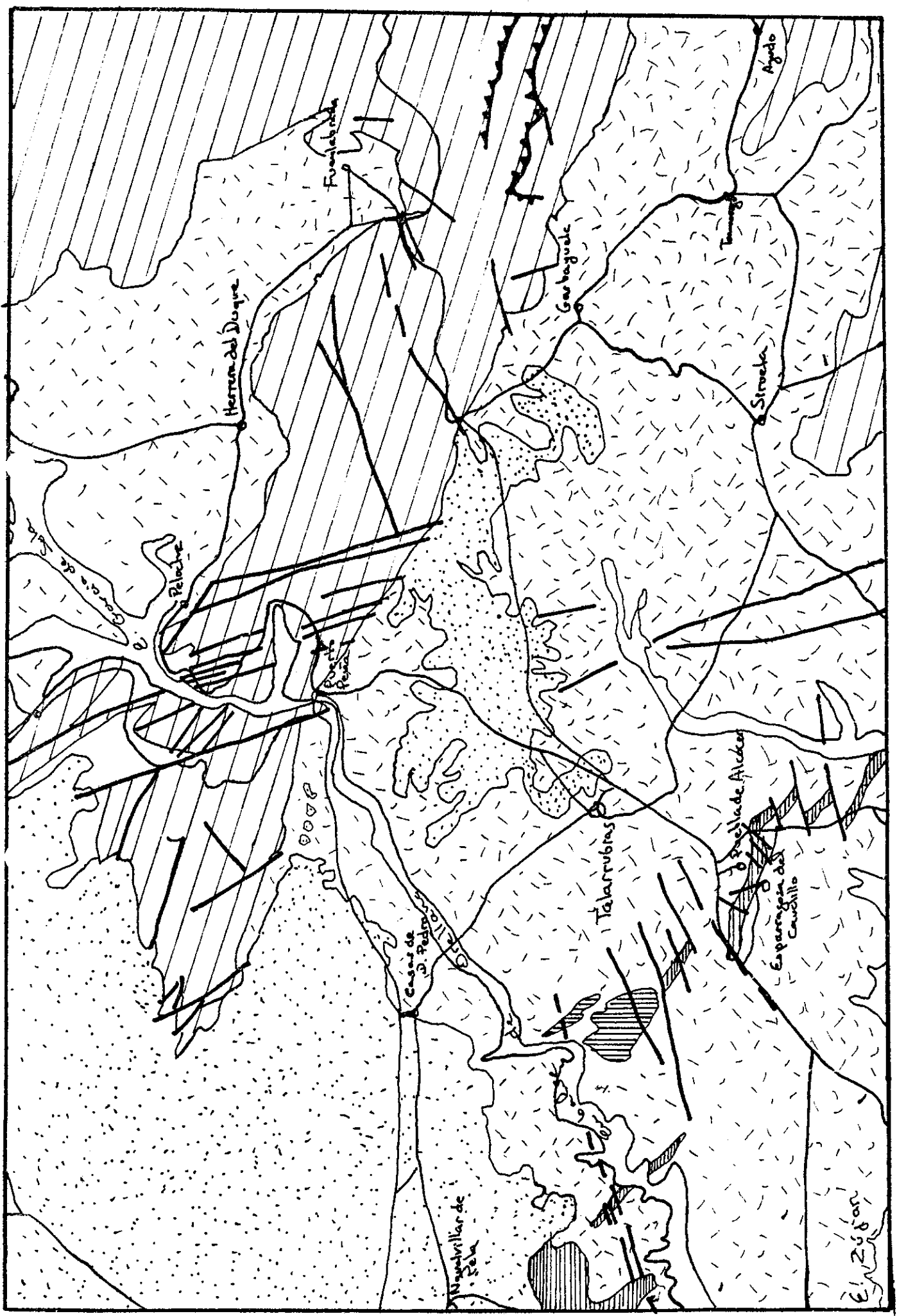


Fig. 4: Las unidades morfoestructurales Escala 1, 200.000



Crestones de cuarcita "armoricana" a ambos márgenes del río Guadiana. Forman parte de lo que hemos llamado "sierras flotantes".



A la derecha, afloramiento de conglomerados en la Sierra de la Zarzuela. Observense las pendientes rectilíneas. Al fondo, el Peñón del Morrón y la Sierra del Castillo.



En el dominio Paleozoico, las sierras corresponden a los niveles cuarcíticos. El primer crestón aparece coronado por la cuarcita de Canteras y, al fondo, por la arenigiense. En primer plano, la zona llana corresponde a las ampelitas del Wenlock.



En primer término, aparece la llanura ocupada por los materiales anteordovícicos. En segundo plano, las cuarcitas de las sierras "flotantes" y, a la derecha, la Sierra de Pela. En el centro de la fotografía, aparece el embalse de Orellana.

--CONJUNTO PALEOZOICO-SINCLINAL DE HERRERA DEL DUQUE:

Esta unidad se caracteriza por la ausencia de llanuras, la abundancia de paredes cuarcíticas y la verticalidad-con buzamientos superiores siempre a 60°-de las capas.

Observando con detalle el mapa topográfico, se advierte que el número de sierras es generalmente el de cinco; tres al Norte de la depresión central, que corresponde al Devónico, y dos al Sur. Al ser los buzamientos del flanco sur del sinclinal de mayor ángulo, incluso verticales, la distancia de afloramiento entre dos paquetes cuarcíticos, aun conservando la potencia de las formaciones, se acorta.

Por este efecto, la cuarcita del criadero y de las canteras, forma una sola línea de cerros, en la que la última está generalmente enmascarada. Sin embargo, en el flanco Norte, forman dos hileras de cerros muy paralelas, que antes de la cartografía que hemos realizado, figuraban en ciertos esquemas como pliegue dentro de un sinclinatorio. Incluso autores antiguos, como HERNANDEZ PACHECO, llegaron a considerar el sinclinal como un apretado conjunto de pliegues, ya que se consideraba a todas las cuarcitas isócronas.

La simplicidad topográfica del sinclinal se ve complicada en la zona de intensa fracturación cercana a Peloche; donde, debido a las fallas, las hileras de cerros se rompen dando un aspecto curioso, como se observa en la cartografía. Incluso ciertas estructuras son difíciles de explicar, como la de "herradura" que se forma a orillas del embalse, debido al importante desplazamiento horizontal de la falla de mesa redonda y que parece un cierre periclinal.

--LAS SIERRAS ORDOVICICAS FLOTANTES:

He considerado, dentro de este conjunto, la Sierra del Castillo, al Sur de Puebla de Alcocer, la serie de peñones que la prolongan hasta la Sierra de Pela, y la propia Sierra de Pela. Esta última

ma, tiene características morfológicas muy cercanas a las presentes y el conjunto anterior pero, debido a su estructura, la considere en este conjunto.

Estas sierras constituyen un afloramiento ordevicico anómalo, en relación a los que se observan regionalmente. La principal característica es que son crestones de cuarcita americana, (se encuentran grandes planos con *Cruciana Goldfussi*), que no responden a una estructura de plegamiento, ya que sólo existe un flanco y no son un repliegue a la base de una estructura erosionada. De ahí la denominación de "sierras fletantes". Su aspecto morfológico es la de estrechas sierras, muy elevadas sobre la llanura y a cuyos flancos se forman canchales, creando vertientes rectilíneas, como se observa en la fotografía. Es sorprendente el carácter asimétrico de los peñones que dispuestos aproximadamente según N140, son más abruptos y, a la vez, más elevados, en su terminación al Oeste.

La Sierra de Pela, que sí forma un sinclinal, tiene una extraña estructura ya estudiada por M. LORENZO (1.977) y que no es objeto de este trabajo. Las alturas de estas sierras coinciden con el nivel de Cumbres de 700 ms. ya mencionados.

--UNIDAD DE LA SIERRA DE LA ZARZUELA:

Esta estructura, por su aspecto parece en foto aérea, aparece relacionada con la Sierra del Castillo y asignada al Ordevicico, en la Síntesis de la Cartografía Existente, Hoja nº 60 1.971.

Sin embargo, y relacionadas con las conclusiones que se verán más adelante, hay dos características fundamentales para considerar esta sierra como conjunto aparte. Los buzamientos no son siempre tan verticales y a veces inferiores a 40°, como se ve en la fotografía. Los relieves principales no forman crestas, sino cimas re-



A la izquierda, afloramientos de conglomerados en la Loma de la Calera, valle del Arroyo Grande; y en el centro, la Sierra del Integral. Al fondo se divisa el nivel de cumbres del sinclinal de Herrera del Duque.



En el centro de la foto se observa la morfología de cumbres romas de la Sierra de la Zarzuela. Al fondo, la Sierra del Castillo.

mas, y las vertientes, aunque rectilíneas, no están ocupadas por canchales o rañas, sino por afleramiento de pizarras. El estilo tectónico no es el mismo, ya que, aunque se reconoce un eje sinclinal hercínico predominante, la estructura es una cubeta, ya que existe un primer eje de plegamiento o abombamiento posiblemente correspondiente a la fase Ibérica. Esta unidad se ha cartografiado a escala 1/10.000 y las unidades están ampliamente descritas en el capítulo IV.

--LAS LLANURAS ANTEORDOVICICAS:

Aparecen tanto en el anticlinal de Agudo-Valdemanco, como en el gran anticlinorio de la Serena y en el anticlinal de Guadalupe. En este último, están generalmente enmascaradas por un glacis.

Se caracterizan por el encajamiento de los arroyos, en donde afloran pelitas y grauwacas, y sus lomas redondeadas, en donde hay frecuentemente "dientes de perro" o pequeñas paredes grauwácicas.

A excepción de las zonas de glacis, los suelos son generalmente muy poco potentes y las pizarras afloran con una esquiosidad N130 muy marcada. Se reconocen en estas pizarras al menos dos fases sinquistosas.

--UNIDADES DETRITICAS TABULARES:

Incluye en este apartado rañas, rañizos y los fanglomerados pliocuaternarios que forman una tabla cerca de los 400 metros de altura.

La llanura del río Gargáligas, ha sido igualmente incluida dentro de este apartado por ser la parte distal de un abanico aluvial, cuyo apex está al sur de las Villuercas y que funciona como tal desde el Mioceno.

Una morfología curiosa es el valle que se forma entre los glacis de piedemonte y estas mesas, formando al Sur una alineación

ción de cerros, cortados luego por valles de los mismos arroyos que forman la depresión en el piédenente. Esta alineación de cerros es fundamentalmente patente entre el Puerto Peña y la terminación periclinal del sinclinal de Herrera del Duque.

III-ANTECEDENTES:

Aunque la bibliografía escrita, ya sea sobre el Macizo Ibérico o sobre las zonas Centro-Ibérica y Ossa Morena, es muy extensa, existen pocos datos sobre nuestra zona de interés. Además, estos datos locales son a veces muy antiguos o ajenos a los temas tratados en este estudio, por lo que para aproximarme a los problemas preexistentes y a los datos disponibles, he tenido que consultar un elevado número de publicaciones que tratan problemas análogos dentro de un ámbito regional.

1-)-Antecedentes regionales:

Los primeros estudios disponibles se remontan a mediados del siglo XIX.

LEPLAY (1.834), reconoce las "capas de transición," encontrando fauna del segundo piso de estas "capas de transición" en Extremadura.

LUJAN (1.850), describe la superposición de los terrenos cristalinos Cambrianos y Silurianos, sobre una base constituida por rocas magmáticas y metamórficas. Una nueva publicación, al año siguiente, aporta datos sobre la gran extensión en Extremadura de los "esquistos cambrianos y silurianos".

EZQUERRA DEL BAYO (1.850, 1.851, 1.854 y 1.856), en los primeros intentos de cartografía y de un estudio sistemático de la geología de las formaciones del Macizo Hespérico, clasifica la región de los Montes de Toledo y Alcudia-Alta Extremadura como Silúrica, admitiendo la presencia de Cámbrico, algo de Devónico y algo más de Carbonífero. Duda de la edad arcaica de la mayor parte de las rocas graníticas, al observar la acción de éstas sobre los distintos sedimentos.

CASIANO DE PRADO ET AL (1.855), estudia la presencia de abundantes fósiles de edad Silúrica y Devónica, en Sierra Morena y las cercanías de Almadén.

Tanto CASIANO DE PRADO (1.856) como VERNEVIL y COULOMB (1.852), como VERNEVIL y BARRANDE (1.855), a pesar de obtener grandes colecciones de fósiles silúricos, atribuyen también al Silúrico los esquistos azoicos del Valle de Alcuña y de la llanura de la Serena. Citan, junto a una serie de fósiles del Devónico superior e inferior, un único fósil mesodevónico, Stringocephalus burtini de la cuenca de Almadén.

Todos estos autores citados abordaron por primera vez los problemas de la geología de Extremadura, Toledo, así como Ciudad Real. Realizan los primeros intentos cartográficos ayudados por los hallazgos de fauna "primordial".

El trabajo de DELGADO (1.870), resulta interesante ya que es el primero que observa al conjunto "Siluriano" discordante sobre una potente serie de sedimentos "Algónquicos", que a su vez yacen sobre materiales metamórficos.

En estos años comienza una nueva etapa de estudio al crearse la Comisión del Mapa Geológico, que daría lugar a una serie de descripciones regionales. Los trabajos lentos, tenían además de los problemas de presupuestos, el gran inconveniente de no disponer de un mapa topográfico de base. El primer estudio de la Alta Extremadura fue realizado por EGOZQUE y MALLADA (1.876), que consideran los esquistos "Cambrianos", las cuarcitas "Silurianas" y las calizas "Devónicas".

CORTAZAR (1.878 a, 1.878 b, y 1.880), GONZALO y TARIN (1.879) y MALLADA (1.880), fueron los autores que prosiguen los trabajos de la comisión, atribuyen también los esquistos al "Cambriano". MALLADA (1.896) realiza la síntesis de estos trabajos.

Por otra parte, Mc PHERSON (1.883), enuncia una sucesión estratigráfica para el Arcaico español.

GROTH (1.911), encuentra una laguna estratigráfica en el sinclinal de Guadalmez.

Siguiendo la línea comenzada por DELGADO (1.870), HERNANDEZ PACHECO (1.912), entrevió la posibilidad de que parte de las pizarras de la provincia de Cáceres pudieran pertenecer al "Agnostozoico" y presenta la necesidad de distinguir entre Cámbrico y Precámbrico.

Este trabajo, junto al ya mencionado de GROTH y GROTH (1.913, 1.914 a, y 1.914 b), ^(1.911) GOMEZ DE LLARENA (1.914 a, 1.914 b, y 1.916), continua ron los trabajos junto a MALLADA y DUPUY DE LOME (1.912), que se reflejan en una nueva síntesis de GOMEZ DE LA LLARENA (1.916). Todos estos autores suponen la existencia de un sustrato "Arcaico" metamórfico, y un Cámbrico datado, sobre el que yace un Ordovícico. Los autores discuten sobre la posible concordancia en la base del Ordovícico.

STAUB (1.926), presenta la primera interpretación del Ma cizo Hespérico, tras la publicación en los años veinte de las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000.

STILLE comienza sus trabajos en 1.928. Unos de sus colabo radores, MULLER (1.929), pone en duda la existencia de una laguna estra tigráfica mesodevónica en el sinclinal de Guadalmez, según enunciara GROTH (1.911), pero no considera imposible que falte el Mesodevónico, lo mismo que en otras dos cuencas sinclinales, que son las de Torrecampo y Almadén.

HERNANDEZ SAMPELAYO (1.935), evalúa en un 60% la superfi cie del territorio nacional ocupada por el Cámbrico "azoico", y realiza un esquema para la estructura de las Villuercas.

Los firmantes de la memoria para el Mapa Geológico Nacio nal a escala 1/1.000.000, RUBIO MESEGUER, ALVARADO y HERNANDEZ SAMPELAYO (1.935), presentan una síntesis de todos los trabajos anteriores.

MELENDEZ (1.943), estudia las pizarras y grauvacas de la provincia de Cáceres, considerándolas de edad correspondiente al Cámbrico medio y superior. Observa también la existencia del conglomerado ba

sal, en el contacto con el Silúrico, en la base de la cuarcita armoricana y concordante con ella.

Basada en estos trabajos de STILLE, se inicia una nueva etapa de estudio del Macizo Hespérico a mediados de los cuarenta. Se debe a la publicación, en 1.945, de los primeros trabajos de LOTZE (1.945 a y b). Los siguientes trabajos de LOTZE (1.952, 1.954, 1.955 a, 1.955 b, 1.956 a, 1.956 b, 1.957, 1.958, 1.966 a, 1.966 b), LOTZE y SDUZUY (1.961), introducen ideas aún vigentes, y su estudio del Macizo Hespérico se amplía mediante numerosas tesis doctorales. LOTZE en la bibliografía citada, MACHENS (1.954), MERTEN (1.955 a y b) y WEGGEN (1.955) reconsideran la atribución al Silúrico de numerosos materiales englobándolos dentro del Cámbrico y Precámbrico. Se definen, por primera vez en esta región, formaciones precámbricas, que son las capas de Valdelacasa, considerando el tránsito Precámbrico-Cámbrico representado por depósitos terrígenos de origen fluvio-glaciar.

Estos autores consideran la existencia de un sólo ciclo orogénico, aunque precisan la existencia de plegamientos anteriores correspondientes a una fase sárdica o Ibérica, según LOTZE. Esta fase corresponde a la discordancia que existe en la base del Ordovícico, tanto en Sierra Morena como en los Montes de Toledo. En esta última zona, reconocen movimientos tectónicos anteriores en el tránsito del Cámbrico medio al superior, a los que llaman Toledánica.

El trabajo de síntesis de LOTZE y SDUZUY (1.961), divide los movimientos sárdicos en dos fases, Toledánica e Ibérica.

RAMIREZ (1.955), atribuye al Cámbrico superior, los materiales anteOrdovícicos de las Villuercas y señala el carácter transgresivo del Ordovícico.

En el mismo año, REDLIN (1.955) estudia los esquistos del valle de Alcudia, atribuyéndolos al Algónquico.

ALMELA (1.959), realiza un estudio geológico de la zona de Almadén y, en su publicación de 1.962, ALMELA, A; ALVARADO, M; COMA, J.E; FELGUEROSO, C; QUINTERO, I (1.962), no admite los datos de GROTH (1.911) y MÜLLER (1.929), y considera la presencia de los tres tramos Devónicos en los sinclinales de Guadálmez, Torrecampo y Almadén. Considera los graptolitos mal conservados de Aliseda Ludlow inferior, y en Almadén y Guadálmez señala graptolitos del Valentiense al Ludlow inferior.

LLOPIS LLADO y SANCHEZ DE LA TORRE (1.961, 1.962, 1.963 a y b y 1.965), reconsideran la génesis de las capas de Valdelacasa, así como las capas de transición de LOTZE, y las incluyen en el Precámbrico superior o Brioveriense IV de Bretaña. No consideran posible el origen fluvio-glaciar de las capas de Valdelacasa, considerándolos como sedimentos marinos en los que se reconocen episodios marginales representados por microconglomerados. Los cantos de origen fluvial habrían sufrido una acción mareal. La parte alta de la serie correspondería a un geosinclinal con sedimentación pelágica y vulcanismo, correspondiendo precisamente a esa etapa geosinclinal.

PUSCHMANN (1.965, 1.967), considera un metamorfismo desarrollado durante la orogénea asintica, afectando a capas porfiroides infra cámbricas sobre un zócalo Brioveriense, también deformado durante los movimientos hercínicos.

MAASS, R. (1.963), considera que las estructuras de Cabeza de Buey y las estructuras flotantes de la Sierra de Pela y la Sierra de La Puebla de Alcocer, pueden interpretarse como producidas por la interferencia de un Macizo resistente, situado en la Serena.

MARQUEZ TRIGUERO E. (1.963), atribuye la serie pelítica media de todo el ámbito de Almadén al Caradoc, mediante el hallazgo de Orthis actoniae.

En la misma época, la zona del batolito de los Pedroches

que limita al Sur la zona Centro Ibérica, y ya corresponde a la zona de Ossa-Morena es estudiada por FRICKE (1.951), MARQUEZ TRIGUERO (1.961), FABRIES (1.963), ALIA MEDINA (1.963), FEBREL (1.963) y FEBREL y SAENZ (1.964), así como BARD en los trabajos ya mencionados.

PUSCHMANN (1.967), considera la existencia de una laguna mesodevónica en la Sierra Morena, estudiando en su tesis doctoral el Devónico de los sinclinales de Espiel, Torrecampo, Guadálmez, Almadén, Herrera del Duque y Aliseda.

Otro discípulo de LOTZE, M. RANSWEILER (1.968), estudia la estratigrafía y tectónica de Extremadura en las localidades de Herrera del Duque, Helechosa y Villarta de los Montes. Sus resultados son ampliamente discutidos en este trabajo. En su tesis, realiza el mapa geológico a escala 1/100.000 de esta zona, reutilizado en la síntesis de 1.971 del Mapa Geológico de España a escala 1/200.000.

HERNANDEZ ENRILE J.L. y GUTIERREZ ELORZA M. (1.968), reseñan la gran importancia de los movimientos caledónicos en la Sierra Morena Occidental, que condicionarían la localización y características sedimentológicas de las cuencas marinas. Las áreas más profundas estarían en las zonas septentrionales, siendo la cuenca más somera en la zona de Aracena.

Reconocen la formación de abombamientos positivos a finales del Alcadense, que facilitan el ascenso de materiales efusivos básicos atribuidos al Cámbrico superior. Atribuyen estas deformaciones a la fase Salárica, equiparable con la fase Toledánica de LOTZE F. (1.956).

Posteriormente a las emisiones volcánicas se reactivan con mayor intensidad los abombamientos positivos de gran radio, desplazando la cuenca de sedimentación hacia las zonas meridionales. Estos movimientos corresponden a la fase Sárdica, equiparable a la fase Ibérica de LOTZE (1.956). Posteriormente, una débil etapa de diastrofismo corres

pendiente a la fase Erica, motiva otro nuevo desplazamiento hacia el Sur de la cuenca de sedimentación.

BARD (1.971) abandona, como lo hizo CAPDEVILA, el esquema de LOTZE, realizando una división del Macizo Hespérico en nueve zonas estratigráficopaleogeográficas. Nuestra área de estudio se caracteriza por un Precámbrico superior esquisto-grauváquico.

SAN JOSE (1.969), describe las litologías Cámbrica y Ordovícica de los Montes de Toledo.

SAN JOSE (1.970 a, b y c), cita bajo las calizas acadienses ~~de~~ una serie rítmica de cuarcitas, areniscas y pizarras. Duda de la correlación de las calizas con ~~Asociados~~ del Cámbrico inferior, con las de la zona de Villarta, probablemente infracámbricas.

VEGAS (1.971), distingue tres regiones en la zona comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras más septentrionales de la provincia de Cáceres, en base a las distintas características del Precámbrico.

Los trabajos de BOUYX (1.962, 1.963, 1.964, 1.965, 1.966 a, 1.966 b, 1.969, y 1.970), así como BOUYX y SAUPE (1.966), son de gran importancia para nuestro estudio ya que son el trabajo de detalle más próximo a nuestra zona de estudio. En 1.963, considera la extensión de los terrenos Anteordovícicos en el Sur de la provincia de Ciudad Real. En 1.964, estudia la transgresión ordovícica en la Sierra de Mestanza. En 1.965, describe por primera vez los conglomerados interestratificados en la serie anteordovícica del Valle de Alcudia, que serán posteriormente incluidos en el Alcudiense superior. En la primera publicación de 1.966 estudia las pistas bilobadas del Ordovícico inferior y es, en su segundo trabajo de este año, cuando habla por primera vez de una discordancia infraordovícica y estudia la esquistosidad en el Valle de Alcudia.

Este mismo año, en un trabajo conjunto con FRANCIS SAUPÉ, hacen consideraciones sobre el límite Arenig-Llandeilo, en el Ordovici

co de Almadén. El resultado de este trabajo se encuentra en la columna estratigráfica, en el apartado de correlaciones estratigráficas de esta tesina.

BOUYX publica su tesis en París, en 1.969, y la publicación de 1.970 como memoria del IGME resume las publicaciones anteriormente relacionadas y su tesis doctoral. En el núcleo del anticlinal en el Valle de Alcúdia aflora una potente sucesión (7.000 a 10.000 m.) de materiales esquistograuváquicos, en los que se pueden diferenciar dos conjuntos.

El conjunto inferior o Alcudiense inferior de 6.000 a 7.000 m., como mínimo, está representado por afloramientos de los esquistos de facies Alcudia, con buzamientos subverticales y dirección aproximada N-S. En este conjunto se han reconocido algunas estructuras sedimentarias como huellas de carga (Load-Casts) e improntas de trazas de arrastre (Groove casts). En la carretera de Mestanza se encuentran alternancias muy finas, en donde hay bancos extremadamente delgados de fñanita, de 1 a 5 cms. Según BOUYX, el grosor máximo de las fñanitas es de 15 a 20 cms.

Vistas al microscopio, las fñanitas se observan fuertemente recristalizadas y se ven frecuentemente reducidas a estrechas capas, algunas veces lenticulares, dispuestas entre las pelitas arcillo-micáceas o entre las grauvacas de grano fino. Caracteres sedimentológicos en los esquistos de Alcudia: la sucesión monótona de bancos gruesos y finos constituye un sistema de alternancias rítmicas, cuyo análisis permite extraer una secuencia tipo, repetida al infinito. Las secuencias están en la mayoría de los casos granoclasificadas, lo cual no excluye una cierta anisometría de los sedimentos gruesos. Los límites entre las secuencias son netos, generalmente; la diferencia dentro de una misma secuencia entre los episodios gruesos y finos está bien marcada, mientras que el tránsito dentro de los términos de una granulometría más fina

puede efectuarse gradualmente. Los episodios terrígenos finos se caracterizan por una laminación, a la que corresponden las facies acintadas finas. La cara inferior de los bancos lleva diversas marcas basales, load cast, groove cast, flute cast, etc. La estratificación cruzada y ripple marks aparecen, sin embargo, con poca frecuencia.

El Alcudiense superior, de 1.500 a 2.000 m. de potencia, es una alternancia de pizarras y grauvacas, con intercalaciones de areniscas gruesas a microconglomeráticas, con dos formaciones superiores características formadas por 1.000 m. de conglomerados y pizarras con cantos con alguna intercalación de toba volcánica por una parte, y la segunda constituida por 500 m. de conglomerados con algunos niveles de areniscas gruesas o microconglomeráticas.

El Alcudiense superior yace en discordancia sobre el inferior. Sobre el conjunto superior en la zona estudiada por BOUYX, y dentro de los materiales infraordovícicos, distingue la serie carbonatada de Hinojosas, cuya edad pudiera ser Cámbrica, y los conglomerados de Villalonso, yacientes bajo la cuarcita armoricana, y que actualmente se considera Tremadoc.

Otro geólogo francés, FRANCIS SAUPÉ, realiza su tesis de doctorado en Almadén, y aunque el objetivo de su trabajo es el estudio metalogénico del yacimiento de mercurio de Almadén, estudia necesariamente la geología regional. Los trabajos con interés para esta zona son SAUPÉ (1.967, 1.971 a, 1.971 b) y la tesis doctoral (1.973). En 1.967, publica una nota preliminar sobre la génesis del yacimiento de mercurio en Almadén. En su primer artículo de 1.971, realiza un estudio de la serie ordovícica y silúrica de Almadén, cuya columna estratigráfica se ha utilizado en esta tesina para la correlación de los materiales de Herrera del Duque con los de Almadén. La segunda publicación de 1.971, es un estudio estratigráfico y petrográfico de la Cuarcita del Criadero

de edad Valentiense, cuyos caracteres han sido considerados para el estudio en esta tesina de los cambios laterales de facies de la unidad psamítica superior.

En esta síntesis de 1.973, F. SAUPE, vuelve a presentar el corte tipo de BOUYX (1.969, 1.970), para el Anteordovícico, aportando como dato personal la formación Ballesteros. En el afloramiento de Ballesteros, cerca de Chillón, se encuentran de Sur a Norte, la cuarcita armórica, muy debilitada por juego de fallas, esquistos, una diabasa muy alterada, un nivel calcáreo, una grauvaca y un conglomerado coronado por areniscas rosas. Esta arenisca grosera muestra una granoclasificación positiva muy neta. El cemento gris verdoso contiene en su base bancos con cantos de cuarzo y ftanitas de 2 a 3 mm. bien rodados y cuyas dimensiones disminuyen a techo. La posición estratigráfica de esta serie azoica ha sido considerada por SAUPE únicamente por su litología: En este caso, las rocas que tiene son conglomerados, niveles rojos y calizas.

Este autor correlaciona las calizas con la serie de Hinojosas y, mas generalmente, a las calizas del Georgiense. La correlación de los conglomerados es más delicada, ya que segun BOUYX se encuentran tres niveles en el Valle de Alcudia: -Conglomerados interestratificados en el Anteordovícico, los conglomerados de Villalonso, y los conglomerados de la base de la cuarcita armórica. Aunque todos estos conglomerados tienen características similares (cemento y componentes liticos) y además se presentan más bien como retazos o lentejones que en bancos continuos, SAUPE los correlaciona en la "serie detrítica" de la cuarcita armórica. Este autor añade que la diferencia de comportamiento observada entre el banco calizo y el conglomerado es entonces una discordancia y no una simple acción tectónica. Desde mi punto de vista, estos conglomerados podrían ser también atribuidos al Tremadoc.

OV TRACHT y TAMAIN (1.970 a y b) limitan el termino "Alcu

diense" para denominar las series descritas por BOUYX en el Valle de Alcudia, y a partir de la ~~s~~esión de enero de 1.971 de la Comisión Internacional del Mapa Tectónico del Mundo, la denominación de Alcudiense es reconocida a pesar de sus limitaciones.

TAMAIN (1.971), publicado en 1.975, no reconoce la discordancia intralcudiense, entre los conjuntos inferior y superior descritos por BOUYX, aunque crea en una orogénesis Cadomiense, formada por varias fases de plegamientos.

GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), hablan de tres fases de plegamiento. La fase asintica estaría representada por un conglomerado de transición, y en las formaciones Precámbrica y Cámbrica de Alcudia y Baja Extremadura se observan dos discordancias sárdicas. La más reciente a la base del Ordovícico, que es la fase Ibérica, y otra dentro de la serie Cámbrica, representada por los conglomerados del Cerro del Cesto y que es la fase Toledánica. Separados por estas fases, distinguen dos conjuntos preOrdovícicos, uno superior en "facies Cámbrica" y otro inferior, que corresponde a las formaciones Precámbricas de Alcudia y Baja Extremadura para el que describen las series de Valdelacasa e Ibor.

PARGA y VEGAS (1.972), realizan una descripción general del Precámbrico en España. En el capítulo correspondiente a la zona central del Macizo Hespérico, relacionan las series de Valdelacasa y Alcudia descritas en la publicación anterior.

CRESPO y TAMAIN (1.971), denuncian la existencia de lentejones de caliza detrítica o cristalina dentro del Alcudiense superior. Estos lentejones calizos se encuentran cerca de la base de los conglomerados superiores. CRESPO y TAMAIN correlacionan estos lentejones dolomíticos con las calizas de Abenójar.

CRESPO LARA (1.972), diferencia dos unidades litoestratigráficas en el Precámbrico superior del valle de Alcudia, separadas por

una discordancia angular, que separaría el Alcudiense inferior y superior. La unidad inferior está compuesta por esquistos y grauvacas con lavas básicas interestratificadas. La superior está formada por un conglomerado basal sobre el que se desarrollan grauvacas, esquistos, microconglomerados y los lentejones de calizas descritos en la publicación anterior.

En estas fechas, hay numerosas publicaciones con datos paleontológicos y cronoestratigrafía del sinclinal de Guadarranque y el Ordovícico-Silúrico de los Montes de Toledo. Estos hallazgos han sido tenidos en cuenta a la hora de realizar las correlaciones del Ordovícico y Silúrico de Herrera del Duque. Estas publicaciones son las de GIL CID M.D. (1.971, 1.972 a, 1.972 b), GIL CID, GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1.971), SKEVINGTON D. (1.974), M. JULIVERT y J. TRUYOLS (1.974)

De estos hallazgos faunísticos, los que corresponden al sinclinal de Guadarranque-Gualija, se hallan resumidos en el trabajo de M.D. GIL CID, M. GUTIERREZ ELORZA, C. ROMARIZ y R. VEGAS (1.976). La columna estratigráfica del Ordovícico y Silúrico de Guadarranque de este trabajo, es la que he utilizado para la correlación de éste con la columna general de Herrera del Duque.

M.A. de SAN JOSE (1.970 a), es el autor de la Hoja nº 60 de Villanueva de la Serena, síntesis a escala 1/200.000. Para la realización de esta hoja, utiliza, además de sus propios datos, datos de MAAS, RANSWEILER, BOUYX y FUSCHMANN, además de trabajos más antiguos de ALMELA et al.

DE SAN JOSE, PELAEZ, VILAS y HERRANZ (1.974), en los Montes de Toledo ponen de manifiesto la presencia de una potente formación de trítica, en la que están incluidas las calizas de los Navalucillos, de edad Cámbrica.

Diferencian un conjunto Precámbrico terminal, constituido

por las pizarras del Guadiana, calizas de Villarta y las pizarras de To
rilejo sucesivamente, y un conjunto atribuible al Cámbrico inferior que
tienen en su base el olistostroma o nivel de fuentes, las pizarras del
Pusa, areniscas del Azorejo y las calizas de los Navalucillos con Arqueo
ciatos y Trilobites. Estos dos conjuntos se encuentran en continuidad
sedimentaria. Se preguntan si existe o no una discontinuidad, o si está
bajo los niveles visibles de la serie.

MORENO (1.974), describe en su tesis doctoral, las forma-
ciones anteOrdovícicas del sinclinal de Valdelacasa y discute sobre el
límite discordante del Cámbrico superior sobre el inferior, en el flan
co Norte del sinclinal de Guadarranque.

FONTBOTE y JULIVERT (1.974), relacionan los afloramientos
de calizas y dolomías en los Montes de Toledo y Alcudia-Alta Extremadu
ra y, debido a algunos hallazgos faunísticos, atribuyen todos los aflo-
ramientos relacionados al Cámbrico. Sin embargo, consideran a los materia
les esquisto-grauváquicos precámbricos.

MORENO (1.975), en el anticlinal de Valdelacasa, considera
el nivel de fuentes como un fangoconglomerado, con facies locales de ca
rácter turbidítico y cita, además de éste, olistostromas tanto calcáreo co
mo terrígenos. La dirección de aporte longitudinal a la cuenca tendría
dirección NW-SE. Los olistostromas serían aportes transversales a éstos.

TEJEROA (1.976), realiza un estudio estructural del límite
Cámbrico-Precámbrico, en los Montes de Toledo, sin observar una discordan
cia en este límite, aunque reconoce las fases sárdicas y tres fases her
cínicas.

GIL CID, PEREJON, y DE SAN JOSE (1.976), describen las carac
terísticas estratigráficas de las "Calizas de Navalucillos" y su fauna
de Arqueociatos y Trilobites. El ambiente sedimentario es perimareal y
pueden datar a esta unidad como Cámbrico Inferior alto.

M. LORENZO RUEDA (1.976 Inédito), estudia los materiales anteordovícicos en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana en su tesis de Licenciatura.

HERRANZ, DE SAN JOSE, y L. VILAS (1.977), estudian el Precámbrico bajo un criterio fundamentalmente stratigráfico, a lo largo de una transversal NE-SW, desde los Montes de Toledo hasta el Valle de Matachel, al SW de los Pedroches. El Cámbrico, muy potente en los Montes de Toledo Occidentales, tiene muy débil representación o ha sido una zona de erosión y transporte en la zona de Alcu^{dia}-Alta Extremadura. No mencionan la existencia de una discordancia intralcudiense, pero afirman que el Límite Precámbrico-Cámbrico s.l. viene definido por la existencia de una discordancia atribuida a los movimientos Cadomienses.

MORENO (1.977), realiza un estudio de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, considerandolas Precámbrico terminal. No observa Cámbrico, excepto en el anticlinal de Valdelacasa.

VEGAS, ROIZ y MORENO (1.977), consideran el complejo esquisto-grauváquico, en relación con otras series anteordovícicas de la zona Centro Ibérica, observando la existencia de un Tremadoc desarrollado bajo la cuarcita armoricana, al Sur del anticlinal de Valdelacasa. Consideran al complejo esquisto-grauváquico una serie monótona con intercalaciones de calizas y microconglomerados.

ROBARDET, VEGAS y PARIS (1.978), estudian la formación de las pelitas con fragmentos en los dos sinclinales de Guadarranque y Herrera del Duque. Consideran la presencia de fragmentos debida a la existencia de un inlan^{is} dentro de un periodo glacial durante el Llandovery.

MORENO DE EIRES, ELENA (1.979), en su tesis de Licenciatura, realiza un estudio bioestratigráfico y paleontológico de las calizas Cámbricas con Arqueociatos de los Navalucillos y Peña Hueca. En su publi

cación, MARTIN CARO, E. MORENO EIRES, PEREJON y DE SAN JOSE, datan las calizas de la Estrella como Cámbrico inferior.

TAMAIN (1.978), reconoce la fase Cadomiense en la zona luso-alcúdica. Esta tendría un metamorfismo ankizonal. Reconocen varias ^{Fases} epigénicas protohercínicas.

VILAS, PELAEZ y ARCHE (1.979), estudian los materiales de la Calera en el anticlinorio de Ibor, distinguiendo dos conjuntos en los tramos más altos del Infracámbrico. La unidad inferior está constituida por grauvacas y pizarras alternantes. La unidad superior se divide en facies carbonatadas y terrígenas. La unidad inferior correspondería a sedimentos de plataforma tranquila. La unidad superior es inter y supratidal, correspondiendo las facies carbonatadas al crecimiento de mallas de algas y estromatolitos.

BRASIER, PEREJON y DE SAN JOSE (1.979), describen la presencia de macrofósiles e Ichnofósiles en las pizarras de Pusa y en el nivel de fuentes. Es la primera vez que se describen macrofósiles bajo las areniscas del azorejo. Las asociaciones de Chuaria y Vendotenia indican una edad Vendiense-Cámbrico inferior.

MARTIN CARO INMACULADA (1.980), estudia en la zona de la Estrella los materiales preordovícicos y reconoce la existencia de un Alcudiense superior con depósitos mareales someros, el nivel de fuentes con el mismo significado genético ~~genético~~ que ya daba Moreno, las pizarras del Pusa, Areniscas del Azorejo, intermareales y las calizas de los Navalucillos, formadas por arrecifes.

SAN JOSE (1.980), hace un estudio del anticlinal de Navalpino. Un conjunto de pizarras, grauvacas, conglomerados canalizados y calizas con estromatolitos, oolitos y oncolitos constituyen la unidad inferior, correlacionable con el Alcudiense superior de TAMAIN (1.975), y más concretamente a las pizarras del Guadiana, calizas de Villarta y pi

zarras del Torilejo de HERRANZ, DE SAN JOSE y VILAS (1.977). Pasamos des de depósitos de plataforma hasta depósitos sub, inter y supramareales por lo que esta unidad inferior tiene carácter regresivo.

Discordantemente sobre la unidad inferior, la unidad superior presenta unas megabrechas basales que evolucionan a lutitas arenas y conglomerados. Atecho, encuentra materiales carbonatados con abundante contenido faunístico de edad Leniense-Elankiense, según MORENO GONZALEZ DE EIRIS (1.979). El nivel basal es correlacionable con el nivel de fuentes. Los depósitos corresponden al relleno de un surco submarino tectónico. Las calizas de techo son correlacionables con las calizas de los Navalucillos, por lo que la unidad superior tiene una edad desde Véndico superior a Cámbrico inferior.

BADHAM (1.982), hace un ensayo de evolución general de las Hercínides, con modelos de interacción entre placas con movimientos oblicuos, dando lugar a lo que el autor llama "Strike-slip orogens". El basculamiento del Macizo Hespérico durante el Devónico que se expone en esta tesina, estaría explicado según el modelo de BADHAM, en el que la estabilidad existente en el Macizo Ibérico durante el Devónico inferior, debida a un proceso de Rifting en el Sur de Inglaterra, evoluciona a un proceso de sedimentación terrígena durante el Emsiense y una etapa de Rifting localizada al W y SW de la península ~~de la península~~ durante el Devónico medio y superior. La etapa de Rifting, explicaría también la sedimentación del Devónico Superior, que es, según PUSCHMANN (1.967), de tipo flysch.

GARCIA HIDALGO PALLARES (1.982), realiza un estudio del Precámbrico en una transversal desde Valdecañas a Miravete, en la província de Cáceres. Divide los materiales en tres unidades, de los cuales la inferior y superior se dividen en dos tramos cada una. De éstas, el tramo inferior corresponde en parte al menos al Alcudense inferior.

El resto de los tramos y unidades descritos se asignan al Alcudiense superior. El tramo superior de la unidad inferior se correlaciona con las pizarras del Guadiana, y la unidad intermedia al menos en parte con las calizas de Villarta.

La unidad superior se correlaciona con el techo de las calizas de Villarta y con las pizarras del Torilejo (HERRANZ 1.977). En la zona intermedia reconoce una gran cantidad de carbonatados.

2-)-Antecedentes locales:

Son pocos los datos que se pueden considerar locales, siendo los autores que han publicado sobre la zona de estudio, CASIANO DE PRADO, PUSCHMANN, DE SAN JOSE, ROBARDET, PARIS y VEGAS y MANUEL LORENZO.

Tan sólo DE SAN JOSE y MANUEL LORENZO tratan los materiales anteordovícicos.

DE SAN JOSE (1.970)a) en la Memoria de la Síntesis de la Cartografía existente a escala 1/200.000, se limita a hacer un resumen del trabajo de BOUYX (1.970) de la zona de Almadén. En cualquier caso, reseña la edad infracámbrica del conjunto. En la síntesis en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, considera un único conjunto de pizarras, grauvacas, areniscas y conglomerados indiferenciados.

El conjunto de la Loma de la Calera, Sierra de la Zarzuela y Sierra del Integral es considerado Ordovícico.

MANUEL LORENZO RUEDA (1.977), en su tesina estudia los materiales previos a la cuarcita Armoricana en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana, en la provincia de Badajoz.

Atribuye el conjunto esquisto-grauváquico aflorante en la mayor parte de la zona al Alcudiense inferior, y dentro del Alcudiense superior cita por primera vez dolomías interestratificadas en el techo del Precámbrico en esta parte de la Serena.

No distingue la discordancia que separaría un conjunto

más conglomerático del resto de la serie que cita BOUYX (1.970)

En el estudio de las estructuras y secuencias de sedimentación constata la dificultad de clasificar el medio de sedimentación en base a las facies de WALKER Y MUTTI (1.973) o la secuencia de BOUMA. Debido a ésto, considera que la sedimentación del Alcudiense inferior fué relativamente somera con alguna influencia de corrientes marinas normales.

Añade que la sedimentación Precámbrica bien pudo desarrollarse durante la fase de distensión de un aulacógeno con basamento granítico y metamórfico. Segun LORENZO, la fase de compresión posterior del aulacógeno produjo la intensa verticalización de las series que se observan en la actualidad.

Considera a los materiales de la Loma de la Calera "Pre cámbrico superior, superior", y la estructura de esta un sinclinal con conglomerados basales. Reconoce una serie de conglomerados (Aljibe de Orellanita) discordante sobre el Precámbrico superior, y que presentan una discordancia cartográfica bajo la cuarcita armoricana que atribuye al Tremadoc.

Las primeras citas referentes al sinclinal de Herrera del Duque se remontan a CASIANO DEL PRADO (1.855). Hace referencia a los graptolitos que se encuentran en las ampelitas del Silúrico. Habla también de la cuarcita negra en contacto con la cuarcita Valentiense. (Se trata de las pelitas con fragmentos): "la cuarcita que se encuentra en contacto con los esquistos negros, toma a veces este mismo color; resulta bien difícil de explicar cómo en medio de un mismo esquisto y en una pequeña distancia, hay capas de cuarcita negra y de cuarcita blanca. Tanto una como otra adquieren frecuentemente una gran potencia, formando entonces crestos bastante elevados, muy perfilados cuando se encuentran en capas verticales."

Respecto al Devónico, PRADO escribe lo siguiente en el mis

mo trabajo: "En las areniscas devónicas, se encuentran también algunos Fucoides. Las calizas que se encuentran en este terreno, son casi siempre de un color agrisado. Solamente en Herrera del Duque hay calizas negras con venas blancas de calcita espática; en uno y otro caso, sin su contenido fósil, no es posible distinguirlos de los del terreno Silúrico.

Las calizas son menos fosilíferas que las areniscas. En Chillón, contienen una gran Acervularia y otros Políperos. En las Casas del Castillo, cerca de Castillejo no se ha encontrado Terebrátula orbignyana y en la casa de la Vega, muchos ejemplares de Terebrátula marra-
na; en Herrera del Duque, un Cyrtoceras y un Orthoceras, Avícula y el Pha-
coplatifons. Debo hacer aquí una observación. Es, esta última localidad donde siendo la roca tan dura, está uno obligado casi siempre a calcinar la un poco, para poder extraer los fósiles."

En las conclusiones del trabajo escribe lo siguiente: "Si en el resto de Europa, se ha podido restablecer casi siempre el orden de las capas en los terrenos Paleozoicos, aunque algunas veces están fuere^{te}mente tectonizadas, esto es casi imposible en España en donde nadie ha intentado hasta el momento, realizar un buen corte en el que este orden sea bien establecido."

PUSCHMANN ha estudiado el sinclinal de Herrera del Duque en un primer trabajo (1.964), para después intentar reconocer la laguna estratigráfica Mesodevónica que aquí se encuentra en el Norte de Sierra Morena.

Sus trabajos de tesina y tesis, escritos en Almadén, inéditos en español, han sido traducidos por mí en la realización de esta tesina, por lo que me extiende más de lo corriente en la bibliografía de este autor, por considerarlo de interés general.

PRADO (1.855), VERNEUIL y BARRANDE (1.855), GROTH (1.911), ALMELA et al (1.962), MAAS (1.963) describen una serie de datos (ya ci

tados) que hacen vislumbrar la existencia de una laguna estratigráfica mesodevónica en Herrera del Duque.

Posteriormente, investigó los sinclinales en Almadén, Guadálmez, parte de el de Cabeza de Buey, Fuencaliente y la Sierra de San Pedro en el de Aliseda, para observar la existencia y amplitud de esta laguna estratigráfica.

Del trabajo de PUSCHMANN (1.968), extraemos lo siguiente, que se desarrolla en extensión debido a la importancia de los resultados para el conocimiento del Paleozoico de Herrera del Duque.

"LOS SEDIMENTOS"

"El Silúrico inferior comienza con 20-40 m de la llamada cuarcita valentiense, sobre la que se hallan pizarras de Graptolitos.

Las pizarras de graptolitos más bajas en Helechosa (nivel gala) en Herrera del Duque están a unos 40 m. sobre la cuarcita valentiense: encontré graptolitos del Ludlow inferior.

Los graptolitos mal conservados de la Aliseda son, tal vez, Ludlow inferior. ALMELA (1.962) en Almadén, Guadálmez señala graptolitos del Valentiense al Ludlow inferior.

Sobre las típicas pizarras de graptolitos siguen unos 100 m. de pizarras con algunas intercalaciones de grauvacas que pasan hacia arriba a cuarcitas. Los aportes de arenisca forman luego un banco de cuarcita de 20 a 35 m que por su fauna es Siegeniense inferior.

Los sedimentos gruesos del Devónico inferior contienen lentejones de fauna de braquiópodos. Es característica de estos sedimentos las zonas brechosas con "cantos de arcilla" indicadores de deslizamiento, corrientes,

Este depósito rápido de materiales sedimentados a facies de agua quieta indica un medio malo para la fauna.

Por parte alguna encontré sedimentos referibles al meso

devónico. El Devónico superior sigue inmediatamente sobre el inferior o sobre el Silúrico. Las capas más antiguas del Devónico superior son del Frasnense inferior y se componen de pizarras negras pobres en fósiles a 15-20 m. de potencia, con algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas de hasta 5 m. de potencia.

No está claro el significado de estas cuarcitas en medio de las pizarras. Es seguro que en Cabeza de Buey se encuentran en las pizarras bajas y por tanto son Frasnenses. Pero la carencia de fósiles en estas pizarras no permite decir si estamos en la base del Devónico superior.

Siguen 35 a 50 m. de alternancia pizarra-arenisca-cuarcítica, calcarenitas-Tufitas.

Esta serie es Frasniente de carácter Flysch. En Almadén hay estructura alterada, brechas, estratificación oblicua, sedimentación graduada, disposición en forma de tejas de "cantos" esquinados de pizarra. Los braquiópodos se encuentran, sobre todo, arriba de los bancos duros.

Hacia arriba, se pasa a pizarras arcillosas, hasta unos 100 m de espesor, con algunos bancos delgados de cuarcita. La parte más alta debe ser ya Fameniense, sólo probada en Herrera del Duque.

El Carbonífero inferior siempre que exista en los sinclinales es en parte calizo, en parte clástico. En Aliseda, las calizas alcanzan su mayor espesor, unos 40 m.

Luego sigue una serie tipo flysch de gran espesor, de pizarras arcillosas alternantes con grauvacas y algunas intercalaciones de brechas de líditas y cuarcitas.

"LAS LAGUNAS SEDIMENTARIAS"

Para ver la importancia de estas lagunas hemos reunido y simplificado los cortes realizados. Las figuras 2 y 3 son la serie

normal. En la figura 1, hemos incluido los datos de ESPIEL (WEISSFLOG 1.963) y Torrecampo (Triguero, 1.961).

De esta lista, y sobre todo de la descripción de las unidades litológicas, se puede hacer una equiparación de las series de Almadén y Herrera del Duque. Pero como faltaban los espesores, hemos puesto valores arbitrarios a los tramos distinguidos, más o menos semejantes a los cortes de otras cuencas.

Durante la impresión del presente trabajo, estudié la región al Norte de Torrecampo.

El resultado fué que la laguna abarca aun más de lo que señalaba TRIGUEROS, Emsiense-Siegeniense superior. Hay que rectificar, pues, los cortes de las figuras 2 y 3.

La laguna varía según los distintos sitios examinados.

Las figuras 3 y 3 resumentado ésto.

"INTERPRETACIONES (DEUTUNGEN)"

Conocidas en términos generales estas lagunas estratigráficas del Devónico de Sierra Morena, vamos a tratar de la interpretación de orogénesis.

En principio, sabemos que las lagunas estratigráficas de gran amplitud se deben a:

- 1) Movimientos orogénicos.
- 2) Movimientos epirogénicos.
- 3) Condensación, remoción o traslado del depósito, erosión submarina.
- 4) Interrupción del aporte sedimentario.

1)-Movimientos orogénicos.

El plegamiento principal de la Sierra Morena, nórdica y media es, al parecer, Sudético (excepto, acaso, la zona de Belmez-Vacas. WEISSFLOG 1.963) y los terrenos adyacentes por el Sur. Este plegamiento no es responsable de las lagunas estratigráficas entre Devónico infe-

rior y superior. No hay plegamientos antiguos a partir del Ordovícico inferior.

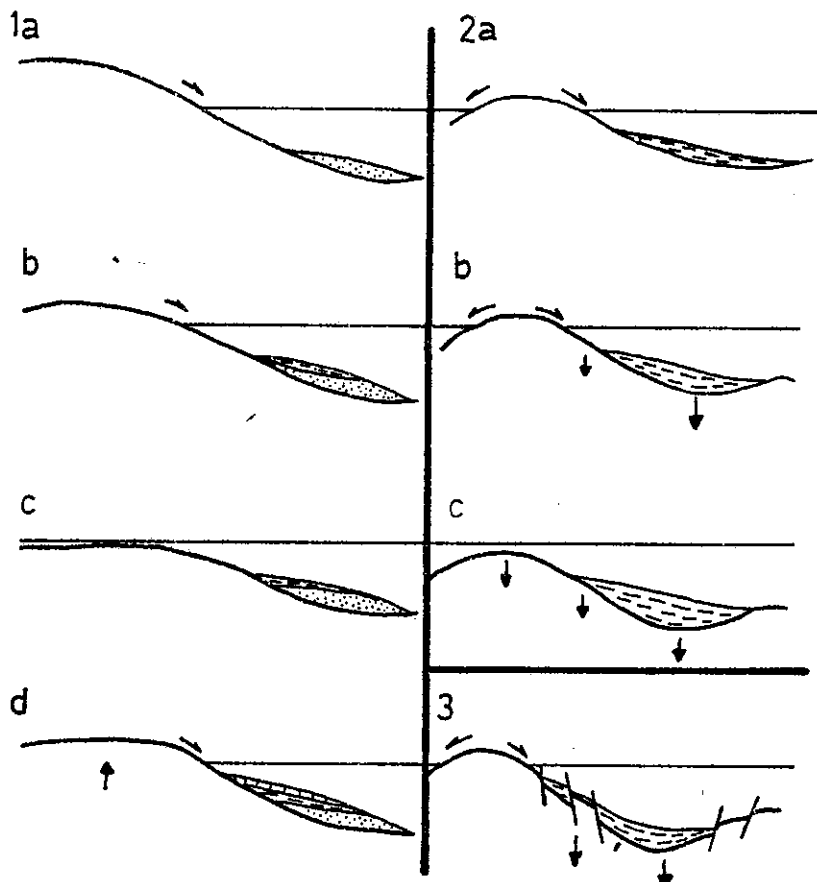
2)-Movimiento epirogénico:

El hundimiento de un ámbito sedimentario (cuenca, depresión, sedimentaria) puede estar ligado a la formación de fallas o a la reactivación de otras ya formadas (ver las figuras). KRASKIEWITZ 1960 supone la existencia de zonas de fractura en el borde de las cuencas sedimentarias de los Cárpatos. En tales fracturas se forman depresiones o trampas que deben colmarse antes de la sedimentación pueda avanzar hacia el centro de la cuenca. Mientras la sedimentación se sigue produciendo en las "trampas" fuera de ellas se forman las lagunas sedimentarias.

MENARD en 1.964 explica el escaso espesor que tienen las fosas marinas profundas, por las trampas de sedimentos que mientras tanto se producen en los mares litorales. Un ejemplo bien estudiado de trampas de sedimentación recientes, según este sistema de estanques clarificadores (Klärleichen), son las cuencas en el borde de la costa de California meridional, estudiados por (Coorsline & Emery 1.959). El fondo submarino está formado por un mosaico de bloques, constituyendo unos cuencas y otros umbrales. Las cuencas antelitorales que alcanzan los 1.000 m. de profundidad, se rellenan progresivamente por los sedimentos una tras otra.

CONCLUSIONES (Schlussfolgerungen)

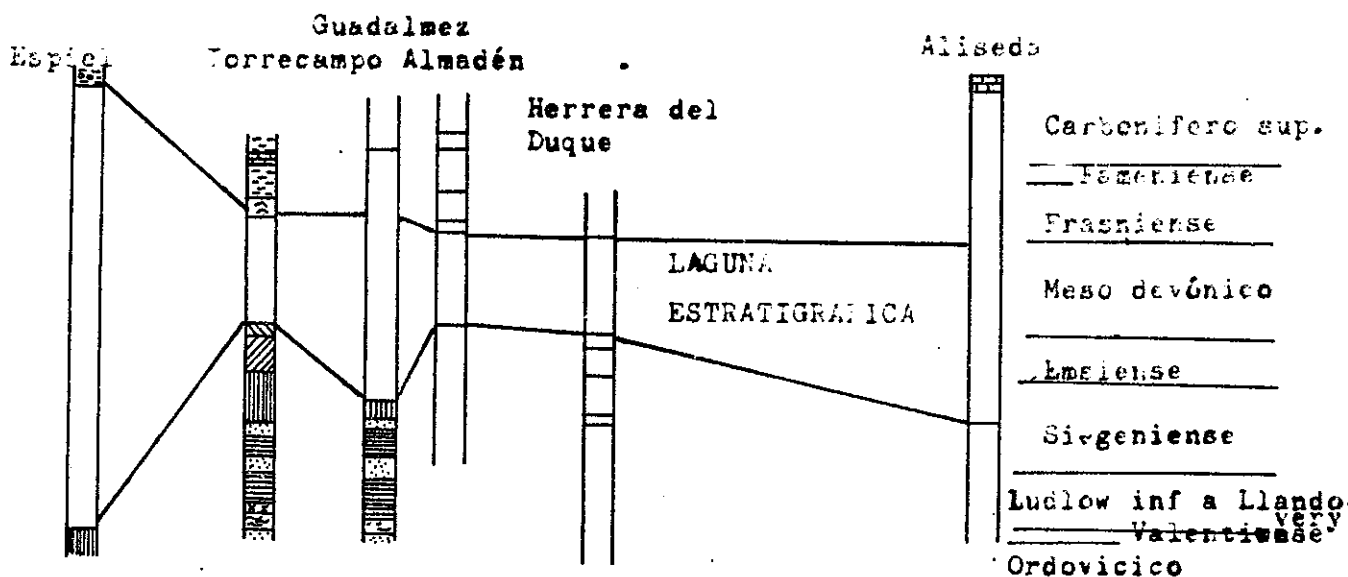
Ni los movimientos orogénicos ni los epirogénicos permiten explicar las lagunas estratigráficas del devónico de S^a Morena según PUSCHMANN. La solución más fácil es valernos de ejemplos actuales para suponer interrupciones en la sedimentación submarina. Resulta así que podremos imaginar la cuenca devónica de S^a Morena en dos eugeosinclinales en zonas de fosas de hundimiento y zonas de umbrales."



Posibilidades del origen submarino de las lagunas estratigráficas, PUSCHMANN
 Fig (1a-d) Relación entre país de denudación, trampa de sedimentos, amplitud de la zona de depósito y de la zona sin este. Fig 2(a-c) Relación entre depósito, hundimiento y laguna estratigráfica. Fig 3 Constitución de trampas de sedimentos por las fallas al formarse las fosas de hundimiento.

SE

NW



Perfil de la amplitud de la laguna estratigráfica en los sinclinales estudiados por PUSCHMANN: 1968.

Considero que se olvidan los autores de términos no muy antiguo como Horst, Graben etc... Desde mi punto de vista la interrupción sedimentaria de S^a Morena si se puede explicar por movimientos orogénicos, incluso adaptandonos al modelo tectónico de BADHAM 1.982 para el Devónico en Europa.

El trabajo de MANFRED RANSWEILER (1.968) se extiende sobre una región que abarca los términos de Herrera del Duque, Fuenlabrada de los Montes, Helechosa y Villarta de los Montes.

Clasifica el paquete de sedimentos de varios miles de me tros de potencia, más antiguo dentro del Precámbrico superior del anticli nal de Valdelacasa. Sobre éstos, yacen esquistos y areniscas en la zona del sinclinal de Villarta, con alternancias conglomeráticas y calcáreas que RANSWEILER incluye dentro de una posible serie del Cámbrico inferior. (Es tos conglomerados son considerados en las correlaciones de esta tesina.)

Segun RANSWEILER, El intervalo desde el Precámbrico superior hasta el Devónico superior presenta la siguiente secuencia sedimentaria: Los sedimentos mas antiguos flyschoides muestran movilidad tectonica en la cuenca de sedimentación. Las capas atribuidas al Cámbrico inferior mues tran frecuentes y fuertes variaciones de facies, pasando de 150 m. de con glomerados a 400 m de alternancias calcáreas.

La columna estratigráfica de RANSWEILER se considera en el capítulo V de este trabajo con detenimiento.

En 1.978, en el trabajo titulado "El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica, ROBARDET, PARIS y VEGAS estudian y comparan parte del Ordovícico y silúrico en los sinclinales de Guadarran que y Herrera del Duque, con el objetivo primordial de estudiar la forma ción de las pelitas con fragmentos.

Hacen una datación valiosa de la unidad de las pizarras in termedias mediante microfósiles, y atribuyen una edad Caradociense-Ashgi lliense a las pelitas con fragmentos, que suponen formadas en el contex to de una glaciación. Los datos paleontológicos de este trabajo serán con siderados más adelante.

IV-MATERIALES ANTE-ORDOVICICOS

A- 1.) LOS MATERIALES.GENERALIDADES, METODOLOGIA.

Los terrenos ante-ordevicicos, constituidos en más del 90% por grauvacas, subgrauvacas y pizarras, en niveles muy finos, requieren una metodología especial para estudio.

El principal obstáculo para el mismo es la falta de niveles de referencia. En estas circunstancias, la búsqueda de un nivel duro que necesariamente resaltará en la morfología, ha sido el punto de partida para el reconocimiento de un área tan extensa.

Una alineación de cerros que parte del Puerto Peña y llega hasta el Norte de Casas de don Pedro resultó ser debida, en su tramo oriental, a un nivel de conglomerados de 40 ms de potencia y que muestra los mejores afloramientos en el Arroyo del Membrillo; este corte puede prolongarse a lo largo del río Guadiana.

El mismo método sirvió para encontrar los conglomerados de la Sierra del Ingertal. La geología de esta sierra hizo necesario extender la zona de tesina más al Sur, incluyendo la Sierra de la Zarzuela, que ya había sido estudiada por M. LORENZO en su tesina leída en 1.977. La explicación del conjunto es necesaria para exponer la serie estratigráfica completa.

Otra serie de lugares fueron escogidos mediante foto aérea, sin que se localizasen niveles de referencia, siendo ya afloramientos de grauvacas o, simplemente, cerros-testigo del Terciario.

Por otra parte, una serie de nombres, como Loma de la Calera, etc... permitieron localizar pequeños lentejones de caliza no mencionados o cartografiados anteriormente.

Además, las estructuras curiosas observadas en la fotografía aérea nº 23392, han podido ser reconocidas en el campo, al NO de Talarrubias. Esta unidad "serpenteante" está casualmente ligada

a las calizas que acabamos de mencionar, como veremos a continuación.

Aparte de estos métodos de detección de zonas interesantes, los arroyos, cerros o cortes de carretera que ofrecían buenos afloramientos, seleccionados también por foto aérea, han sido visitados a lo largo de itinerarios preparados por el Gabinete. Este último método no me ha permitido, generalmente, obtener datos de series tan espectaculares como las anteriores, pero es necesario para la cartografía de la zona y el conocimiento general de la misma. En cualquier caso, es así como se encontraron las pistas de anélidos en el Cerro del Río.

La poca continuidad de afloramientos hace difícil la elaboración de las secuencias, consistiendo a menudo la tarea de ir uniendo retazos. Por esta dificultad, las conclusiones y correlaciones tienen un margen de fiabilidad que no es comparable a la definición de unidades en el Paleozoico. Esta es una característica lógica del Proterozoico, en el que la fauna inexistente o escasa, no permite generalmente la datación paleontológica de las formaciones.

En el anticlinal de Guadalupe o de Río Ibor, los datos de los materiales ante-ordovícicos han sido tomados para ver su relación con el Paleozoico, o necesarios para la realización de la cartografía. Los datos disponibles, que se limitan a unos pequeños sectores, no permiten definir posteriormente distintas unidades.

2.) DATOS LOCALES

a.- Los conglomerados de Puerto Peña.

El Puerto Peña es el punto donde el río Guadiana cruza las sierras de la Chimenea, al Oeste, y del Escorial, al este, formadas ambas por la cuarcita "armoricana". Es en este punto donde se ha construido la presa del embalse de García de Sola.

Este puerto es el más importante en el flanco sur del

sinclinal de Herrera del Duque, y se debe a que está sobre la traza de la falla de Mesa Redonda, una de las más importantes, sino la más importante reconocida en este trabajo. Es, por lo tanto, el punto más fácil para que el río cruce el sinclinal.

El cúmulo de fallas, río y embalse hace que la observación de los afloramientos sea difícil. Tanto es así, que los conglomerados a los que nos vamos a referir, son considerados como conglomerados basales de la cuarcita "armoricana" y cartografiados como tales en la "Síntesis de la Cartografía Existente" (IGME 1.971).

El afloramiento aparece a 200 metros al Sur de la presa entre la carretera del Puerto Peña a Navalviñar de Pela y el río Guadiana.

Su posición está en la base de la cuarcita, (N 105 550N) pero su masividad no permite establecer una discordancia a simple vista. Además, aun cuando ésta se ve, desde la carretera que va a Talarrubias debido a la muy intensa deformación de este lugar, la discordancia podría ser considerada como una disarmonía tectónica. (Ver fotografías).

El criterio más importante es que el estudio de los ats indica una polaridad cuyo techo estaría hacia el Sur, mientras que el techo del conjunto paleozoico estaría hacia el Norte.

El afloramiento debe ser cortado por la falla, coincidente en este punto aproximadamente con el lecho del río y no aparece en la otra ribera mas que como dos lentejones que emergen de los canchales. La visita de estos afloramientos no ha proporcionado más datos de interés que los que confirma la litología.

Descripción de los materiales:

Macroscópicamente, se observan unos conglomerados ortosostenido, con cantos bien redondeados de cuarcita de 1 a 2 cms.,

algun canto de lidita y una matriz arenosa muy compacta. El empaquetamiento es bueno. En la carretera, los conglomerados son muy masivos no reconociéndose esquistosidad. (Ver foto).

En la bajada hacia el río, pasando 20 metros muy masivos, se llega a una zona donde hay intercalados bancos de arenisca y, en zonas, hasta decantación de material muy fino en paquetes de 1 a 1,5 m., donde las arenas son de 15 a 20 cms. y las arcillas, cuando existen, de 5 cm.

Más hacia el río, los niveles de subgrauvacas son predominantes y más enmascarados por la vegetación. Los niveles gruesos son microconglomeráticos. El techo es tapado por el cauce del río o fallado.

En la zona intermedia de la columna, se ha tomado una muestra en la parte baja (conglomerática) de una secuencia con granoselección positiva. (Ver foto). En el estudio petrográfico de esta muestra en lámina delgada, se observa un conglomerado con clastos de metacuarcita cuyo centil es de 3 cms. Los cantos no están muy redondeados, e incluso muestran aristas. Con nicoles cruzados muestran zonaciones por cúmulo de tensiones. Se reconoce un número alto (5%) de cantos de lidita de mayor tamaño.

La matriz, de tamaño de una arena media, está compuesta por fragmentos muy angulosos de cuarzo. Se observan en los intersticios, cristales de minas blancas, pleocroicas. Los cantos de cuarzo de tamaño medio de 0,8 a 1 cm., aunque angulosos, suelen tener las aristas trituradas, dando un gran número de cristales entre los que no se encuentra matriz. Más del 20% de la matriz es de tamaño arcilloso y la presencia de micas en la misma es pequeña.

En resumen, la columna del afloramiento es la siguiente:

20 m Conglomerados ortosostenidos masivos.



Visión de conjunto del afloramiento de los conglomerados en el Puerto Peña. Por encima de la carretera, los afloramientos corresponden a la cuarcita "armoricana".



Doble secuencia con granoselección positiva en los conglomerados del Puerto Peña.



Detalle de los conglomerados del Puerto Peña. La altura de la roca central es de 5 m.



Afloramiento de conglomerados en el Arroyo del Membrillo, donde aparece muy claramente la estratificación.

- 15 m Conglomerados ortosostenidos con alguna intercalación de arenisca.
- 12 m Secuencias de granoselección positiva, con ortó conglomerados a base y areniscas gruesas a techo.
- 7 m Alternancia de subgrauvacas groseras y microconglomerados, siendo las grauvacas predominantes.

En los lentejones de la ribera Este, simplemente se observan los ortoconglomerados masivos.

b.-El corte del Arroyo Membrillo:

Este corte comienza en la carretera del Puerto Peña a Navalviñar de la Pela, a tres kilómetros de García de Sola, bajando por el arroyo del Membrillo, en su totalidad, hasta llegar al río Guadiana, a lo largo del cual se prosigue el corte. Se acompaña el corte geológico levantado en esta zona.

En la carretera, comenzamos el corte con pizarras groseras, en las que se distinguen claramente dos esquistosidades. Tienen tramos más arenosos de color verde oscuro de 20 a 40 centímetros. Hay paquetes de grauvacas de hasta dos metros de espesor. Dirección y buzamiento N 100 E 68° S. Esquistosidad predominante N 130 E 70° S. Este afloramiento al Norte, desaparece bajo el piédenote.

En las areniscas negras, 15 m al norte de los conglomerados, se toma la muestra 10. La lámina delgada muestra una grauvacca de grano medio, en la que los cantos están orientados paralelamente a la esquistosidad. Hay una gran cantidad de feldespatos; aproximadamente 10% de ortosa y también 10% de plagioclasa. Las fracturas han sido rellenas por calcita. Aparecen opacos, de tamaño menor que los cantos, pero muy superior a la matriz. La matriz es de tamaño lino y

superior al 20% de la roca.

Sobre este nivel, y discordantemente, aparece un paquete de conglomerados de 40 metros.

A muro, (ver foto), se observa un ortoconglomerado con cantos de cuarzo y feldspato. Se observa laminación cruzada de gran ángulo y estructuras de relleno de canal. Estas estructuras muestran una dirección de apertura de N-S, aunque, por supuesto, no permite establecer el sentido. El centil es de tres cms., particularmente cerca de las bases erosivas que son frecuentes. Bancos de 0,5 a 2 metros, desaparecen lateralmente en una distancia de 10 a 15 ms. Textura: existe fábrica en la roca. La matriz presenta, localmente, tinte rojizo por limonización. La dirección y buzamiento de este afloramiento es muy constante; N 70,34° S. La polaridad de la serie tiene el techo hacia el Sur.

De este paquete de muro se ha tomado la muestra 8 y esta es la descripción de la lámina que corresponde al techo de un canal, dado que a base los cantos son demasiado grandes: En un conglomerado ortosostenido, con cantos de 0,5 a 0,8 cms. El centil es 1 cm. Los clastos están muy bien encajados. Debido a este buen empaquetamiento, las aristas de los cantos se han fracturado en su mayoría. Los cantos son de metracuarcita y cuarzo, tanto en la pudinga como en la fracción psamítica. No hay cantos de roca. En la matriz, que constituye aproximadamente el 20% de la roca, la fracción pelítica supera psamítica. Esta última está formada por granos de cuarzo. La matriz tiene mucha mica, posiblemente flogopita.

En el medio de los conglomerados, y sobre el nivel descrito, aparecen arenas muy groseras con cantos de tamaño grava dispersos. 3 metros.

Por encima, aparecen más de 10 metros de microconglomerados, con matriz rojiza a veces.

En estos microconglomerados, he tomado la muestra que se describe a continuación.

Es un microconglomerado muy inhomogéneo y gran cantidad de la roca está compuesta por fracción arena de media a gruesa. La media de los cantos es de 3 mm. y el centímetro de la lámina es de 4 mm. El empaquetamiento es bueno y los fragmentos bastante angulosos. Los cantos son de metacuarcita y cuarzo y aparecen fragmentos de grauvaca y de lidita. En la matriz aparece clorita.

Sobre estos microconglomerados volveremos a encontrar bruscamente un ortoconglomerado que irá disminuyendo de tamaño a techo. La lámina 7 muestra un conglomerado ortosostenido, con cantos bien redondeados de cuarzo. Hay fragmentos de esquistos biotíticos y de lidita. Con nicoles cruzados se distingue que los cantos de metacuarcita son más abundantes que los de cuarzo. Los cantos de lidita son más alargados, probablemente por su origen, (se encuentran en el Alcu diense inferior, intercalaciones de liditas frecuentemente de 1 a 2 cms. de potencia).

A techo, volvemos a encontrar microconglomerados. La potencia de este tramo es de 7 ms.

En estas condiciones de disminución de energía encontramos pelitas a techo. El contacto tiene un aspecto discordante, debido a que choca la esquistosidad predominante sobre S_6 en las pelitas, con la estratificación de los microconglomerados en los que la S_1 no es penetrativa. El contacto está bastante enmascarado por los derrubios de ladera, compuestos casi exclusivamente por bloques de conglomerados.

Las pelitas muy finas tienen bandeados milimétricos de grauvacas finas. A pocos metros, se encuentra un banco de arenisca oscura, bastante compacto y de dos metros de potencia. El afloramiento



Detalle de la base de un canal en los conglomerados del Arroyo del Membrillo.



Aspecto de los conglomerados del techo del afloramiento del Arroyo del Membrillo.

to está condicionado por la foliación. Describo a continuación la lámina correspondiente a este nivel: Es una arena de media a fina con cantos muy angulosos, y en la que los opacos superan el 2% de la roca. Los fragmentos de plagioclasa son de tamaño muy pequeño y la proporción de albita es muy pequeña, igualmente. Como accesorios, aparecen fragmentos de esquistos, siendo el resto de los cantos de cuarzo. El empaquetamiento es pobre y, aunque es una arena granosostenida, la matriz es aproximadamente un 30%. Se clasifica esta roca como una grauvaca de grano medio.

Por encima, aparecen 300 ms. de pizarras y de grauvacas finas, siendo las pizarras predominantes. A 300 ms. a techo de los conglomerados, los paquetes de grauvacas se hacen más potentes, así como el grano más grueso. Los niveles de tamaño limo y arena se equilibran y tienen los distintos niveles de 15 a 25 cms. de espesor. (Ver foto). La dirección y buzamiento es N 85° 67° S. Se observa muy bien la existencia de una sola esquistosidad, bastante penetrativa, que es N 115° 72° S. En este punto, estos datos indican que la serie está normal. En esta litología y con peores afloramientos, se llega hasta el río Guadiana.

Pocos metros al Sur de la desembocadura del arroyo del Membrillo, se encuentra una falla, rellena por cuarzo y que ha sido plegada, por lo que es anterior a la orogénia hercínica. (Ver foto) La potencia de la ritmita entre los conglomerados es de unos 700 ms., ya que los afloramientos cubren más de 1 km. y el buzamiento oscila entre vertical y 60°.

En el otro labio de la falla, se encuentra una ritmita de idénticas características, pero con mayor proporción de pelitas. A 300 ms al Sur, en el margen oeste del río, se distingue una barra de arenisca que incluso se adentra en el río, rompiendo la corriente. Segun me acerco a ella, las grauvacas van creciendo considerable

mente en su proporción, hasta formar las areniscas. Estas presentan un bandeo perfecto y laminación paralela. En el mayor resalte morfológico, los bancos son más gruesos a techo, llegando a tener dos metros. Las areniscas son de color beige, muchas más claras que las gravas, que son de color pardo oscuro. Pasado el banco de dos metros, (ver fotos), los bancos disminuyen su tamaño y compacidad. La totalidad del afloramiento es de 50 ms y las ritmitas entre la falla y estas areniscas tienen una potencia de 200 ms. Entre los tramos gruesos de arenisca, en los que la esquistosidad no es penetrativa, hay capas de 20 a 40 cm de areniscas finas con láminas (micas oscuras) flotadas. Estas capas presentan una marcada estratificación paralela. La dirección es E-W y buzan 50° al Sur. La esquistosidad presenta una mayor inclinación, por lo que la posición es normal y concordante con los conglomerados.

Tomo las muestras 4 y 5 en los tramos gruesos de areniscas y los tramos finos de areniscas finas/pelitas respectivamente.

La descripción de la lamina nº 4 es la siguiente: Se observa una arenisca homogénea, con granos de 0,4 a 0,6 mm de cuarzo principalmente. La ortosa no llega al 5%, presentándose en granos muy angulosos. La plagioclasa es bastante frecuente, no llegando a ser accesorio, pero en cantidad muy inferior. Algun cristal de plagioclasa está zonado (textura perítica).

Los granos de cuarzo se encuentran relativamente poco redondeados. Como accesorios, hay gran cantidad de opacos de tamaño ligeramente inferior.

La matriz es inferior al 10% y presenta gran cantidad de fragmentos de plagioclasa y opacos. La roca es muy homogénea y no se observan bandeos estratigráficos ni esquistosidad. He clasificado la roca como una arcosa lítica.

La descripción de la lámina 5 es la siguiente: El tamaño es de arenisca muy fina a limo, siendo la característica más importante de esta roca el bandeo sedimentario, que presenta una alternancia de niveles claros de granulometría más gruesa y capas oscuras, constituidas por micas fundamentalmente de tamaño limo. En estos últimos niveles, aparecen recristalizaciones de cuarzo. Se observan residuos de corrientes de carácter tractivo, con estructuras cut and fill (corte y relleno), en donde el relleno refleja condiciones de menor energía que el resto de la roca. Debido al pequeño tamaño, no puedo establecer las relaciones cuantitativas entre cuarzo y feldespatos; pero si se ve la existencia de una muy pequeña cantidad de matriz arcillosa.

Los fragmentos de ortosa son abundantes, pero son las micas las que llegan a constituir el 20% de la roca. Observando la composición del conjunto de la roca, podría ser considerada como una grauvaca, pero creo más objetivo el describir la roca como una arcosa de grano muy fino, bandeada con láminas de mica flotada.

Por encima de este buen afloramiento de areniscas, volveremos a encontrar unos 80 ms. de ritmita y una zona cubierta por los depósitos del río. Más allá se encuentran unas ritmitas en niveles centimétricos, muy deformadas y alteración limonítica. No las considero ya en el mismo corte como parte del mismo conjunto y serán descritas en el corte del arroyo del Infierno.

El nivel de arcosas desaparece al Este bajo un rañizo y no vuelve a ser hallado en el arroyo del Infierno. Los conglomerados descritos afloran a más de 1 km. de la cuarcita armoricana. Sin embargo, al Este desaparecen bajo el piédmonte y las rañas. Al Oeste he caminado sobre este nivel, cartografiándolo, sin encontrar otro afloramiento que pudiera aportar datos complementarios; este nivel desaparece bajo los canchales, cientos de metros después de cruzar



Alternancia de pelitas y bancos de 20 cm. de grauvacas en el Arroyo del Membrillo, a techo de los conglomerados. En la fotografía se pueden distinguir la estratificación, bien marcada por los niveles grauquicos, y la esquistosidad, que aparece más oblicua.



Bancos de arcosas a orillas del río Guadiana, con niveles de arena ca muy fina interestratificados. El del centro de la fotografía es de 40 centímetros.



5 mm.
0

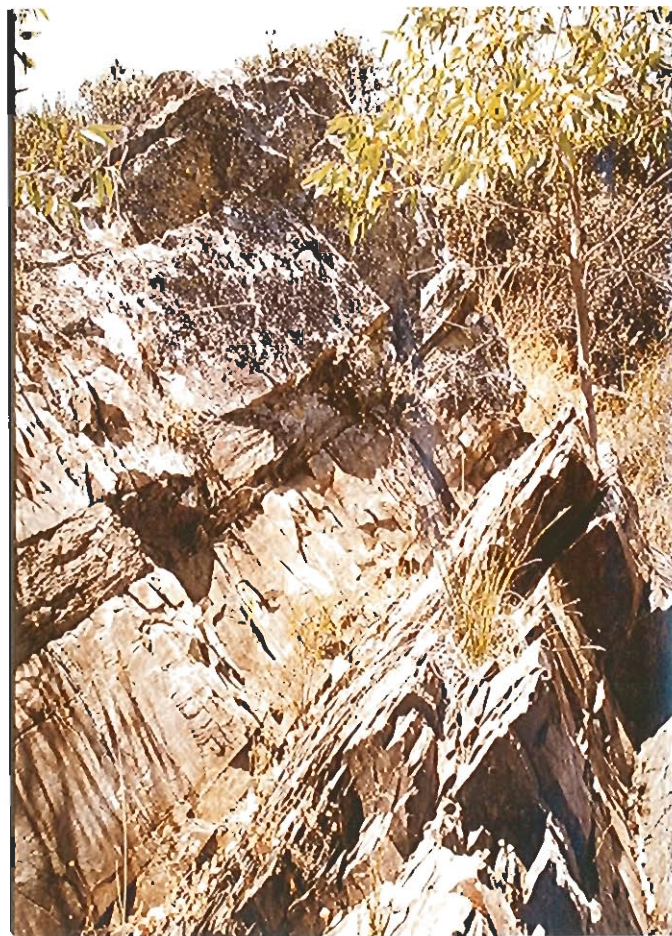


5 mm.
0

Dos aspectos de las lito-arcosas muy finas-limolitas que presentan estratificación cruzada de canal y planos con mica flotada.



Zona de fractura rellena de cuarzo en la confluencia del Arroyo del Membrillo y el río Guadiana.



Mismo afloramiento de la página anterior, a orillas del río Guadiana, en el que se evalúa mejor el buzamiento del conjunto.

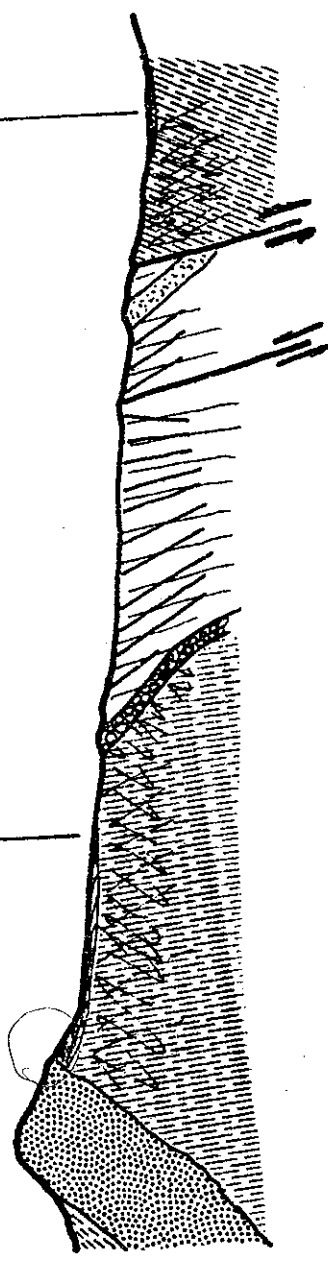
S

N

Río Guadiana

Carrera

La Cuarcita armoricana



Corte del arroyo del Membrillo desde la cuarcita armoricana hasta el Río Guadiana.

Orientar símbolos flechas etc...

la carretera.

c.-El afloramiento de la Peña Blanca:

El hecho de haber hallado los conglomerados del arroyo del Membrillo en una alineación de cerros que se dispone un kilómetro al sur de la cresta del flanco sur del sinclinal de Herrera del Duque, me hizo visitar todos los demás cerros de esta alineación. Todos ellos están constituidos por restos de rañas y canchales y no pude observar ningún afloramiento en la cercanía. Sin embargo, en el camino hacia ellos sí se encuentran afloramientos, que describo a continuación, siendo el de Peña Blanca el primero de ellos.

En el arroyo que baja desde la Peña Blanca, afloran algunos niveles anteordovícicos, en niveles poco continuos, donde se pueden medir dos esquistosidades, N 80 e y N110, en plano pero no estratificación. Este afloramiento, aparte de este dato, puede aportar el dato litológico. Se tomó la muestra tres.

En la descripción de esta lámina delgada deben separarse dos dominios, correspondientes a dos niveles psamíticos y limolíticos: -Niveles psamíticos: Es una grauvaca con un empaquetado muy

pobre. Hay gran cantidad de óxidos y limonita, que llegan a constituir entre el 5 y el 10% de la roca. Los feldespatos potásicos son escasos, mientras que predominan los granos de feldespato Na-Ca muy poco redondeados. La cantidad de matriz es superior al 30%, llegando difícilmente la arena a ser granosostenida.

-Niveles de Silt: El tamaño varía entre arena muy fina y limonita, habiendo pequeños feldespatos y cuarzo flotantes en una matriz, en donde la esquistosidad ha formado un bandeado poco definido. Se reconocen cristales de plagioclasa más redondeados que los de cuarzo. Paralelamente a la esquistosidad aparecen fragmentos muy finos, are-

cillosos y micáceos sin ningún clasto.

El tránsito entre los dos niveles descritos es gradual. Se clasifica la roca como grauvaca bandeada o ritmita grauváquica.

Aparte de esta variación de niveles a escala microscópica, existe otra a escala adecimétrica y métrica, dependiendo de la proporción de grauvacas frente a pelitas en la ritmita. La gran cantidad de óxidos contenidos en estas rocas puede ser la responsable de el intenso color ocre de toda la llanura del norte de Casas de don Pedro que, aunque cubierta por rañas, son poco potentes y las grauvacas afloran en las zonas deprimidas y de arroyos.

d.-El afloramiento del arroyo Tamujoso:

En el arroyo del Tamujoso, cuatro kilómetros al norte de Casas de don Pedro, afloran pizarras con bancos de grauvacas de unos dos metros de espesor.

Las rocas están arrasadas y sólo aflora algún que otro diente de perro. Las grauvacas están verticalizadas y la dirección es N 80° E. Las trazas de las esquistosidades son N 105° y N160.

Siguiendo el arroyo al Norte, se llega hasta un puerto donde la cuarcita "armoricana" del flanco sur está ligeramente invertida. Los cerros son restos de raña y están recubiertos por derrubios de ladera. Los materiales anteordovícicos que presentan una alteración se ven discordantes. Son pizarras y no presentan ningún nivel duro. Su dirección es N 125° 85° N. La cuarcita armoricana, en este Puerto de Valdehornos, buza según N 80° E y 75° N. Hasta el arroyo del Tamujoso hay una suave pendiente totalmente recubierta por arcillas y cantos de cuarcita rodados y que incluso llegan a ser bloques de más de una tonelada.

e.-El afloramiento cercano al Puerto de los Carneros:

En la carretera del Puerto de los Carneros hacia Puebla de Alcocer, a un kilómetro del Puerto, afloran pelitas y lutitas negras y pardas con bancos de grauvaca de grano medio. Los bancos de grauvaca no sobrepasan un metro de espesor. Se aprecian dos esquistosidades que forman un ángulo en traza cercano a 60°. El material está poco meteorizado pero sólo aflora en las cunetas ya que lateralmente está cubierto por los terciarios o por los cultivos.

No volvemos a tener otro afloramiento antes de recorrer cinco kilómetros y alcanzar una gran curva de la carretera. En este punto, el arroyo de la Jara cruza la carretera para encontrarse con el arroyo de los Carneros. El valle es un profundo surco en los terciarios que muestra el sustrato. Se ven lunitas verdes de composición grauvática muy finas, con clorita e intensa deformación. Se encuentra un solo nivel de grauvacas de grano medio de un metro de espesor que permite tomar una dirección de N 120° siendo la capa subvertical.

El resto de los afloramientos por la carretera hacia el pueblo de Puebla de Alcocer son de este tipo, fundamentalmente pizarroso, pero sin cortas y trincheras con buenas exposiciones, ya que en esta zona, y como se ve en el mapa, el recubrimiento pliocuaternario es intenso.

f.-Las calizas de Cañamera:

Dentro de la zona esquisto-grauváquica, en una amplia área a ambos lados de la carretera que conduce de Talarrubias a Casas de don Pedro, existen una serie de afloramientos de interés y que, como veremos, responden al mismo patrón. Todos estos puntos característicos se encuentran en la ribera izquierda del embalse de Orellana.

Aunque esta zona fué escogida para un reconocimiento

más intenso debido a los antiguos mapas topográficos que señalaban hornos de cal, la fotografía aérea presenta una traza oscura que se bautizó como unidad serpenteante, siendo ésta su más notable calidad.

Se encontraron cuatro lentejones de calizas de color claro, con base masiva y techo con bandeados. La explotación de estos pequeños lentejones, para alimentar los hornos de cal, los ha vaciado casi totalmente.

Se distingue una base cóncava que tiene un techo relativamente plano. Aunque la tectónica es intensa, los lentejones no tienen buzamientos mayores a los 40°, aunque la dirección es muy variable.

Estos lentejones se apoyan sobre areniscas muy finas y limolitas de composición grauváquica. De los 5 lentejones existentes, voy a describir el más meridional, que se halla inmediatamente al norte de una cota de 422 metros por ser el que presenta mayores estructuras.

Este lentejón, que tiene una potencia máxima de tres metros, se caña lateralmente de manera rápida. Su extensión lateral es de 20 ms. Unos cuantos metros mas al Norte, aparece otro lentejón de dimensiones ligeramente más reducidas, (2,5 x 17). Se distingue a base una dolomía gris de grano grueso y a techo una caliza meteorizada de color marrón muy claro. Esta meteorización resalta, como se ve en la fotografía, la existencia de un bandeo sin sedimentario paralelo al techo del lentejón, que es plano. He tomado en estos niveles las muestras 24 y 25 respectivamente.

La lámina 24 corresponde a una micrita totalmente recristalizada y de gran dureza. El tamaño medio de los cristales es de 2,5 mm. Existen venillas rellenas de cuarzo. Debido a la intensa recristalización, no se ven estructuras sedimentarias ni diagenéticas.

CAS.

Sorprendentemente, la lámina 25, que corresponde al nivel superior, es una caliza autóctona que presenta un marcado bandeo y una recristalización casi nula. Sobre una base de lodos micríticos, en la que hay pequeñas fracturas que pueden corresponder a grietas de retracción (mud-cracks) se observan con claridad laminaciones. Dichas laminaciones han sido formadas, con toda seguridad, por algas cianofíceas. En las zonas superiores de las laminaciones también hay birdseyes.

Dado su origen, esta caliza autóctona sería un Boundstone, según la clasificación de DUNHAM (1.962), o un Bindstone, clasificación más apropiada, según la ampliación a la clasificación de DUNHAM por EMBRY y KLOVAN (1.972).

Esta lámina ha sido examinada por paleontólogos, quienes afirmaron que la laminación se debe a mallas de algas cianofíceas.

A unos cien metros a muro de estas calizas, encontramos un buen afloramiento de lo que hemos llamado "unidad serpenteante". (Ver foto). Aunque no dá lugar a un resalte morfológico, sobresale de el conjunto y emerge claramente en los trigales. Este hecho puede condicionar el que llame tanto la atención en foto aérea. La potencia visible es superior a 15 metros. La roca es muy dura, difícil de partir, con color rojizo y aristas muy agudas. Se observa a visu cómo una gravaca muy grosera o un microconglomerado. Se tomó la muestra 26 de la que reseñamos el empaquetamiento muy pobre de esta gravaca. Si añadimos que los granos de cuarzo son muy heterogéneos, no es de extrañar que la matriz sea casi el 40% de la roca. La fracción arcillosa constituye más del 50% de la matriz. Esta ha sido muy ampliamente limonitizada, por lo que la muestra de mano se ve rojiza. Aunque muy heterogéneos, los granos de cuarzo son muy redondeados. No se



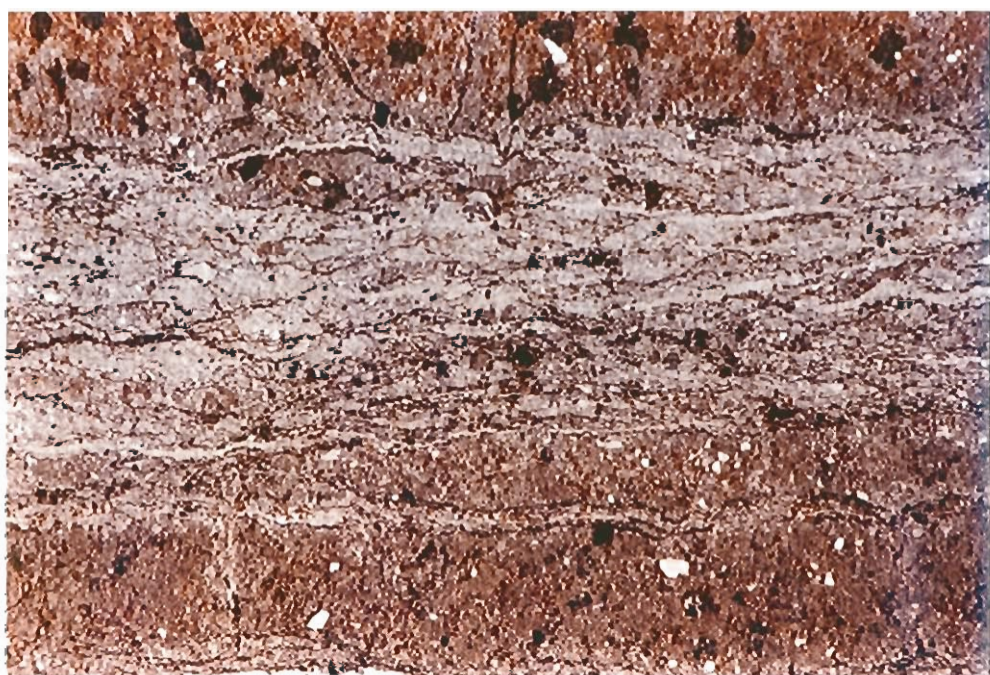
Afloramiento de calizas, cerca del arroyo de Cañamera.
Al fondo, aspecto general del anticlinorio de Agudo-
Valdemanco.



Detalle del techo de los lentejones de calizas de Ca
ñamera, en donde la erosión resalta las laminaciones
de algas.



Aspecto de las laminaciones de algas cianofíceas so
bre una base micrítica.



En esta lámina, con el mismo aumento, se observa mejor
la génesis por algas de las laminaciones.



Fotografía en la que se aprecia el carácter lentejo nar de las calizas de Cañamera y el hueco dejado por la explotación que ha extraído casi toda la micrita.



Afloramiento de las grauvacas groseras, que constituyen la unidad "serpenteante". Al fondo, a la derecha, aparece una mesa formada por los fangos conglomerados Pliocuaternarios.

observan plagioclasas y el feldespató potásico es eimexistente. Hay fragmentos de roca, siendo los de lidita los más frecuentes. Se puede clasificar esta roca como una grauvaca muy gruesa.

Esta capa es un buen nivel de referencia ya que no abundan las capas superiores a 3 o 4 metros, por lo que ha sido fácil de cartografiar. Se ve que todos los lentejones decaliza están por encima de este nivel, a una distancia proximada entre todos ellos.

Entre los dos lentejones que están al hndiado y otro de la carretera, en un talud, se ve un nivel de conglomerados. Este nivel es muy pequeño y único. Tiene 25 cms. de potencia y está compuesto por granos muy redondeados de cuarzo de 1 a 2 cms. en una matriz muy rojiza. Se trata de un paraconglomerado, puesto que no es grano-sostenido.

g.- Síntesis de los afloramientos existentes en la Loma de la Calera, Collado de la Liebre, Sierra de la Zarzuela y Sierra del Integral:

El interés de esta zona motivó mi decisión de cartografiarla a escala 1/10.000, a fin de reconocer su estructura y poder establecer una sucesión de los materiales que aquí se encuentran. Se adjunta a esta memoria un esquema litológico a escala 1/10.000 simplemente de los afloramientos. El mapa geológico es a escala 1/33.000 y es parte integrante del mapa general elaborado. La base topográfica, a escala 1/10.000 utilizada, ha sido una ampliación del mapa a escala 1/50.000. Debido a la bastante accidentada morfología del terreno, la topografía es suficientemente buena.

Las observaciones que hicieron necesaria una cartografía a diferente escala, fueron los grandes cambios de facies en los conglomerados y, principalmente, el que la estructura general no corresponde a un sinclinal simple, como expone M. LORENZO (1.977).

Estas sierras se encuentran en alineación con el Peñón del Morrón, al Oeste de Puebla de Alcocer.

-Descripción de los materiales:

Los primeros afloramientos observados son los de la Sierra del Integral, a donde accedí desde el Norte, ya que en principio estaban en el límite Sur de mi tesina.

Los conglomerados, que forman una sierra de cumbres muy llanas, entre 397 y 404 metros, son paraconglomerados de aspecto fanglomerático. Están en contacto sobre pelitas, sin que se pueda observar una base erosiva. Aunque estos fanglomerados son masivos, se observan distintos niveles en los que varía bastante el tamaño de los cantos. La mayoría de los niveles tienen una media de 5 a 7 cms, aspecto masivo y homogéneo. Los cantos, bien redondeados, son en su gran mayoría de metacuarcita, bastante alargados. El centil es de 25 cms. Se ven fragmentos de esquistos biotíticos y cantos de lidita bastante frecuentes. Estos llegan a alcanzar 8 y 10 cms. No se ha tomado una muestra de mano ya que no sería representativa del conjunto de la roca. La potencia varía de 30 a 60 metros y su aspecto es tan masivo que, visto el afloramiento desde el arroyo grande que está a 60 metros de desnivel, parecen un fanglomerado terciario o pliocuaternario horizontal.

En este arroyo, donde los niveles son de mayor energía y la medida de los cantos es cercana al centímetro, se puede observar, en ocasiones, una granoselección positiva que llega hasta el término de arena muy grosera y con mucha matriz. (Ver foto).

En el Collado de la Liebre volveremos a encontrar los fanglomerados masivos, por encima de los cuales hallamos una arenisca, de grano medio a fino, bastante clara con feldespato. En este nivel se reconocen varios lentejones de dolomía muy negra, recristali

zada. Estos lentejones han sido explotados hasta su completa extinción, deduciéndose el carácter lentejonar por las características de la explotación. El buzamiento es vertical y varía entre N 160° a N 176°. Hacia el centro del Collado de la Liebre, se encuentran intercalaciones calcáreas en pizarras.

En la Loma de la Calera, los conglomerados son tan masivos que no permiten tomar direcciones. Al Norte de estos afloramientos, en el collado que está en la fesebocadura del arroyo grande, al Sur de la Sierra del Integral, encontramos estratigráficamente sobre los conglomerados, una serie pelítica, monótona, cuya dirección es N120° y marcada esquistosidad subvertical. Se diferencia un paquete de arcosas, que marcan una hombrera en el valle.

La dirección de los conglomerados en la Sierra del Integral varía frecuentemente, por lo que es más representativa su representación cartográfica. El aspecto de campo recuerda la estructura de las cuarcitas en el sinclinal de Herrera del Duque y parece apuntar hacia la existencia de dos fases macroscópicas de deformación que formen un ángulo en horizontal de unos 60° entre sí. La dirección general de los aglomerados en la Sierra del Integral es la de N 160°.

La cartografía de la Loma de la Calera muestra que no hay ningún conglomerado y que la sierra se debe a la existencia de una cuarcita gruesa, cuyo buzamiento varía de vertical a 30°.

En un afloramiento donde la dirección es N 40° 30° W, la cuarcita está bastante recristalizada y es de grano medio a grueso, teniendo algún grano de tamaño grava. En este afloramiento se observa estratificación cruzada. El ángulo entre los sets es de 20°. También se observa una estructura "herring bone". Esta estructura es bien visible, porque la cuarcita presenta un bandeado con franjas claras y oscuras.

En el alto de este cerro varía la dirección a N 120° 80' S y la cuarcita es mucho más masiva, siendo la potencia del afloramiento mayor.

En esta misma Loma, más al Noroeste, se aprecia un nivel con alternancia de microconglomerados y litoarcosas. Cerca de este afloramiento, que está en lo más alto de la Loma, hay dos lentejones de dolomía, mucho más pequeños que los citados anteriormente. Estos lentejones han sido explotados y son concordantes con el resto de la serie. Más adelante, en la misma Loma, se encuentran de nuevo las dolomías y un gran banco de arcosas a techo.

Al realizar un corte transversal a la estructura de la serie, en la Sierra de la Zarzuela encontramos sucesivamente pizarras, un tramo cubierto, un conglomerado con matriz rojiza y cantos de cuarzo de hasta 4 cms. de espesor, cubierto, cuarcita recristalizada de grano grueso a muy grueso. La dirección y buzamiento de esta serie es N 100° 68' N.

Más al Oeste, en el nivel correspondiente a las cuarcitas aparecen microconglomerados, también con cantos de lidita y diámetro que oscila entre 0,4 y 0,8 cm. Siguiendo el nivel hacia el Peñón del Morrón que está alineado con estos afloramientos, se observa que este nivel está intercalado entre los conglomerados y las cuarcitas. En el centro de la estructura, o sea, en El Collado de la Liebre, hay alternancia de pizarras y arcosas, pero los afloramientos son muy escasos y no permiten continuar el corte.

En los conglomerados de este corte, que tienen una potencia de 50 m. se tomó la muestra CGL. Estos conglomerados presentan estratificación paralela, en bancos de 40 cms a 1 m. y no tienen carácter de lentejón, por lo menos a escala de afloramiento. Su aspecto es constante en la Sierra de la Zarzuela. Solamente su aspecto es



Afloramiento de paraconglomerados en la Sierra del Integral, que buzcan verticalmente. Al fondo, la Sierra del Castillo y, en su falda, la Puebla de Alcocer.



Aspecto de los paraconglomerados de la Sierra del Integral, de granulometría inhomogénea.



Granoselección positiva en los conglomerados de la Sierra del Integral.(Techo).



Aspecto en bancos de los conglomerados ortosostenidos, al norte de la Loma de la Calera.

masivo cerca de la desembocadura del Arroyo Grande. En lámina delgada se ve que el conglomerado es ortosostenido, con cantos poco redondeados pero bien empaquetados. Los cantos superan el centímetro e incluso alcanzan los dos cms. en la lámina. El 80% de los cantos son de metacuarcita y los de cuarzo están zonados por haber sufrido tensiones. Se observan cantos de ludita de grano muy fino. La matriz es escasa y está silicificada. También tiene cemento limonítico, responsable del aspecto rojizo de la muestra de mano. La mayor parte de la matriz tiene un tamaño de arena gruesa a media.

El microconglomerado se presenta en paquetes de 20 a 30 cms., y la potencia aflorante es de 5 ms. En lámina delgada se observa que la roca está bastante recristalizada, por lo que pudiera parecer una cuarcita fracturada de visu. El porcentaje de cantos con tamaño grava es inferior al 40% de la roca, por lo que la granulometría está a caballo entre un conglomerado y una arenisca muy gruesa. La mayoría de los cantos son de cuarzo; hay fragmentos de roca que son conglomerados cuarcíticos con inclusiones de ludita. Como accesorios, hay una pequeña cantidad de opacos. Las fracturas están rellenas de limonita. Denominaré la roca como microconglomerado cuarcítico.

-Estructura del afloramiento:

La inexistencia total de cualquier tipo de conglomerado en la Loma de la Calera muestra que la estructura no es un sinclinal simple, como suponía M. LORENZO (1.977). Las dos direcciones predominantes de fracturas, patentes en campo y en foto aérea, permiten encajar geoméricamente a la Sierra del Integral yuxtapuesta a la Loma de la Calera. Esta sierra, que a primera vista parecería el flanco norte de un anticlinal, es el flanco norte del sinclinal al que se debe llamar más correctamente cubeta.



Restos de la explotación de los lentejones dolomíticos, en la Loma de la Calera. El buzamiento de los lentejones es vertical.



En esta fotografía, se distinguen, sucesivamente, los paraconglomerados de la Sierra del Integral, una ladera cubierta, un afloramiento de arcosas de 40 m. de potencia, el embalse de Orellana y, al fondo, la Sierra de Pela.

Esta cubeta no está cerrada al Norte, cortada por una importante falla N 80° E, cuyo juego es posterior a las fracturas de la familia N 160.

Debido a este juego de fracturas, se encuentran afloramientos de la cuarcita ya descrita en la Cuerda de la Quejigala, más al Norte, y arcósicos en la otra ribera del Guadiana.

h.-Afloramientos en el Cerro del Río:

Para acceder a estos afloramientos, hay que tomar el camino que sale desde el Cuartel de la Guardia Civil de Casas de don Pedro al Sur. Los tres primeros kilómetros de camino se recorren sobre el Terciario, pero en el resto aflora una ritmita grauváquica, fundamentalmente pizarrosa, por lo que no forma más que estrías en los caminos, siendo incluso cultivada. En el pizarral de el Cerro Gordo y Casa de la Cucaña, se distinguen tobas muy oscuras, probablemente andesíticas. En esta litología aparecen graveras y un pozo que, según un pastor, fueron explotadas con el fin de obtener cobre. En las graveras, encuentro bornita, por lo que la información puede ser válida.

En el alto del Cerro que dá al río, sobresale morfológicamente una serie de lutitas y areniscas. (Ver foto). Ningun banco de esta potencia se observa en todo el camino, desde Casas de D. Pedro. Tienen estratificación paralela bien marcada y huellas de bioturbación vertical en las lutitas. En un plano de estrato de las arcosas encuentro bioturbación planar. (Ver foto). Son pistas de anélidos de 10 a 15 cms. de longitud y uno de ancho, tanto rectas como en U. Las arcosas tienen muy poca matriz. Estas arcosas presentan el mismo aspecto y potencia que las del Collado de la Liebre y la Sierra del Integral.

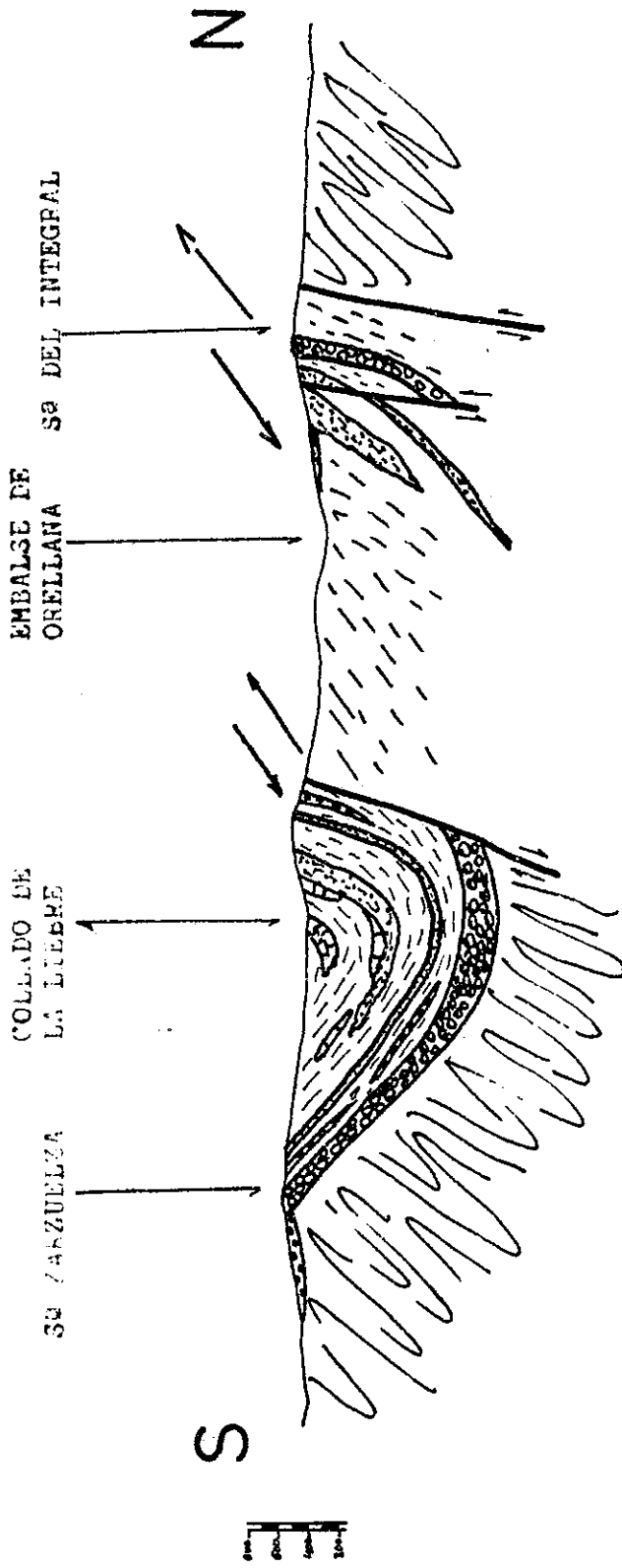
En el mismo cerro, existen una serie de zanjas y excava



Afloramiento de arcosas en el cerro del río. Se observa una neta estratificación paralela.



Bioturbación horizontal. Huellas de anélidos en un plano de estrato de las arcosas.



E Vertical 1/25.000
 E Horizontal 1/25.000

Corte geológico del conjunto superior en la zona SO

ciones que parecen calicatas, como las explotaciones de dolomías, donde han excavado paralelamente a la estratificación. Al recorrerlas me doy cuenta que son tan sólo trincheras de la guerra que domina el alto frente al río y que se encuentran parcialmente rellenas por la escorrentía y derrubios de ladera.

En estas trincheras, se toman buenas medidas. La estratificación de las arcosas es N 40° 57' NW.

Más al Sur, el material vuelve a ser pizarroso y tiene dos esquistosidades N 17° vertical y N100° E subvertical.

1.-Corte del Arroyo del Infierno:

El arroyo del Infierno discurre paralelamente al oeste del arroyo del Membrillo.

Al norte de la carretera nacional, atraviesa la alineación de cerros. El propósito de este corte es reconocer las distintas litologías halladas en el arroyo del Membrillo.

El norte de la carretera, incluyendo los cerros, no tiene ningún afloramiento. Está totalmente cubierto por el piédemonte y los cerros corresponden a rañas.

Al sur, tan sólo se observan dientes de perros constituidos por grauvacas de grano fino. Tan sólo al llegar al río Guadiana se encuentran afloramientos útiles.

En el río Guadiana, las ritmitas grauvaquicas forman paredes abruptas en la parte externa de los meandros del río. Las secuencias varían entre 3 y 5 cms. Las grauvacas de grano grueso y fino ocupan el 75 u 80% de la secuencia, mientras que el resto corresponde a las limolitas, que no alcanzan el centímetro. Cruzando el río y remontándolo por la otra orilla, se llega al otro buen afloramiento, (ver foto) en el que las secuencias son de 8 a 10 cms y la granulometría más gruesa. No se observa ningún paquete grauváquico de tamaño superior al decimétrico. En el alto del cerro, este afloramiento queda cubierto

31



32



Afloramientos de ritmitas predominantemente grauváquicas, en el río Guadiana, en la desembocadura del arroyo del Infierno.

Estos lugares son los únicos donde los canchales no tapan la base del Ordovícico.

I.-Generalidades sobre los materiales ante-ordovícicos aflorantes al Norte del sinclinal de Herrera del Duque:

No se hace una descripción detallada de los mismos por no ser objeto de este trabajo. Sin embargo, han tenido que ser reconocidos durante la cartografía, por lo que recojo algunos datos de interés.

En toda esta zona del anticlinal de Guadalupe, no reconozco ningún conglomerado, caliza o banco competente. Solamente aparecen niveles grauvaquicos en ritmitas, en las cercanías de Valdecaballeros, principalmente. Predominan las pizarras y limolitas que contienen clorita, lo que les da un brillo verdoso.

Al Sur de Castilblanco, en las cercanías del puente, sobre la cola del embalse de García de Sola, aparece un afloramiento continuo, a ambos márgenes del río, con una dirección uniforme. En la ribera este, en más de un kilómetro aparecen argilitas y grauvacas. La estratificación es N 138°, 84° W, S₁ es N 140° S 80° SW y S₂ N 180° 70° W. En la ribera oeste, unas grauvacas finas negras predominan sobre las pizarras.

Generalmente, las ritmitas observadas tienen una granulometría más fina que la que he encontrado en el anticlinorio de Agudo-Valdenmanco. Se reconocen siempre dos fases sinquistosas y una tercera de kinking o crenulación.

NOTA:

En los alrededores de Talarrubias y en los márgenes del embalse de Orellana, han sido cartografiados muchos afloramientos, que no se describen aquí por no tener características de interés que no

hayan sido ya descritas. La traza de los niveles grauváquicos se distingue en la cartografía geológica.



Afloramiento del conjunto inferior en la cola del embalse de Garcia de Sola, muy cerca de Castilblanco.

A-3)-UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS:

El establecimiento de unidades litoestratigráficas en series del Proterozoico, presenta unas dificultades adicionales a las que hemos encontrado para establecerlas en el Paleozoico; por una parte, la mayor deformación de los materiales en los que a veces es incluso imposible ver la estratificación o distinguir criterios de polaridad, además de la poca relación o continuidad entre sí de los afloramientos. Por otra parte, la falta de criterios paleontológicos, no permite la correlación de los afloramientos, y los Ichnofósiles encontrados no tienen gran valor bioestratigráfico.

Los materiales cuya descripción acabamos de realizar, por características petrológicas, estratigráficas y estructurales, pueden dividirse en dos conjuntos que, al ser de edades distintas, vamos a denominar conjunto inferior y conjunto superior.

3.1)-Conjunto inferior:

He considerado parte del conjunto inferior a los materiales descritos en el apartado anterior, en los siguientes afloramientos:

- Peña Blanca
- Arroyo Tamujoso
- Calizas de Cañamera
- Puerto de los Carneros
- Arroyo del Infierno
- Valle de la Parrilla
- Alrededores de Garbayuela
- Los materiales ante-ordovícicos cercanos a Castilblanco, aunque la mayoría de los afloramientos al Norte del sinclinal de Herrera del Duque, parecen corresponder al conjunto superior.

La mayoría de estos afloramientos, a excepción de las Calizas de Cañamera, corresponden a formaciones terrígenas muy monótonas.

nas, con características turbidíticas. El carácter petrológico de esta gran unidad esquistograuváquica, es la poca madurez de los materiales, muy angulosos, muy poco empaquetados, con gran cantidad de micas, feldespato potásico y plagioclasas. Intercalados en estos materiales, se observan localmente tobas andesíticas o niveles de lidita de 1 o 2 cm. de potencia como máximo.

A pesar de que la proximalidad o distalidad de estas turbiditas varía según la zona, no puedo distinguir diferentes unidades litoestratigráficas, considerando a todos estos materiales como una serie inferior turbidítica, esquistograuváquica en facies Alcudía; (BOUYX, 1.970).

Se reconoce un carácter proximal, en los que se observa una tendencia a la colmatación de la cuenca turbidítica en los afloramientos descritos en el Arroyo del Infierno, en la rivera del Guadiana.

Por el contrario, los materiales descritos en las inmediaciones del arroyo de Cañamera, sí presentan facies diferenciables, y distingo, a continuación, tres unidades litoestratigráficas.

-Grauvacas groseras de la unidad "serpenteante". La potencia de esta unidad es aproximadamente 20 metros. Está compuesta por una grauvaca muy grosera, incluso microconglomerática hacia la base, con un marcado tinte rojizo. Localmente, se encuentran niveles decimétricos de paraconglomerados con cantos muy redondeados de cuarzo.

-Una unidad pelítica, con pequeñas intercalaciones grauváquicas de grano muy fino. La potencia, dado el intenso plegamiento, es difícilmente estimable, pero puede considerarse de 100 a 150 m.

-La unidad de las calizas de Cañamera, constituida, no tan sólo por los lentejones calcáreos, sino también por las pelitas y "areniscas" finas, en los que están incluidos: En las calizas de es

ta unidad se han apreciado laminaciones de algas cianofíceas y grietas de retracción en la micrita infrayacente. Estas estructuras sedimentarias indican que el ambiente sedimentario de esta unidad es una llanura intermareal. La potencia de esta unidad es muy difícil de estimar, ya que sus límites no son concretos y debido al carácter lea-tejonar de las calizas. La potencia puede ser de 20 o 30 m.

3.2)-CONJUNTO SUPERIOR:

Estan englobados, dentro del conjunto superior, los materiales hallados en el Puerto Peña, debajo de la cuarcita armoricana, en el arroyo del Membrillo y en la continuación del corte en la rivera del Guadiana, y por fin el conjunto de los materiales presentes en la Sierra de la Zarzuela, Loma de la Calera, Sierra del Integral y el Cerro del río.

Salta a primera vista la proximidad de los materiales atribuidos al conjunto superior, a las sierras paleozoicas. Afloran en estos puntos, donde la cuarcita suprayacente les ha preservado de la erosión.

La gran diferencia de las columnas obtenidas en dos grupos de afloramientos, me hace describir el conjunto superior, separándolo en dos zonas, que llamaré NE y SW debido a su situación.

ZONA NORESTE

En la zona NE, definiré a continuación las unidades litoe-stratigráficas, en la base de los cortes del Puerto Peña y del arroyo Membrillo.

-Conglomerados del Puerto Peña: Yace discordantemente y con base erosiva sobre las ritmitas del conjunto inferior. Su límite a techo es el tránsito gradual a areniscas y pelitas. La litología característica es un ortoconglomerado con granoselección posi-tiva

va. Debido a esta granoselección, esta litología evoluciona hacia microconglomerados cuarcíticos y grauvacas. Dentro de los conglomerados se distinguen canales con base erosiva y estratificación cruzada de canal. La potencia media de la unidad es de 50 m. Entre el Puerto Peña y el arroyo del Membrillo, la potencia varía entre 60 y 40 m. La génesis de esta unidad no es clara, pues puede corresponder a muy distintos medios sedimentarios, como puede ser la zona distal de un abanico aluvial, un medio fluvial o la zona canalizada de un aparato turbidítico.

-Unidad pelítica inferior: Su límite inferior es el último banco de conglomerados, y el superior es gradual y corresponde a un predominio grauváquico. La potencia de esta unidad azoica es de 300 m. Está constituida por pelitas de composición grauváquica, con un contenido de feldespatos del 5% y bancos grauváquicos de grano fino a medio y en niveles de 10 a 20 cm. Los bancos muestran marcada estratificación paralela. La génesis de la unidad corresponde probablemente a una sedimentación de turbiditas.

-Unidad grauváquica superior: Su límite inferior es gradual, correspondiendo a un predominio de los niveles grauváquicos sobre los pelíticos, más abundantes en la unidad inferior. Su límite superior es neto y corresponde a la progradación de potentes bancos de arenisca. Aunque una fractura complica la evaluación de su potencia, ésta debe ser próxima a 400 m. Los bancos grauváquicos de grano medio presentan estratificación paralela. Esta unidad tiene carácter turbidítico con sucesión de colmatación a techo.

-Litoarcosas del río Guadiana: Esta unidad corresponde a un conjunto de bancos "arcosicos", competentes y cuyo color claro contrasta con las unidades infra y supra yacentes. Sus límites son netos y están marcados por un cambio en la litología que corresponde

a la existencia de lito-arcosas en vez de grauvacas muy poco maduras. La ortosa en esta unidad es inferior al 5% y las plagioclasas, aunque existentes, son casi un mineral accesorio. La potencia de la unidad es de 40 m. Hay una alternancia de bancos de 2 m. de grano medio a grueso con niveles de 40 a 50 cm. de areniscas muy finas-pelitas. Estas últimas tienen planos con abundante mica flotada y presentan estratificación cruzada de surco. Los bancos tienen una marcada estratificación paralela. Este depósito corresponde a una sedimentación somera en plataforma continental.

-Por encima, aparece una alternancia de pelitas y areniscas, falladas a techo, siendo la potencia visible de 60 m. Las malas condiciones de afloramiento no permiten aportar más datos para esta unidad.

ZONA SUROESTE:

Se consideran los materiales descritos dentro del conjunto de afloramientos existentes en la Loma de la Calera, Collado de la Liebre, Sierra de la Zarzuela y Sierra del Integral, además de las areniscas del Cerro del río, para el establecimiento de las siguientes unidades litoestratigráficas.

-Paraconglomerados de la Sierra del Integral: Yacen aparentemente en discordancia sobre pelitas y grauvacas ligeramente rubefactadas del conjunto inferior. El límite superior es neto y consiste en la aparición de conglomerados ortosostenidos en bancos. La potencia de esta unidad es de 40 m. Lateralmente, la unidad llega a acunarse. Los cantos de metacuarcita y cuarzo tienen una media de 7 a 8 cm., con centiles de 25 cms.

La presencia en estos ^{paraconglomerados} flangloconglomerados de fragmentos de esquistos biotíticos y de cantos de lidita con centiles de 8 cms., se hace pensar que el área madre no estaba únicamente constituida

da por el conjunto inferior, donde no existen cuarcitas, ni esquistos biotíticos, ya que sólo hay un anquimetamorfismo, ni lilitas en bancos superiores a 1 o 2 cms. Por lo tanto, en el momento de la formación de estos fangoconglomerados, así como de los ortoconglomerados suprayacentes, la existencia de un zócalo de edad Beturiense Rifeense metamórfico, aflorante en el área madre, parece demostrada.

-Ortoconglomerados: Aunque puntualmente el límite con los fangoconglomerados parece neto por la aparición de cuerpos tabulares, especialmente este cuerpo varía lateral y verticalmente, llegando estos conglomerados a yacer sobre pelitas del conjunto inferior, como en la Sierra de la Zarzuela. El límite superior es gradual y consiste en un tránsito a areniscas finas. La potencia de estos ortoconglomerados en bancos es de 35 m.

El tamaño medio de los cantos en estos conglomerados varía entre 3 y 1 cm., existiendo fragmentos de roca y cantos de lilita. Como fragmentos de roca se hallan esquistos y fragmentos de microconglomerados.

-Areniscas finas con microconglomerados. Esta unidad está expuesta especialmente bien en la Sierra de la Zarzuela. El límite inferior es un paso gradual desde los ortoconglomerados, aunque éste se realiza en un par de metros. El límite superior es la existencia de un banco de areniscas cuarcíticas. La potencia de esta unidad oscila entre 125 y 220 m. Está constituida principalmente por areniscas muy finas y pelitas, pero su característica es la presencia de al menos dos niveles distintos de microconglomerados cuarcíticos, siendo el más potente de ellos de 5m. Estos cuerpos tienen geometría lenticular, aunque estos lentejones llegan a tener hasta 3 kms. de corrida.

-Cuarcita de la Loma de la Calera. La base es neta y

consiste en la progradación de cuarcitas sobre las pelitas de la unidad anterior. La cartografía muestra que los afloramientos de estas cuarcitas no están ligados a los conglomerados, como se ve en la Loma de la Calera y al noroeste de la Sierra de Integral.

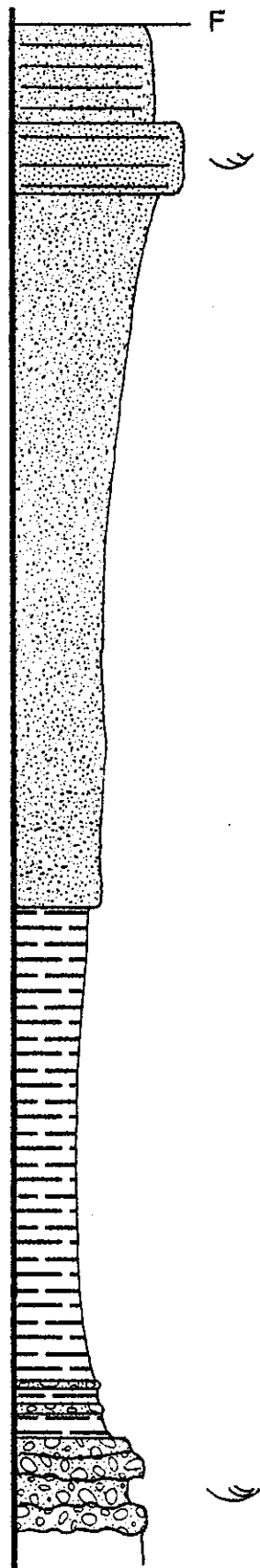
El límite a techo de esta unidad no se ve normalmente y corresponde a un paso gradual a areniscas finas, pelitas y calcoesquistos. La potencia de la unidad es de 40 m. La cuarcita está bastante recristalizada pero se reconoce un tamaño de grano de grueso a muy grueso. Hay incluso cantos de tamaño grava y, localmente, muestra aspecto microconglomerático. En Loma de la Calera, presenta un bandeado con franjas claras y oscuras, debido a cambios de granulometría. Gracias a estas franjas, y pese a la recristalización, en el mencionado lugar se ve estratificación cruzada planar y, más a techo, estructuras "herring bone", que delatan génesis por acreción de barras y zonas de sombra, respectivamente, en medios someros. Aunque denomino a esta unidad cuarcítica, no se trata en realidad de una ortocuarcita, sino de una arenisca cuarcítica. La denominación se debe al gran contraste existente con las grauvacas que la rodean.

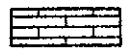



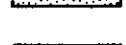
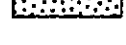
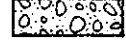
-Areniscas finas: El límite de la base de esta unidad es gradual, correspondiendo a una disminución de grano bastante brusca de las cuarcitas. El límite superior es neto y es el paso a unas litocuarcitas rojizas que forman un resalte morfológico. La litología corresponde a una arenisca fina, alternante con pizarras, con una composición mucho más inmadura; grauváquica. Hay pequeños niveles de microconglomerados .decimétricos, entre los cuales se encuentran dos niveles de pequeños lentejones dolomíticos, explotados pese a su pequeño tamaño. Las dolomías han sido totalmente excavadas y no se pueden reconocer estructuras. La potencia aproximada de esta unidad es de 60 metros.

-Litoarcosas con Planalites: La base es neta, con resalte morfológico, y corresponde al paso desde una alternancia esquistograuváquica a una litoarcosa de grano fino homogénea. El techo es gradual y se debe a una reducción progresiva del tamaño del grano hasta el tamaño limo. La potencia de esta unidad es muy constante en todos los afloramientos y proxima a 40 metros. Así mismo, esta unidad es muy homogénea litológicamente. Sin embargo, el nivel no permite una buena correlación cartográfica, encontrándolo tan sólo en una serie de puntos. Como afloramientos característicos, destacan el que está pegado a los lentejones de dolomías, en el Collado de la Liebre, y el del cerro del río, en donde se han encontrado los ichnofósiles, además de una abundante bioturbación horizontal y vertical. Esta arenisca presenta una estratificación paralela marcada, con bancos regulares de 30 a 40 cms. e interestratos límpios, sin relleno arcilloso. La actividad orgánica confiere a esta unidad un ambiente sedimentario somero, aunque bajo el nivel de base del oleaje, ya que los cuerpos son muy paralelos.

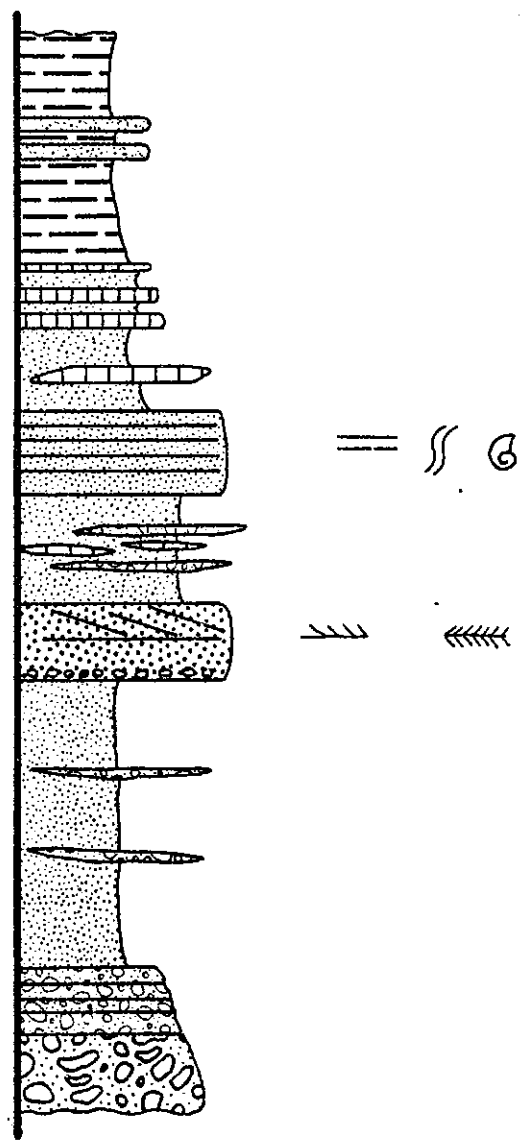
-Dolomías y calcoesquistos del Collado de la Liebre: Esta unidad, pese a su nombre, es fundamentalmente terrígena, pizarrosa, pero su característica más notable es la que dá lugar al nombre. La base es gradual y corresponde a una disminución del tamaño de grano en las litoarcosas. El techo, al ser ésta la unidad más alta de la sucesión, ha sido erosionado. La potencia, al ser ésta la unidad que ocupa el centro de la cubeta, en donde los cambios de buzamiento son rápidos, es difícil de estimar. No la considero inferior a 200 m. La litología más abundante es la pizarrosa. Cerca de la base, encontramos los dos lentejones de dolomías de unos 5 metros de potencia del Collado de la Liebre. Estos lentejones corresponden al mismo nivel. Por encima, se encuentran calcoesquistos en alternancias centimétricas.

COLUMNA DEL
ARROYO MEMBRILLO



-  Calizas dolomíticas
-  Grauvacas
-  lito-arcosas
-  grauvacas y lutitas
-  cuarcitas
-  limolitas
-  ortoconglomerados
-  paraconglomerados

ZONA SUROESTE



E vertical : 1/4000

Columnas representando las unidades litoestratigráficas de los materiales del conjunto superior.

Por encima, predominan las pizarras, pero hay intercalaciones de areniscas relativamente maduras. Los niveles de areniscas son centrímetricos y se presentan alternando con las pizarras. En estas pizarras se suelen dar cultivos o pastos, por lo que esta unidad, exceptuando la base, es difícil de estudiar. La génesis, con formación de lentejones calcáreos, corresponde probablemente a la etapa de colmatación de esta secuencia.

En las dos zonas estudiadas, la sucesión comienza por un conglomerado basal, aunque en éste se observan notables diferencias. La sucesión posterior sugiere que las secuencias se han depositado en ámbitos paleogeográficos distintos.

A-1) -CARACTERISTICAS Y RELACIONES TECTONICAS ENTRE LOS DOS CONJUNTOS:

En el apartado anterior, hemos expuesto unas razones estratigráficas y petrológicas que permiten dividir los materiales ante-ordovícicos en dos conjuntos. A continuación, vamos a citar unas características estructurales de cada uno, a partir de las cuales estableceremos las relaciones tectónicas entre ambos.

Si bien en los afloramientos de ritmitas esquistoso-grauváquicas se ha observado siempre la existencia de dos esquistosidades, es en la zona donde aparecen las calizas en la que, debido a la existencia del nivel grauváquico, que sirve de referencia, se puede observar mejor la estructura del conjunto. Debido a su posición respecto a las calizas, sabemos que este nivel grauváquico es único. La cartografía del mismo indica que la interferencia de pliegues es de tipo H_2 , cuando $B=0$ y α entre 0 y 30° . (RAMSAY, 1.977 p.552) Uno de los

ejes de plegamiento es subvertical.

El conjunto de la Sierra de la Zarzuela corresponde a una cubeta posteriormente fallada. La figura de interferencia es radicalmente distinta, lo que sugiere que una de las etapas de plegamiento es anterior a la deposición del conjunto superior.

En el corte del Arroyo del Membrillo, hay una zona en donde la esquistosidad es superior a la estratificación. Como sólo existe, tanto en este conjunto como en el de la Sierra de la Zarzuela, una fase sinesquistosa, esto implica que hay una etapa de plegamiento o flexión prehercínica. Si los movimientos tectónicos fuesen de basculamiento, no producirían en un segundo plegamiento un ángulo de esquistosidad mayor al buzamiento.

En el arroyo de los Malos, al sur de la Sierra de la Zarzuela, las capas grauváquicas subverticales del conjunto inferior tienen una dirección N 140, próxima a los N 145, 45 NE de los conglomerados del conjunto superior. Los buzamientos, tanto en un conjunto como en el otro, son constantes, lo que apunta a una discordancia angular, que no se ve directamente en el campo. Esta discordancia se ve, sin embargo, pocos kilómetros al Oeste, en el aljibe de Orellanita; allí los conglomerados descansan discordantemente sobre el conjunto inferior. (M. LORENZO, 1.977).

Si bien en la zona no se ve un contacto con discordancia angular neta, más que en el Arroyo Membrillo, los distintos estilos de superposición de plegamiento y la existencia de una fase más sinesquistosa en el conjunto inferior, demuestran que el conjunto superior yace sobre unos materiales ya plegados por una fase de desarrollo de esquistosidad.

La discordancia angular patente en los conglomerados del arroyo del Membrillo, que desaparecen bajo los materiales paleo-

zoicos, demuestra la existencia de un plegamiento anterior al Arenig, no esquistoso.

B-1)-EDAD DE LOS MATERIALES:

Además de los criterios meramente estructurales, el paso de una cuenca colmatada con depósitos intermareales, que se encuentra probablemente a techo del conjunto inferior, a medio sedimentario profundo con depósitos turbidíticos pelíticos, como encontramos en la base del conjunto superior en la zona NE, parecen ser un criterio más que habla en favor de una discordancia intraalcudiense. Esta fué mencionada primeramente por BOUYX (1.970) y posteriormente discutida por ARBIN y TAMAIN (1.973).

A pesar de que estos últimos autores niegan la existencia de una discordancia considerandola como un contacto tectónico tangencial, la denominación "Alcudiense", propuesta por TAMAIN en 1.970 y OUTRACHT y TAMAIN (1.970), se ha utilizado a partir de la sesión de enero de 1.971 de la Comisión Internacional del Mapa Tectónico del Mundo (UNESCO). El Alcudiense inferior tiene edad Rifeense.

Podría, por lo tanto, denominar, con un sentido cronoestratigráfico, a los conjuntos inferior y superior, Alcudiense inferior y Alcudiense superior respectivamente. Si la denominación de Alcudiense me parece acertada para el conjunto inferior, ya que la correlación con los esquistos de Alcúdia de BOUYX (1.970), dada la proximidad de las zonas, y las idénticas características en conjunto de los materiales, es evidente, la atribución de edad como Alcudiense superior para el conjunto superior me parece vaga.

Durante la realización de este trabajo, he considerado las posibilidades de atribuir las dos sucesiones incluidas en el conjunto superior, o simplemente una de ellas, tanto al Cambro-Ordovícico

como al Tremadoc. Sin embargo, las características estratigráficas de las sucesiones, como particularmente su considerable potencia, no permiten una correlación con los conjuntos que regionalmente han sido atribuidos a estas edades.

La presencia de Ichnofósiles en las litoarcosas con Planelites, no resuelven esta discusión ya que son frecuentes en materiales tanto Véndicos como del Cámbrico inferior. Por la litoestratigrafía del conjunto, no consideramos que la sucesión pueda atribuirse al Cámbrico inferior, considerando más oportuno asignarle una edad de Véndico, probablemente medio o superior.

La atribución de estas edades concuerda con la de los materiales que permiten una correlación a escala regional.

Considero pues el conjunto inferior RIFEENSE y las dos sucesiones del conjunto superior VENDIENSE o VENDICO. Con esto no quiero decir que considere isocronos los conglomerados basales de las dos sucesiones, ni sus respectivos techos.

B-2)-SUCESION TIPO:

El hecho de establecer una sucesión tipo encuentra varias dificultades. La primera de ellas es no encontrar un corte continuo que sirva como base. En el conjunto superior, el principal impedimento es la falta de una conexión cartográfica entre las dos zonas en las que ya hemos establecido las unidades litoestratigráficas.

Como se pueden considerar todos los datos correspondientes al conjunto inferior dentro de una evolución global única, se puede establecer una serie tipo, que está motivada por una visión particular de la evolución de la cuenca en el Alcudiense inferior. La cuenca profunda inicialmente va relleniéndose por secuencias turbidíticas. Durante este periodo hay alguna manifestación volcánica representada

por tobas andesíticas. Las turbiditas van presentando una tendencia hacia la proximalidad debido a un prōgresivo relleno de la cuenca. Estas facies mas proximales se encuentran en el noroeste del anticlinorio de Agudo-Valdemanco. El hecho de encontrar secuencias de plataforma concordantemente sobre las facies turbidíticas me hace pensar en una colmatación de la cuenca turbidítica sobre la que se desarrolla una sedimentación en ambientes sub e intermareales.

De una manera acorde a este modelo, consideraré las calizas de Cañamera a techo del complejo turbidítico de gran potencia.

Por el contrario, no se pueden considerar los datos del conjunto superior directamente dentro de un solo modelo de evolución de la cuenca. Incluso las diferencias entre las columnas estratigráficas, me han obligado a definir unidades litoestratigráficas diferentes para dos sectores.

Si comparamos los conglomerados del Puerto Peña con los ortoconglomerados de la Sierra de la Zarzuela, hay una similitud. Sin embargo, la evolución de la serie es tan distinta que estos conglomerados no pueden correlacionarse.

Si analizamos la columna del Arroyo del Membrillo, tenemos en primer lugar una secuencia en la que se observa una disminución de energía. Sin embargo, a techo de la unidad grauváquica superior, hay un repentino aumento de energía reflejado en la madurez de los sedimentos, en un incremento del tamaño del grano y en la formación de potentes bancos de areniscas. Esta variación de las condiciones de sedimentación se manifiesta particularmente en las litoarcosas del río Guadiana, que son un sedimento de plataforma.

En esta zona se pueden distinguir dos secuencias, la inferior con sedimentación de rítmicas, y una superior cuya base es el conjunto de lito-arcosas del río Guadiana. A techo de estos bancos,

la serie está fallada. La potencia de sedimentos generados en cada una de las etapas es de 750 m. y 100 m. respectivamente.

En la zona suroeste, tenemos una secuencia primera con granoselección positiva que pasa gradualmente desde unos paraconglomerados a ortoconglomerados a una alternancia de pizarras y areniscas. La menor energía en la que se depositan las pizarras y areniscas es interrumpida por la irrupción de canales, muy anchos, que dejan los grandes lentejones microconglomeráticos con base erosiva y matriz roja. La potencia de esta secuencia es de 160 m., no comparables a los 750 m. de la zona del Puerto Peña.

La existencia por encima de una cuarcita grosera, localmente microconglomerática, que desarrolla a techo un bandeado y estructuras sedimentarias como son estratificación cruzada planar y "herring bone" y especialmente el hecho de que estas areniscas cuarcíticas tengan una mayor extensión cartográfica que los conglomerados, parece indicar el inicio de una segunda secuencia. El ambiente sedimentario en el que comienza esta secuencia es una acreción por barras en una plataforma muy somera. Todas las unidades que se sedimentan a continuación tienen una característica de plataforma, ya sean los lentejones dolomíticos o las litoarcosas con Planolites.

Para el establecimiento de la serie tipo, hemos de relacionar de algún modo estas columnas entre sí. Ya sabemos que la edad en grandes rasgos es próxima ya que estas series están ambas incluidas en el VENDICO, debido a su mayor madurez petrológica y mismo estilo tectónico.

Ambas columnas presentan dos secuencias y, en los dos casos, la secuencia superior corresponde a la progradación de una plataforma continental. Si establecemos como hipótesis que estas secuencias corresponden a una misma etapa, en una misma cuenca, (esto últi-

no es lo más probable), se puede establecer la siguiente correlación entre ambas series:

SW

NE

200m.-Dolomias y calcoesquistos del Collado de la Liebre.

40m.-Litoarcosas con Planolites.

60m.-Areniscas finas superiores.

40m.-Cuarcita de la Loma de la Calera.

60m.-Alternancia de pelitas y grau vacas.

40m.-Litoarcosas del río Guadiana.

220m.-Areniscas finas con microconglomerados

400m.-Unidad grauv áquica superior.

35m.-Ortoconglomerados.

300m.-Unidad pelítica inferior.

40m.-Paraconglomerados de la Sierra del In tegral.

50m.-Conglomerados del Puerto Peña.
=====

Alcudiense inferior

Es posible que la correlación de las litoarcosas del río Guadiana fuese más acertada con las litoarcosas con Planolites, pero aunque la potencia es similar, las características son diferentes. Además, este esquema no pretende correlacionar las litoarcosas del río Guadiana con las cuarcitas de la Loma de la Calera, sino relacionar las distintas unidades respecto a la aparición de sedimentos de platafor ma en toda la cuenca, lo que equivale a decir el momento de colmata ción de la cuenca turbidítica.

En la figura anexa, este esquema se ha representado por las columnas estratigráficas.

Como se deduce de la observación de la figura, en ambos casos, los conglomerados son el comienzo de la sedimentación tras una fase de diastrofismo. En este momento la zona de la Sierra de la Zarzuela queda en una zona muy somera o incluso posiblemente continental, mientras que la zona noreste corresponde a un surco en donde la sedimenta

ción será de turbiditas .Mientras que se produce un relleno de la cuenca turbidítica ,en la zona suroeste se produce fundamentalmente transporte de materiales sin que se lleguen a depositar.En caso de deposición,son frecuentemente removilizados.El hecho de que esta zona esté más cerca de un área donde se produce la denudación de los relieves recién formados,parece ser corroborado por el hecho de encontrarse transporte en masa (paraconglomerados),por el gran tamaño de cantos (hasta 25 cms.),el alargamiento de los mismos y,fundamentalmente,por hallarse más frecuentemente fragmentos de roca,siendo estas rocas litas gruesas,esquistos biotíticos y conglomerados.(he hallado cantos de conglomerado que,a su vez,contenían lita).Como ya he señalado antes,estas rocas indican la presencia de un zócalo aflorante metamórfico,probablemente Beturiense,en el área madre que a grandes rasgos se encontraría al sur de lo que hoy en día es el anticlinorio de Agudo-Valdemanco.

Al colmatarse la cuenca turbidítica,es probable que la progradación de los sedimentos correspondientes a una plataforma continental,se realizase,asimismo ,de Sur a Norte.Continuando con el mismo modelo,la sedimentación de las litoarcosas del río Guadiana sería probablemente posterior a la de las areniscas cuarcíticas de la Loma de la Calera.Es de suponer que a partir de aquí la historia geológica fuese uniforme para el resto de la cuenca.

Esta hipótesis sería en gran manera corroborada si se hallasen indicaciones de acúfamiento de la serie al SE;con ésto quiero decir presencia de niveles fosfatados u oolíticos.

Dado que este modelo que si encaja con los datos que dispongo se basa en una hipótesis no demostrada,debo también considerar la posibilidad de que estas series sean completamente heterocronas.En este caso,la potencia de las series,el ambiente sedimentario

en que se han formado y la presencia de Ichnofósiles en una de ellas me harían pensar que la secuencia del arroyo del Membrillo es más antigua que la de la Sierra del Integral. Como no existe una conexión cartográfica entre ambos conjuntos, ni unos indicios bioestratigráficos que permitiesen una datación más o menos precisa, este dato es simplemente subjetivo.

En este punto se puede establecer una sucesión tipo, acorde con las hipótesis expuestas.

La potencia máxima para el Alcudiense inferior ha sido estimada en relación a la potencia de afloramiento en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco y la relación máxima (33%) de acortamiento de la serie por plegamiento. $18/3=6$ km. Como se entiende, esta evaluación es vaga.

Los conglomerados de la Loma Jaroso, citados por LORENZO (1.977), y que he visitado personalmente se correlaciona con las "series vinosas" citadas regionalmente y atribuidas al Tremadoc. Forman una discordancia angular con el Arenig y están aparentemente discordantes sobre el Precámbrico.

Sierra de la ZarzuelaPuerto Peña

ARENIG

Cuarcita armoricana

TREMADOC

Conglomerados de la Loma Jaroso (M. LORENZO, 1.977)

Discordancia
sárdica.

VENDICO

(1.200m)

Formación pizarrosa con lentejones calcáreos,
calcoesquísticos y alternancias de areniscas
de grano fino. (200 m.)

Litoarcosas con Planolites (40 m.)

Areniscas finas superiores (60 m.)

Cuarcita de la Loma de la Calera (40 m.)

Areniscas finas con microconglomerados (100 m.)

Unidad grauváquica superior
(400 m.)

Unidad pelítica inferior

Ortoconglomerados (40 m.)

Paraconglomerados (50 m.)

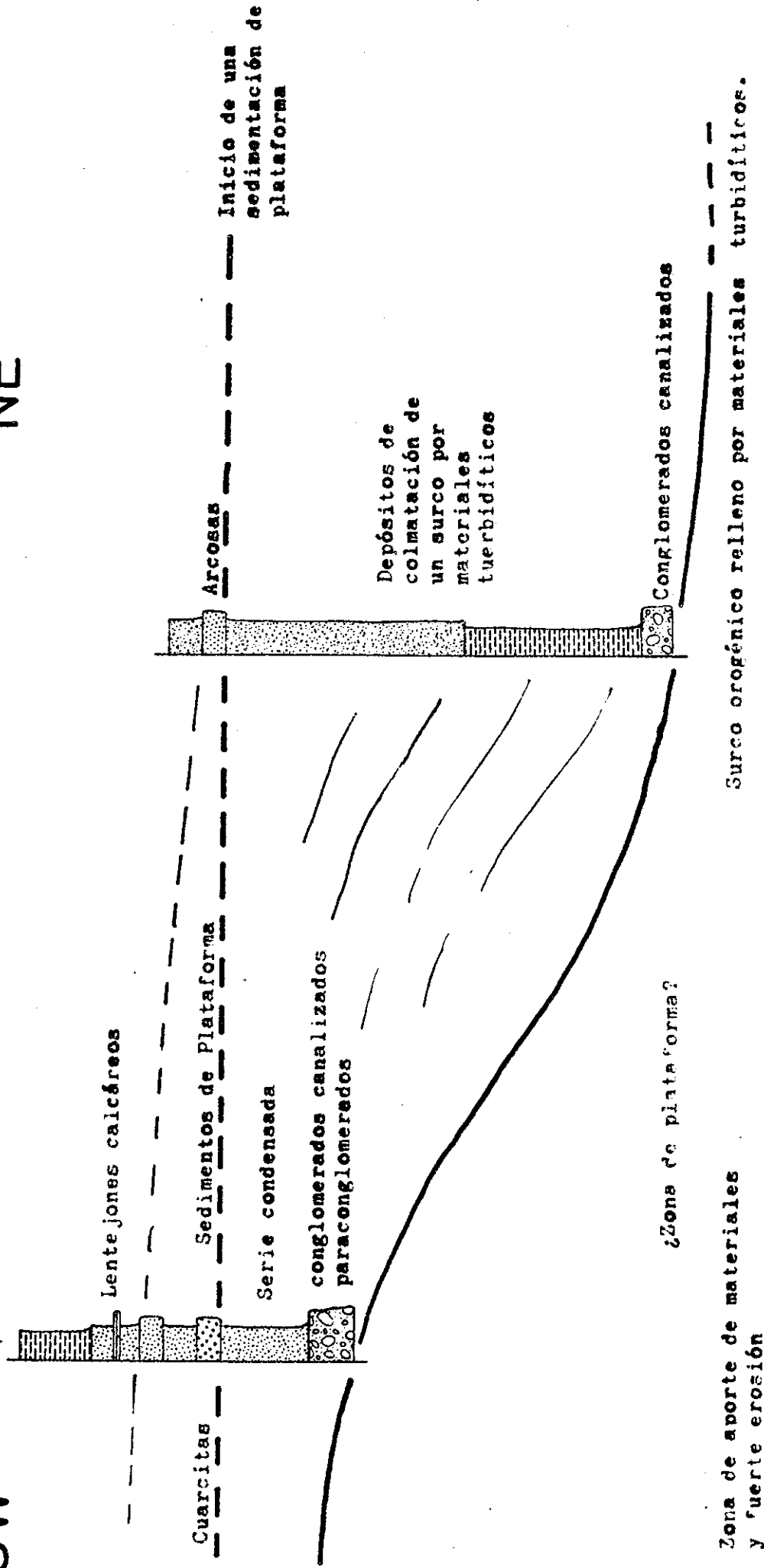
ALONDIENSE INFERIOR

(6.000 m.)
(RIFEENSE)Pizarras y calizas con laminaciones de algas cianofíceas
(20 m.)Unidad pelítica con pequeñas intercalaciones grauváquicas
(150 m.)Grauvacas groseras y microconglomeráticas, con pequeños ni
veles paraconglomeráticos. (20 m.)Serie esquistó-grauváquica, con niveles pizarrosos e in-
tercalaciones de tobas andesíticas. (6.000 m.)

Sucesión tipo para los materiales anteordovícicos del anticlinorio
de Agudo-Valdemanco.

SW

NE



B-3)-RELACIONES TECTONICA/SEDIMENTACION:

En el Alcudiense inferior, la inexistencia de un corte tipo hace difícil atreverse a hablar de relaciones tectónica/sedimentación. Sin embargo, la sedimentación de turbiditas tiene zonas predominantemente pizarrosas, que pudieran corresponder a etapas tranquilas o a facies distales. En momentos de actividad tectónica, se puede observar una tendencia a la proximalidad con un aumento de los tramos b y c de la secuencia de BOUMA.

Estos episodios tectónicos se manifiestan también con erupciones volcánicas cuya representación hemos encontrado como tobas andesíticas. Según nuestros datos, se llega a una colmatación de la cuenca, aunque no necesariamente es este el techo del Alcudiense inferior.

El hecho de que las turbiditas tengan una mala clasificación dentro de la secuencia de BOUMA, o que no correspondan a las facies de WALKER y MUTTI hace pensar que sean turbiditas poco profundas, por lo que durante esta larga etapa de sedimentación existen movimientos verticales que van formando la cuenca a medida que caen los sedimentos. La ralentización de estos movimientos verticales, previa una fase diastrófica, provoca la colmatación de la cuenca y es, en este contexto, en el que encontramos los sedimentos de plataforma intermareales.

La fase orogénica que separa el Alcudiense inferior del Véndico tiene importancia ya que condiciona un surco, al Norte, y una zona emergida, al Sur. En esta zona emergida, y por movimientos de fallas, llega a aflorar el zócalo beturiense granítico y metamórfico. La zona de borde de plataforma, situada en la alineación Puebla de Alcocer-Orellanita, deja paso a un surco, con potencias de sedimentos importantes y del que tenemos indicios hasta 80 km. más al Norte, en Helechosa, como veremos en el apartado posterior.

La colmatación de esta cuenca se realiza aparentemente

en periodos de poca o nula actividad tectónica. Los movimientos cale dónicos tienen una gran importancia en esta zona. Los abombamientos que citan HERNANDEZ-ENRILE y GUTIERREZ ELORZA (1.968) durante el Alciense superior, no son distinguibles por no haber o no conservarse sedimentos cámbricos. Sin embargo, la fase sárdica pliega estos materiales suavemente y emerge esta zona septentrional de Sierra Morena. Esta fase es equivalente a la fase Ibérica de LOTZE F, (1.956). Esta emersión provoca una fuerte erosión y la peneplanización anterior a la transgresión del ordovícico inferior. En zonas deprimidas, se pueden haber formado los materiales poco potentes atribuibles al Tremadoc. Al final del Tremadoc parece haber un ligero basculamiento previo a la progradación de la cuarcita armoricana.

B-4) CORRELACION CON REGIONES PROXIMAS:

Las ritmitas esquistograuváquicas del conjunto inferior son fácilmente correlacionables con las facies de los esquistos de Alcudia de BOUYX (1.970). A escala regional, esta correlación es cartográfica y la proximidad con el valle de Alcudia hace que incluso las potencias sean próximas.

Es en virtud de esta correlación con la facies de los esquistos de Alcudia, que he considerado al conjunto inferior, como Alciense inferior, de edad Rifeense.

Dentro del conjunto superior, los conglomerados de la Sierra de la Zarzuela son correlacionables con los de Orellanita, muy próximos. Esta correlación ya ha sido observada por M. LORENZO (1.977).

M. RANSWEILER (1.967) cita dentro de una serie dudosamente atribuible, según el autor, al infracámbrico, la existencia de unos conglomerados bajo la cuarcita armoricana cerca de Helechosa. Es lo que RANSWEILER llama sucesión en el arroyo del Cuervo.

Interesado por la posible correlación con los conglomerados que estaba estudiando, los estudié en el campo en las orillas del embalse de CIJARA, al Oeste de Helechosa. Es un ortoconglomerado, con cantos redondeados de cuarzo y fragmentos de lidita, del que tomé la muestra Nº 30, que a continuación describo: Es un ortoconglomerado con 90% de cantos de metacuarcita, con media de 1,5 cm. y centil de 2 cms. Aparecen fragmentos de lidita y la matriz está constituida por una fracción de arena gruesa mayoritaria y una mica, probablemente flogopita.

Esta muestra es idéntica a los conglomerados del Puerto Peña. Por encima de estos conglomerados encontramos una secuencia turbidítica. No tengo duda en correlacionar los conglomerados del Puerto Peña con los conglomerados de la sucesión en el Arroyo del Cuervo (RANSWEILER) o conglomerados de las Torrecillas; ésta es la denominación de SAN JOSE, (comunicación personal, 1.984). La sucesión esquisto-grauváquica superior es equivalente a la que se encuentra en el Arroyo del Membrillo.

V-MATERIALES PALEOZOICOS:

A-1)-GENERALIDADES, METODOLOGIA:

Contrariamente al estudio de los materiales precámbricos, en los que la aplicación del actualismo, no deja de ser aventurado, el trabajo de investigación en los materiales paleozoicos de esta zona, permite la utilización de una metodología estratigráfica convencional. Esta es, pues, la elaboración de columnas en zonas seleccionadas tras la realización de una cartografía, que nos permitirán realizar una columna virtual en la que se definirán unidades litoestratigráficas, al mismo tiempo que se puede extraer, de la comparación de las columnas locales, las variaciones laterales de estas unidades litoestratigráficas. La existencia de unas unidades bioestratigráficas permite definir una cronoestratigrafía y, en definitiva, establecer la edad de los conjuntos.

Dado que establecer una bioestratigrafía desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior es una amplísima tarea, que no es objeto de este trabajo, utilizaré en la datación de los materiales, las unidades bioestratigráficas ya establecidas anteriormente por otros autores. Sin embargo, el hallazgo durante este trabajo de yacimientos fosilíferos, permite algunas dataciones propias. Estos resultados serán contemplados en el cuarto apartado, "aspectos bioestratigráficos".

Quiero resaltar, de manera muy especial, el gran interés que tiene la cartografía geológica de unas formaciones cuyo buzamiento es superior o igual a 60°. La representación cartográfica tiene, en este caso concreto, un significado análogo a los cortes o columnas seriadas tradicionales.

Como es lógico, simultáneamente al comienzo de la acti

vidad cartográfica, ha sido necesario realizar cortes para la distinción de los distintos conjuntos cartografiables. Estas columnas han sido repetidas cuando un mejor conocimiento de la zona permitía encajar las formaciones o evitar repeticiones debidas al juego de las fracturas.

Como ya he expuesto en los Antecedentes, el Devónico de este sinclinal ha sido objeto de una Tesis doctoral de PUSCHMAN, cuyas conclusiones se considerarán en este capítulo, y a las que se añadirán algunos datos personales. Debido a esta circunstancia, el estudio del Devónico no ha sido tan exhaustivo como el de las demás unidades.

Las muestras estudiadas por lámina delgada no son muy abundantes, pero si bastante representativas. Han sido tomadas después de realizar todas las columnas locales expuestas, y pretenden tan sólo caracterizar las distintas formaciones presentes en la columna virtual. A pesar de ello, y para que los datos expuestos sean más objetivos, el estudio de estas láminas será descrito dentro de la exposición de las columnas locales en las que fueron tomadas.

A-2) -COLUMNAS LOCALES:

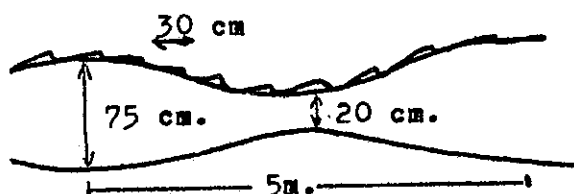
a. -Corte de Fuenlabrada de los Montes:

Este corte va desde la carretera de Herrera del Du que al Norte del Cerro de Navalajefe hasta el Tejar del arroyo de Ja balines. Antes de realizar el corte, escojo su trayectoria desde el Al to del arroyo de Navalajefe, buscando los mejores afloramientos y evi tar grandes desgarres. La dirección y buzamiento de la cuarcita "ar-moricana", en el Alto de este Cerro, es 112° y 37° S. A 20 ms. al Oeste del Alto de este Cerro, hay una falla de dirección $N130^{\circ}$ subvertical. En el otro labio, la dirección es 115° y 35° S. Aunque no es totalmente normal la estructura, el corte se realiza con una dirección $N60^{\circ}$, para elegir los mejores afloramientos.

Junto a la carretera afloran pizarras y aleuritas anteordovícicas, que desaparecen bajo un canchal en el que hay plantado un pinar. Dentro del canchal, se encuentra un primer banco aislado de cuarcita, de 80 ms. de espesor, con dirección claramente discordante sobre las pizarras. Por encima, volvemos a los tramos cubiertos y todavía en el flanco norte aparece un paquete de 25 ms. de espesor, en bancos de 40 cms. a 1,5 ms., siendo el último banco de tres metros.

En la base de este paquete, los niveles no tienen estratificación paralela, sino que el espesor varía.

Esta forma de tamaño métrico presenta en el interestrato superior ripples, desarrollados sobre las olas de arena.



Por encima, hay 10 ms. cubiertos y encontramos, en el alto, un paquete masivo de 30 ms. que forma el resalte del cerro. Habiendo sido éste el primer corte realizado en el sinclinal de Herrera del Duque, ya desde este punto se observa que el alto de todas las sierras está coronado y formado por este banco, de características de especial dureza, que a continuación describo: La roca es una ortocuarcita, recristalizada, de color blanco marfil, con un empaquetamiento perfecto y gran compacidad. En la base, se observan ripples de corriente, asimétricos. Estos ripples tienen una longitud de onda de 30 cms. y 5 cms. de base a cresta, observándose tanto en el corte como en el plano. En el interior del paquete, se observa una estratificación planar, aunque no existe ningún nivel pelítico estratificado.

Por encima de este paquete, hay 5 ms. cubiertos que deben corresponder a una arenisca, y otro paquete de 20 ms. de ortocuarcita blanca en bancos más potentes.

Por encima, hay más de 100 ms. cubiertos por canchales. Cerca de él afloran pizarras violetas con restos fósiles. Se reconocen ortocerátidos en sección y contramolde y glabelas de trilobites no identificables debido a la alteración que sufre la roca y origina el color violáceo. En estas pizarras, tomo la muestra 16. En la lámina 16 se ven pelitas finas con recristalización de cuarzo y abundantes óxidos de hierro diseminados. No se distinguen opacos. Hay una gran cantidad de óxidos de Fe, muy finos y diseminados en una matriz arcillosa. A partir de este corte se ha levantado la columna de Fuenlabrada.

El valle está cubierto, por lo que hay que proseguir el corte en la primera curva de la carretera.

-Base cubierta, aparentemente pizarrosa.

-3 ms. areniscas rojas con aspecto de alteración o meteorización incipiente.

-8 ms. de cuarcitas en bancos de 30 cms. aproximadamente. No hay arcilla en los interestratos.

-2 ms. pizarras.

-10 ms. areniscas cuarcíticas de color siena. Hacia el techo aparece relleno en los interestratos. (N135º 75ºSW).

Se observan micas blancas.

-3 ms., alternancia de pizarras y areniscas.

-7 ms., cuarcitas en niveles de 10 a 20 cms. con limolitas en interestratos de 5 a 10 cms.

-3,5 ms., lutitas más arenosas a techo y con un nivel de cuarcitas en la base.

-5 ms., alternancia de pizarras y areniscas cuarcíticas en niveles de espesor irregular. Ripples muy abundantes.

-6 ms., cuarcitas muy puras de color ocre, con un solo

nivel pizarroso hacia la base. Muestra 15: La muestra 15 presenta en lámina delgada unas areniscas cuarcíticas de grano medio con cierta matriz pelítica. Hay planos de acumulación de micas, en los que también se halla limonita. Se observan cristales de mica que, por su tamaño, no parecen detríticos.

-6 ms., cubierto.

-2 ms., a base, areniscas y pizarras y a techo predominan las areniscas cuarcíticas.

-4 ms, banco de cuarcita.

-1,2 ms., Pizarras.

-2 ms., cuarcitas.

Estas últimas cuarcitas corresponden al segundo crestone que se encuentra en la carretera. Después, en el fondo de este pequeño valle, la serie desaparece bajo terrenos aluviales de unos 30 metros.

En el cauce se distinguen pizarras, por lo que se podría atribuir estos 30 ms. a pizarras y areniscas de grano fino. Más adelante, se encuentra en el lado izquierdo de la carretera una milonita, pero se puede seguir bien por el lado derecho.

En este afloramiento, que da el tercer crestone del corte, hay una cuarcita en niveles finos con pliegues en acordeón de escala métrica. El ángulo entre los flancos de los micropliegues varía de 90 a 300. La roca está bastante fracturada. Estos pliegues no afectan a la totalidad del estrato de cuarcita, de color ocre, cuyos paquetes a techo superan un metro. El espesor total de esta cuarcita es de 14 metros. Aquí he tomado la muestra 14, en la que se observa una cuarcita de grano medio y orientación paralela a la foliación, que contrasta por algún plano relleno de limonita y mica. Los opacos, aunque abundantes, no llegan al 5% de la roca. Se observa una granoclasificación

a cuarcitas de grano fino, en las que sí existe una matriz. No se aprecian feldespatos.

-8 ms., alternancia de cuarcitas y pizarras, aumentando estas últimas hacia el techo. Buzan 75º al Sur.

-10 ms., pizarras con algún nivel de areniscas.

-8 ms., cuarcitas con intercalación de pizarras. Estas cuarcitas son blancas o grises, no de color beige, como el banco anterior.

-Contacto neto con pizarras de color claro en superficie, blanquecino o color claro. En fractura, tienen color característico beige o de óxido. Hay abundantes micropliegues con niveles decimétricos de areniscas ferruginosas intercaladas. Estas pizarras tienen gran potencia y hay una cantera donde se explotan para ladrillos.

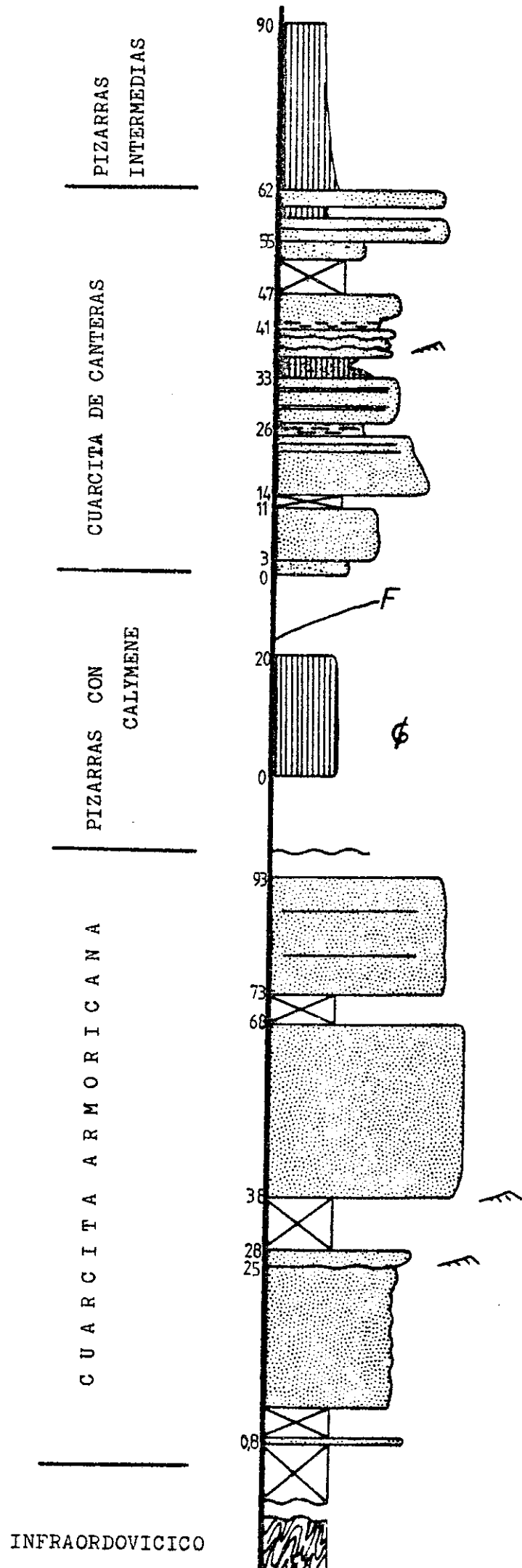
-En el límite Norte de la cantera, en el flanco del cerro de Los Jabalines, hay diabasas, muy alteradas, que se deleznan al intentar muestrearlos. Están cruzadas por venas aplíticas y de cuarzo. Estas diabasas están tan alteradas, en este punto, que se utilizan en el Tejar. Se encuentra algún bolo no alterado, imposible de romper con el martillo.

Las pizarras suprayacentes, aleuríticas, tienen una esquistosidad algo diferente a la que, hasta ahora, era constante y de color rojo.

b.-Corte del Cerro de los Jabalines:

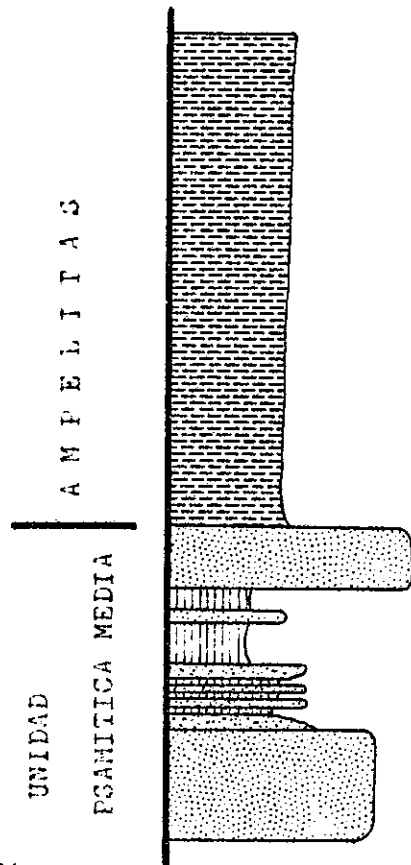
Este corte, en el que se estudia la continuación estratigráfica del anterior, se realiza por el alto del cerro de Los Jabalines, debido a las extrañas estructuras y buenos afloramientos localizados en foto aérea.

Base. Por encima de las diabasas mencionadas en el cor








INFRAORDOVICICO

E 1/1.000



Base: Fizarra
intermedias

LEYENDA

-  Angelitas
-  Areniscas
-  Fizarra.
-  Cuarcitas
-  cubiertas.

E: 1:1000

te anterior, encontramos pizarras con intercalaciones de pequeños niveles, (5 a 10 cms.), de areniscas rojas. La potencia de estas pizarras no puede evaluarse con exactitud debido a las grandes potencias cubiertas en las laderas y arroyos donde aparece.

-El alto del Cerro de los Jabalines está constituida por una cuarcita muy blanca con bastante limonita rellena de pequeñas diaclasas incluso de tamaño milimétrico. Desde este punto, la estructura de las areniscas o cuarcitas inmediatamente al Norte del Tejar parece un cierre periclinal de un anticlinal. -Posteriormente, la cartografía ha mostrado que simplemente corresponde a una fractura y un gran adelgazamiento de la potencia de las formaciones por efecto de la misma.

La cuarcita que encontramos en el alto del Cerro de los Jabalines forma un anticlinal y sinclinal, por lo que en el corte se encuentra tres veces. -Ver el detalle de la cartografía.

En el último punto al Sur, donde se encuentra esta cuarcita de unos 25 cms de potencia, que aquí, aunque d'a un importante resalte morfológico, como en el Cerro, no forma crestón, se ven muestras de cizalla en la cuarcita. Esta cizalla es tan intensa que se ven gran cantidad de signoides rellenos de cuarzo, e incluso llega a formarse, en una zona de 20 ms. de anchura, esquistosidad de fractura.

Como la última estructura que hemos encontrado era el flanco sur de un sinclinal, el siguiente tramo está por debajo de la serie. Se encuentra una pizarra de color claro, bastante tectonizada y de considerable potencia, posiblemente superior a 250 ms. Tiene un color rojizo por óxidos y no encuentro fauna en ella.

Pasado el Cerro de los Jabalines, encuentro 22 ms. de areniscas rojas, en bancos de 20 cms. y pizarras. Estas areniscas están muy crenuladas y bastantes pliegues de tamaño decamétrico. Esto

es muy constante en todo el sinclinal; y lo atribuyo a la deformación debida a la compresión de todos los materiales situados por encima de la superficie de neutralidad del sinclinal, RAMSAY P 42o.

Continuando el corte, por la carretera hacia el arroyo de Valdemayor, se encuentran estas mismas areniscas repetidas por tres veces, debido a un débil plegamiento.

Al sur del Cerro de los Jabalines, 200 ms. al Norte del punto donde la carretera cruza la cabecera del arroyo de Valdemayor, encuentro una lumaquela. Presenta un color gris oscuro, en donde las conchas recristalizadas, de color claro, resaltan intensamente. (Ver fotografías). La potencia del banco es aquí de 2 ms. He podido seguir cartográficamente este pequeño nivel más de 6 kms., sin que su potencia supere los dos metros.

Esta caliza es dura, muy compacta, y en muestra de mano se distinguen principalmente braquiopodos. En lámina delgada, esta caliza aparece dolomitizada y muy recristalizada, con cristales de espato de más de un cm. Se observan fantasmas, en los que se reconocen secciones de gasterópodos y conchas de bivalvos. La roca se clasifica como biorrudita. Si se continúa el corte hacia el Sur, al cruzar el eje del sinclinal, se repite la serie, aunque en el flanco sur no he localizado la Lumaquela.

En el afloramiento de ésta en el valle del río Guadalemar, tan sólo la he hallado en el flanco norte y la potencia era de 1,5 metros.

Debido a que la gran repetición de los materiales, por efecto del plegamiento, hace que este corte del cerro de Los Jabalines, preparé otro itinerario 2 kms. al oeste. Aunque el itinerario se realizó de S a N, voy a describir el corte de N a S para anunciar los materiales de base a techo.



Afloramiento de calizas en el Devónico del Collado de Valdenmedio.



Detalle de las calizas Devónicas, en las que se observa que son una biorrudita, constituida en gran parte por braquiopodos.

Partimos de la última cuarcita descrita en la columna de Fuenlabrada de los Montes. La potencia del crestón de cuarcita es de 10-12 ms., pero el tramo de cuarcita y arenisca es de 45 ms. Ligeramente al Este, esta cuarcita se explota en una pequeña cantera. N110° 67°S.

-A continuación, hay un gran valle que corresponde a un nivel pizarroso que comienza por las ampolitas. En el fondo del valle hay una falla sinistral que desplaza el labio este unos 20 ms. al N. La dirección aproximada de la falla es N-S.

-Cuarcita. El crestón es de 8 ms., aunque la potencia total es cercana a los 25 ms. La estratificación paralela forma bancos de 80 a 40 cms. Las fracturas forman una red casi cúbica en la que los óxidos tienen un vivo color granate.

-Areniscas duras de color rojizo, entre las que aparece una arista cuarcítica de un metro de potencia, cuyo resalte es discontinuo.

-Pizarras bastante compactas de color siena.

-Cuarcita que buza verticalmente según N-110. Se trata de un banco delgado de 5 ms.

-Falla de dirección N-97 y desplazamiento horizontal de 300 metros.

-Areniscas en banco delgado.

-Areniscas cuarcíticas de color gris azulado. Buzamiento de 50° al SW.

-Pizarras de color claro, con abundantes charnelas de pliegues métricos. Esquistosidad subvertical.

A partir de los dos cortes realizados, podemos levantar la siguiente columna, partiendo de la última cuarcita de la columna de Fuenlabrada:

- Base cuarcítica.
- Ampelitas, 150 ms.
- Pizarras, 200 ms. Inclusiones de diabasas.
- 25 ms. de areniscas, con un tramo cuarcítico de 25 ms.
- 15 ms. de pizarras.
- 1 m. cuarcita.
- 4 ms., areniscas rojas.
- Alternancia de pizarras y areniscas finas. Limonitas
40 metros. Color rojo y siena.
- 5 ms., cuarcita.
- 20 ms., pizarras.
- 2 ms., lumaquela.
- Más de 50 ms. de pizarras.
- 10 ms., areniscas en bancos delgados.
- 15 ms, areniscas muy cuarcíticas de color gris azulado.
- Pizarras de color claro a techo, (más de 10 ms.).

c. Afloramientos de areniscas dentro de las pizarras de Calymene:

En la foto aérea, cerca de la ermita de Consolación, se distinguen claramente unos niveles de areniscas dentro de la formación. pizarras con Calymene. Actualmente, esta zona ha sido aterrada y labrada por el ICONA, que ha plantado eucaliptus, por lo que el afloramiento ha desaparecido. En cualquier caso, se observan unas areniscas cuarcíticas, bandeadas, con ripples que morfológicamente dan una hombrera en la ladera, 150 ms. a techo de la cuarcita armoricana y que, puntualmente, emergen de los derrubios de la ladera. Este nivel no es cartografiado más que localmente.

Una mejor exposición de estas areniscas aparece al sur

- Base cuarcítica.
- Ampelitas, 150 ms.
- Pizarras, 200 ms. Inclusiones de diabasas.
- 25 ms. de areniscas, con un tramo cuarcítico de 25 ms.
- 15 ms. de pizarras.
- 1 m. cuarcita.
- 4 ms., areniscas rojas.
- Alternancia de pizarras y areniscas finas. Limonitas
40 metros. Color rojo y siena.
- 5 ms., cuarcita.
- 20 ms., pizarras.
- 2 ms., lumaquela.
- Más de 50 ms. de pizarras.
- 10 ms., areniscas en bancos delgados.
- 15 ms, areniscas muy cuarcíticas de color gris azulado.
- Pizarras de color claro a techo, (más de 10 ms.).

c. Afloramientos de areniscas dentro de las pizarras de Calymene:

En la foto aérea, cerca de la ermita de Consolación, se distinguen claramente unos niveles de areniscas dentro de la formación. pizarras con Calymene. Actualmente, esta zona ha sido aterrada y labrada por el ICONA, que ha plantado eucaliptus, por lo que el afloramiento ha desaparecido. En cualquier caso, se observan unas areniscas cuarcíticas, bandeadas, con ripples que morfológicamente dan una hombrera en la ladera, 150 ms. a techo de la cuarcita armoricana y que, puntualmente, emergen de los derrubios de la ladera. Este nivel no es cartografiado más que localmente.

Una mejor exposición de estas areniscas aparece al sur

de la Sierra de los Golondrinos, a lo largo de una pista de ICONA.

A unos 100 ms. de espesor en la serie a techo de la cuarcita armoricana, aparecen unas areniscas con niveles de pizarra micácea. (N1200 302S). Los paquetes arenosos son de 10 a 20 cms. y tienen una laminación muy fina en la parte superior. Estas areniscas finas a muy finas son de color negro o marrón, frecuentemente ferruginosas. Se observa claramente Lenticular bedding; los niveles se acuñan lateralmente o tienen grandes variaciones de grosor. Hay abundantes superficies de mica blanda flotada. Estas tienen estratificación laminar muy delgada milimétrica o de un centímetro.

Los bancos de areniscas más gruesos son de 20 cms, aunque la media es de 7 cms. En los planos de estratos se ve abundante bioturbación horizontal (Planolites). Estos están interrumpidos por canales. También se ven huellas de carga.

El espesor total de este intervalo arenoso dentro de las pizarras de Calymene no es apreciable, aunque la potencia en afloramiento ronda los 30 ms.

d.-Corte de la Ermita de Consolación. (Sur del pueblo de Herrera del Duque):

En este corte se observa la sucesión completa en corte continuo del Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Herrera del Duque y de gran parte del Devónico concordante con estos dos sistemas.

El corte que se comienza en el camino de Herrera del Duque a la Ermita de la Virgen de la Consolación, prosigue su itinerario una vez llegado a lo alto de la Sierra por un camino que baja al SE. Una vez llegado al vallejo de la Geguera, prosigue el corte hacia el SSW, pasando por el Collado de la Colada, cruzando el arroyo de Valdenmedio hasta el arroyo de Valmayor. En este corte se han tomado seis muestras, (17 a 22), que se describirán en sus tramos correspondientes.

Como el eje del sinclinal se sitúa en el arroyo de Val mayor, aunque el corte se prosigue hasta el Puerto de los Carneros, esta parte del corte se explicará a continuación.

En la carretera de Herrera del Duque, a lo alto de la Sierra de la Consolación, se observan los materiales anteordovícicos a menudo, ya que en esta zona los canchales son muy poco potentes. Son predominantemente pizarras de color marrón claro, con bancos alauríticos más grisáceos. La superficie de estos materiales está arrasada por una erosión anterior a la formación de los canchales. Debido a esta etapa de erosión, la roca está bastante meteorizada y tiene un color rojizo. La dirección de estos materiales es N 180° y buzamiento 80° e.

El contacto con la base de la cuarcita armoricana no se ve, pero lo cubierto es solamente 2 o 3 metros. Contrariamente a la zona muy cercana del Castillo de Herrera, en este puerto la cuarcita está muy debilitada. La potencia total es de 200 ms. En la base, hay un paquete muy masivo de 150 ms., con barras de arena y sin ninguna intercalación arcillosa o arenosa considerable. Por encima, hay 25 ms., donde cuerpos lenticulares de cuarcita blanca se alternan con areniscas menos competentes. Hay otra zona de 20 ms. de cuarcitas masivas en bancos de 1 y 2 ms. Hacia el techo, estos bancos se van haciendo sucesivamente más delgados, hasta que pasamos a una zona de 50 ms. de areniscas muy finas y limonitas con bancos delgados (20-60 cms.) de cuarcita.

A estos 50 ms. los considero como tránsito a las pizarras con Calymene.

100 ms., pizarras.

40 ms. Areniscas comparables a las del corte anterior, pero no cartografiable en este punto.

Por encima, las pizarras ocupan más de 1 km. en la ladera pero, dado su bajo buzamiento, la potencia no debe superar los 300ms.

Llegando al Vallejo de la Reguera, presentan un color violáceo o blanquecino. En esta zona he encontrado restos de ortocerátidos no clasificables. La alternancia de pizarras y areniscas finas que se observan en toda la ladera, sufre un incremento notable de energía con un mayor desarrollo de los bancos de arenisca en el Vallejo de la Reguera, que contrastan con la finísima pizarra, donde se hallan los ortocerátidos.

Esta litología ocupa el fondo del Vallejo de la Reguera.

-60 ms. de cuarcita. De esta potencia resaltan dos crestones a techo y muro. Los dos crestones son constantes en el sinclinal y facilitan, en todo el flanco norte, el reconocimiento cartográfico de esta cuarcita.

En el paquete superior, he tomado la muestra Nº 18. Se trata de una ortocuarcita de grano medio, en la que aparecen muy accesoriamente alguna mica flotada. Los contactos entre los granos no son muy rectos, aunque la recristalización es fuerte. El empaquetamiento es muy bueno y, prácticamente, no hay matriz. Debido a la alta recristalización, esta ortocuarcita se asemeja a un mosaico.

-100 ms. de pizarras. Los escasos afloramientos impiden observar variaciones en las mismas.

-80 ms., areniscas negras con fragmentos de roca y granos dispersos de tamaño grava. (Ver fotografía). En este paquete, he tomado la muestra 17, en cuya lámina se reconoce una arcosa lítica muy heterogénea de grano medio a grosera. La matriz es fundamentalmente micácea y tiene un gran contenido de hematites. No distingo feldespatos potásico ni albita.

-20 ms. de cuarcitas muy finas, de color blanco, recristalizadas. La potencia observada es menor a la media, debido a que el contacto sur está mecanizado. La falla no se observa casi cartográficamente.

camente, por ser subparalela a la estratificación. Este conjunto que forma un único paquete, crea un crestón debido a su gran dureza. En la lámina 19, se observa una roca cuya granulometría varía entre limo y arenisca fina, muy recristalizada, fundamentalmente cuarcítica y que presenta un bandeado muy marcado en donde la concentración de hematites es muy intensa.

-Por encima de esta cuarcita blanca y con un contacto mecanizado, encontramos ampelitas negras con niveles arenosos de 2 a 5 cms. de color rojizo. (Ver foto). En estas ampelitas y desde 3 a 21 metros del contacto, he hallado un yacimiento fosilífero, no mencionado en la bibliografía consultada. Este yacimiento es increíblemente rico en graptolites, en los que se reconocen fácilmente Monograptus y Pristiograptus. Los Monograptus son el género dominante. Los Braquipodos son también muy abundantes y he encontrado en un plano de arenisca un molde de medusa en la que se ve claramente simetría tetrámera.

La riqueza de este yacimiento hace que describa su contenido faunístico dentro del capítulo 4) Aspectos bioestratigráficos.

Estas ampelitas con bancos de arena, pasan gradualmente a ampelitas totalmente arcillosas sin ningún tipo de intercalación. Las ampelitas negras aparecen en superficies generalmente blancas o grisáceas, por combustión espontánea de su rico contenido orgánico. La arenisca tiene forma lenticular, mostrando estas finas capas ripples.

La potencia de estas ampelitas es superior a 200 ms. A techo, adquiere una tendencia rítmica hasta encontrar una facies de areniscas muy impuras, rojas, de color negro brillante en corte fresco, atribuibles al Devónico. El espesor de estas areniscas finas es de 80 ms., pasados los cuales encuentro una roca con desintegración en bolas. (Ver fotografía). La roca fresca es una roca máfica, holocrista

lina, o sea, una dolerita. En lámina delgada, se observa textura diabásica. La descripción de la misma se hará más adelante. (Evolución magnética).

En los contactos con las areniscas, no se observan digestiones ni disminución en el tamaño de granos. Sin embargo, encuentro, 10 ms. al Norte, un cuerpo tabular de 60 cms., incluido en las pelitas. En campo, parece una toba, sin embargo, la lámina delgada 21 no muestra textura tobácea, sino una roca altamente meteorizada, con gran argilización en la que ya no se pueden distinguir más que restos de supuestos silicatos.

-Por encima de esta roca, aparecen pelitas verdes, magnéticas, que forman óxidos en superficie, sobre las que yace una ortocuarcita de 25 ms. de potencia en el Collado de Valdenmedio. En estas pelitas se observa, en lámina delgada, bandas de arenisca de grano muy fino, que forman ripples.

En la bajada hacia el arroyo de Valmayor, en el mismo collado afloran calizas grises muy ricas en braquiopodos en bancos de 2 ms. de potencia. Entre las cuarcitas y estas calizas, hay 20 ms. con areniscas cuarcíticas, en las que también se hallan braquiopodos.

Por encima, aparecen pizarras en las que se vuelven a encontrar diabasas. El Valle del Arroyo Valmayor es una gran depresión en el conjunto de Sierras que forman el sinclinal. Este valle, localmente cubierto por cuaternarios o pequeños embalses, está totalmente compuesto por pizarras. Son las pizarras de Valmayor. (PUSCHMANN, 1.964).

e.-Columna en el sur del sinclinal, formada a partir de dos cortes, hacia el NE y NW desde el Puerto de los Carneros.

-150 ms., "cuarcita armoricana". Su potencia es anómala debido a que el Puerto de los Carneros está muy tectonizado. Compruebo en este punto la existencia de un desgarre sinistral de 200



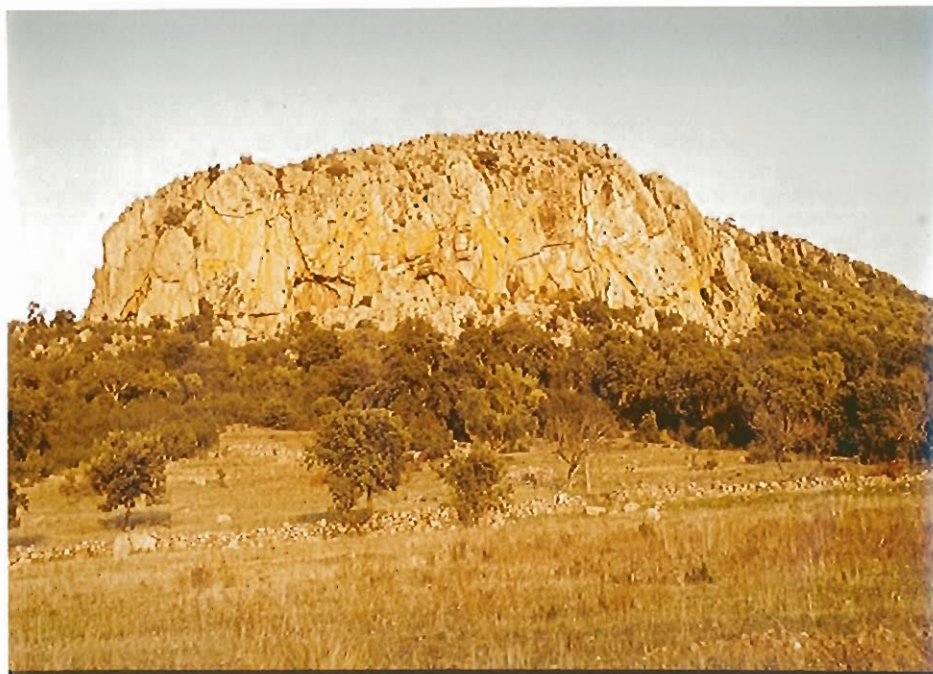
Detalle de las "pelitas con fragmentos" en el corte de Consolación.



Yacimiento de graptolites en las ampelitas del silúrico en el corte de Consolación.



Descomposición en bolas de la dolerita observada en el arroyo de Valdenmedio, durante el levantamiento de el corte de Consolación. Estas doleritas aparecen en las pizarras devónicas.



Aspecto de la cuarcita del Devónico inferior, en el Cerro del Risco. En este punto, su potencia es tan grande que puede confundirse con la cuarcita velantiense o del Criadero.

metros de salto horizontal, localizado en la foto aérea. Este desgarré afecta a los materiales de manera importante hasta la base del Devó nico, en donde el efecto se amortigua, posiblemente por la incompeten cia de las pizarras.

Los dos cortes se correlacionan cartográficamente y son el que se hace a lo largo de la carretera nacional, por una parte, y el otro desde el Collado de Valdenmedio al Puerto de los Carneros.

-250 ms., pizarras. Las pizarras con Calymene están par cialmente ocultas, pero la potencia citada es correcta. En la cartogra fía, la superficie ocupada por las mismas, en esta zona, es pequeña de bido a su buzamiento vertical, en el labio W del desgarré y ocupa, aproxi madamente 800 en el labio Este.

-Tanto en un labio como en el otro, aunque con el corres pondiente desplazamiento, aparecen dos riscos de cuarcita en el mismo cerro, separados 80 ms. entre sí por pizarras. (Notese que en el Norte del sinclinal estos crestones cuarcíticos están separados por un pe queño valle).

-200 ms. Pizarras y cubierto. A techo, estas pizarras a dos metros del contacto con el nivel superior, aparecen dos metros de pizarras negras muy compactas.

-30 ms., alternancia de areniscas y aleuritas groseras.

-4 ms., banco de ortocuarcita.

Estos dos niveles, replegados en el Cerro Escudero, cor tan por 4 veces la carretera. En las areniscas, al sur de este cerro he tomado la muestra II. En la lámina, se ve una arenisca cuarcítica en la que los granos de cuarzo son de tamaño fino a muy fino. Los opa cos cercanos al 10% de la roca son los responsables de la no clasi ficación como cuarcita. Estos se encuentran en fracturas. El empaque tamiento es muy bueno y la matriz pelítica es inferior al 2% de la roca.

-15 ms., alternancia de cuarcita dominante y pizarras.

-Cubierto.

-Sobre pizarras y silt grueso, aparecen 4 ms. de arenisca cuarcítica en dos bancos.

-40 ms. de pizarras y areniscas.

-5 ms., cuarcita.

-30 ms., areniscas y pizarras.

-Pizarras a veces ampelíticas del Arroyo de Valmayor, que son el techo de los materiales del sinclinal.

En la última cuarcita, he tomado la muestra 12, arenisca cuarcítica más homogénea que la anterior. No hay feldespatos, aunque sí gran cantidad de opacos y nódulos de limonita. El tamaño es fino. No se observan estructuras sedimentarias, aunque sí una orientación debida a la esquistosidad, representada por el alargamiento de los granos.

Como principal diferencia, no se observan calizas ni diabasas, aunque podrían estar cubiertas. Cartográficamente, tampoco las he hallado en el flanco Sur.

f. Observación en el pico del Risco.

El pico del Risco, formado por la cuarcita basal del Devónico, (corresponde a la fotografía), es una estructura extraña, posiblemente correlacionable con la falta de cuarcitas ordovícicas y silúricas sobre la armórica, en el flanco sur del sinclinal, por el juego de fracturas.

Discordantemente, sobre estas cuarcitas yacen las pizarras de Valmayor, representadas aquí por lutitas con lenticular-bedding y rubefactadas. Se encuentran cantos de cuarcita y cuarzo, englobados en caolinita. Su dirección es N150º, 70ºW. Por encima, y dentro del mis

mo conjunto, hay dos secuencias de arcillas varioladas, que ceden el color a los suelos poco potentes.

g.-Corte de la carretera de Pelоче al Puerto Peña.

A lo largo de la carretera nueva de Pelоче a la presa de García de Sola, (la antigua ha sido inundada), aparecen buenos afloramientos. La realización de un corte tiene que ser precedida por la cartografía, porque la intensa fracturación provoca un desplazamiento grande de bloques.

Al norte del punto donde la cuarcita "armoricana" cruza la carretera, comenzamos el corte con aleuritas precámbricas de grano grueso. Buzan verticalmente y su dirección es N 146º.

El contacto con el paleozóico es por falla y la brecha tiene 5 cms. de potencia.

Sobre esta falla y buzando 81ºS, según N120, aparecen bancos cuarcíticos de 20 a 80 cms. En ellos, se observan olás de arena que se acuñan lateralmente. Raramente los interestratos están rellenos. Más a techo, la cuarcita de color mas claro es totalmente masiva, sin que se distinga la estratificación, sino tan sólo dos familias de diaclas. La potencia de la cuarcita visible es 100 ms. y vuelve a estar cortada por una falla que produce una brecha de varios metros de espesor. El plano de falla es N155º-56ºSW. Esta es la falla que forma la sierra de Barbas de Oro.

Al Sur, se encuentra una alternancia de areniscas finas y lutitas, correspondiente a las pizarras de Calymene. Estas pizarras tienen mica blanca. Llega a haber planos de mica flotada exclusivamente.

En este punto, y por contacto mecánico, aparece un afloramiento aislado de la cuarcita del Criadero, con una dirección pro-

pie N 120°, 90°. Forma parte de la estructura en forma de herradura y tiene 80 ms. de espesor.

Al Este de este punto aparece un afloramiento continuo de gran interés, con la siguiente dirección: N 170°, 67° E.

Base. Pizarras con Calymene.

-2 ms., areniscas en niveles finos con estratificación planar marcada.

-1 m., pizarras groseras.

-3 ms., cuarcita con diques de cuarzo.

-1,5 ms., alternancia de pizarras y areniscas. Estas presentan laminaciones paralelas de milímetros o 1 y 2 cms.

-3 ms., cuarcita en tres bancos.

-6,5 ms., arenisca roja.

-7 ms., alternancia de cuarcitas y areniscas finas. Las cuarcitas se presentan en bancos de un metro y las areniscas en niveles muy finos y con planos de micas. Se ven ripples simétricos, planolites y bioturbación vertical en las areniscas.

-5 ms., pizarras dominantes con niveles de cuarcita muy pura de color beige. Esta presenta laminaciones de origen muy probablemente orgánico.

-1 m., banco de cuarcita. Los límites del set son paralelos a la escala del afloramiento pero, dentro del mismo, se observa estratificación lenticular.

-4 ms., pizarras.

-6 ms., cuarcita dominante con niveles de arenisca con abundante mica.

-5 ms., aleurita micácea y arenisca de grano fino.

-6 ms., cuarcita oscura con diques de cuarzo, (alta recristalización), e interestratos rellenos por pizarra.

-3 ms., alternancia de pizarras y areniscas.

-4 ms., alternancia de cuarcitas y aleuritas con lenticular-bedding.

-2 ms., Banco masivo de cuarcita.

-3 ms., alternancia de cuarcitas y areniscas.

-1,5 ms., banco de cuarcita.

-7 ms., pizarras con intercalaciones de cuarcitas y areniscas. Estratificación lenticular. La cuarcita presenta ripples a techo y base erosiva. Se encuentran planolites.

-2,5 ms., Cuarcita muy pura masiva, con numerosos diques de cuarzo.

-1 m., cuarcita en bancos pequeños con base netamente erosiva.

-3 ms., arcosas con mucha mica, con planolites y bioturbación vertical.

-5 ms., bancos de cuarcita con interestratos de pizarra muy fina y de color negro.

Hay un cambio de dirección y, entonces, repetición de la serie. La nueva dirección es N 130°, 65° NE.

Esta es la mejor representación de lo que a continuación llamaremos "cuarcita de canteras"; caracterizándose por una brusca elevación de energía, frente a las pizarras con Calymene y dos tramos cuarcíticos separados por una alternancia de pizarras y areniscas con muchos planos de mica, ripples y actividad orgánica, así como estratificación cruzada en canales.

Mucho más adelante, en la misma carretera, a 100 ms. de potencia sobre la cuarcita basal devónica, se localiza una pequeña intrusión de diabasas. El alto del Cerro de la Panda corresponde a la cuarcita. Al Sur es donde afloran las diabasas. Justo en el borde nor



Aspecto muy completo de la cuarcita basal ordovici-
ca, al Sur de Pelоче, en el flanco norte del sincli-
nal de Herrera del Duque.



Finas laminaciones en las areniscas de la base de las
cuarcitas de Canteras. Afloramiento en la carretera de
Pelоче a Talarrubias, frente a la "herradura".

te del puente, junto a un horno de cal, se encuentran calizas. La potencia de éstas es superior a 3 ms. y están sobre diabasas. La intensa recristalización no permite ver estructuras internas.

h.-Corte del Puerto Peña hacia el este de la carretera a Pelоче y por la carretera hacia Valdecaballeros, hacia el noroeste.

En el Puerto Peña, la cuarcita armoricana reposa sobre los conglomerados anteordovícicos. Ya hemos mencionado que, en este punto, la cuarcita armoricana como formación, tiene como carácter particular la presencia de un pequeño tramo conglomerático de 2,5 ms. de potencia, cerca de la base. (Ilustrado en la fotografía).

Aparecen por encima 40 ms. aproximadamente de cuarcitas y areniscas en bancos finos, intensamente deformados. La fotografía ilustra pliegues en acordeón favorecidos por la disposición de niveles muy finos.

Por encima de 200 ms. de ortocuarcita muy blanca, bastante masiva en bancos de 0,4 a 2 ms. En estos bancos he tomado la muestra N^o 2. Es una ortocuarcita de grano fino, constituida por el 98% de granos de cuarzo. Como accesorios, aparecen minerales de menor tamaño y opacos. El empaquetamiento es perfecto; los contactos entre granos son rectos, posiblemente por una recristalización. La matriz, prácticamente inexistente.

En las fotografías comparo la cuarcita armoricana a la cuarcita caradociense para mostrar la "perfección" de este paquete. Gracias a este empaquetamiento y pureza, esta cuarcita tiene una gran dureza, factor decisivo en su comportamiento morfológico.

Por encima, pasamos a 100 ms. de transición a las pizarras, de 100 ms. de potencia aproximada, en los que se encuentran escasas pistas bilobadas en las cercanías del túnel de la carretera a

Talarrubias.

La potencia aparente de las pizarras con Calymene en este corte es de 375 ms. Este valor aunque medido es poco representativo ya que la base está muy tectonizada o cubierta por canchales y, en el tramo superior, no se distinguen las areniscas, posiblemente anteriores a la cuarcita. (Referencia al corte anterior).

En este corte, aunque se observa una potencia de 35 ms., hay malos afloramientos de la cuarcita de canteras. Resalta un solo crestón cerca de la carretera, de 5 ms. de potencia, que no tiene esta morfología mas al Este.

Por encima, las pizarras que encontramos, de color oscuro y bastante mica flotada, tiene una potencia de 50 ms.

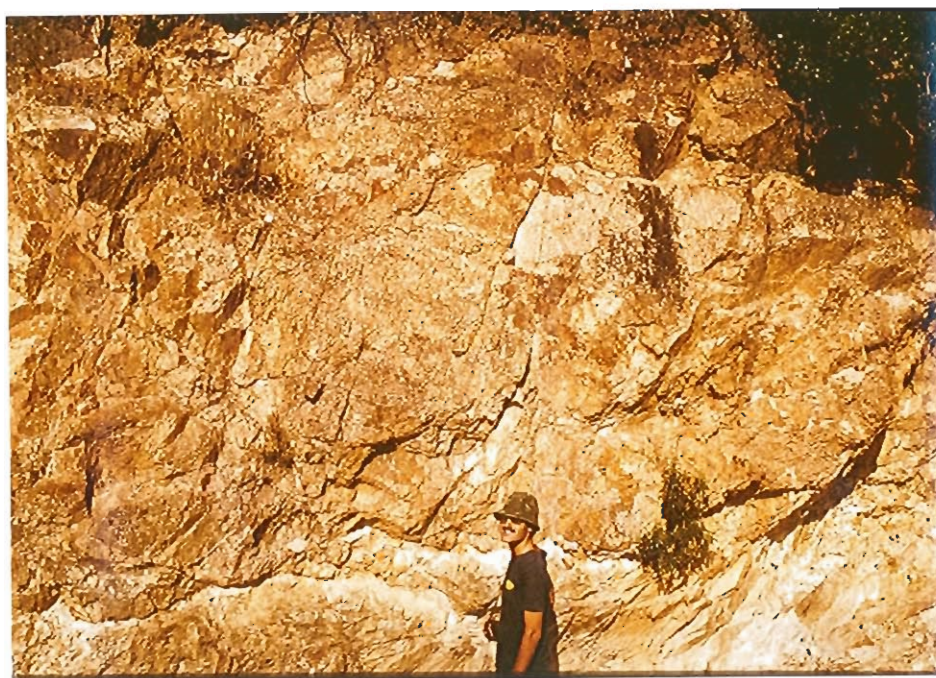
Por encima, el paquete que encontramos tiene una barra central, de cuarcita de 22 ms. de potencia. Esta barra cuarcítica, está sobre unas areniscas muy finas, grisáceas, de color negro en fracture fresca. En la carretera de Valdecaballeros, estas areniscas finas de color negro son muy masivas y se presentan en bancos de 60 cms. a un metro, teniendo gran compacidad. Es el material al que ROBARDET, VEGAS y PARIS (1.978) llaman "pelitas con fragmentos". En esta misma carretera he tomado la muestra 27, que describo a continuación. Es una arenisca cuarcítica de grano medio, homogénea, bastante bien empaquetada y con matriz pelítica escasa. Los granos son de cuarzo y encuentro rutilo como mineral accesorio. La roca está a caballo entre la denominación de arenisca cuarcítica y cuarcita.

Por encima de este conjunto, yacen las ampelitas negras. En la carretera del Puerto Peña a Pelоче en el contacto entre las cuarcitas negras y las ampelitas encuentro una costra ferruginosa, con espesores de 15 a 80 cms. Su densidad es alta y el color vinoso.

Nota.-La columna de este corte ha sido previamente rea



La cuarcita armoricana en el Puesto Peña. Bajo la carretera, afloran los conglomerados anteordovícicos.



Esta fotografía ilustra el único afloramiento en la base de la cuarcita "armoricana" en todo el sinclinal de Herrera del Duque, en el que se observe un conglomerado basal. Su potencia tan solo es de 2,5 m.



Pliegues en acordeón, en los bancos finos de la cuarcita "armoricana".



"Boudinnage" en las alternancias de pizarras y cuarcitas, en la zona media de la cuarcita "armoricana".



Costra a: techo de las pelitas con fragmentos en la carretera de García Sola a Peloché, a 500 ms. de la presa.



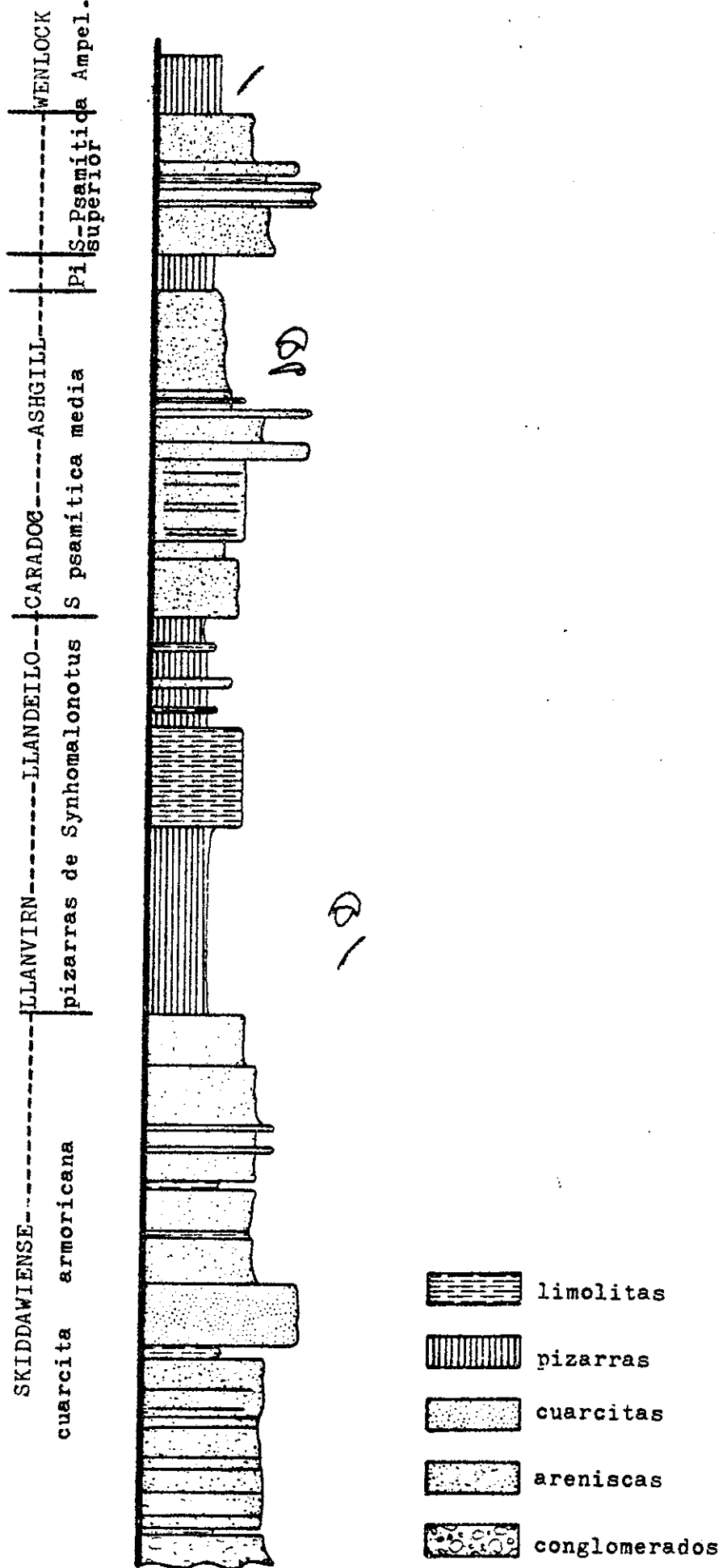
Otro detalle de la misma costra ferruginosa donde desarrolla un espesor de 60 cms.



Observacion con nicoles cruzados de la cuarcita armo
ricana. Destaca su grano fino, perfecto empaquetamiento,
pureza y homogeneidad.



Lamina que representa el tramo cuarcitico de la forma
cion de la cuarcita en las majuelas. En la comparacion
se ve el mayor tamaño de grano, la existencia de fractu
ras rellenas de opacos y alguna mica.



Columna realizada por A. Pieren según datos extraídos de M. RANSWEILER (1.968)

lizada parcialmente por ROBARDET, VEGAS y PARIS (1.978). Sus datos han sido recogidos en antecedentes locales.

Muchas otras observaciones han sido realizadas en el sinclinal de Herrera del Duque, pero no es necesaria su exposición con vistas a la exposición de las unidades litoestratigráficas o de los aspectos bioestratigráficos.

a-3)-UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS:

a)-ORDOVICICO Y SILURICO:

El sinclinal de Herrera del Duque está a mitad de camino entre el sinclinal de Guadarranque y Almadén, a una distancia relativamente corta de ambos. Sin embargo, la columna estratigráfica presenta, como es lógico, algunas diferencias que no permiten el reconocimiento inmediato de las unidades litoestratigráficas definidas en estos lugares para el Ordovícico y el Silúrico.

RANSWEILER, que sí ha trabajado en la terminación E del sinclinal de Herrera del Duque, no define unidades litoestratigráficas más que refiriéndose a sus edades, ya que su estudio se apoya en caracteres fundamentalmente bioestratigráficos.

RANSWEILER distingue las siguientes unidades:

- Cuarcita armoricana
- Pizarras de Synhomalonotus
- Serie psamítica media
- Serie pelítica media
- Serie psamítica superior
- Serie pelítica superior.

En el sinclinal de Guadarranque, D.D.GIL CID, M.GUTIERREZ ELORZA, C.ROMARIZ y R.VEGAS (1.976), distinguen las siguientes unidades litoestratigráficas:

- Cuarcitas armoricanas S.I.
- Pizarras con Calymene
- Nivel de pizarras y cuarcitas
- Cuarcitas de la Cierva
- Pizarras intermedias
- Cuarcitas de las Majuelas
- Nivel de pizarras ampelíticas
- Alternancia ritmica inferior
- Nivel de pizarras bandeadas
- Alternancia ritmica superior
- Pizarras grises

Francis SAUPE (1.971) utiliza unas unidades litoestrati-
gráficas para el Ordovícico y Silúrico de Almadén, recogidas en publi-
cación de su tesis en 1.973, que son las siguientes:

- Cuarcita armoricana S.L.
- Pizarras con Calymene
- Alternancia inferior de pizarras y areniscas
- Cuarcita de Canteras
- Pizarras intermedias
- Alternancia superior con un banco de caliza a techo
- Pizarras del muro
- Cuarcita del Criadero
- Alternancias volcano sedimentarias
- Alternancia de arcillas y areniscas

Estas últimas ya entran en el Devónico.

El Devónico de Herrera del Duque fué estudiado por PUSCH
MANN en 1.964 y 1.967, por lo que utilizaré las unidades definidas por
este autor.

Para el Ordovícico y Silúrico según los pisos, la serie

se parece más a la de Guadarranque o a la de Almadén. Por esta razón voy a definir unas unidades litoestratigráficas denominadas O_1, O_2, O_3, O_4, S_1 y S_2 . Estas son, en grandes rasgos, parecidas a las citadas por RANSWEILER y recogidas en la Memoria de la Hoja nº 60 IGME, 1/200.000

En mi modo de ver las potencias, atribuidas por RANSWEILER son exageradas y "no caben" en el sinclinal de Herrera del Duque. Dado que en su estudio "MAPA GEOLOGICO DE EXTREMADURA ORIENTAL" (1.967), el sinclinal de Herrera del Duque es simplemente el límite inferior, y se limita a la terminación oriental del sinclinal, algunos datos de sus unidades litoestratigráficas no son representativos para nuestra zona.

Cuando se realice la correlación de las unidades (Apartado B-2), es cuando veremos la relación de las unidades que a continuación describo, con las existentes en Guadarranque y Almadén.

O_1 . "Cuarcita armoricana":

El límite inferior es neto y esta formación se encuentra discordante sobre los materiales anteordovícicos, ya sean Véndicos o Alcudiense Inferior. El límite superior es gradual, siendo una transición a las pizarras con Calymene.

Dentro de esta unidad se distinguen tres paquetes:

40 m. de cuarcitas y areniscas de grano fino en bancos delgados. Sólo se encuentra un nivel conglomerático de 2,5 m. en el Puerto Peña.

200 m. de ortocuarcita blanca, sacarcóidea, homogénea y de grano fino. Se presenta en bancos de 0,4 m. a 2 m. separados por interestratos limpios.

100 m. de serie constituida por bancos de cuarcita con pizarras y areniscas finas alternantes.

En este último paquete, se encuentran pistas bilobadas pequeñas; Cruziana goldfussi.

Se encuentran barras de arena con ripples asimétricos a a techo y también bancos con estratificación paralela.

Esta unidad es muy constante en todo el sinclinal, siendo sus mejores exposiciones el Puerto Peña, Cerro Navalajeño y la Sierra de los Golondrinos. Se trata de un depósito en zona costera, ya sean depósitos de playa o inframareales.

O₂. Pizarras con Calymene:

El mejor corte donde se observa esta unidad es el de Consolación. La base es un tránsito gradual desde la cuarcita armoricana hasta la pizarra mediante una serie alternante. El techo es neto y es el contacto con un banco de cuarcita. Por encima de las alternancias, hay entre 350 y 450 m. de pizarras finas, localmente violáceas o blanquecinas, con ortocerátidos y trilobites. Por encima, hay unos 100 m. de areniscas finas en pequeños bancos.

Localmente, y a 100 m. por encima de la base, se encuentra un paquete arenoso de 50 m. A esta sub-unidad la llamaré areniscas de los Rasos. Son areniscas finas de color negro o marrón, con estratificación lenticular, y planos con mica blanca flotada. Los planos de estrato muestran abundante bioturbación horizontal. (Planolites).

Los restos fósiles que he encontrado en las pizarras con Calymene no son clasificables por estar muy alteradas, pero otros autores, RANSWEILER (1.967), MARQUEZ TRIGUERO (1.963), citan dentro de las pizarras con Calymene:

-Dydimograptus murchisoni

-Dydimograptus artus

-Dydimograptus bifidus HALL

-Synhomalonus tristani o Calymene.

-Dydimograptus indentus, var. namus LAPW

Esta unidad presenta una clara pérdida de energía fren

te a la cuarcita armoricana, con unos depósitos de plataforma más profunda, en el que algunos niveles, como las areniscas de los Rasos, corresponden a sedimentos submareales.

O₃. "Serie psamítica media":

Esta unidad está bien representada tanto en los cortes del Cerro Navalajeño como en el Corte de Pelоче al Puerto Peña, aunque en estos puntos las potencias son sensiblemente diferentes. Tanto muro como techo son netos y corresponden a un cambio de litología de pizarras a cuarcitas. La litología característica es una ortocuarcita de grano medio a grueso y color beige. Esta se suele presentar en dos bancos de 5 a 12 m. cada uno, separados por niveles fundamentalmente compuestos por areniscas cuarcíticas. Se observa en los tramos blandos abundante bioturbación tanto vertical como horizontal.

La potencia de esta unidad al Oeste del sinclinal (corte del Cerro Navalajeño) es de 62 m. Al Oeste, la potencia observada es de 78 m. El incremento de potencia se debe fundamentalmente al mayor espesor de las areniscas que separan las barras arenosas.

Como estructuras sedimentarias, se observan en esta unidad ripples simétricos, estratificación cruzada de surco, estratificación cruzada planar y abundantes planos con mica flotada. La génesis de la unidad corresponde a medios costeros y submareales.

O₄. "Serie pelítica media" o pizarras intermedias:

La base y techo son los bancos cuarcíticos inferior y superior. Esta unidad está compuesta por pelitas y pizarras de color oscuro, finas y bastante homogéneas. La potencia oscila entre 30 y 50 metros. Estas pizarras son bastante homogéneas, por lo que esta unidad apenas aflora. Se puede estudiar en las carreteras o arroyos únicamente.

En el corte de las carreteras que parten de Puerto Peña, donde no se encuentran macrofósiles, M. ROBARDET, R. VEGAS, F. PARIS (1.978), citan los siguientes quitinozoarios:

-Fungochitina tauvillensis, PARIS en la base de la unidad.

-Rhabdochitina cF. gallica TAUGOURDEAU, en los niveles más altos y

-Conochitina homoclaviformis, BOUCHE en el techo, asociada con la anterior.

No se observa más estructura sedimentaria que la estratificación paralela, por lo que estas pizarras se han depositado en un medio de plataforma posiblemente no muy profundo, pero en este momento el área madre está casi peneplanizada por lo que los aportes detríticos son de tamaño muy fino y escasos.

S₁. "Serie psamítica superior":

La base es neta y forma un gran resalte morfológico que es un crestón cuarcítico.

El techo es neto y a veces corresponde a una costra ferruginosa, en otros puntos un contacto mecanizado y en el Cerro de Navalajeño un cambio brusco en las condiciones de sedimentación con el paso a la deposición de las ampelitas. La potencia de la unidad varía entre 110 m. al Oeste y 45 al Este.

La litología característica son unas cuarcitas de color ocre, de tamaño muy fino, incluso pelíticas.

Sin embargo, en ciertos lugares del sinclinal, fundamentalmente al Oeste, por encima y debajo de estas cuarcitas ocre, se encuentra una arenisca cuarcítica muy fina, de color gris oscuro o totalmente negro, muy masivas en bancos de 60 cms. Esta subunidad, dentro de la serie psamítica superior es la que ROBARDET, VEGAS y PARIS (1.978)

llaman "pelitas con fragmentos". Al microscopio he observado que lo que me parecían fragmentos en muestra de mano, eran minerales opacos con contornos irregulares.

En el corte de Consolación, las "pelitas con fragmentos" aparecen solamente bajo la barra de cuarcita ocre que forma el creg tón. Pero en este caso, las areniscas negras de grano medio a grueso, poco maduras, clasificadas como lito-arcosas, con gran contenido de grava. Alrededor de estos cantos no puedo reconocer estructuras de impacto.

Esta unidad se caracteriza por el banco de cuarcita ocre masivo, bastante recristalizado en el que no veo estructuras se dimentarias. La unidad es azoica.

Los cambios laterales, poco frecuentes en las unidades anteriores, son frecuentes en esta unidad. La barra cuarcítica central tiene 22 m. de potencia al oeste del sinclinal y 20 m. en Consolación. Unos cientos de metros al oeste de Consolación, aparece una segunda barra a techo, que en este punto tiene un par de metros, y 10 m. al es te del sinclinal. Las pelitas con fragmentos de grano fino, negras su periores ya no se encuentran en Consolación ni más al Este. Las peli tas con fragmentos cuarcíticos inferiores de Puerto Peña sufren un cambio lateral de facies hacia el Este de tal manera que en Consola ción aparecen arcosas negras con fragmentos y en el corte del Cerro del Navalajeño se pasa directamente de la segunda barra cuarcítica a las ampelitas.

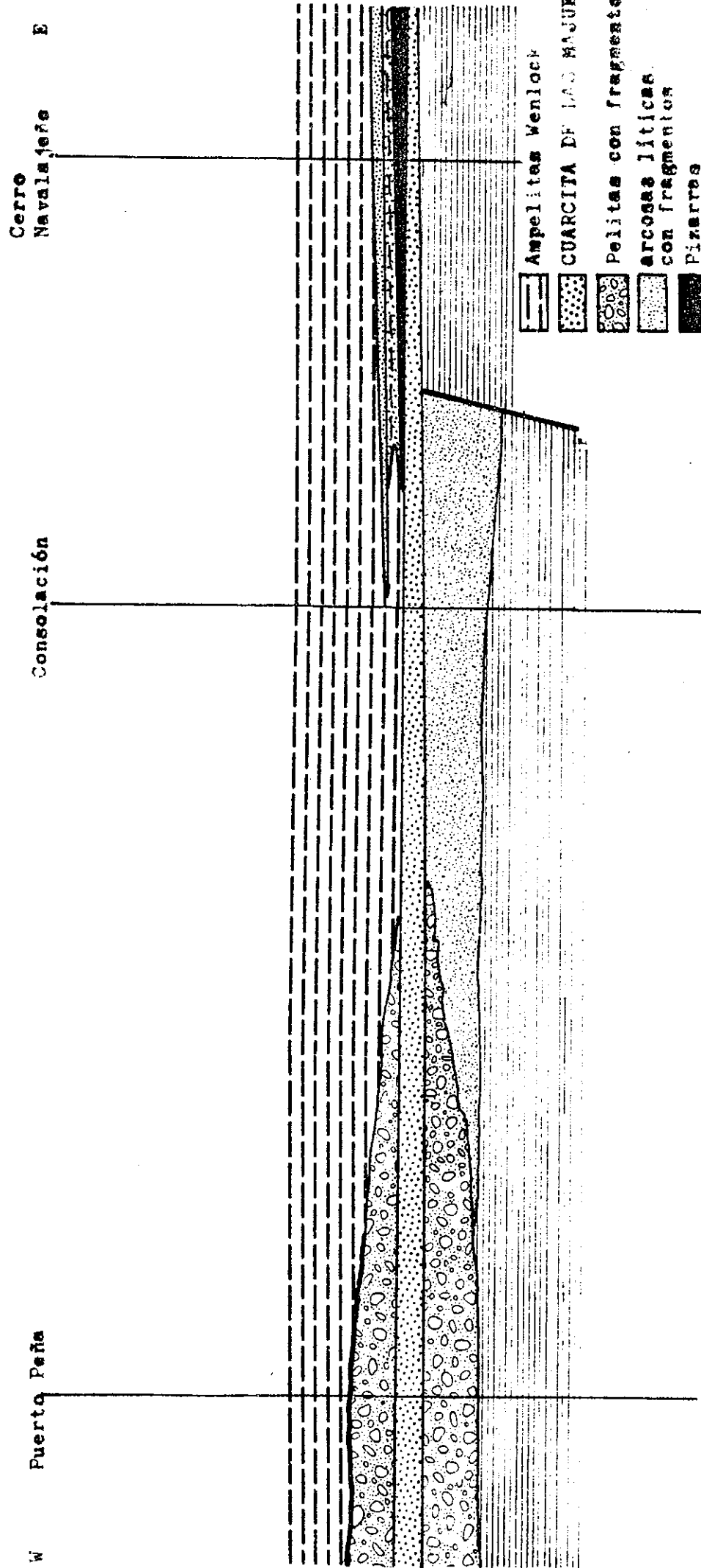
Estos cambios laterales de facies, así como la potencia de los diferentes tramos de la serie psamítica superior han sido re presentados en una figura.

La génesis de la unidad viene dada sin lugar a dudas por un aumento de la energía respecto a las pizarras intermedias. Debido a la complejidad que suponen los numerosos cambios laterales de facies, así como el no reconocer estructuras sedimentarias, hace que la

CAMBIOS DE FACIES Y VARIACIONES DE POTENCIA DE LA SERIE PSAMITICA SUPERIOR S-1

A. Pieren

E HORIZONTAL 1/100.000
E VERTICAL 1/5.000



La cuarcita de las majueles (Techo) se ha utilizado como referencia en este gráfico.

génesis de esta unidad sea tratada en detalle dentro de los episodios tectosedimentarios.

S₂. Ampelitas del Silúrico (Serie pelítica superior):

Base neta sobre una costra ferruginosa o sobre el segundo banco cuarcítico de la unidad anterior. El límite superior es gradual y consiste en un paso de una alternancia de ampelitas y areniscas, a unas areniscas rojas. La potencia es de 200 m. aproximadamente.

En la base encontramos ampelitas con niveles de areniscas centimétricos y se pasa a ampelitas totalmente arcillosas gradualmente. Estas aparecen en superficies blancas o grisáceas y son muy negras en corte fresco. La arenisca presenta "lenticular bedding" y láminas de ripples. A techo, la unidad adquiere una tendencia rítmica hasta pasar a las areniscas de la unidad superior.

Las dos facies, arenosa y arcillosa, son bastante constantes en todo el sinclinal.

En estas ampelitas he encontrado, en 1.982, un rico yacimiento de graptolites, considerado, por su riqueza, en el apartado siguiente.

b-EL DEVONICO:

PUSCHMANN ha hecho publicaciones sobre el Devónico de Herrera del Duque, en 1.964, y de Sierra Morena, en 1.967, correspondiendo a su tesis doctoral.

Por tal motivo, no he realizado un estudio tan detallado del Devónico como del Ordovícico-Silúrico. y expondré las unidades litoestratigráficas definidas por este autor. Su primera unidad es la cuarcita Siegeniense, pero yo he considerado las areniscas rojas que yacen concordantemente a su base como Devónico, ya que son

facies muy diferentes a las ampelitas, y azoicos por lo que tanto pueden ser Pridolienses o Gedinienses. La gran variación en sus características con los materiales del Wenlock-Ludlow, hacen que haya preferido cartografiarlas como Devónico por lo que a continuación describo esta unidad:

D.1)-Arenicas rojas de Valdenmedio:

La base es gradual y consiste en una alternancia de ampelitas y areniscas hasta formar bancos de areniscas. Las areniscas de grano medio a grueso, de color rojizo, muy oscuro en corte fresco, alternan con pizarras, en bancos decimétricos. A techo, se encuentran pelitas verdes magnéticas, con óxidos en superficie. El techo es neto y es el contacto con la cuarcita émsiense.

El paquete arenoso tiene 80 m. y las pelitas verdes 60 aproximadamente. Dentro de esta unidad es donde son más frecuentes las diabasas, aunque las he encontrado también en la serie de Narillos. Estas areniscas azoicas tienen un desarrollo lateral muy constante. Esta unidad tiene un origen muy distinto a la unidad anterior, comenzando un nuevo episodio, ya que pasamos a medios en los que se deja sentir la influencia continental.

--La Sucesión Devónica de la zona de Herrera del Duque y de Villarta de los Montes, (Badajoz), según RANSWEILER M. (1.967).

Traducción del texto original alemán y notas de A. PIEREN.

Aunque estas citas están traducidas y tomadas de la disertación de RANSWEILER, la mayoría de los datos corresponden a la disertación original de PUSCHMANN (1.964), debiendo preferentemente atribuir a este autor los datos sobre el Devónico.

El interés de esta traducción tomado por RANSWEILER, es

que, a diferencia de su tesis doctoral de 1.967, PUSCHMANN no ha editado su disertación de 1.964, cuyos datos aparecen recogidos por RANSWEILER, otro condiscípulo de LOTZE.

La sucesión Devónica:

"El Devónico que yace inmediatamente sobre la concordante serie Paleozoica más reciente (Ampelitas y pizarras del Silúrico), es como las capas anteriores, un conjunto de pizarras blancas con horizontes intercalados de cuarcita."

"Esta sucesión, de un medio de sedimentación inquieto, que se puede observar en la zona del sinclinal de Herrera del Duque, comienza, al parecer, con un banco cuarcítico "cerrado", de 20 a 30 m. de potencia yacente sobre la serie pelítica superior. Estos gruesos bancos, de un color beige a marrón claro, de grano grueso, se resuelven hacia el techo en bancos más finos, de forma tabular, constituidos por una arenisca cuarcítica de color claro, con una estratificación bien marcada, conteniendo ftanitas de color marrón a negro. Existen pequeños interestratos de silt arenoso."

"Sobre este horizonte cuarcítico, se asientan unas pizarras de color pardo con escaso contenido de areniscas y de cuarcitas; además, sobre un nivel de aleuritas amarillentas, se pueden encontrar lentejones calcáreos, que en la zona estudiada del sinclinal de Herrera del Duque tienen escasa importancia." (Supongo que el autor se refiere a potencia reducida y escasa continuidad lateral, como es el caso). Estas zonas carbonatadas son extraordinariamente ricas en fósiles.

Una investigación stratigráfica más detallada o amplia para la zona del sinclinal de Herrera del Duque, no ha podido ser proseguida dentro del marco del trabajo de RANSWEILER. De todos modos,

PUSCHMANN, en 1.96⁴, realizó un análisis estratigráfico detallado de estos materiales devónicos del sinclinal de Herrera del Duque, en la zona comprendida desde el Oeste del río Gualamar (afluente del Zujar) hasta el río Guadiana, y también para la mayor parte del sinclinal de Herrera del Duque.

Como se ha observado en la zona inspeccionada por RANS WEILER, los resultados obtenidos en esta zona pueden extrapolarse al resto del sinclinal, dada la buena continuidad de los horizontes de las unidades estratigráficas. Los horizontes de la zona investigada son absolutamente idénticos a los de la zona más occidental del sin clinal. La división de la serie litológica de los cuerpos devónicos fué realizada por PUSCHMANN con ayuda de los horizontes, conteniendo fauna de Braquiopodos.

Como consecuencia y gracias a las siguientes investiga ciones y estudios comparativos en el contexto del norte de Sierra More na, este autor pudo extraer los resultados sobre las lito y biofacies de la zona de Herrera del Duque.

Estos resultados paleontológicos y estratigráficos se se ran considerados más adelante en el presente trabajo. (También se ha llan reproducidos en el esquema y la columna).

"Las investigaciones se basan en los depósitos más rec ientes del conjunto concordante paleozoico, y van conforme al conjun to de los sedimentos del Devónico inferior y superior."

"Mas, como aquí las capas del Devónico superior descansan inmediatamente sobre el Devónico inferior, debe considerarse la existencia de una laguna estratigráfica meso-devónica."

Contrariamente a la opinión expresada en su trabajo de disertación (1.964), en el cual se consideraba aun como silúrica a la gruesa unidad cuarcítica, yacente sobre la serie pelítica superior, (es

la barra que da el cuarto resalte morfológico, pero tercera línea de cerros en Herrera del Duque), escribe PUSCHMANN (1.967) en su tesis doctoral, que "la edad de esta serie cuarcítica es, con seguridad, Devónico inferior."

"El emplazamiento cronoestratigráfico de esta cuarcita, se realiza basandose en la fauna de Braquiopodos de los horizontes superiores, que dan una edad correspondiente al Siegeniense inferior más bajo. Un límite en un punto concreto de la serie con el Silúrico no puede establecerse mediante hallazgos paleontológicos en este caso."

"Por encima, encontramos la unidad llamada Pizarras del Risquillo. A esta serie pizarrosa con bancos de cuarcita y arenisca, o presencia de lentejones calcáreos, le atribuye PUSCHMANN una edad desde el Siegeniense bajo hasta el Emsiense superior. La totalidad de esta serie alcanza una potencia media de 120 a 150 m. (La totalidad de este conjunto está formada por las Pizarras del Risquillo, la cuarcita de Rivas y las pizarras de Herrera del Duque)."

Los depósitos del Devónico superior son descritos en la página 531 del segundo Trabajo de PUSCHMANN, (1.967), como sigue:

"Los estratos más antiguos del Devónico superior pertenecen al Frasnense superior y se componen preponderantemente de pizarras negras, muy pobres en fósiles, de un espesor medio entre 15 y 20 m., en cuyo conjunto se encuentran localmente intercaladas hasta 5 m. de areniscas cuarcíticas. (Serie de Navillos). La inclusión de esta arenisca cuarcítica entre las pizarras no está todavía explicada de manera firme."

"Dada la falta de fósiles en las pizarras infrayacentes, (Pizarras de Herrera del Duque), no se puede saber a ciencia cierta si son las areniscas cuarcíticas, o bien una parte de las pizarras

Devónico superior	Fameniense		Pizarras de Valmayor		20 m.
	Frasnienense	¿Superior?	Capas de Panda		30 m.
¿Inferior?		Supra.Emsiense	Pizarras de Moreno		10 m.
			Serie de Narillos (pizarras negras y areniscas cuarcíticas)	Serie de Narillos superior Serie de Narillos inferior	6-8 m. 2-20m.
Emsiense	hasta Ems-sup. alto desde el fin inf-Ems sup	Emsiense inferior alto Emsiense inferior bajo	Pizarras de Herrera	Superiores	40-52m.
				Banco calizo	1-4 m.
				Inferiores	hasta 10m.
Siegeniense	Siegeniense superior	Siegeniense alto	Cuarcita de Rivas		2-5 m.
			Pizarras del Risquillo	Superiores	hasta 40m.
	Siegeniense bajo	Cuarcita Siegeniense		Pequeños bancos calizos. Banco de cuarcita.	0,5 m.
			Inferiores	(Edad corregida)	hasta 15m. 20 m.

Pérfil del Devónico del sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz), según PUSCHMANN -Dissertation 1.964

infrayacentes, las que constituyen la base del Devónico superior."

"A continuación, sigue una alternancia de 35 a 40 m. de pizarras, areniscas cuarcíticas, y un precipitado de areniscas calcáreas y, además, material tufítico. Esta serie está clasificada como Frasniense y presenta el carácter de un sedimento de tipo Flysch."

"La rica fauna de Braquiópodos, que se encuentra por encima, constituye un banco único y muy duro. Por encima, tornan los sedimentos a pizarras limpias, (lavadas), negras y pobres en fauna, hasta 100 m. de potencia. Por encima, la monotonía de la serie está rota por un grueso banco de cuarcita. Estas pizarras superiores (pizarras de Valmayor) deben considerarse como Fameniense superior."

Con la serie lutítica del Fameniense acaba la secuencia sedimentaria concordante del Paleozoico, y, con ella, la historia geológica del terreno en la zona de investigación.

En el presente trabajo (A. PIEREN), he observado las pizarras de Valmayor en contacto directo con la cuarcita de Rivas, en el Cerro del Risquillo. (Ver apartado anterior).

A-4)-ASPECTOS BIOESTRATIGRAFICOS:

En este capítulo no trato de exponer una serie de unidades bioestratigráficas del Ordovícico, Silúrico y Devónico de este sinclinal, ya que no es éste el objeto de esta tesina. Sin embargo, el hallazgo de un yacimiento de graptolites importante, con una fauna que permite una datación en un punto muy concreto de la columna estratigráfica, es un dato que debe ser mencionado con la importancia que tiene.

El yacimiento se encuentra al Sur del pueblo de Herrera del Duque, en el Collado de la Colada, al borde del camino que lleva a la finca de Dña. Carmen Sevilla y que llega al Puerto de los

Carneros. Se sitúa estratigráficamente el yacimiento sobre la cuarcita de las Majuelas, a menos de dos metros del contacto, aunque hay evidencia de una mecanización del contacto. Sin embargo, la fractura no altera la potencia normal de las formaciones, por lo que a esta falla no quiero darle mucha importancia.

Como se ve en la fotografía del capítulo V-2, si bien los graptolites se encuentran en las ampelitas hay areniscas alternantes.

La fauna se halla en 5 m. de potencia, principalmente.

Los graptolites recogidos se han clasificado por Juan Carlos Gutierrez Marco, Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, como:

-Cyrtograptus symmetricus (ELLES 1.900)

-Monograptus cf. priodon (BRONN, 1.835)

-Monoclimacis linnarsson! (TULLBERG, 1.883)

-Monoclimacis cf. vomerinus (NICHOLSON, 1.872)

-Pristiograptus dubius pseudolatus (RICKARDS, 1.965)

Esta asociación faunística define el horizonte bioestratigráfico Zona de Cyrtograptus rigidus. Esta es la zona 28 de ELLES y WOOD y corresponde a una edad que es Wenlock medio.

Además de esta fauna de graptolites, se encuentran numerosos braquiópodos clasificados como el género:

Ferganella sp.

Se hallan también Orthocerida indet., y una medusa de simetría tetramera que se podría clasificar como Cnidaria indet.

Esta zona de ELLES y WOOD no se había reconocido anteriormente en España.

En la bibliografía he encontrado posiblemente la primera cita sobre este hallazgo faunístico:

Ya Casiano De Prado hablaba, en 1.855, de estos graptolites: "He encontrado la mayoría de los fósiles silúricos en los esquis

tos. Los he visto incluso en las capas blanquecinas, pero solamente en Herrera del Duque. Los graptolites se encuentran solamente en un esquisto negro, bastante tierno, que se utiliza a veces como lápiz, o incluso para ciertas pinturas groseras diluyéndolo en agua...."

Estas capas negras que, por las descripciones que hace, tienen abundante materia carbonosa, y las capas blanquecinas, son las ampelitas del Silúrico.

Recordaré que cuando Casiano de Prado habla de los fósiles silúricos, habla de un Silúrico que incluía al Ordovícico.

Los demás restos fósiles encontrados se hallan mal conservados y no permiten extraer datos dignos de mención.

Los graptolites hallados en las ampelitas por PUSCHMANN (1.964,67) y por RANSWEILER (1.967), son del Ludlow inferior.

A-5)-EDAD DE LOS MATERIALES:

O₁: "Cuarcita armoricana". Solamente se hallan Cruziana furcifera y Cruciana goldfussi. BOUYX, pag. 129a, cita en los tramos superiores Ronanetia sp y Rhysophycus y Roualtia. Esta unidad debe considerarse Arenigiense. bajo, o sea Skiddawiense.

O₂: "Pizarras con Calymene". La numerosa fauna citada anteriormente, y especialmente el Synhomalonotus tristani dan inequívocamente una edad Llanwirniense, por lo que esta unidad llamada también Pizarras con Synhomalonotus corresponde a la parte ^{alta} alta del Arenig.

O₃: "Serie psamítica media". La parte baja corresponde al Llandeilo y las cuarcitas al Caradoc.

O₄: "Serie pelítica media". Como hemos visto, ROBARDET, VEGAS y PARIS (1.978), notaban una zonación en los quitinozoarios. Así, la base de esta unidad caracterizada por Fungochitina tanvillensis PARIS corresponde a un Caradoc post-Harnagiense, mientras que el techo que

contiene Rhabdochitina cf. gallica TAUGOURDEAU y Conochitina homoclaviformis BOUCHE, ha sido datado por estos mismos autores como Caradoc superior. (Marshbrookense a Onniense).

S₁: Serie psamítica superior. Dada la datación de las unidades infra y suprayacentes, esta serie corresponde desde el Ashgill hasta el Wenlock medio inferior. Los datos de GIL DE CID (1.976), datan a las pelitas con fragmentos como anteriores al Llandovery superior. En este caso o esta subunidad es más antigua en Herrera del Duque y llega hasta el Wenlock inferior, o existe un hiato sedimentario, (correspondiente a la costra ferruginosa) desde el Llandovery superior al Wenlock medio, en la zona de Herrera del Duque.

S₂: Ampelitas del Silúrico. En el apartado anterior, mediante datos propios, hemos datado la base de esta unidad como Wenlock medio inferior, zonas 28 y 29 de ELLES y WOOD.

RANSWEILER cita asociaciones de Monograptus en el techo de esta unidad, que corresponden a la zona 33 de ELLES y WOOD, y, por lo tanto, al Ludlow inferior.

D-1)-Areniscas rojas de Valdenmedio:

Esta unidad yace sobre las ampelitas que se han datado como Ludlow inferior, y bajo la cuarcita del Siegeniense bajo. Corresponde, pues, al tránsito del Silúrico-Devónico y tiene edad Pridoliense o Gedinense. Estas mismas areniscas, en el sinclinal de Guadarranque, han sido cartografiadas como Devónico en la Síntesis de la Hoja nº 60, Villanueva de la Serena, IGME (1.971), mientras que otros autores niegan la existencia del Devónico en el sinclinal de Guadarranque.

D-2)-Devónico medio y superior:

Datos de PUSCHMANN, (1.964):

-Cuarcita Siegeniense: Siegeniense bajo.

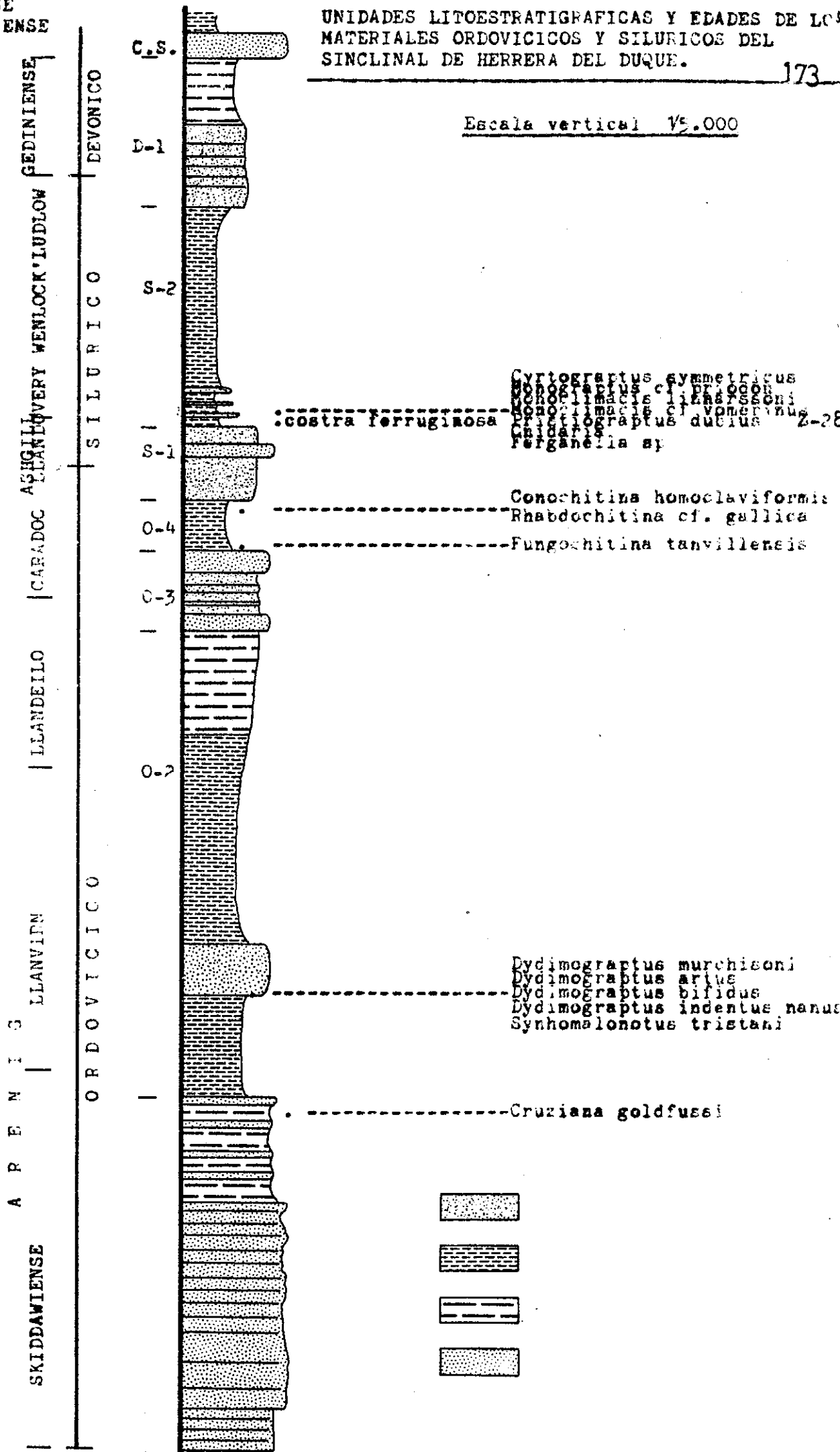
-Pizarras del Risquillo: Siegeniense medio y alto.

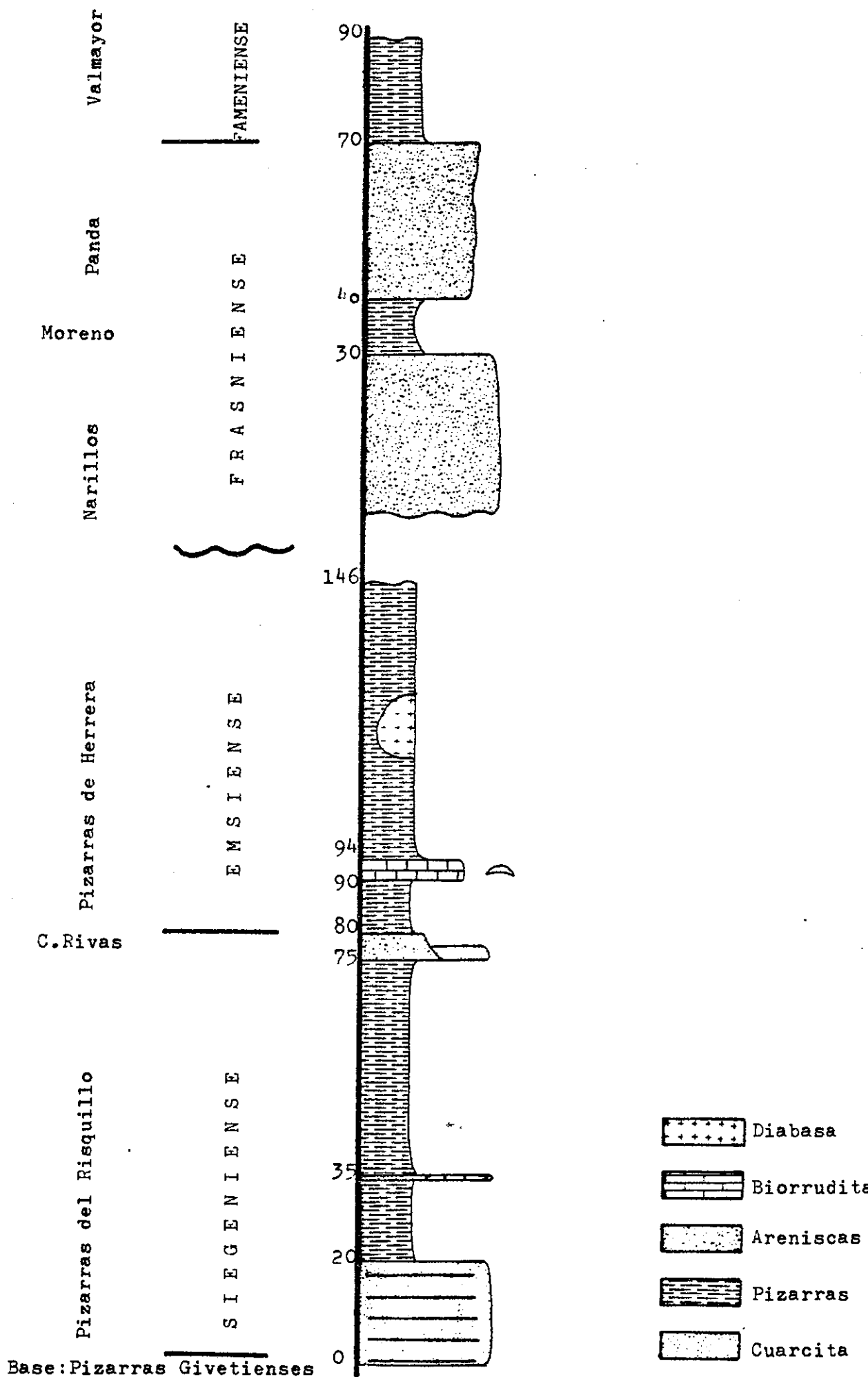
-Cuarcita de Rivas: Siegeniense superior.

- Pizarras de Herrera del Duque: Corresponde al Emsiense.
- Serie de Narillos: Supra Emsiense y/o Frasnienne inferior
- Pizarras de Moreno: Frasnienne.
- Pizarras de Valmayor: Fameniense.

Observese que el Eifeliense y el Givetiense, pisos del Devónico medio no están representados.

Escala vertical 1/5.000





NO

B-1) -EPISODIOS TECTOSSEDIMENTARIOS:

Los episodios tectosedimentarios han sido generalmente observados al realizar las correlaciones de las unidades litoestratigráficas. Es necesario exponer previamente los episodios tectosedimentarios, para facilitar las correlaciones que siguen.

Ya hemos hablado en este trabajo de la etapa de erosión posterior a la fase Sárdica e Ibérica, que peneplaniza el continente, lo que favorece la progradación de las barras de la cuarcita armoricana.

La fase sárdica no es equiparable a la Ibérica.

La fase sárdica marca una frontera importante desde el punto de vista petrológico, ya que pasamos de los materiales anteordovícicos, muy poco maduros, de composición en su mayoría grauváquica, a otro ambiente totalmente distinto donde una gran parte de las areniscas son ortocuarcitas.

Una primera etapa tectosedimentaria comienza en el Skidawiansense con la deposición de los materiales cuarcíticos formados en un ambiente costero, que se harán sucesivamente más finos y con mayor reflejo de actividad orgánica, hasta llegar a los tramos altos de las pizarras de Calymene. Pequeños impulsos dan unidades como las areniscas de los rasos, que frente a las pizarras con Calymene representan un medio más somero.

Un segundo episodio comienza en el Caradoc, en donde por un levantamiento epirogénico del continente, el ambiente sedimentario vuelve a ser intermareal y costero. De nuevo la peneplanización del continente conduce a una pérdida de energía, en la que se deposita la serie pelítica media.

Tercer episodio: No se puede decir que estas condiciones se repitan en el Llandovery, ya que la actividad tectónica que aquí se refleja tiene mayor importancia. Se produce una compartimentación de la cuenca

en distintos bloques, por lo que durante esta etapa, la sedimentación en áreas relativamente cercanas puede ser bastante diferente. En la zona de Herrera del Duque, los numerosos cambios laterales de facies, pueden ser motivados por este juego de bloques. La presencia de fallas sería la responsable de la formación de las litoarcosas groseras que se acuñan rápidamente, descritas dentro de la unidad psamítica superior. La inestabilidad tectónica presente en el tránsito Ordovícico-Silúrico se refleja en las manifestaciones volcánicas de carácter básico y espilitico en Almadén, que se produce durante la sedimentación de las cuarcitas del Criadero, correlacionables con la unidad psamítica superior. En Almadén, esta actividad continúa durante el Silúrico, con la formación de las alternancias volcano-sedimentarias, mientras que en Herrera del Duque y en el sinclinal de Guadarranque, durante el Wenlock y Ludlow esta movilidad tectónica ha desaparecido, y la gran cantidad de materia orgánica, presente en las ampelitas, así como los fósiles planctónicos y pseudoplanctónicos como Rhynchonella ampelitidens TROMELIN y LEBESCONTE (braquiópodo pseudoplanctónico y que vivía sobre sargazos), indican una cierta distalidad y unas condiciones de sedimentación muy lenta.

Durante la etapa de mayor paroxismo de este tercer episodio tectosedimentario, ROBARDET, VEGAS y PARIS, consideran que la existencia de fragmentos dentro de las pelitas negras de la unidad psamítica superior, se debe a la existencia de un inlandsis. Los fragmentos de roca, caerían sobre el fondo marino, desde las masas de hielo flotantes.

Sin embargo, esta etapa de inestabilidad tectónica no es una auténtica orogénia; además, en el estudio de varias láminas delgadas tomadas en el sinclinal de Guadarranque y en el sinclinal de Herrera del Duque, en la subunidad de las pelitas con fragmentos, no he observado estructu

ras de caída alrededor de los cantos en ningún caso, y muchos de ellos son minerales opacos que pueden formarse en ambientes reductores (pero no eran ^euhedrales), por lo que no tengo argumentos a favor ni en contra de esta teoría.

Las areniscas rojas que se sedimentan en un momento "inquieto", así como la cuarcita Emsiense, constituyen un cambio paleogeográfico importante, y el comienzo de una etapa tectosedimentaria que abarcará el Devónico inferior. La totalidad de esta etapa, cuyos sedimentos tienen una potencia media de 120 a 150 m., corresponde a medios muy someros con gran influencia continental y la existencia de los únicos lentejones calcáreos existentes en el Paleozoico de la zona.

La existencia de una laguna mesodevónica, cuya variación según las zonas ha sido expuesta en los antecedentes regionales, y que en Herrera del Duque afecta al Eifeliense y Givetiense, es explicada por PUSCHMANN como debida a una interrupción en la sedimentación.

Personalmente, aunque es indudable la existencia de una interrupción, considero que ésta se debe a un basculamiento de la cuenca, en vez de una falta de aportes, como expone PUSCHMANN, cuyos modelos se han expuesto en antecedentes bibliográficos locales y representado en una figura.

P. HERRANZ (1.984), en su tesis doctoral, encuentra también la existencia de una laguna Meso-Devónica en Ossa-Sierra Morena. Contrariamente a PUSCHMANN, atribuye esta falta de sedimentos a un largo basculamiento de la cuenca.

La existencia de un basculamiento es también probable en Herrera del Duque. El nuevo episodio tectosedimentario, correspondiente al Devónico superior, tiene una sedimentación de pizarras y areniscas con carácter flyschoides. Este importante cambio paleogeográfico

co parece favorecer la teoría de la existencia de un basculamiento, como la paraconcordancia hallada durante este trabajo de las unidades del Devónico superior sobre el Emsiense.

Este episodio acaba con una serie pizarrosa, pizarras de Valmayor, con algunos bancos delgados de cuarcita de edad Fameniense. Este es el Devónico más alto probado en un ámbito regional. La fase Astúrica Hercínica es la principal responsable del plegamiento de dirección N120 y de la formación de esquistosidad. La ausencia de sedimentos hace su poner que la zona haya estado emergida, o una erosión de los posibles depósitos posteriores. La fracturación tardihercínica es la que forma una serie de grandes fracturas de dirección general N 60° e importancia regional. Estas fracturas han sido estudiadas en este trabajo.

Existe una amplia zona de cizalla frágil entre el Puerto Peña y la Sierra de Barbas de Oro. Exactamente en el Puerto Peña (Sierra del embalse de García de Sola), debido a la gran potencia de la cuarcita armoricana, la cizalla produce un plegamiento y deformaeción con intenso kinking y "boucinage". Observando las fracturas en planta, parecen que éstas se adaptan geométricamente al modelo de Riedel, con direcciones predominantes de fractura a 15 y 75 grados de la dirección de la cizalla. Las fallas tienen un mayor desplazamiento horizontal que vertical, con saltos horizontales controlados de hasta 3.200 m., utilizando como referencia la cuarcita del Ordovícico inferior y la de canteras, (Ordovícico medio).

Esta asociación de desgarres, siguiendo el significado del modelo de Riedel, corresponde a una alineación de fractura en el zócalo rígido, que produce esta respuesta en la cobertura sedimentaria. Contemplando el estudio de las unidades morfoestructurales caledohercínicas de la imagen fotográfica N° 1228-10332 de la banda 7, obnotenida por el satélite Landsat el día 8 de Marzo de 1.973, esta zona



Brecha de la falla de Mesa Redonda, en la carretera de Valdecaballeros a García Sola. A la izquierda, se observa la cuarcita de Canteras, que es el material fallado en este conjunto.



Valle en el nivel de cumbres del sinclinal de Herrera del Duque, causado por la falla de Mesa Redonda. A la derecha del valle, la sierra de Barbas de Oro.

de fractura afectaría desde el sinclinorio de Guadálmez, el anticlinal de Alcudia, la terminación occidental del sinclinorio de Almadén, el anticlinorio de Agudo-Valdemanco y el sinclinal de Herrera del Duque. Se observa en este punto que, tanto la sierra ordovícica de Barbas de Oro, como el sinclinal de Santa Lucía, se alinean paralelamente a esta fractura, coincidiendo el contacto del gran anticlinorio centroextremeño.

En el sinclinal de Herrera del Duque, la zona afectada intensamente por la fractura supera un ancho de 10 kms. Del estudio de su efecto en los materiales paleozoicos se deduce su magnitud, la cual debe igualmente afectar a los materiales anteordovícicos, en los que debido a la monotonía de su litología no existe un nivel guía que permita un control del salto de falla.

En el sinclinal de Herrera del Duque, he denominado a esta falla como falla de Mesa Redonda, y presenta una milonita de varios metros de espesor, con virutas de cuarcita de tamaño decimétrico.

B-2)-CORRELACION DE LAS UNIDADES:

La correlación de las unidades litoestratigráficas es establecida en este trabajo, con aquellas definidas en el sinclinal de Guadarranque por GIL CID, GUTIERREZ ELORZA, C. ROMARIZ, R. VEGAS (1.976) y en Almadén según F. SAUPE (1.973), están representadas las figuras anexas.

Hay una gran diferencia entre el sinclinal de Guadarranque y las otras dos localidades, y es la existencia de una serie Cambro-Ordovícica infrayacente en Guadarranque bajo la cuarcita armoricana. En el sinclinal de Herrera del Duque parece ser que es la cuarcita armoricana la representación más baja del Paleozoico. Sin embargo, hay que recordar que el lugar de la columna estratigráfica donde

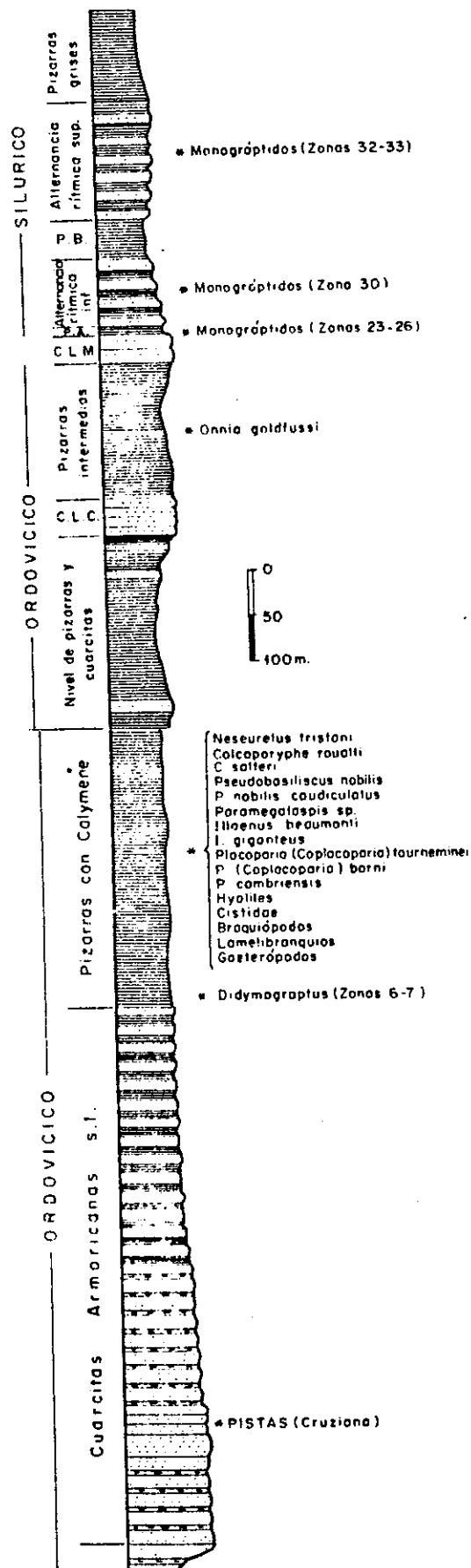
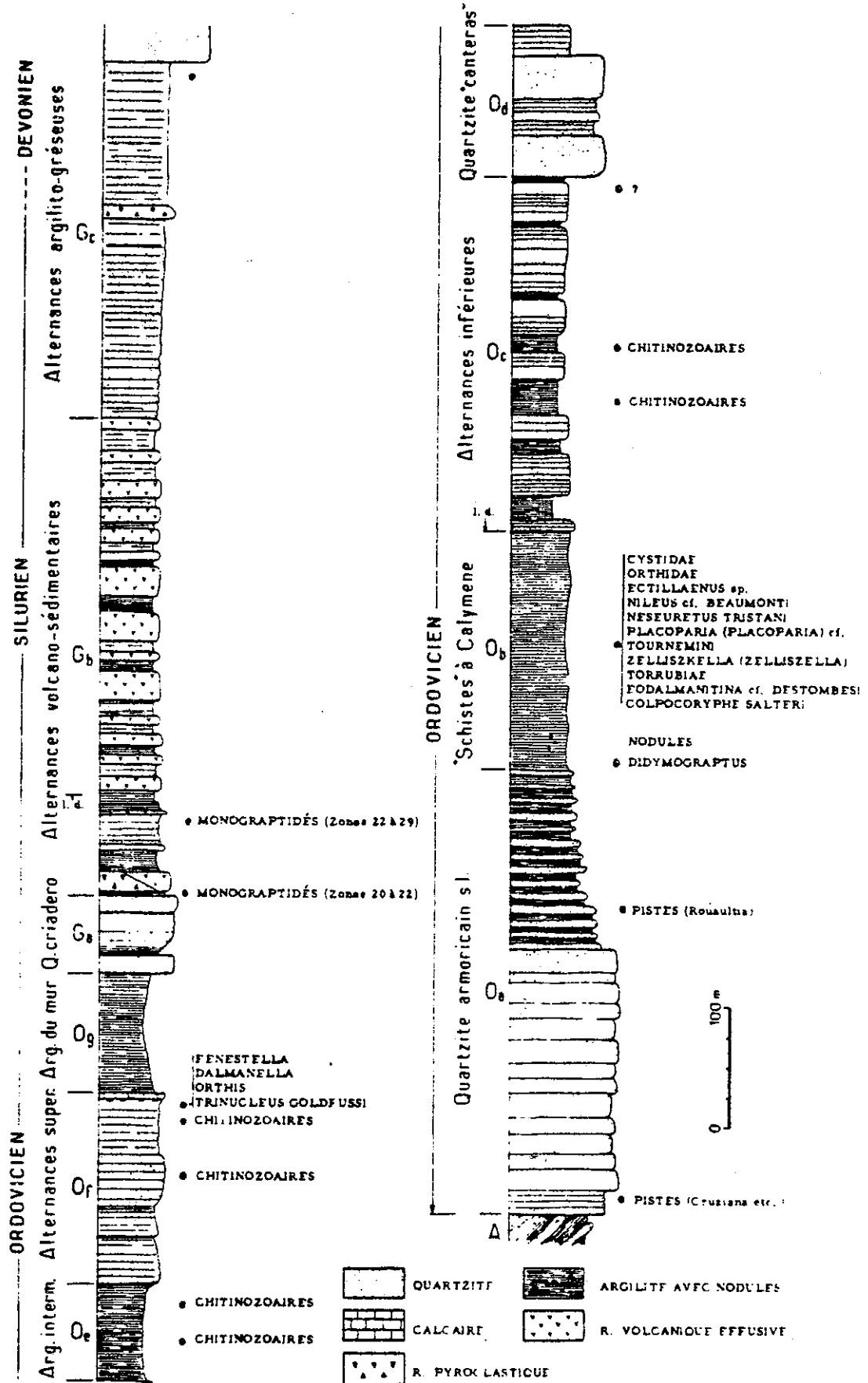


Fig. 2 — Columna estratigráfica general del Ordovícico y Silúrico de Navatrasierra (Cácores).

COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERAL DEL ORDOVICICO Y SILURICO EN

ALMADEN (PROVINCIA DE CIUDAD REAL)



Según F. SAUPE (1.971a). Columna extraida de F.SAUPE (1.973 p 43)

se encuentran pistas bilobadas, (Cruziana golfussi) es en la alternancia de cuarcitas y pizarras que constituyen el tránsito a las pizarras de Calymene. No hay datos bioestratigráficos para atribuir la cuarcita basal al Skiddawiense pero se hace por comparación a otras zonas. Esta serie yace discordante sobre el Alcudiense superior o inferior y en Almadén.

La columna estratigráfica de los pisos incluidos desde Skiddawiense hasta el Caradoc, tiene una evolución muy similar en Herrera del Duque y en Almadén, con una equivalencia de tramos y una potencia del conjunto casi idéntica. La mayor diferencia consiste en la alternancia inferior de Almadén correspondiente al Llandeilo, que no existe como tal en Herrera del Duque aunque se distingue un tramo mas arenoso dentro de las pizarras con Calymene en la base de la unidad psamítica inferior, O₃. Dada la similitud, propongo llamar a la cuarcita del Caradoc de Herrera del Duque, cuarcita de las Canteras; que incluso presenta dos barras cuarcíticas tanto en Herrera del Duque como en Almadén. Las pizarras intermedias son también una unidad equivalente en estas localidades.

Si comparamos ahora este mismo intervalo con la serie de Guadarranque, que como ya hemos dicho yace sobre un Tremadoc, observamos que la potencia total es bastante mayor en Guadarranque. En ambas columnas existen dataciones exactas en la base de la formación de las pizarras con Calymene.

En Guadarranque existe una datación *Didimograptus* que corresponde a las zonas 6-7 de ELLES y WOOD, y por lo tanto, al Llandeilo inferior. En Herrera del Duque la datación por *Didimograptus* y *Neseuretus tristani* dá una edad indudablemente Llanvirniense. Así pues, la base de las pizarras con Calymene es más antigua en Herrera del Duque.

Aunque la potencia de las pizarras con Calymene es bas

tante superior en Guadarranque, si se reconoce en ambas series un episodio de deposición de areniscas. No tengo criterio para una datación exacta de las mismas, aunque corresponden al Llandeilo.

Tanto en Herrera del Duque como en Almadén, las cuarcitas del Caradoc inferior, por lo que la cuarcita de la Cierva corresponde exactamente a la que hemos llamado cuarcita de las Canteras en Herrera del Duque. Prefiero esta última denominación por la similitud de esta unidad con las cuarcitas de las Canteras en Almadén.

Comienza en el Ordovícico superior un periodo de cierta inestabilidad tectónica, ya mencionada en la exposición de los episodios tectosedimentarios. Estos movimientos epirogénicos van a influir notablemente en la sedimentación, de tal modo que las columnas estratigráficas de las tres localidades consideradas, que registraban una evolución bastante uniforme desde el Arenig, hasta el Caradoc inclusive, no van a mostrar tal homogeneidad a partir del tránsito Ashgill-Llandovery.

En este momento, el estudio de la unidad psamítica superior, en el sinclinal de Herrera del Duque, tiene un gran interés, ya que se produce un cambio de facies. La cuarcita de las Majuelas, que tiene en el sinclinal de Guadarranque la formación de pelitas con fragmentos, tanto a techo como a muro, sigue conservando esta geometría, en la zona occidental de Herrera del Duque, aunque la potencia de las formaciones esté ligeramente restringida. Sin embargo, en la zona oriental, ya no aparecen ni a techo ni a muro las pelitas con fragmentos, y se desarrolla una segunda barra, que también aparece en las cuarcitas del Criadero en Almadén. En este lugar, por encima de las pizarras intermedias y bajo la cuarcita del Criadero aparecen las alternancias superiores, un banco calizo, (único en el Ordovícico-Silúrico, regionalmente) y las pizarras del muro. Estas unidades no las encontramos

al Noroeste. Sin embargo, dataciones precisas a techo de la cuarcita valentiense, dan las zonas 20 a 22 sobre la cuarcita del Criadero, 28 a 29 para la unidad psamítica superior de Herrera del Duque y 23 a 26 sobre la cuarcita de las Majuelas.

Por lo tanto, durante un mismo periodo de tiempo, en Guadarranque, y muy especialmente en Almadén, se ha depositado una can ti dad de materiales muy superior a los sedimentados en Herrera del Duque. Si asociamos este dato al de numerosos cambios laterales de fa ci es en la unidad psamítica superior, se puede suponer que la sedimen tación de esta unidad del Llandovery se produce en una zona de umbral. Esta situación paleogeográfica es favorable para la existencia de un hiato sedimentario o para la formación de una serie muy condensada, a la que puede corresponder la costra ferruginosa.

Sobre la existencia de un hiato sedimentario, al no exis tir dataciones en la unidad psamítica superior, a techo de la cual encontramos la costra ferruginosa, sino más abajo en las pizarras in ter medias, no se puede demostrar la existencia del mismo, ni delimitar su duración. De exis tir, lo que sí se puede decir es que su extensión máxima estaría acotada por las zonas 22 y 28 de ELLES y WOOD, correspon diente al Llandovery y Wenlock medio.

Por encima de estas cuarcitas, es difícil establecer una correlación litológica. Las ampelitas y la serie D-1 de Herrera del Duque corresponden a las alternancias rítmicas y las pizarras grises de Guadarranque. El techo de la serie paleozóico en Guadarranque sí recuerda mucho a las areniscas rojas del Devónico de Herrera del Du que, pero ambas unidades son azoicas, por lo que exis te una polémica sobre la existencia o no del Devónico en el sinclinal de Guadarranque.

En Almadén, y debido a las alternancias volcano-sedimenta

tarias, la columna estratigráfica tiene una evolución muy distinta. La serie no será correlacionable hasta el Devónico.

Las correlaciones a nivel regional han sido la base de la tesis doctoral de PUSCHMANN (1.967). Aunque un resumen de esta publicación ha sido expuesto en antecedentes locales, extraigo de nuevo algunas citas. No hay una gran variedad por lo que una descripción basta. En parte alguna se encuentran sedimentos referibles al Mesodévónico. Los sedimentos gruesos del Devónico inferior, contienen lentejones de fauna de braquiópodos. Una característica de estos sedimentos son las zonas brechosas con "cantos de arcilla", indicadores de deslizamientos, corrientes,

El Devónico superior yace inmediatamente sobre el inferior o sobre el Silúrico. Las capas más antiguas del Devónico superior son del Frasnense inferior, y se componen de pizarras negras, escasas en fósiles de 15 a 20 m. de potencia, con algunas intercalaciones de areniscas cuarcíticas de hasta 5 m. de potencia.

No está claro el significado de estas cuarcitas en medio de las pizarras. PUSCHMANN asegura que en Cabeza de Buey se encuentran en las pizarras bajas y, por lo tanto, son Frasnenses. Pero la carencia de fósiles en estas pizarras no permite decir si estamos en la base del Devónico superior.

Siguen 35 a 50 m. de alternancias pizarra-arenisca cuarcítica, calcarenitas-tufitas. Esta serie es Frasnense y, como ya hemos dicho, presenta carácter Flysch, según este autor.

En Almadén hay estructuras alteradas, brechas, estratificación oblicua, sedimentación graduada y disposición en forma de "tejas" de "cantos" esquinados de pizarra. Los braquiópodos se encuentran sobre todo en la parte alta de las pizarras de Muro.

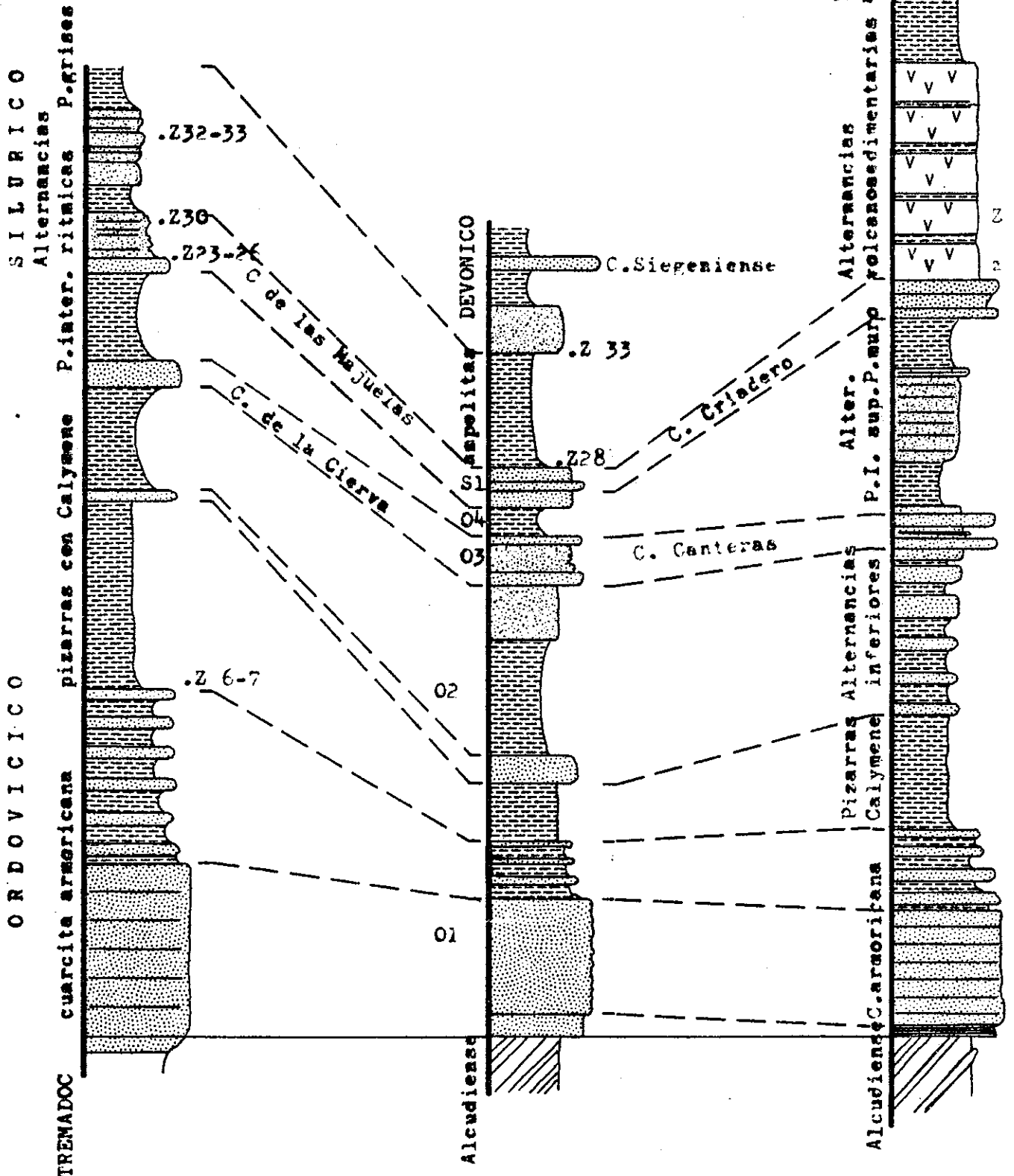
Hacia arriba se pasa a pizarras arcillosas, hasta unos

CORRELACION DE LAS UNIDADES DEFINIDAS EN EL SINCLINAL DE HERRERA DEL DUQUE CON LAS DEL SINCLINAL DE GUADARRANQUE Y LA ZONA DE ALMADEN

Sinclinal de Guadarranque
Datos de GIL CID et al. 1976

Sinclinal de Herrera del Duque
A. Pieren

Almadén datos según F. SAUPE 1.971



Escala: 1/10000

100 m. de espesor, con algunos bancos delgados de cuarcita. La parte más alta debe ser ya Frasnense y sólo es probada en Herrera del Duque.

La extensión y la amplitud de la laguna estratigráfica en los sinclinales de Espiel, Torrecampo, Guadálmez, Almadén, Herrera del Duque y Aliseda, está representada en el siguiente perfil. p 55

C-1) ROCAS ENDOGENAS:

En la mayoría de los cortes realizados en Herrera del Duque, así como en muchos itinerarios recorridos durante la labor cartográfica, he observado afloramientos de rocas básicas holocristalinas.

En el arroyo de Valdenmedio, en el corte de la Ermita de la Virgen de la Consolación, la potencia visible de la dolerita es de unos 60 m. Aunque los contactos no se ven bien, parece estar concorde con las capas del Devónico inferior.

He tomado en este afloramiento la muestra Nº 20. En la página siguiente se ven tanto el aspecto en campo como en lámina delgada. La descripción del estudio en lámina delgada es el siguiente: No es una roca volcánica, sino holocristalina, de grano fino a medio, con textura diabásica en algunas zonas. La plagioclasa es muy abundante, maclada y con tendencia tabular. Los clinopiroxenos son bastante abundantes y en general bien desarrollados. La biotita se encuentra en menor proporción.

Además de estos minerales principales, hay bastante epidota, clorita, opacos, algo de Q y carbonatos. La roca puede considerarse diabasa.

El resto de los afloramientos de rocas ígneas encontra

dos son también diabasas, aunque en zonas como el Tejar, al Norte del Cerro de los Jabalines, esta roca esté tan alterada que tan sólo se reconocen las biotitas, estando el resto de la roca reducido a arcillas.

Sin embargo, en el mismo Corte de Consolación, unos cien metros al Norte del afloramiento antes descrito, se encuentra en un talud del camino un cuerpo tabular de 60 cms. incluido en pelitas. En el contacto con las diabasas, las facies del Devónico son unas pelitas verdes con gran contenido en magnesio, que forman óxidos en la superficie. En estas pelitas, donde aparece este cuerpo tabular, vemos que se encuentra muy meteorizado. En la lámina delgada tan sólo se ven restos de silicatos en una pasta arcillosa, por lo que no puedo confirmar el carácter tobáceo que parece verse en el afloramiento. Esta capa está concordante con el Devónico, y los contactos son netos, no pudiéndose apreciar ninguna gradación.

El hecho de que las diabasas estén plegadas concordante al Devónico, parece indicar que estas manifestaciones ígneas, corresponden a un magmatismo inicial de la distensión preorogénica, que aquí se encuentra tan sólo representado por estas rocas filonianas. El carácter básico y espilitico de las lavas que se encuentran en Almadén, me hace pensar que estas intrusiones diabásicas que aparecen como Sill, en capas Devónicas o Silúricas, pueden tener una relación con las manifestaciones más tardías Devónicas que se encuentran en Almadén.

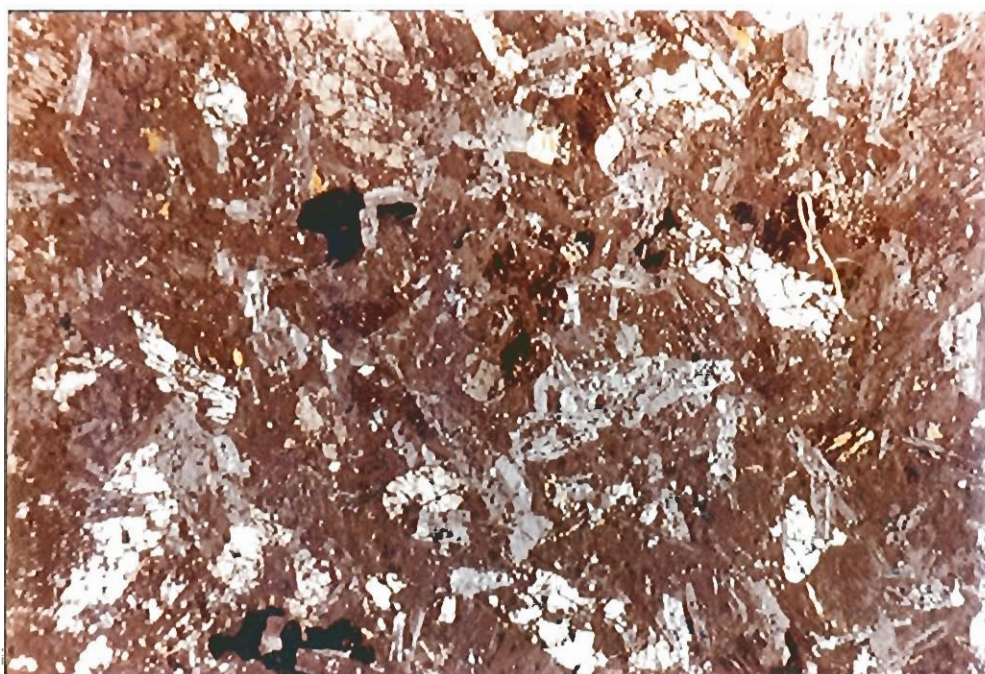
El cuerpo tabular encontrado puede corresponder al relleno de un interestrato por la diabasa, o dada una erupción puntual, la formación de tobas. La gran meteorización de esta roca básica, no me permite optar por una u otra posibilidad.

En cualquier caso, la concordancia con los materiales paleozoicos, es prueba de la formación anterior a la época del diastrofismo hercítico, que en esta zona no está acompañada por las intrusiones de rocas ígneas o volcánicas.

Las rocas ígneas ácidas hercínicas más cercanas se encuentran en Cabeza de Buey, pero las manifestaciones más amplias a escala regional, aparecen al Sur de Villanueva de la Serena.



Afloramiento de dolerita en el corte de Consolación,
en el arroyo de Valdenmedio.



Aspecto de la dolerita en lámina delgada, donde se
observa su textura diabásica.

VI--LA COBERTERA

Los materiales que incluimos dentro de la denominación general de "Cobertera" son los de la edad terciaria y cuaternaria.

Practicamente inexistentes en el sinclinal de Herrera del Duque, donde esporádicamente aparecen mesas y hombreras de rañizos, los depósitos Pliocuaternerios cubren una gran extensión de la Sibéria Extremeña, aunque son poco

Es en el límite Oeste de esta zona donde el Terciario tiene mayor importancia, en el valle del río Gargáligas. Como ya se ha señalado anteriormente, el valle constituido por una llanura aluvial, donde discurren ríos anastomosados, corresponde a la zona distal de un abanico aluvial situado al Sur de las Villuercas. Es en este valle donde los depósitos terciarios y actuales alcanzan mayor potencia.

Entre las localidades de Casas de Don Pedro y Navalviñar de Pela, al NE de la Sierra de Pela, se desarrollan unos importantes recubrimientos terciarios que se extienden por la llanura de la Serena.

Estos han sido estudiados en la Hoja 1/50.000 nº 754, en los alrededores de Madrigalejo por ROSSO DE LUNA I. y HERNANDEZ PACHECO f. (1.957) El conjunto arcósico es Oligoceno y aparece bien desarrollado en el subsuelo del valle del río Gargáliga y al Sur del valle de Rucas, en las cercanías de Madrigalejo. Según los datos de estos autores bajo de este conjunto arcósico aparecen unos sedimentos arcillosos compactos y de tono acentuadamente rojizo. Este conjunto arcilloso rojizo es, según estos autores, el nivel más bajo de la masa de sedimentos terciarios atribuidos al Oligoceno.

Esta arcilla homogénea y fina, de color rojo, que forma el subsuelo del valle del Rucas, que aflora en Lobón y en el subsuelo de valle del río Guadiana no aflora en nuestra zona de estudio.

En la llanura del río Gargáligas, cerca de la base del Miol

ceno aparecen lentejones calcáreos a base, que se limitan a pequeños niveles más a techo. Estas calizas han sido visitadas en la búsqueda de calizas precámbricas y han sido explotadas en su mayoría. Estos lentejones aparecen en arcillas rojas y, cuando son blancas, tienen frecuentemente composición caolínica. Se hacen más frecuentes al Norte de la zona, donde sepultan a la Sierra Ordovícica de Barbas de Oro.

Segun SAN JOSE (1.970), "estos materiales son semejantes a los "Banos" Vindobonienses de Villanueva de la Serena, y su origen climático se comprueba por el potente suelo meteorizado que aparece bajo ellos. El techo presenta niveles del tipo fanglomerático, quizá por progresiva aridez en el ambiente, en principio posiblemente tropical seco (tipo sabana), con intensas lluvias estacionales."

-Pliocuaternario.

Los fanglomerados que forman las rañas, pese a su gran extensión cartográfica, no superan espesor más allá de los 15 o 20 m. Esta formación referida al Villafranquiense en el límite Plioceno-Cuaternario, es un paraconglomerado, matriz sostenido con gravas heterométricas, que en la proximidad de los relieves cuarcíticos alcanzan el tamaño de bloques. La matriz arenoso-arcillosa presenta color rojo.

Bajo las rañas, en las que se observa una rápida bajada de energía al alejarse de los relieves, aparece un paleosuelo con caracteres de haber sufrido una fuerte alteración que afecta a varios metros de profundidad, con tonos rojizos.

Las rañas son discordantes tanto sobre el Paleozoico o Precámbrico como sobre el Mioceno.

Estos fanglomerados son sedimentos por transporte en masa, o sheet flood, provocado por fuertes precipitaciones en zonas áridas donde no existe una red gerarquizada.

Segun DE SAN JOSE, "el Villafranquiense representa una época

ca de aridez extrema. Estas condiciones se repiten en el Cuaternario mediante espacios que dan lugar a sucesivos rañizos."

En el contacto con los canchales se observa que el mecanismo que produce los rañizos ya no es activo, ya que éstos descienden hasta niveles más bajos que los rañizos. Esto produce una hilera de cerros en ciertos lugares, paralela a las sierras formadas por los crespones de cuarcita armoricana.

Los coluviones están bastante desarrollados en toda la zona y son los principales responsables de la escasez de afloramientos. Estos coluviones formados por bloques y cantos muy angulosos y heterométricos, tienen potencia de 50 m., como ya se ha ilustrado en la fotografía. Forman pendientes rectilíneas, de tal modo que los cerros de cuarcita rodeados por coluviones tienen aspecto de monte-isla.

Hay coluviones formados a expensas de la raña, de la misma composición pero más sueltos, que hacen que el espesor de la raña parezca mayor al que realmente es.

Aluviones: Se pueden separar en dos conjuntos; en valles encajados consisten fundamentalmente en la resedimentación de los coluviones, ligeramente clasificados por la acción fluvial. En el valle del Río Guadiana, dos kilómetros río abajo del embalse de García de Sola, se reconocen dos niveles de terrazas a dos y seis metros sobre el nivel del río, poco desarrollados ya que el río está bastante encajado en la llanura formada por los materiales esquistosograuváquicos.

El segundo conjunto, más reciente, corresponde a los procesos fluviales actuales, siendo un buen ejemplo el del río Gargáligas.

VII-EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA Y PALEOTECTONICA:

Durante el Precámbrico superior, sobre un basamento rígido, metamórfico y con abundantes manifestaciones graníticas, se depositan con carácter turbidítico una gran potencia de materiales. Estas turbiditas tienen una mala clasificación comparándolas a las facies de WALKER y MUTTI o a la secuencia de BOUMA. Esto hace suponer que se han depositado por aportes turbidíticos, en una cuenca relativamente profunda.

Una gran subsidencia de la cuenca durante la fase de aporte de materiales, permite la apilación de hasta seis kilómetros de sedimentos. En esta etapa geosinclinal hay manifestaciones volcá nicas, con intercalaciones de tobas andesíticas en la serie. También hay etapas sin pulsaciones, en donde una sedimentación de tipo pelagico, impera sobre las ritmitas, dando intercalaciones de pizarras.

En cierto momento, la subsidencia de la cuenca, se ralentiza, probablemente en el comienzo de la etapa preorogénica, con lo que se llega a una rápida colmatación de la cuenca turbidítica y desarrollo de unos depósitos de plataforma continental, y de la zona costera, como son las calizas de Cañamera, de carácter claramente intermareal.

Estos depósitos intermareales bien pudieran ser el techo del Alcudiense inferior, pero al no haber prueba de ello, también se puede suponer la existencia de unos materiales turbidíticos sobre esta secuencia costera, correspondientes a una nueva etapa de subsidencia rápida.

La existencia de una fase orogénica intraalcudiense si nesquistosa, aunque no metamórfica, pliega a estos materiales, y condiciona una cuenca nueva, que profundizaría hacia el Norte y tendría áreas emergidas al Sur, en donde incluso afloraría el zócalo beturiense, ya que se hallan fragmentos de éste en los conglomerados basales.

En los sedimentos del Alcudiense superior o Véndico, que colmatan esta cuenca, se reconocen dos evoluciones distintas. Al Norte, se aprecia el relleno de una cuenca profunda con sedimentos grauváquicos más proximales según ascendemos en la columna estratigráfica, que culminan con la progradación de depósitos de plataforma que posiblemente progradarían desde el Sur. La correlación con los conglomerados de las Torrecillas de Helechosa, parece apuntar hacia la existencia de esta misma cuenca en el anticlinal de Navalpino. En el borde sur de la cuenca, se desarrolla una secuencia bastante condensada, de marcada influencia continental, hasta que se desarrolla, tras una transgresión, la secuencia de plataforma. La erosión no permite observar la zona media de la cuenca, donde incluso la secuencia inferior debía corresponder a ambientes sedimentarios de plataforma y borde de plataforma. Esta serie es correlacionable con el Alcudiense superior, descrito por BOUYX (1.970) en el anticlinal de Alcudia, probablemente con el conjunto de conglomerados superiores.

Esta serie vándica, que se encuentra discordante sobre el Alcudiense inferior, es plegada por la fase sárdica o Ibérica.

En la Sierra de Pela se encuentra un conjunto intermedio discordante sobre los alcudienses y que presenta una discordancia angular. Son conglomerados de matriz rojiza, de edad posiblemente Tremadoc.

Una gran etapa erosiva posterior a la fase sárdica, genera una gran cantidad de materiales de gran madurez petrológica, que se depositaran en una zona costera que verifica una gran transgresión sobre el continente peneplanizado. La progresiva erosión y peneplanización del continente va formando materiales finos con gran cantidad de materia orgánica, pizarras con Calymene. Esta etapa de progresiva disminución de energía correspondiente al Arenig y Llandeilo, se ve turbada durante el Caradoc por movimientos epirogénicos que reactivan

el mecanismo erosivo.

Una nueva etapa de mayor actividad tectónica comienza en el paso Ordovícico-Silúrico, en donde la zona de Herrera del Duque se comporta como un umbral, donde el espesor de sedimentos es reducido e incluso se encuentra un hiato sedimentario, mientras que en Almadén la sedimentación detrítica forma series más potentes al mismo tiempo que comienza el volcanismo que si bien es más importante durante el Silúrico, prolonga su actividad durante el Devónico.

Tras la lenta deposición de las ampolitas del Wenlock-Ludlow, una etapa regresiva caracterizada por areniscas rojas y pelitas corresponde al comienzo del Devónico, en donde se acaba formando una barra cuarcítica. Por encima de esta cuarcita Emsiense, el Devónico inferior transcurre con una sola etapa tectosedimentaria durante la cual se depositan sedimentos correspondientes a medios muy someros, ricos en braquiópodos, en donde aparecen lumaquelas calcáreas. En esta serie aparecen intrusiones filonianas de diabasas.

Un basculamiento general de la cuenca hacia el So, es responsable de una interrupción sedimentaria durante el Devónico medio a escala regional.

El Devónico superior, que se apoya tanto sobre el Devónico inferior como sobre el Silúrico, está representado por pizarras y areniscas alternantes, correspondientes al Frasnense y Famennense.

Esta serie plegada durante la fase astúrica de la orogénia Hercínica, formando pliegues de estilo Jurásico, vergentes hacia el Sur. Esta fase tectónica está acompañada por un epimetamorfismo y la formación de una esquistosidad N120°. La fracturación tardihercínica forma grandes fallas y desgarres a escala regional, o incluso del Macizo Ibérico, según N-160, y zonas importantes según N-120 y N80. Esta

última dirección podría ser responsable de grandes cambios en los materiales anteordovícicos de la terminación periclinal del anticlinal de Guadalupe, en las cercanías de Fuenlabrada de los Montes.

La orogenia alpina genera movimientos en estas fracturas, y la erosión durante el terciario de los nuevos relieves creados formara los recubrimientos Pliocuaternarios y las rañas.

El bajo nivel de erosión, y la gran resistencia a la misma, de la cuarcita armoricana, son responsables del actual aspecto appalachiano con estrechos sinclinales paleozoicos y amplios anticlinales donde afloran los materiales precámbricos.

VIII-CONCLUSIONES:

Se describe con detalle por primera vez el anticlinorio de Agudo-Valdenmanco entre el río Gualemar y la Sierra de Pela, ambos márgenes del embalse de Orellana, así como la totalidad del sinclinal de Herrera del Duque. Para este estudio se cartografió esta zona a escala 1/25.000, representando finalmente los resultados a escala 1/33000 sobre un fotomosaico que cubre toda la zona.

Los materiales anteordovícos han sido agrupados en tres secuencias, que deberán ser divididas en dos conjuntos primordiales.

-Conjunto inferior: Es correlacionable con las facies de los esquistos de Alcudia, BOUYX (1.970), por lo que se le asigna una edad Rifeense. Este conjunto está constituido principalmente por una serie esquistograuváquica en la que en el anticlinorio de Agudo-Valdenmanco he podido distinguir zonas más próximas así como unos depósitos de plataforma, en los que se citan, por primera vez, calizas con laminaciones de algas. Este conjunto se caracteriza tectónicamente por ejes de pliegues subverticales. Hay dos direcciones preponderantes de esquistosidad, de las cuales una es la general Hercínica. La cartografía indica que la interferencia de pliegues en este conjunto es del tipo H_2 , cuando $B=0$ y $0 < \alpha < 30$, de RAMSAY (1.977).

-El conjunto superior, que ^{se incluye dentro del} corresponde al Véndico, presenta dos sucesiones tipo distintas. En el Arroyo del Membrillo, este conjunto con interferencia de pliegues de tipo A (Domas y cubetas) aparece discordante sobre el inferior. A pesar de las diferencias entre las dos zonas, se realiza una sucesión tipo basada en la elaboración ^{el modelo surge del estudio de las distintas sucesiones tipo} de un modelo paleogeográfico. En los niveles altos de la sucesión, hemos hallado Ichnofósiles.

El paleozóico yace discordante sobre estos conjuntos plegados por la fase Ibérica, siendo el nivel más bajo hallado en el

área de estudio el Arenig y el más alto el Fameniense.

En el Llandovery se distinguen numerosos cambios laterales de facies atribuidos a una etapa de inestabilidad tectónica, que hace que la cuenca regionalmente, uniforme hasta este punto, tenga evoluciones distintas. Se apunta la posibilidad de que la zona de Herrera del Duque se comporte como un umbral durante el Llandovery, acotando un posible hiato sedimentario desde el Llandovery inferior al Wenlock medio.

El yacimiento de graptolites y medusas hallado en el cerro de la Bodeguera, en la base de las ampelitas de la serie pelítica superior, permite reconocer por primera vez en España una asocia-ción faunística correspondiente a las zonas 28 y 29 de ELLES y WOOD, correspondientes al Wenlock medio.

Durante el Devónico, un basculamiento de la cuenca provoca una laguna sedimentaria Meso-devónica a escala regional.

IX--BIBLIOGRAFIA:

- ALIA MEDINA, M. (1.963)
 Rasgos estructurales de la Baja Extremadura.
 Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
 61, pp 247-262
- ALMELA A; ALVARADO, M; COMA, J. E; FELGUEROSO, C; QUINTERO, I. (1.962)
 Estudio Geológico de la región de Almadén.
 Bol. Inst. Geol. Min.
 73, pp 193-327
- ALMELA, A. (1.959)
 Esquema geológico de la zona de Almadén (Ciudad Real)
 Bol. I. G. M. E.
 70, pp 315-330
- BADHAM, J. P. N. (1.982)
 Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides
 I. Geol. Soc. London. Vol. 139
 Vol 139, pp. 493-504
- Bard, J. P. (1.965)
 Introduction à la Géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne.
 Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn 2^a ser.
 7, (4) pp 323-337
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R; MATTE, PH; RIBEIRO, A. (1.974)
 Le Precambrien de la Meseta Ibérique.
 Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conférence Liblice.
 pp 133-162
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A. y SAN JOSE, M. A. de (1.979)
 Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain"
 Est. Geol.
 35, pp 379-383

BOUYX E. (1962)

Sur un gisement de Cystidés de l'Ordovicien Moyen de la Sierra Morena. C.R.

somm. Soc. géol. de la France pp 330-331

_____ (1963)

Extension des terrains anté-ordoviciens au Sud de Ciudad Real Espagne méridionale. C.R.

somm. Soc. Géol. de la France pp.. 339-341

_____ (1964)

La transgression Ordovicienne dans la Sierra de Mestanza, C.R.

Acad. Sc. Fr. 258 série D, pp 2125-2128

_____ (1965)

Les conglomérats interstratifiés dans la série anté-ordovicienne de la province de Ciudad Real

Acad. Sci. Fr. 260 série D pp 6148-6150

_____ (1966 a)-

Répartition verticale des pistes bilobées dans l'Ordovicien inférieur de la Province de Ciudad Real (Espagne) C.R.

somm. Soc. géol. Fr. pp 88-89.

_____ (1966 b)

Discordance infraordovicienne et schistosité dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almaden (Espagne méridionale). C.R.

Acad. Sci. Fr., 262 série D, pp.1201-1204

_____ (1969)

Les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale)

Thèse Paris 410 p.

_____ (1970)

Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz).

Memoria del Instituto Geol y Min de España

73, 263 pp.

BOUYX, E.; et SAUPE, F. (1966)

Precision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almaden (Province de Ciudad Real, Espagne) C.R.

Acad. Sci. Fr.,

263, série D pp. 321-323.

CAPDEVILA, R. (1.965)

Sur la géologie du Précambrien et Paléozoïque dans la région du Lugo et la question des plissements assyntiques et sardes en Espagne.

Not. y Com. I.G.M.E.

80: 157-174

CAPDEVILA, R; MATTE, P; PAREDES, J. (1971)

La nature du Precambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena centrale (Sud de l'Espagne)

C.R. Acad. Sc. Paris

237, pp 1359-1362

CAPOTE, R. GUTIERREZ ELORZA, M y VEGAS, R (1971)

Observaciones sobre la tectónica de las series Precámbricas y Paleozoicas del este de la Provincia de Cáceres.

Bol. Geol. y Min.

82 (2) 147-151.

CORRALES I, ROSSELL J, SANCHEZ L, VERA J.A. VILAS L. (1977)

Estratigrafía

Rueda 718 p

CORTAZAR, D de (1878a)

Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1877

Bol Com. Mapa Geol. de Esp.

5, pp 139-144

_____ (1878b)

Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1878.

Bol. Com. Mapa Geol. Esp..

5, pp 321-326

_____ (1880)

Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real.

Bol. Com. Mapa Geol. de España

7, pp 289-330

CRESPO, V; REY, J. (1971)

Contribución al estudio del valle de Alcudia

Bol. Geol. Min.

82, (6) pp 512-515

CRESPO, V; TAMAIN, G. (1971)

Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'alcudien de la Sierra Morena centrale (Espagne)

C.R. Acad. Sc. Paris (serie D) 272, pp 688-690

CRESPO LARA, V. (1972)

La reserva del valle de Alcudia y su contexto geológico
minero en Sierra Morena central.

Bol. Geol. Min.

83 (2) pp 174-180

DELGADO, J.F.N. (1876)

Sobre la existencia de terreno Siluriano no Baixo Alentejo

Mem. Serv. Geol. Port. 9:1

(1886)

Etudes sur les bilobites et autres fossiles de la base du système
silurique du Portugal.

Impr. de l'Ac. Roy. des Sciences. Lisbonne

(1905)

Contribuções para o estudo dos terrenos Paleozoicos,

Communic. Com Serv. Geol. Port.

6, pp 56-122

DELGADO QUESADA, M. (1971)

Esquema geológico de la hoja 878 de Azuaga (Badajoz)

Bol Geol. Min.

82, (3-4), pp 277-286

EGOZQUE, J y MALLADA, L. (1876)

Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres.

Mem..Com Mapa Geol. de España

Madrid

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850)

Ensayo de una descripción general de la estructura geológica
del terreno en España en la Península. Sección I. Rocas
plutónicas y cristalinas.

Mem.R. Acad. Cien. Exactas Físicas y Naturales

Tomo I, 3ª serie, tomo 1º, 1ª parte 35-65. Madrid

(1.851)

Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del
terreno en España en la Península. Sección II Rocas volcánicas.

Mem R. Acad. Sien. Exac. Fis. Nat..

Tomo I, 3ª serie, tomo 1º, parte 2ª 75-107. Madrid

(1851)

Ensayo de una descripción general de la estructura geológica
del terreno de España en la Península Sección III Fósiles orgánicos

Mem. R. Acad. Cien Exac. Fis. Nat. Tomo I, 3ª serie

tomo 1º parte 3ª : 161-184. Madrid

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856)

Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. Sección IV. Terreno de sedimento antiguo, hasta el Carbonífero o de la Hulla propiamente dicha; terrenos de transición, terrenos paleozoicos, etc., de algunos autores.

Mem.R.Acad.Cien. Exac. Fis. Nat.

Tomo IV, 3ª serie, tomo 2º, parte 1ª: 115-159. Madrid.

FABRIES, J. (1963)

Les formations cristallines et métamorphiques du Nor-Est de la province de Séville (Espagne) Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques.

These Fac. Sciences de Nancy, Sc. de la Terre

FEBREL, T. (1963)

Mapa Geológico de España a E 1:50.000 Hoja 857, Valsequillo.

FEBREL MOLINERO, T; SAENZ SANTA MARIA, J. (1964)

El devoniano al Sur del batolito de los Pedroches en las provincias de Córdoba y Badajoz

Not. y Com. I.G.M.E.

73, pp 51-60

FONTBOTE, J.M; JULIVERT, M. (1974)

The Precambrian of the Iberian Peninsula.

Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conférence de Liblice 1974

pp 175-188

FRICKE, W. (1941)

Die Geologie des Grenzgebirges der N.E. Sierra morena und Extremadura.

Z. Deutsche geol. Ges.

103, pp 120-128

GARCIA HIDALGO PALLARES, J.F.

El Precámbrico de Valdecañas-Miravete (Prov de Cáceres)

Memoria de Licenciatura

Universidad de ciencias Geológicas, Madrid.

GIL CID, D. (1971)

Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo

Est. Geol. Vol XXVII (4). pp 311-316, 1 fig 1 lám. Madrid.

- GIL CID (1972 a)
 Sobre algunos Asaphidae (trilobites) del Ordovícico de los
 Montes de Toledo (España)
 Est. Geol vol XXVIII (1) pp.89-101, 4 figs, 2 lams. Madrid
 _____ (1972b)
 Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo.
 Est. Geol. vol XXVIII (2) pp. 143-153 1 fig- 3 lams. Madrid
- GIL CID, M.D.;GUTIERREZ ELORZA,M.;&VEGAS, R.
 Hallazgo de un Trinucleido en el sinclinal de Guadarranque-
 Gualija (Prov. de Cáceres)
 Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
 69 (1), 81-84
- GIL CID,M.D.;GUTIERREZ ELORZA,M.;ROMARIZ,C.&VEGAS,R. (1976)
 El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque-
 Gualija (Prov de Cáceres, España)
 Com. Serv. Geol. Portugal,
 60, pp 17-29
- GIL CID, M.D.;PEREJON, A. y SAN JOSE, M.A. de (1976)
 Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbricas de Los
 Navalucillos (Toledo)
 Techniterra 13
- GOMEZ DE LA LLARENA, J. (1914)a
 Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo.
 Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
 Tomo XIV, 383-385.
 _____ (1914 b)
 Excursion geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo)
 Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.
 Tomo XIV. 385-388.
- _____ (1916)
 Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo
 Trab. del Mus. Nac. Ciencias Naturales
 Ser. Geol. nº 15: 5-74
- GONZALO Y TARIN, J. (1879)
 Reseña física y geológica de la provincia de Badajoz.
 Bol. Com. Mapa Geol.
 6, pp 389-412

GROTH (1911)

Sur le Primaire de la Sierra Morena.

C.R. Acad. Sc. Fr.

_____ (1913)

Sur la bordure méridionale de la Meseta Ibérique.

A. R. Ac. Sc. Fr.

156, p 1794

_____ (1914 a)

La Sierra Morena

C. R. Ac. Sc. Paris. Série D

158, pp 1722-1724

_____ (1914 b)

La tectonique de la Sierra Morena

C. R Acad. Sc.

158, pp 1944

GUTIERREZ ELORZA, M y VEGAS, R. (1971)

Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres.

Estudios geológicos C.S.I.C.

27, pp 177-180

GUTIERREZ ELORZA, M; HERNANDEZ ENRILE, J.L& VEGAS, R (1971)

Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y norte de la de Huelva.

Boletín geológico y minero

82, (3-4), pp 269-273

HERNANDEZ ENRILE, J.L.;GUTIERREZ ELORZA (1968)

Movimientos caledónicos (fases salábrica, sárdica y érica) en Sierra Morena occidental.

Bol. R..Soc. Esp Hist. Nat (Geol)

66.pp 21-28

HERNANDEZ PACHECO, F. (1947)

Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central.

Not. y Com. Inst. Geol. y Min.

17, pp 167

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.935)

El sistema Cambriano en España

Explic. del nuevo Mapa Geol. de España a E 1/1.000.000 Mam. I.G.M.E.

41, (1), pp 291-525

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1.942)

El Sistema Siluriano en España

Explic. del nuevo Mapa Geol. de España a E 1/1.000.000 Mam.I.G.M.E
2, (1-2), pp 592-254

HERNANDEZ P.; SAN JOSE, M.A. de; y VILAS, L. (1.977)

Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el valle de Matachel".

Est. Geológicos.

33 (4), pp 327-342

I.G.M.E. (1.971)

Hoja 60: Villanueva de la Serena

Mapa geológico de España E 1/200.000

Síntesis de la cartografía existente

I.G.M.E. (1974)

Mapa metalogenético E 1/200.000. Hoja 60. Villanueva de la Serena.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.; RIBEIRO, A.; CONDE, L.S. (1972)

Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. E 1/1.000.000

I.G.M.E.

JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974)

Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)

LE PLAY, F. (1834)

Observations sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie et essai d'une carte géologique de cette contrée.

Ann. des mines, 3^a serie

Tome VI: 297-380

LORENZO RUEDA, M. (1977)

Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)

Tesis de Licenciatura, Departamento de Estratigrafía

Universidad Complutense, Madrid

LOTZE, F. (1945 a)

Einige probleme der Iberischen Meseta

Geotek. Forsch., 6:1-12.

_____ (1945 b)

Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta

Geotek. Forsch., 6: 78-92

LOTZE, F. (1954)

Forschungen zur Stratigraphie des Westmediterranean Kambriums.
JB Akad Wiss. Lit., 70-72

_____ (1955 a)

Probleme des spanischen Kambriums und neue Forschungsergebnisse.
Z. dts. Geol. Ges., 105 (1.953)

_____ (1955 b)

Forschungen zur Stratigraphie des westmediterranean Kambriums.
JB. Akad. Wiss. Lit., 68-69

_____ (1956 a)

Das Präkambrium spaniens.
N. JB. Geol Paläont., 8:373-380

_____ (1956 b)

Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur
assynthetischen Faltung.
Geotek. Sympos. zu Ehren von H. STILLE. 128-139.

_____ (1958)

Zur Stratigraphie des spanische Kambriums.
Münster. Geologie., 7(3-6):727-750.

_____ (1961)

Das Kambrium Spaniens. T. I: Stratigraphie.
Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturwiss., 6: 285-498.

LOTZE, F. v SDZUY, K. (1961)

Das Kambrium Spaniens. T.I: Stratigraphie.
Abh. Akad. Wiss. Lit. Math. Naturwiss., 6: 285-498.
En Mem. I.G.M.E. 75: 256

LOTZE, F. (1966 a)

Präkambrium Spaniens. (Literaturbericht Se, 1956-1963)
Zbl. Geol. Paläont. 1, 6, pp 989-1006

_____ (1966)

Kambrium Spaniens, (Neue, Forschungsergebnisse 1961-1965)
Zbl. Geol. Paläont. 1, (, pp 1206-1227.

LUJAN, F de (1850)

Estudios y observaciones geológicas relativas a los terrenos
que comprenden parte de las provincias de Badajoz, Sevilla, Toledo
Y Ciudad Real. Mem R. Acad. De Cienc. Nat. 1, 1^a, 2, pp3-34

in Bereich des oberen Guadiana.

Diss.

173 pp

MALLADA, L. (1.880)

Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba

Bol. Com. Mapa Geol. Esp.

7, pp 1-56

_____ (1.896)

Sistemas Cambriano y Siluriano

Explic. del mapa Geol. de España

2, pp 516

MALLADA, L. y DUPUY DE LOME, E. (1.912)

Reseña geológica de la provincia de Toledo.

Bol. I.G.M.E.

33, pp 9-102

MARQUEZ TRIGUERO (1.963)

Nueva división del Silúrico en la región de Almadén

Not. y Com. I.G.M.E.

72, pp 199

MARTIN ESCORZA, C. (1.976)

Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (¿Cámbrico superior?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas.

Est. Geol.

32, pp 591-613

MARTIN CARO, I. (1.980)

Los materiales preordovícicos en la zona de la Estrella (Montes de Toledo occidentales).

Tesis de Licenciatura, impública. Fac. C. Geológicas Univ. Complutense, Madrid.

MELLENDEZ, B. (1.943)

Los terrenos Cámbricos de la Península Hispánica

C.S.I.C. Trab. Inst. "J. de Acosta" Ser. Geol.

T. I. nº 1, pp 1-179

MERTEN, R. (1.955 a)

Stratigraphie und tectonik der Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)

_____ (1.955 b)

Tectonik der granit und sedimentgesteine in den Montes de Toledo (Spanien) und den angrenzenden Gabetien

Z.Dtsch.Geol.Ges.

105, pp 572

MORENO-EIRIS, E. (1.979)

Estudio bioestratigráfico y paleontológico de las calizas Cámbricas con Arqueociatos de Los Navalucillos y Peña Hueca, (Montes de Toledo occidentales)

Tesina de Licenciatura, Fac.Univ.Complutense.

112, pp Madrid.

MORENO, F. (1.974)

Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdalacasa

Bol.Geol.Min.

85 (4), pp 396-400

_____ (1.975)

Olistostromas, fangoconglomerados y slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)

Est.Geol.

31, pp 249-250

_____ (1.977)

Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico

Studia Geológica

XXI, pp 123-136

MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1.976)

Sobre la edad de las series ordovícicas y Cámbricas relacionados con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa. (Montes de Toledo, España)

Breviora Geol.Astúrica

20, (1), pp 8-16

OVTRACHT, A. y TAMAIN, G. (1.970 a)

Essai tectonique en Sierra Morena (España)

95^a Cong. Nat. Soc. Sav. Reims, sect. Sci.

1, pp 305-327

OVTRACHT, A. y TAMAIN, G. (1.970 b)

Tectonique en Sierra Morena (España)

C.R. Acad. Sc. Paris. Série D, 270: 2634-2636

PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972)

Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena Central.

Est. Geol.

28, pp 167-172

PRADO, C del (1855)

Mémoire sur la géologie d'Almadén d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède.

Bull. Soc. Geol. France 2^a serie, 12: 182-204

PRADO, C.; VERNEUIL, E. DE; et BARRANDO, J. (1855)

Mémoire sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo; suivi d'une description des fossiles qui s'y rencontrent.

Bull de la Soc. Géol. de France "2^{ème}" série. 12 : pp 3- 86

PUSCHMANN (1964)

Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque

Dissertation, Heidelberg

Inédito

_____ (1967)

Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien)

Geologische Rundschau

Band 56 , pp 528 - 542 4 capítulos

Stuttgart

_____ (1970)

Das Paläozoikum der nördlichen Sierra Morena, am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien) Geologie

Geologie 19, 309-329, 8 figs

Berlin.

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955)

El sinclinal Silúrico de Guadarranque (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano.

Instituto Lucas Mallada, C.S.I.C.

Est. Geológicos, 27-28: pp 409-437.

RANSWEILER, M. (1968)

Stratigraphie und tectonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittelspanien).

Unveröff Diss. math. naturwissenschaft.

Fak. Universität Münster, 100 S, Münster, 1968

_____ (1968)

Geologische Übersichtskarte der Ostliche Extremadura.
Münster 1967.

REDLIN, K. (1955)

Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)

Dissertation. 192 pp.

ROBARDET, VEGAS & PARIS (1978)

El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica.
Bol Soc Española de Historia Natural 1978

pp 103 a 121

ROBARDET, HENRY, NION, PARIS & PILLET

La formation de pont de Caen (Caradocien)

Ann. Soc. Géol. Nord.

92, (3); pp 117-137 Lille

ROSO DE LUNA, I, HERNANDEZ PACHECO, F. (1955)

Hoja nº 779, Villanueva de la Serena (Badajoz)

Mapa Geol. Nac.;Escala 1/50.000

I.G.M.E.

_____ (1957)

Hoja nº 754, Madrigalejo (Badajoz)

Mapa Geol.Nac. a escala 1/50.000

I.G.M.E.

SAN JOSE, M.A. de (1.969)

Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes (Toledo)

Cuadernos de Geología Ibérica 1: 335-343

_____ (1970 a)

Resumen geológico de la zona NE y centro de la hoja nº 60 (Villanueva de la Serena) a 1/200.000.

P.N.I.M. (informe privado)

Publ en I.G.M.E. Mapa Geol. De España síntesis 1ª edición., Memoria de la hoja 60 (Villanueva de la Serena) 3-19 Madrid

SAN JOSE , M.A. de (1970 b)

Memoria geológica de parte de la hoja nº 52 (Talavera de la Reina)
a 1/200.000. P.N.I.M. (Informe privado)

Publ. en I.G.M.E., Mapa geol. de España E 1/200.000 síntesis
1ª edición Memoria de la hoja nº 52 (Talavera de la Reina)
3-21 Madrid

_____ (1970 c)

Resumen geológico de la zona SW de la Hoja nº 53 (Toledo)
a 1/200.000. P.N.I.M. (particular)

Publ en I.G.M.E. Mapa geol. de España a E 1/200.000,
síntesis 1ª edición. Memoria de la hoja nº 53 (Toledo) ;
3-21 Madrid

_____ (1980)

Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del
anticlinal de Navalpino (Provincias de Ciudad Real y Badajoz)
Memoria final beca Fundación "Juan March",
154 pp. Madrid

DE SAN JOSE LANCHAS, M.A.; PELAEZ PRUNEDA, J.R.; VILAS MINONDO, L
HERRANZ ARAUJO, P. (1974)

Las series Ordovícicas y preordovícicas del sector central de
los Montes de Toledo.

Bol. Geol. y Min.

85, (1) pp 21-31

SAUPE ,F. (1967)

Note préliminaire concernant la g n se du gisement de mercure
d'Almadén.

Mineral Deposita, Dtsch., 2pp: 26-33

_____ (1967)

Etude petrographique et g ochimique du Lotharingien de la région
type.

Sci. de la Terre, France., 12 nº 1-2, pp 97-144

_____ (1971 a)

La série ordovicienne et Silurienne d'Almadén (Province de
Ciudad Real , Espagne) Point des connaissances actuelles.

pp 335-365 in: Colloque sur l'Ordovicien et le Silurien,
Mém. B.R.G.M. France., nº 73, 462 p.

SAUPE , F. (1971 b)

Stratigraphie et pétrographie du "Quartzite du Criadero" (=Valentia
à Almadén (Province de Ciudad Real Espagne)

Colloque sur l'Ordovicien et le Silurien,

Mém B.R.G.M Fr. n° 73, 462 p.

_____ (1973)

La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de
Ciudad Real, Espagne)

Thèse. Nancy, France

Sciences de la Terre , Mémoire n° 29 , 342 p Nancy

SKEVINGTON, D. (1974)

Graptolite faunas from central and Northwestern Spain

Breviario Geol Astúrica.

Año XVIII n° 4 pp 61-64

Oviedo

STILLE, H. (1928)

Grundfragen der vergleichenden tektonik.

1-433. Berlin

TAMAIN, G. y OVTRACHT, A. (1971)

Les cycles cadomien et hercymien dans la Meseta Ibérique
méridionale et le massif armoricain.

A.R... 96 ^o Congr. Nat. Soc. Sav. Toulouse.

2. 269; 313.

TAMAIN, G. (1972)

Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale
(Espagne)

Thèse Université de Paris -Sud (Centre Orsay)

Trav. Lab. Géol. Struct & appl..

91

_____ (1973)

L'Alcudien et le Precambrien du Sud de la Meseta Ibérique.

C.R. Acad. Sc. Paris. Série D

276, pp 1945-1948

_____ (1975)

El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el sur de la
Meseta Ibérica (España}}

Primer centenario de la R.S.E.H.N.T., I: 437-464.

- TAMAIN ,G. (1978);
L'évolution Caledono-Varisque des Hespérides. PICG. Caledonian
Appalachian Orogen of the north Atlantic region.
Geol. Surv. of Canada. Paper 78, 13
- TEJERO, R. (1976)
Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico
en la zona de Aldeacentera-Robledollano (Cáceres)
Tesis de Licenciatura, Fac CC Geológicas
Universidad Complutense, inédita 164 pp. Madrid
- VEGAS, R. (1974)
Repartición de las series anteordovícicas del SW de España
Bol.Geol.y Min.
85,(2) pp157-170
- VEGAS,R.;ROIZ ,J.M. y MORENO f. (1.977)
Significado del complejo esquistograuváquico en relación con
otras series "pre-Arenig" de España central
Studia Geológica
XII,pp 207-215
- VERNEUIL,E. y COLLOMB (1.852)
Coup d'œil sur la constitution géologique de quelque provinces
d'Espagne.
B.S.G.F. 2^a serie
10, pp 61-146
- VERNEUIL ,E. y BARRANDE, J. (1855)
Description des fossiles trouvés dans les terrains siluriens
et dévoniens d'Almadén, et une partie de la Sierra Morena et des
Montagnes de Toledo.
B.S.G.F. 2^a serie.
12, pp 964-1025
- VIDAL, M. y LOZACH, Y. (1976)
Etude géologique de la terminaison occidentale de la vallée
d'Alcudia (province de Badajoz Espagne)
These de 3^e cycle, Orsay
173 pp.
- VILAS, L.;PELAEZ PRUNEDA, J.R. y ARCHE, A. (1979)
El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de la Calera.
Bol.R. Soc. Esp. Hist. Nat., 77 (1-2): 141-152.

WALKER Y MUTTI (1973)

Turbidite facies and turbidite associations in turbidites and deep water sedimentation.

S.E.P.M. Pacific Section.

pp 119-157

WEGGEN, K. (1955)

Stratigraphie und Tektonik der sudlichen Montes de Toledo (Spanien)

Dissertation

103 pp.

--RELACION DE ANEXOS--

-Leyenda del mapa geológico.

-Relación y ubicación de muestras y láminas delgadas.

-Mapa Geológico reducido a escala 1/66.000, que corresponde a un formato DINA-1.






























-Mapa topográfico a escala 1/100.000, donde están representados los cortes, zonas de estudio intenso, y puntos de toma de muestras, además de los límites del mapa Geológico.

-Mapa litológico a escala 1/10.000, de los afloramientos en la Sierra de la Zarzuela, Loma de la Calera y Sierra del Integral.

Esta tesina se acabó de escribir un

Domingo de Pascua.

--LEYENDA DEL MAPA GEOLOGICO--

Q		Aluvial	CUATERNARIO
		91 Depósitos de ladera	
R		44 Rañas y restos	PLIOCUATERNARIO
L		33 Lumaquela Biorrudita	
Fr		35 Cuarcita	DEVONICO
Fam		39 Areniscas y arcosas	
dev		39 Lutitas	
		51 Tobas diabasicas	
Amp		57 Ampelitas y pizarras	
Fr		57 y ³¹ Pelitas negras (con fragmentos)	SILURICO
Cm		51 Cuarcita de las Majuelas	
Pi		12 Pizarras intermedias	
Cc		32 Cuarcita de la Cierva	ORDOVICICO
N		41 Pizarras con Calymene	
		55 Areniscas de los Rasos	
Qa		27 Cuarcita armoricana	
		53 Dolomías	
Arc		29 Arcosas y arcosas líticas	CONJUNTO SUPERIOR
AC		37 Cuarcitas y areniscas cuarcíferas	
Pss		23 Lutitas	
Gr		54 Grauvacas	
MCg		66 Microconglomerados	
Cg		56 Conglomerados	
		38 Suelo sobre pizarras y grauvacas	
Psi		38 Grauvacas y pizarras	
Psi		10 Grauvacas y litoarcosas	
Psi		10 Conglomerados	CONJUNTO INFERIOR
		36 Dolomías	
E		13 Diabasa (Intrusiones hercínicas)	

Escala del mapa geológico: 1/33.000

Base fotográfica aproximada.

Relación de muestras y láminas delgadas.

<u>Nº</u>	<u>Nº. Dpto.</u>	<u>Roca</u>	<u>Edad</u>	<u>Localidad</u>	<u>Coordenadas U.T.M.</u>
1	16034	Ortoconglomerado	Alc. Sup.	Puerto Peña	3112, 43346
2	16049	Cuarcita armoricana	Arenig.	Puerto Peña	3109, 43353
3	15035	Grauvaca	Alc. Inf.	Peña Blanca	3012, 43355
4	16036	Arcosas	Alc. Sup.	Las Quinientas	3077, 43338
5	16037	Arcosas finas	Alc. Sup.	Las Quinientas	3077, 43338
6	16038	Grauvacas	Alc. Sup.	Arroyo Membrillo	3075, 43346
7	16039	Conglomerados	Alc. Sup.	Arroyo Membrillo	3074, 43349
8	16040	Microconglomerados	Alc. Sup.	Arroyo Membrillo	3074, 43349
9	16041	Conglomerados	Alc. Sup.	Arroyo Membrillo	3074, 43350
10	16042	Grauvacas	Alc. Inf.	Arroyo Membrillo	3074, 43352
11	16050	Arenisca	Dev. Inf.	Cerro Escudero	3256, 43296
12	16051	Arenisca	Dev. Sup.	Cerro Escudero	3270, 43294
13	16052	Bierrudita	Dev. Sup.	Arroyo de Valmayor	3287, 43295
14	16053	C. Criadero	Llandoverly	Cerro Navala jeño	3302, 43305
15	16054	C. Canteras	Ord. Medio	Cerro Navala jeño	3302, 43306
16	16055	P. Calymene	Ashgill	Cerro Navala jeño	3306, 43313
17	16056	Pelotas Negras	Llandoverly	Coñada de la Colada	3221, 43335
18	16057	C. Canteras	Ord. Medio	Coñada de la Colada	3223, 43337

19	16058	C.Criadero	Llandoverý	Collada de la Colada	3219,43334
20	16059	Diabasa	Dev.Inf.	Arroyo de Valdenmedio	3216,43328
21	16060	Areniscas	Dev.Inf.	Arroyo de Valdenmedio	3215,43328
22	16061	Toba	Dev.Inf.	Arroyo de Valdenmedio	3217,43329
23	—	Costra ferruginosa	Wenlock	García de Sola	3120,43355
24	16043	Micritas	Alc.Inf.	Cañamera	3034,43265
25	16044	Calizas	Alc.Inf.	Cañamera	3034,43265
26	16045	Grauvacas	Alc.Inf.	Cañamera	3039,43263
27	16062	Pelitas negras	Llandoverý	García de Sola	3086,43375
28-CG1	16046	Conglomerados	Alc.Sup.	Sierra La Zarzuela	2982,43214
29-MCG2	16047	Microconglomerados	Alc.Sup.	Sierra La Zarzuela	2922,43215
30 RW-1	16048	Conglomerados		Helechosa	3390,43520
31	16063	Pelitas fragmentos		Sinclinal de Guadarranque	