

INFORME SEDIMENTOLOGICO

PROYECTO INTEGRADO DE MODELIZA- CION GEOLOGICA DEL MACIZO HESPERI- CO

HOJAS:

835	-	BRAZATORTAS
836	-	MESTANZA
837	-	VISO DEL MARQUES
838	-	SANTA CRUZ DE MUDELA
861	-	SOLANA DEL PINO
862	-	SANTA ELENA
863	-	ALDEAQUEMADA

Madrid, Abril 1997

COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INFORME SEDIMENTOLOGICO

PROYECTO INTEGRADO DE MODELIZA- CION GEOLOGICA DEL MACIZO HESPERI- CO

HOJAS:

835	-	BRAZATORTAS
836	-	MESTANZA
837	-	VISO DEL MARQUES
838	-	SANTA CRUZ DE MUDELA
861	-	SOLANA DEL PINO
862	-	SANTA ELENA
863	-	ALDEAQUEMADA

Madrid, Abril 1997

COMPañIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

Han intervenido en la realización del presente informe:

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO (CGS)

JOSE IGNACIO RAMIREZ MERINO (CGS)

CRISTINO J. DABRIO (UCM)

Coordinación y Supervisión:

VICENTE GABALDON LÓPEZ (ITGE)

INDICE

INDICE

	Pags.
1.- INTRODUCCIÓN	1
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	2
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA. ANTECEDENTES	2
1.3. METODOLOGÍA	7
2.- ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. PRECÁMBRICO	11
2.1.1. Litoestratigrafía	14
2.1.2. Descripción de facies	15
2.1.2.1. Facies del conjunto inferior del Precámbrico	15
2.1.2.1.1. Alternancia de grauwas y pizarras	16
2.1.2.1.2. Brechas Intraformacionales	18
2.1.2.2. Facies del conjunto superior del Precámbrico	19
2.1.2.2.1. Conglomerados	20
2.1.2.2.2. Ortocuarzitas	22
2.1.2.2.3. Pizarras y areniscas laminadas	22
2.1.2.2.4. Rocas carbonatadas	22
2.1.3. Interpretación sedimentológica	22
2.2. ORDOVÍCICO Y SILÚRICO	28
2.2.1. Litoestratigrafía	29
2.2.1.1. Serie Púrpura	30
2.2.1.2. Cuarzita Armoricana	32
2.2.1.3. Estratos de Pochico	33
2.2.1.4. Pizarras de Río	34
2.2.1.5. Areniscas de los Rasos	36

2.2.1.6.	Pizarras Guindo	37
2.2.1.7.	Cuarcitas Botella	38
2.2.1.8.	Pizarras Cantera	38
2.2.1.9.	Bancos Mixtos	39
2.2.1.10.	Caliza Urbana	40
2.2.1.11.	Pizarras Chavera	42
2.2.1.12.	Cuarcita del Criadero	43
2.2.1.13.	Alternancias Volcanosedimentarias	44
2.2.2.	Descripción de facies. Interpretación sedimentológica	45
2.2.2.1.	Facies arenosas y conglomerados (a)	46
2.2.2.2.	Facies arenosas con intercalaciones pelíticas (b)	48
2.2.2.3.	Facies arenoso-pelíticas del grupo de las turbiditas (c)	49
2.2.2.4.	Facies pelíticas (d)	50
2.2.2.5.	Facies carbonatadas (e)	51
2.2.2.6.	Facies vulcano-sedimentarias (f)	51
2.3.	ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL	53
2.3.1.	Secuencia del Tremadoc (Ciclo I)	58
2.3.2.	Secuencia del Arenig (Ciclo II)	59
2.3.3.	Secuencia del Llanvir-Llandeilo (Ciclo III)	60
2.3.4.	Secuencia del Llandeilo (Ciclo IV)	61
2.3.5.	Secuencia del Caradoc (Ciclo V)	62
2.3.6.	Secuencia del Ashgillense (Ciclo VI)	63
2.3.7.	Secuencia inferior del Llandovery (Ciclo VII)	63
2.3.8.	Secuencia superior del Llandovery (Ciclo VIII)	61

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

El área de estudio comprende las **hojas números 835, 836, 837, 838, 861, 862 y 863 del MAPA GEOLOGICO NACIONAL** a escala 1:50.000 encuadradas en la Hoja del Mapa 1:200.000 nº 70 (Linares). La mayor parte de su territorio pertenece a la provincia de Ciudad Real (Comunidad de Castilla-La Mancha) incluyendo, además un área más reducida de la provincia de Jaen (Comunidad de Andalucía). (Fig. 1).

Geográficamente la zona comprende un amplio sector del Valle de Alcudia y de Sierra Morena y la Sierra de Andrés con el Desfiladero de Despeñaperros.

Desde el punto de vista hidrográfico, la zona pertenece a las Cuencas del Guadiana y del Guadalquivir. A la primera pertenecen los ríos Ojailén y Jabalón, y a la segunda el Jándula y Guadalén.

Desde el punto de vista orográfico la mayor parte de la zona es montañosa con alturas medias comprendidas entre los 800 m y los 1300, comprendiendo parte de las elevaciones de la Sierra Madrona y de San Andrés.

1.2. SITUACION GEOLOGICA. ANTECEDENTES

Geológicamente la zona objeto de estudio está ubicada dentro del ámbito del Macizo Hespérico, en el sector meridional de la zona Centroibérica, en su límite con la zona de Ossa Morena (Fig. 2).

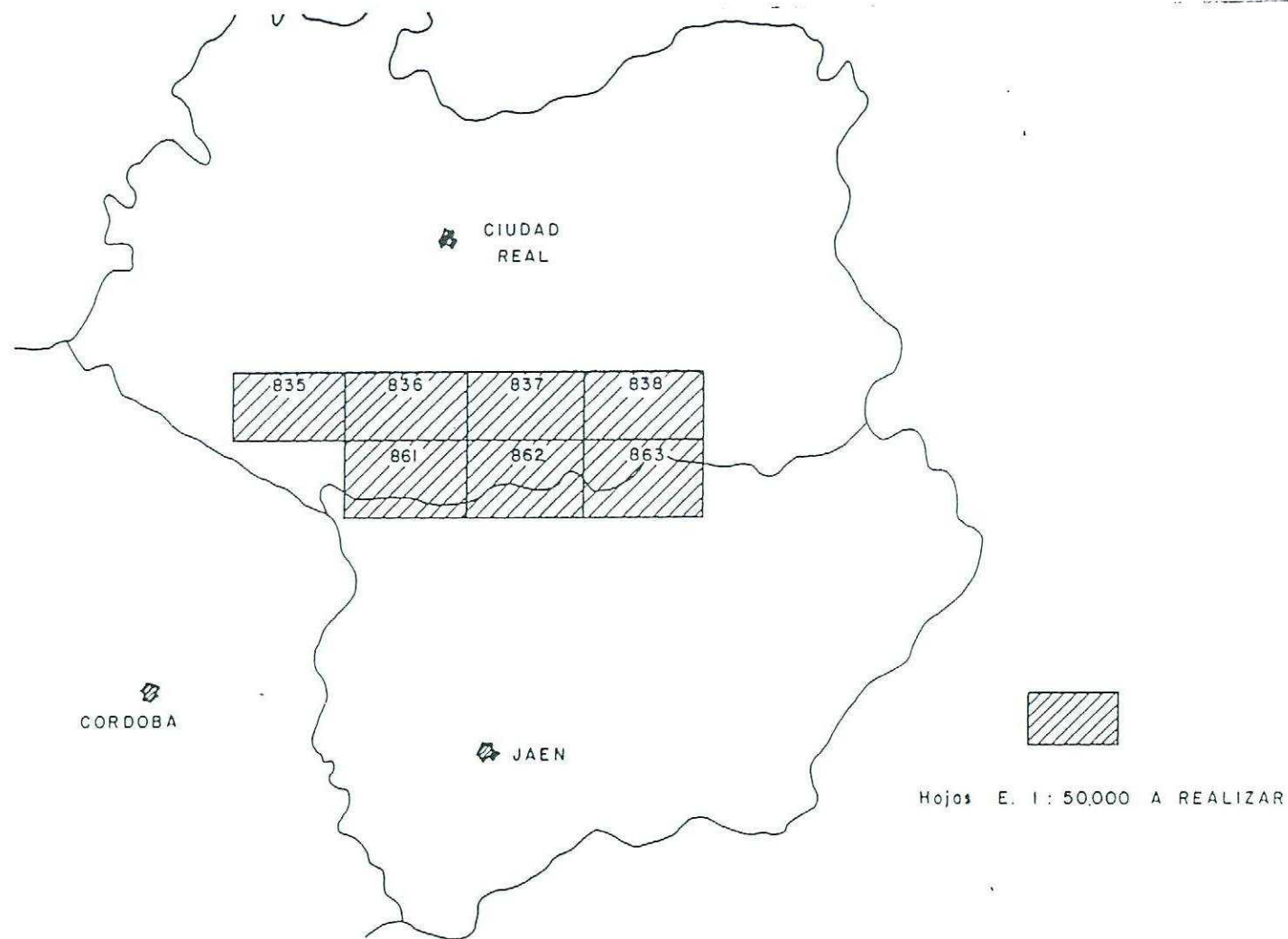


FIG.-I. SITUACION GEOGRAFICA

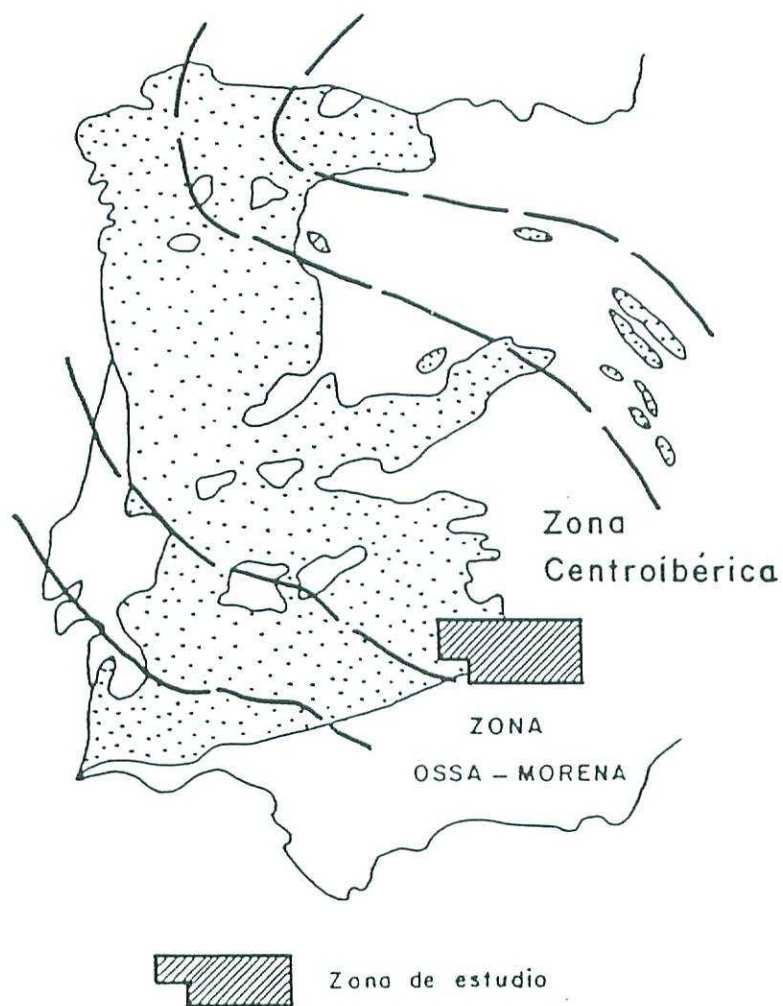


FIG. - 2

La columna estratigráfica abarca depósitos que van desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, siendo significativa la ausencia de materiales correspondientes al Mesozoico y parte del Terciario.

Los antecedentes geológicos sobre el subsector meridional de la zona Centroibérica, en el que se localiza el área de estudios son extensos, basados en distintas tesis doctorales y desarrollados por distintos departamentos de las facultades de Ciencias Geológicas de las Universidades de Madrid, Salamanca y Granada. También las hojas geológicas MAGNA realizadas por el ITGE en esta zona, así como diversos trabajos de investigación geológico-minera y publicaciones de distintos autores y con diversos enfoques sedimentológicos, estratigráficos, estructurales, etc. completan la información existente en la zona.

Los antecedentes bibliográficos regionales se inician con CASIANO DE PRADO et al. (1885) que establecen a grandes rasgos la estratigrafía del Paleozoico; GROTH (1911) establece una secuencia estratigráfica en Sierra Morena oriental y hace especial hincapié en el Devónico; HERNANDEZ SAMPELAYO (1926) asignó al carbonífero inferior de facies "culm" los depósitos que afloran a ambos lados del batolito de Los Pedroches; HERNANDEZ PACHECO (1933), estudia el vulcanismo del Campo de Calatrava y CIRY (1936) estableció, en líneas generales, la estructura de la región de Almadén. Más recientemente, ALMELA et al. (1962) realizan un estudio geológico detallado de la concesión de Minas de Almadén; en la misma época MARQUEZ TRIGUERO (1961) realiza un estudio estratigráfico en la región del río Guadalmez, estableciendo la zona de "Didymograptus" del Ordovícico medio. Posteriormente el número de trabajos en la zona ha aumentado, destacando como más importantes: PUSCHMANN (1967), quien en un estudio sobre el Paleozoico establece la existencia de una laguna estratigráfica en el Devónico medio; CABANAS (1968) realizó un estudio petrológico del batolito de Los Pedroches y de la geología al norte y sur del mismo; BOUYX

(1970) estudió las formaciones anteordovícicas de la Meseta Meridional; TAIN (1972) estableció la estratigrafía del Ordovícico y el Silúrico de la Sierra Morena oriental, y JULIVERT et al (1972) subdivide en zonas la Meseta Ibérica; SAUPE (1973), en su tesis, estudió la geología del yacimiento de mercurio de Almaden; MORENO (1977) estudió los materiales anteordovícicos y la deformación hercínica en los Montes de Toledo occidentales y HERRANZ et al (1977) intentan una correlación entre los materiales Precámbricos de los Montes de Toledo y Sierra Morena y CAPOTE et al (1977) correlacionan niveles de calizas pertenecientes al Precámbrico superior, en los anticlinales de Valdelacasa, Navalpino y Abenojar; PEREZ LORENTE (1979) en su tesis estudia el Carbonífero al sur del batolito de Los Pedroches y HAFENRICHTER (1980) precisó en Sierra Morena los límites inferior y superior del Ordovícico. Como resumen de lo anteriormente expuesto el IGME editó en 1983 un volumen sintético (Geología de España, libro jubilar de J.M. Rios), dedicado en su tomo I a la geología del orógeno hercínico de la Península Ibérica, y en el que han colaborado numerosos autores, recogiendo la información sobre los aspectos estratigráficos, estructurales y petrológicos de esta zona.

Los trabajos publicados en los años siguientes corresponden principalmente a estudios monográficos de zonas concretas, y serán reseñados en los apartados correspondientes.

Tras la reunión de Oviedo de 1986, sobre "terrenos" paleozoicos circum-atlánticos, surge un nuevo volumen sintético, que Springer-Verlag publica en 1991, "Pre-Mesozoic Geology of Spain" (R. Dallmeyer y E. Martinez-Garcia Eds). En este libro se puede encontrar una síntesis sobre el Precámbrico, Paleozoico y estructura de la zona de referencia. particularmente, se detallan las unidades del Precámbrico en el anticlinal de Alcudia.

Posteriores reuniones, como la del Paleozoico Inferior de Iberoamerica, 1992, aportan trabajos compilados en un volumen monográfico, con interés para esta zona.

1.3. METODOLOGIA

El punto de partida de este estudio es el levantamiento de **columnas estratigráficas-sedimentológicas**, que se han levantado, preferentemente, dentro del ámbito de las hojas del Proyecto.

Las columnas de detalle se han realizado a la escala adecuada a la potencia de las mismas, acompañadas de secuencias tipo y de dibujos de detalle, cuando la escala no permitía representarlas en la columna. Asimismo, se han representado las estructuras sedimentarias, datos de paleocorrientes, etc. que permitan una interpretación más completa de los procesos y ambientes que tuvieron lugar durante la sedimentación de estos materiales.

De las mismas, así como del estudio comparativo de unas con otras, se han podido determinar los datos que figuran en el presente informe:

- Descripción de las facies de campo.
- Agrupación de las mismas en secuencias de uno o varios miembros, generalmente limitados por superficies netas.
- Inclusión en las secuencias obtenidas de datos de paleocorrientes, paleoecología de la fauna o microflora, composición litológica, mineralógica, etc.
- Determinación de la geometría tridimensional de los cuerpos sedimentarios.

- Determinación de las variaciones laterales de las secuencias.
- Interpretación del medio de depósito y procesos generativos de las secuencias, por comparación con modelos actuales o modelos fósiles bien descritos.
- Asociación de las secuencias en ciclos más complejos: secuencias deposicionales, unidades tectosedimentarias, etc, relacionando las mismas con la actividad eustática, tectónica y climatología.

En el ámbito de las 7 hojas se han levantado 59 columnas estratigráficas de detalle. (Fig. 3).

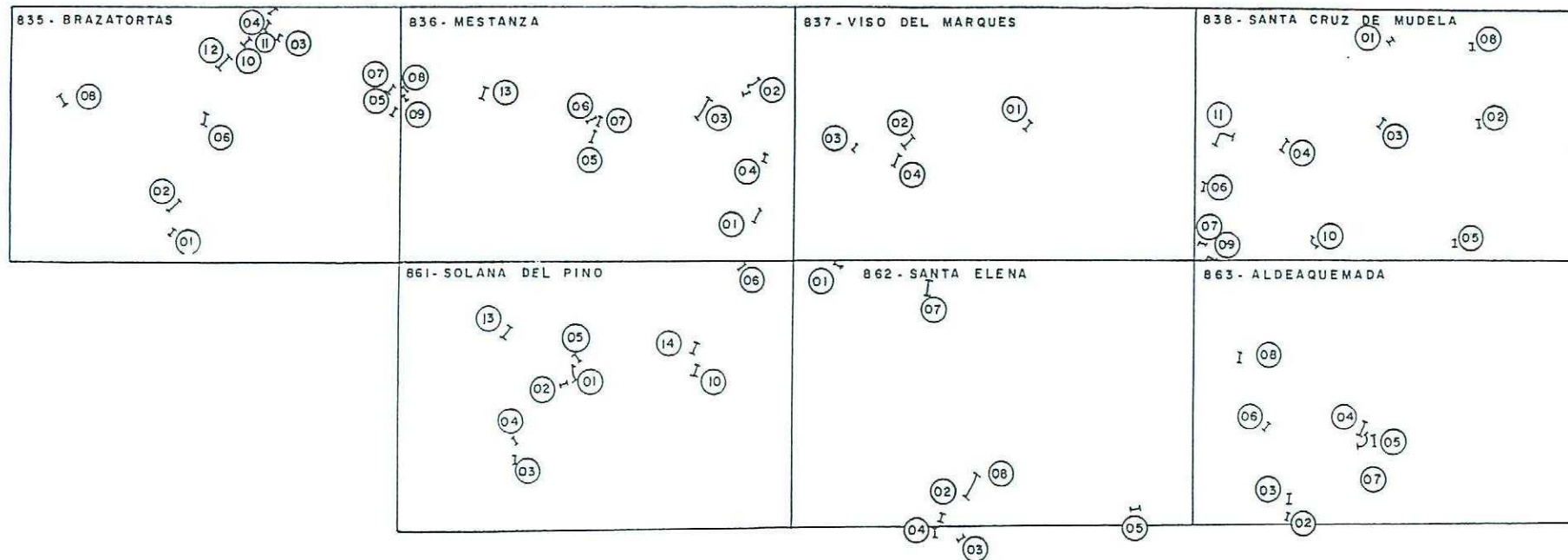


FIG.- 3 - COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS LEVANTADAS EN LAS HOJAS DEL PROYECTO

2.- ESTRATIGRAFIA

2.- ESTRATIGRAFIA

A escala regional, en este sector, los sedimentos aflorantes corresponden en su mayor parte al **Precámbrico** y al **Paleozoico**, y en menor proporción al Plioceno y Cuaternario, así como a las rocas volcánicas pliocuaternarias que perforan los materiales anteriores.

La columna estratigráfica tipo con la subdivisión en unidades litoestratigráficas está representada en la Fig. 4. En el cuadro adjunto están representados los distintos nombres de las formaciones utilizados por los autores más representativos en el estudio de la zona.

2.1. PRECAMBRICO

Dentro de la zona de estudio, los materiales de esta edad afloran ampliamente en las hojas 835 (Brazatortas) y 836 (Mestanza) y en menor proporción en las 861 (Solana del Pino) y 862 (Santa Elena), formando parte de la estructura anticlinal de Alcudia de dirección ONO-ESE. Otro pequeño afloramiento de materiales atribuidos a esta edad se encuentra en la hoja 863 (Aldeaquemada), al norte del desfiladero de Despeñaperros.

Son numerosos los autores que han estudiado estos materiales, así como las publicaciones que, desde diversos enfoques, (estratigráfico, estructural, sedimentológico, minero, etc.) han supuesto un avance considerable en el conocimiento del Precámbrico de la zona Centro Ibérica. Bajo la denominación de Complejo Esquistoso Gruváquico, se caracteriza fundamentalmente por su extrema monotonía litológica y gran complejidad estructural.

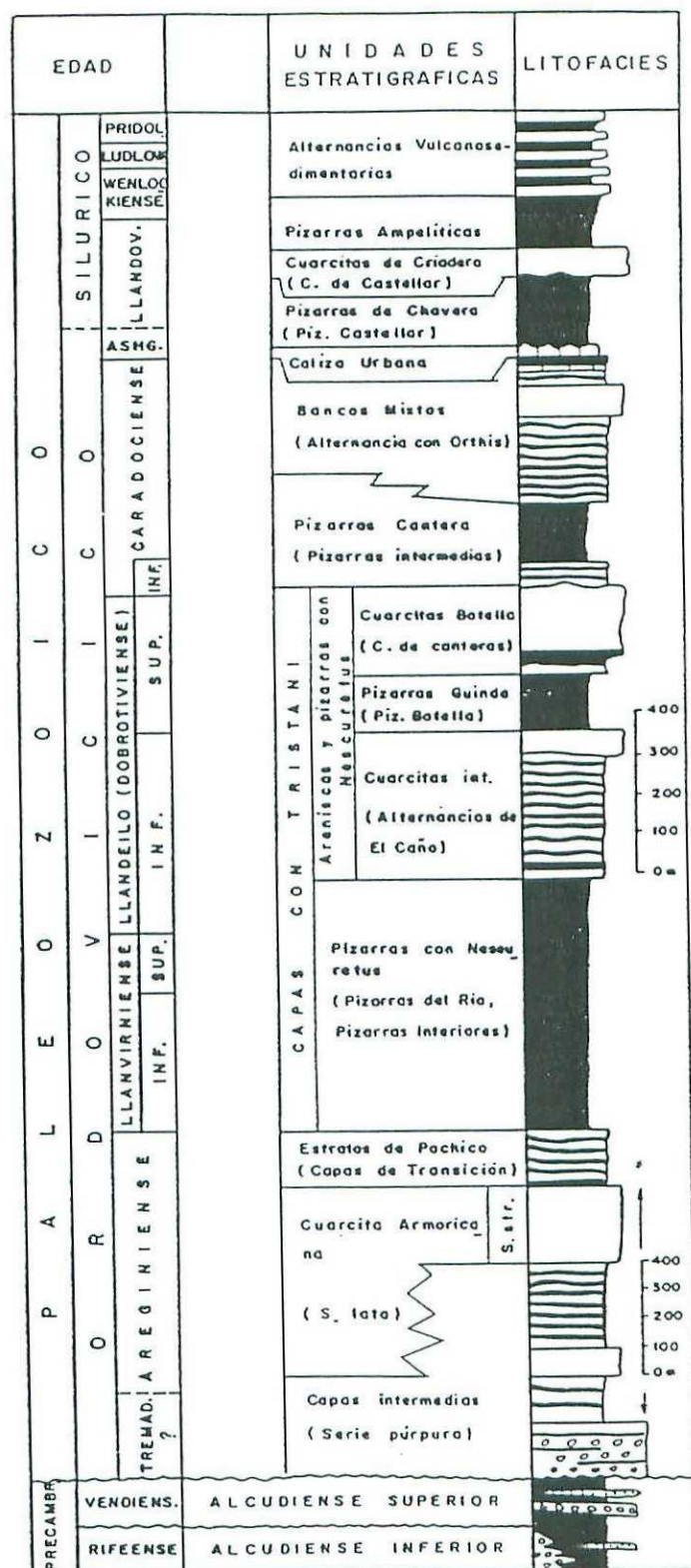


FIG. 4. COLUMNA ESTRATIGRAFICA SINTETICA

A estos sedimentos, cuyo metamorfismo es de tipo anquizonal y que configuran la citada estructura se les atribuye una edad Precámbrico superior y en ellos, regionalmente, pueden diferenciarse dos conjuntos litoestratigráficos que presentan estilos tectónicos y características sedimentológicas diferentes y que son conocidos localmente como Alcudiense inferior y Alcudiense superior. El carácter discordante entre ambos conjuntos fue establecido por primera vez por BOUYX (1970) en el río Esteras (al N de Almadén).

Con posterioridad a BOUYX (1970), CRESPO et al (1971) y CRESPO y REY DE LA ROSA (1971) ponen de manifiesto la discordancia intraprecámbrica en el Valle de Alcudia. Más tarde, distintos autores, TAMAIN (1972), PARGA y VEGAS (1974), CAPOTE et al (1977), MORENO (1977), ROIZ (1979), ROIZ y VEGAS (1980), la ponen en duda e incluso la niegan considerando que la sedimentación Precámbrica se había producido en un único ciclo continuo. Estos autores explican las disarmonías como debidas a fenómenos de una supuesta tectónica tangencial (TAMAIN) y como posibles discordancias locales sin continuidad lateral (MORENO y VEGAS).

Otros trabajos con un enfoque sedimentológico y paleogeográfico se deben a PUIGDEFABREGAS (1981) y a SAN JOSE (1983).

Los estudios más recientes sobre el Precámbrico de la zona se deben a AMOR y ORTEGA (1987), ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO (1987), GARCIA SAN-SEGUNDO et al (1987), LORENZO ALVAREZ y SOLE (1988), SAN JOSE et al (1991), y PELAEZ et al (1989) y NOZAL et al (1988 a y b). En ellos se describe una estratigrafía detallada y se pone de manifiesto el carácter regional de la discordancia intraprecámbrica.

Por último PALERO (1993) retomando datos anteriores de PALERO (1991), así como otros procedentes de distintas cartografías alguna de ellas inéditas mediante

el estudio de nuevos afloramientos (El Chorrillo y Ayo. Gargantilla) obtiene una cartografía detallada de la discordancia entre los dos conjuntos litológicos precámbricos. La conclusión a la que llega es que el estilo tectónico entre ambos conjuntos es diferente, poniéndose de manifiesto la verticalización generalizada del conjunto inferior, con anterioridad a la sedimentación del conjunto superior. Posteriormente una importante actividad tectónica preordovícica afectaría a ambos conjuntos.

En cuanto a la datación de estos materiales son de interés las aportaciones de LIÑAN et al (1984) y LIÑAN y PALACIOS (1987), así como otras de diversos autores, y que se encuentran ambas resumidas en SAN JOSE et al (1990). En ellos se asigna una edad Vendiense inferior a medio a la parte basal del Alcudiense superior, y una edad Vendiense superior a la parte media-alta de la misma, suponiéndose una edad Rifeense a la alternancia de pizarras y grauvacas del Alcudiense inferior, en la que no se han encontrado restos fósiles. GARCIA HIDALGO (1993) estudia la presencia de pistas fósiles de tipo cámbrico en el anticlinal de Alcudia, por lo que propone una edad Cámbrico inferior (Tommo-tiense), para la parte alta del Alcudiense superior, aunque esta atribución cronoestratigráfica está en discusión.

2.1.1. LITOESTRATIGRAFIA

Desde el punto de vista litológico por debajo de la discordancia intraprecámbrica se dispone un conjunto constituido, fundamentalmente, por una alternancia monótona de pizarras grises y verdosas, pizarras arenosas y grauvacas de grano fino y medio con algunas intercalaciones de conglomerados y brechas intraformacionales, cuya potencia se estima en varios miles de metros.

El conjunto superior, dispuesto discordante sobre el anterior, es más variado litológicamente y está integrado por alternancias de pizarras y grauvacas con

intercalaciones frecuentes de areniscas y cuarcitas, microconglomerados, conglomerados, carbonatos (calcoesquistos, calizas y dolomias), y rocas fosfatadas.

Un hecho reseñable es la falta de regularidad en la distribución espacial de estos conjuntos, sobre todo el superior. De forma general, se puede decir que los afloramientos del conjunto superior quedan limitados a una banda de dirección NO-SE, desde la esquina noroccidental de la Hoja 835, (Brazatortas), hasta la misma parte de la hoja 862, (Santa Elena).

El conjunto inferior es equiparable a los denominados "Esquistos de Alcudia" de BOUYX (1970) o al "Alcudiense inferior" de TAMAIN (1970) y HERRANZ et al (1977), entre otros. También es correlacionable con el "Conjunto Inferior" de NOZAL (1982, 1983) o con el "Grupo Inferior" de SAN JOSE (1984) y quedarían incluidos dentro del denominado Grupo Domo Extremeño (ALVAREZ NAVA et al, 1988), al que se le atribuye una edad Rifeense Superior basada en una fauna de Acritarcos escasa y de dudoso valor bioestratigráfico. En el Anticlinal de Valdelacasa se establecen dos formaciones para este Grupo: Fm. Pizarras y areniscas de Estomiza y Fm. Limolitas del Cubilar.

2.1.2. DESCRIPCION DE FACIES

2.1.2.1. FACIES DEL CONJUNTO INFERIOR DEL PRECAMBRICO

El conjunto inferior está constituido por capas turbidíticas agrupadas en secuencias de lóbulo, interlóbulo y de canal alternando con niveles desorganizados.

Se han diferenciado dos tipos de litofacies:

2.1.2.1.1. Alternancia de grauwas y pizarras

Se trata de una rítmica sucesión de pizarras y grauwas de color gris azulado formando niveles de potencia variable, raramente superiores a un par de metros y con una clara granoclasificación decreciente. Cada paquete presenta una gran continuidad lateral, por lo que se puede decir que el contacto entre estratos es planoparalelo, no apreciándose acunamientos laterales, salvo en contadas ocasiones.

La estructuración interna de cada nivel corresponde claramente a secuencias de Bouma, completas e incompletas. La secuencia completa (T_{a-c}) se compone de muro a techo de los tramos siguientes:

- grauwa masiva de grano grueso (término a).
- grauwa de grano medio con laminación grosera (término b).
- grauwa de grano medio a fino con laminación de ripples o avolutada (término c).
- grauwa de grano fino con laminación paralela (término c).
- pizarra masiva (término e).

Normalmente la secuencia no se encuentra completa, faltando a menudo el término a. Se puede decir que los tipos de secuencias más frecuentes son las T_{b-c} y las T_{c-e} .

El espesor de cada nivel de la alternancia es variable y depende principalmente de los términos que constituyen la secuencia. Así, los paquetes más potentes son los formados por secuencias completas (T_{a-c}), con espesores de 2 a 3 m que ocasionalmente pueden llegar a alcanzar los 6 m. El caso opuesto son las T_{d-e} , que normalmente no sobrepasan los 5 cm.

A escala de afloramiento es frecuente observar que los distintos tipos de secuencias suelen estar agrupados, lo que permite establecer las siguientes 4 asociaciones o subfacies:

- Asociación rítmica.
- Asociación listada.
- Asociación masiva.
- Asociación pelítica.

La asociación más frecuente y extensa es la rítmica, formada por secuencias T_{b-c} y T_{c-e} , con potencias del orden de 50 a 100 cm y acusada ritmicidad. El contacto entre secuencias suele ser planoparalelo, aunque puede estar trastocado por procesos postdeposicionales, principalmente estructuras de escape de fluidos. Ocasionalmente se pueden ver acunamientos de capas pero es un hecho poco frecuente. También pueden encontrarse fragmentos de pizarras englobados en los tramos grauwáquicos a modo de cantos blandos, cuyo origen puede ser el de niveles arcillosos parcialmente compactados y removilizados (fenómenos de "sand-flow"). La proporción grauwaca-pizarra es 3:1 e incluso superior.

Otra asociación frecuente aunque menos extensa es la "listada", formada por las secuencias de T_{d-e} y T_{c-e} . Esta subfacies es también rítmica, pero con espesores de capas muy delgados, máximo 10 cm, lo que da un aspecto bandeado característico a los afloramientos. El contacto entre capas es muy plano y neto, por lo que los estratos tienen una gran continuidad. La relación grauwaca-pizarras es 1:1. Son las facies "rubannées" de BOUYX (1970). En ocasiones, la proporción es favorable al término pizarroso "e", lo que da un aspecto masivo a los afloramientos de pizarras. Esta es la subfacies pelítica.

Menos frecuente que estas dos últimas agrupaciones es la asociación de secuencias T_{a-c} , que da lugar a afloramientos de aspecto masivo constituidos por poten-

tes paquetes esencialmente grauwáquicos. En este caso es muy corriente que los términos "a" y "b" de la secuencia sean muy exagerados, mientras que el "e" es muy reducido o llega incluso a faltar. Por ello, la relación grauwaca-pizarra es muy elevada, con proporciones superiores a 10:1. La base de cada nivel no es tan plana como en los casos anteriores, apareciendo estructuras de erosión por corrientes, tales como "flute-cast" y "grove-cast". Son estas las subfacies "masivas".

En resumen, las facies de alternancias de grauwacas y pizarras están formadas por secuencias de Bouma completas e incompletas, con un claro predominio de los elementos arenosos sobre los pelíticos.

2.1.2.1.2. Brechas Intraformacionales

Corresponden a brechas formadas por cantos más o menos redondeados de grauwacas envueltas por una matriz pelítica. Los elementos de estas brechas son idénticos a los que constituyen las facies de alternancias de grauwacas y pizarras, pero con la diferencia de estar desorganizados.

A nivel de afloramiento se presentan de forma irregular, encontrándose rocas de aspecto conglomerático, tramos de pizarras con elementos arenosos aislados, y niveles estratigráficos con pliegues de deslizamiento (slumps). El tamaño y forma de los cantos es variable, apareciendo desde trozos rectangulares de gran tamaño a modo de fragmentos de estratos de grauwacas, a cantos pequeños y muy redondeados.

La distribución regional de estas facies no es regular, encontrándose en el valle de Alcudia en cuatro afloramientos, que son:

- Afloramiento del arroyo del Nacedero, al Este de las casas de Las Tiñosas (hoja 861, Solana del Pino).
- Afloramiento situado al Sur y Suroeste de la mina Diógenes (hoja 836, Mestanza), probable prolongación del anterior y corresponde a los "Esquistos Negros" de BOUYX (1970).
- Afloramiento del Río Montoro. Situado en el paraje del Gírote, en la parte Norte de la Hoja 861, Solana del Pino.
- Afloramiento del paraje de la Dehesa, al Norte de Mestanza, en el flanco septentrional del anticlinal.

La relación de estas rocas con las alternancias grauwaquico-pizarrosas se deduce después del reconocimiento en campo. En el afloramiento del río Montoro se pueden apreciar niveles grauwaquicos con secuencias Tb-e, deslizados pero apenas rotos, los cuales alternan con tramos de auténticas brechas, siendo dichos niveles parecidos a los de las alternancias. De forma general, se puede decir que estas facies están intercaladas en las alternancias pizarroso-grauwaquicas y posiblemente pasan lateralmente a formar parte de ellas. Por ello, se puede suponer que ambas facies se originan en un ambiente sedimentario común, representando las brechas momentos de inestabilidad.

2.1.2.2. FACIES DEL CONJUNTO SUPERIOR DEL PRECAMBRICO

El conjunto superior corresponde básicamente a depósitos de tormenta, localizados en una plataforma somera con desarrollo de secuencias deltaicas distales. La potencia de este Grupo es difícil de establecer; en el anticlinal de Valdelacasa se han medido mas de 9000 m (ALVAREZ NAVA et al, op. cit.).

El conjunto superior, dispuesto sobre la discordancia intraprecámbrica, es equivalente al denominado "Alcudiense superior" de TAMAIN, 1970 y HERRANZ 1977, entre otros, y posiblemente comprende el denominado Grupo Ibor, establecido por ALVAREZ NAVA et al, op. cit. Dicho Grupo aflora en una banda de entre 40-60 km de anchura que se extiende con dirección SE-NO entre el Valle de Alcudia y los Terciarios de la Fosa del Tajo, y se dispone discordante indistintamente sobre las dos formaciones establecidas en el Grupo Domo Extremeño.

Localmente la discordancia y, por tanto, el muro del Grupo Ibor, aparece marcada por la presencia de microconglomerados, areniscas con estratificación cruzada y por uno o varios niveles conglomeráticos con cantos de cuarzo, areniscas y pelitas provenientes del sustrato.

Las litofacies que se pueden reconocer en esta formación son las siguientes:

- Conglomerados
- Ortocuarzitas
- Pizarras y areniscas laminadas
- Rocas carbonatadas

Estos cuatro tipos de facies aparecen repartidas de forma irregular, siendo muy frecuentes los cambios laterales.

2.1.2.2.1. Conglomerados

Los conglomerados son, sin duda, las facies más características de este conjunto, estando presentes de forma más o menos importante en todas las zonas. Se presentan en niveles de potencia muy variable, desde unos centímetros a 6 m, si bien lo más frecuente son las potencias de 1 a 2 m. La geometría de cada paquete conglomerático es acusadamente lenticular, por lo que las variaciones laterales de

espesor son frecuentes. La base de los paquetes es muy irregular, con claras señales erosivas y muchas veces retocada por procesos postdeposicionales. Como estructuración interna sólo se aprecia una granoselección negativa, poco marcada, y rara vez estratificación cruzada de bajo ángulo. El color es gris claro en fractura fresca y pardo rojizo por alteración.

Los cantos son de tamaño muy variable, encontrándose desde microconglomerados a conglomerados gruesos con clastos de hasta 10 cm. Una característica importante de los clastos es su elevado índice de redondez. La naturaleza de estos elementos es heterogénea, encontrándose cuarzo como constituyente principal y también frecuentes liditas y feldespatos, pudiéndose ver cantos de varios centímetros de este último mineral. Otros elementos que se encuentran ocasionalmente son cantos blandos de pizarras, sobre todo en la base de los niveles, y rocas volcánicas. ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO (1987) y AMOR y ORTEGA (1987) citan la presencia de rocas metamórficas en Abenojar y Tirteafuera en proporciones que alcanzan el 5%. Es por todo ello que estos conglomerados tienen siempre un acentuado carácter polimíctico.

La matriz es arenosa, sin apenas fracción lutítica, y puede llegar casi a faltar. Está formada por los mismos elementos que los cantos, pero predominando los cuarzos y feldespatos sobre el resto. La proporción cantos-matriz es muy variable, encontrándose desde arenas gruesas con cantos dispersos, a conglomerados sin apenas matriz. Cuando ocurre esto último, los cantos están recrystalizados, soldándose unos a otros, lo que da un aspecto compacto y masivo a la roca. El cemento es abundante, normalmente silíceo y, ocasionalmente, también algo carbonatado.

2.1.2.2.2. Ortocuarцитas

Estas facies dan lugar a bancos de potencia decimétrica que se presentan de dos maneras:

- Como ortocuarцитas grauwáquicas masivas, de color negro y grano medio a fino. No se observan estructuras sedimentarias ni ordenación interna, por lo que estas rocas tienen un aspecto masivo en los afloramientos.
- Como ortocuarцитas de grano medio a fino, con color gris claro y laminación paralela o cruzada de bajo ángulo.

2.1.2.2.3. Pizarras y areniscas laminadas

Constituyen alternancias centi a milimétricas de pizarras y areniscas finas con una delgada y marcada laminación paralela. De forma más esporádica se aprecian también laminaciones cruzadas de bajo ángulo, producidas por ripples normalmente simétricos. En ocasiones recuerdan a secuencias turbidíticas del tipo T_{c-e} , con granoclasificación decreciente.

2.1.2.2.4. Rocas carbonatadas

Normalmente estas rocas se presentan como calizas impuras o calcarenitas de color gris oscuro, estratificadas en bancos decimétricos. Puntualmente estas rocas están relacionadas con pequeñas capas fosfatadas.

2.1.3. INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA

El carácter flyschoide de las alternancias de pizarras y grauwas del "Alcudiense Inferior", unido a la estructuración interna de cada nivel según diferentes secuen-

cias de Bouma, indica el claro origen turbidítico del conjunto. La constante y monótona sucesión de secuencias, unido a la aparición de brechas intraformacionales, indica también que se trata de sedimentos formados en aguas profundas, a pié del talud continental. Esta es una idea propuesta por varios autores (TAMAIN, 1972; LEAL et al, 1976; MORENO, 1977 a y b; ROIZ, 1979; AMOR y ORTEGA, 1987, Etc.).

Aplicando las modernas concepciones sobre la naturaleza de las asociaciones de facies en medios clásticos de mares profundos de MUTTI y RICCI LUCCHI (1972), y WALKER y MUTTI (1973), mejoradas y ampliadas en MUTTI y RICCHI LUCCHI (1975) se puede llegar a establecer comparaciones con las facies descritas en las pizarras y grauwas de Alcudia.

Así, las cuatro variaciones de las facies de alternancias pizarroso-grauwaquicas son equivalentes a las facies C y D de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), que son las más extensas y las que se consideran como turbiditas clásicas. Las facies rítmicas encajan perfectamente en la descripción de las facies C2, D1 y D2 de los citados autores. Solo presentan dificultades para su clasificación los niveles que tienen acuñamientos, los cuales podrían representar pequeños ejemplos de la facies B1. Las facies listadas son equivalentes a las D2 y D3, pero con la particularidad de un desarrollo pequeño del termino pizarroso "e", que es a lo que se debe el aspecto bandeado. Las facies pelíticas se desarrollan cuando aparece la facies D3 con el termino "e" muy desarrollado.

Las facies de brechas intraformacionales son equivalentes a las descritas como facies F por WALKER y MUTTI (1973) y MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

En general, las asociaciones y la distribución de estas facies encaja bien en el modelo de "conos submarinos con transporte eficaz" de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), correlacionable con el de "conos alimentados" por sistemas deltaicos

ricos en sedimentos finos" de NORMARK (1978). En conjunto, las facies de alternancias de pizarras y grauwas pertenecerían al sistema de depósito y progradación del cono.

Las facies masivas representarían los lobulos arenosos de las partes internas, mientras que las facies rítmicas y listadas lo serían de los depósitos externos y de los interlobulos. La sedimentación de estas facies debió tener lugar en un momento de importante inestabilidad de la cuenca y relativamente cerca del talud continental, lo que habría dado lugar a avalanchas de sedimentos de naturaleza semejante procedentes del borde o del mismo talud, formando las intercalaciones de brechas intraformacionales.

De forma general se puede decir que la sedimentación del conjunto superior precámbrico tuvo lugar en una plataforma detrítico-carbonatada (los materiales carbonatados aparecen en el domo de Abenojar, al NO de la zona estudiada).

El espesor de este conjunto es muy variable, debido a un importante juego de bloques preordovícico y a disposición en discordancia de la sucesión paleozoica sobre estos materiales. Los espesores máximos se han reconocido al NE de Mesanza, con unos 650 m, y al Sur de San Lorenzo de Calatrava, donde afloran unos 800 m.

Sobre la edad del Alcudiense Superior, existen dataciones paleontológicas en los niveles calcáreos que afloran en el domo de Abenojar. Los restos fósiles encontrados son esencialmente algas, lo que ha permitido atribuir esas rocas carbonatadas al Vendense Superior. (LIÑAN, 1981; AMOR y ORTEGA, 1987; ORTEGA y SANCHEZ VIZCAINO, 1987).

Recientemente, restos de pistas fósiles en las proximidades de Hinojosa de Calatrava (GARCIA HIDALGO, 1993), y de fauna en San Lorenzo de Calatrava (S.

LORENZO ALVAREZ, com. pers.), parecen indicar una posible edad cámbrica para la parte más alta del conjunto.

Sedimentológicamente se pasa de secuencias de plataforma somera en la base, a facies más profundas, de las que son características las pizarras bandeadas, entre las que pueden incluirse algunos retoques por tormentas. Este primer ciclo de profundización culmina con una colmatación de la cuenca, al techo de la cual aparecen los episodios carbonatados (VILAS *et al* 1987, SAN JOSÉ *et al* 1990). La parte alta de la sucesión comenzaría por una importante transgresión, que se refleja por una rápida profundización de las facies, volviendo a predominar las limolitas y las micrograuvacas. Finalmente, y esto es notable en la parte central y oriental de la hoja, se asiste a un cambio de tendencia, probablemente una progradación de medios continentales, a la que corresponden los conglomerados diferenciados en la unidad 8b.

En esta unidad se han encontrado en este sector central del Valle de Alcudia, numerosos icnofósiles en el flanco Norte, que permitieron atribuir esta sucesión al Vendense Superior (VILAS *et al* 1987; SAN JOSÉ *et al* 1990). En un trabajo reciente y específico sobre las pistas fósiles de Alcudia y Abenójar, GARCÍA HIDALGO (1.994) expone que el Alcudiense Superior en esta zona del Anticlinal de Alcudia está compuesto por tres conjuntos litoestratigráficos: una "serie inferior" (la que hemos llamado secuencia del Tamujar), discordante sobre el Alcudiense inferior y que presenta intercalaciones calcáreas ("calizas de Hinojosas" de BOUYX, 1970), por encima de estos niveles carbonáticos y con una relación de yacencia poco clara (posible discontinuidad), una "serie intermedia" compuesta por pizarras, areniscas grauváquicas y microconglomerados (que afloran bien en las columnas de "Mina La Gitana"), que presentan gran abundancia de pistas fósiles, y finalmente discordante sobre las demás una "serie superior" conglomerática. Siguiendo con la descripción de GARCÍA HIDALGO (1994), en la serie intermedia del anticlinal de Alcudia han aparecido *Bergaueria aff. langi* (PEM-

BERTON *et al.*, 1988), *Monomorphichnus lineatus* (CRIMES *et al.*, 1977) y *Hormosiroidea cf. canadensis* (CRIMES y ANDERSON, 1985). Aparecen además con mayor frecuencia *Planolites* o *Palaeophycus ichnosp.* Según CRIMES (1987), tanto *Bergaueria* como *Monomorphichnus*, son huellas consideradas claramente cámbricas, aunque en algunas regiones *Bergaueria* puede aparecer en el Precámbrico. *Hormosiroidea* ha sido citada tanto en el Cámbrico inferior (CRIMES y ANDERSON, 1985) como en el Precámbrico (GARCÍA HIDALGO, 1993, en el anticlinal de Ibor). En función de lo expuesto concluye que la presencia de pistas fósiles de tipo cámbrico en el anticlinal de Alcudia indica, pese a que todas las unidades descritas en el Alcudiense Superior habían sido consideradas como vendienses, que una parte de éste es en realidad Cámbrico inferior (Tommotiense).

En unos trabajos aún más recientes, VIDAL *et al.* (1995) y PALACIOS *et al.* (1996) describen la existencia de *Anabarella plana* en la parte alta de la secuencia Alcudiense Superior inmediatamente al Este de San Lorenzo de Calatrava, en la hoja de Santa Elena (862), por lo que atribuyen íntegramente el Alcudiense Superior al Cámbrico Inferior, alcanzando pisos tan altos como el Atdabaniense.

La parte exacta de la sucesión en la que ha aparecido *Anabarella*, según nuestra correlación es más alta que los niveles representados en la Hoja de Mestanza, por lo que, en función de lo expuesto podemos precisar que los materiales del Alcudiense Superior, que se encuentran por debajo de los niveles con carbonatos, serían del Vendiense Superior, mientras que los más altos locales, podrían encontrarse, de acuerdo con GARCÍA-HIDALGO, en los niveles de tránsito al Tommotiense. En cualquier caso el límite preciso Cámbrico-Precámbrico en la Península ibérica es un concepto actualmente en discusión, por lo que en el futuro la edad asignada a estos niveles de transición puede ser revisada de nuevo. El límite sujeto a la primera aparición de ciertos determinados taxones que se consideran característicos del Cámbrico, por su aparición en cortes específicos puede tener el

problema que estos aparezcan en el precámbrico de otras zonas. Existe una proposición, la del Pusiense (SAN JOSÉ 1983, 1984; SAN JOSÉ *et al*, 1992) como piso límite Precámbrico-Cámbrico, de atribución dudosa de uno a otro, y de validez al menos regional. La correlación de estos niveles a los considerados "Pusienses" por los mencionados autores está aún por resolver.

La designación en el Cámbrico de un nuevo piso como es el Nemarkitiense-Daldyniense, puede hacer que niveles que siempre se habían considerado Vendianes, con microfósiles e icnofósiles muy abundantes, sean considerados ahora como parte de este Cámbrico pre-Tommotiense y pre-trilobítico.

2.2. ORDOVICICO Y SILURICO

Como ya se ha indicado, son ALMELA et al (1962) quienes establecen una sucesión estratigráfica patrón para el Ordovícico de la zona de Almadén que sirve de base para la nomenclatura litoestratigráfica de SAUPE (1973). En la zona de Sierra Morena Occidental es TAMAIN (1972) quien realiza la división estratigráfica tanto del Ordovícico como del Silúrico.

WALTER (1977) publica el trabajo de MACHENS (1954), que incluye un detallado análisis estratigráfico de la sucesión ordovícica, aportando numerosos datos paleontológicos que van a servir de base a estudios posteriores de tipo estratigráfico y paleontológico, entre los que caben citar los de HAMMANN (1974, 1976, 1983), HAFENRICHTER (1979, 1986) y GUTIERREZ MARCO et al (1984 a y b).

PORTERO y DABRIO (1988) realizan el análisis de facies de la Sucesión Ordovícico-Silúrica en los Montes de Toledo meridionales, definiendo (8) U.T.S. y estableciendo su evolución tectosedimentaria.

La serie sedimentaria del Ordovícico aparece bien representada en las hojas de Brazatortas (835), Mestanza (836), Solana del Pino (861), Santa Elena (862) y Aldeaquemada (863) y de forma más incompleta, por los importantes recubrimientos, en las hojas Viso del Marques (837) y Sta. Cruz de Mudela (838). Sus afloramientos forman parte de las estructuras hercínicas de los sinclinales de Puertollano y Solana del Pino, así como del anticlinal de Sierra Madrona.

De forma general se puede asegurar que existe una gran continuidad y equivalencia entre los conjuntos litoestratigráficos que ocupan las diferentes macroestructuras, lo que permite hacer una síntesis geológica válida para el conjunto del Ordovícico estudiado.

Las características generales de la serie paleozoica a nivel regional, válidas igualmente para la zona que comprende las hojas geológicas citadas, se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Se trata de una serie eminentemente detrítica, con muy pocos casos de rocas volcánicas, carbonatadas y fosfatadas.
- Se sitúa en discordancia sobre el Precámbrico.
- No existen sedimentos cámbricos, comenzando la serie en el Ordovícico Inferior.
- Dentro de la sucesión estratigráfica global se reconocen seis ciclos sedimentarios que serán analizados en el capítulo 2.2.3.

2.2.1. LITOESTRATIGRAFIA

En la sucesión paleozoica se han diferenciado los siguientes términos litológicos de muro a techo:

- Serie Púrpura
- Cuarcita Armoricana
- Estratos de Pochico
- Pizarras de Rio
- Areniscas de los Rasos
- Pizarras Guindo
- Cuarcitas Botella
- Pizarras Cantera
- Bancos Mixtos
- Calizas Urbana

		Otros autores	Saupé(1973), Almela et al(1962)		Tamain (1972)	
		Pizarras Graptolíticas	Alternancias Vulcano-sedimentarias		Esquistos con Monograptidos del Llandovery	
		Cuarcita del Llandovery ^R Cuarcita Castellar ^H	Cuarcita de Criadero		Cuarcitas Superiores	
		Pizarras Castellar ^{R,B,K}	Pizarras de Muro		Pizarras Chavera	
		Caliza Urbana ^{H,R,B}	Alternancias Superiores		Caliza Urbana Bancos Mixtos	
		Esquistos con Ortis ^{R,B}	Alternancias Intermedias		Pizarras Cantera	
Aren. y Pizarras con Neseuretus ^E	Alternancias del Caño ^R	Cuarcita Guindo ^R	Formación Canteras (Palero, 1991)	Cuarcita Canteras	Cuarcitas Botella	
		Pizarras Guindo ^{H,R,B}		Alternancias Inferiores	Pizarras Botella	
		Areniscas con Calymene trist. ^I Esquistos del Centenillo ^B Areniscas de Los Rasos ^G			Cuarcitas Inferiores	
		Pizarras con Neseuretus ^E			Pizarras Correderas ^{R,B} Pizarras con Calymene trist. ^I	Pizarras con Calymene
		Cuarcitas de las Altas Sierras ^M Cuarcita de Despeñaperros ^{R,B}	Cuarcitas Armoricanas	Estratos Pochico	Areniscas Amarillas Pochico	
					Alterancias Pochico	
		Serie Púrpura Niveau Rouge ^b			Cuarcitas Armoricanas	
					Formac. de Base	Serie lie-de vin Conglomerado de base

- Pizarras Chavera
- Cuarcitas del Criadero
- Alternancias vulcano-sedimentarias

2.2.1.1. SERIE PURPURA

El Ordovícico de Sierra Morena comienza con una alternancia clástica que contiene una gran cantidad de elementos gruesos. Fué definida por primera vez por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza y comprende las unidades que este autor denominó como "serie detritique de base" y "niveau rouge". Estos dos tramos son perfectamente reconocibles sobre el terreno a lo largo de toda la zona de estudio.

Unidad inferior ("Serie detrítica de base").

Comprende el conglomerado de base de TAMAIN y una sucesión de paquetes decimétricos a métricos de ortocuarcitas conglomeráticas, microconglomerados y areniscas gruesas blanquecinas.

El conglomerado de base está formado por grandes cantos bien redondeados, principalmente de cuarcitas y cuarzo, y muy ocasionalmente presentan algunas liditas y feldespatos. El tamaño de los cantos puede ser muy grande, llegando a los 50 cm de diametro. Estos conglomerados tienden a ser oligomícticos de cuarcitas con poca matriz arenosa grosera, diferencia fundamental con los conglomerados del "Alcudiense Superior".

El espesor de este conglomerado es muy variable, pudiendo llegar a faltar en muchos casos. Dentro de la zona de estudio, donde mejor desarrollo alcanza en la Sierra de Mestanza, con potencia de unos 30 m, que se extiende desde el puerto del mismo nombre hasta la Laguna de la Alberguilla. Es en esta zona donde se

encuentran los afloramientos clásicos citados ya por ROSA et al. (1929), y que fueron utilizados como localidad típica por BOUYX (1970). En el cierre del anticlinal de Alcudia, pese a ser en esta zona donde la "Formación de Base" alcanza los máximos espesores, el conglomerado basal está casi ausente, apareciendo de forma esporádica en niveles de 2 a 5 m con marcada geometría lenticular y granulometría mucho menor.

Las alternancias de ortocuarcitas, ortocuarcitas conglomeráticas, microconglomerados y areniscas gruesas blanquecinas, tienen una representación más continua que el conglomerado basal, aunque su espesor es también variable. Los mejores afloramientos se encuentran en el Puerto Pulido y, sobre todo, en San Lorenzo de Calatrava.

Unidad superior ("Nivel rojo").

Es equivalente a la "serie lie-de-vin" o "niveau rouge" de TAMAIN y BOUYX. Es una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas, areniscas con abundante matriz, y algunas pasadas de pizarras con laminación paralela poco desarrollada.

Esta unidad tiene buena continuidad en la zona, aunque las variaciones de espesor son también muy importantes. En la Sierra de Mestanza tiene unos 150 m, en Valmayor (núcleo del anticlinal de Sierra Madrona) unos 50 m, y en San Lorenzo de Calatrava unos 300 m.

La **Serie Púrpura** ha sido reconocida en las columnas 06 de la hoja de Aldeaque-mada, donde alcanza una potencia de 200 m., y en las 07 y 13 de la hoja de Mestanza, y en la 14 de Solana del pino

La edad de la Formación de Base es dudosa, BOUYX (1970) cita la presencia de *Lingulella* sp. en Hinojosa de Calatrava, y TAMAIN (1972) encuentra en el Cerro Castellar, cerca del punto anterior, restos de fósiles comparables a *Harlanina*, lo que permite atribuir a la formación una edad Tremadociense. MOLINA CAMARA y FERNANDEZ CARRASCO (1987) y PALERO y DELGADO (en prensa) citan la presencia de Braquiópodos y pistas tipo Cruziana, por lo que el techo de la formación se situaría ya en el Arenigiense.

2.2.1.2. CUARCITA ARMORICANA

Sobre la "Formación de Base" aparece un potente conjunto de ortocuarcitas conocido ampliamente con el nombre de "Cuarcita Armoricana". A causa del importante espesor que tiene y a la gran competencia de los bancos cuarcíticos, esta formación da lugar a los relieves más importantes de la región.

En Sierra Morena se puede subdividir la cuarcita Armoricana en tres unidades, las cuales fueron distinguidos ya por BOUYX (1970) y TAMAIN (1972). Estas son:

Unidad Inferior

Formada por una alternancia de paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas blancas con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. En ocasiones se encuentra algún nivel conglomerático en la base, pero siempre de poca importancia. Son muy frecuentes los skolitos que cortan a la laminación sedimentaria.

Unidad intermedia

Constituída por una alternancia de paquetes centi a decimétricos de ortocuarcitas que contienen delgados niveles de pizarras grises. Es muy característico en este

tramo la presencia de abundantes ichnofósiles, especialmente *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi*.

Unidad superior

Está constituida por paquetes decimétricos y métricos de ortocuarcitas, con escasas pero potentes intercalaciones pizarrosas. Los estratos cuarcíticos pueden alcanzar potencias superiores a los 20 m, especialmente a techo del tramo.

La potencia de la Cuarcita Armoricana varía entre unos 250 m. en la Sierra de Cabezarrubias y los 550 m. de la Sierra Madrona, Hoz de río Frío y Sierra del Herruzo. Ha sido reconocida con detalle en las columnas 02 y 12 de la hoja de Brazatortas, y 01 de Mestanza, y 07 de Sta. Elena.

La edad de este conjunto ortocuarcítico es claramente Arenigiense, como manifiestan los abundantes ichnofósiles que contiene.

2.2.1.3. ESTRATOS DE POCHICO

Sobre el último banco de potencia métrica de la "Cuarcita Armoricana", aparece una alternancia de paquetes centimétricos y decimétricos de ortocuarcitas, areniscas y pizarras denominada "Estratos Pochico". Son equivalentes a los "Angender Sandstein" de los autores alemanes y a la "Zone de passage aus chistes á Calyméne" de Bouyx (1970).

Dentro de los "Estratos de Pochico" se distinguen dos tramos que muestran un contacto muy gradual. El inferior, denominado por TAMAIN "Alternancias Pochico", es una alternancia de delgados paquetes de ortocuarcitas blancas o grises con laminación cruzada producida por ripples de oscilación. Las pizarras

son muy escasas. Una característica de este tramo son las frecuentes y abundantes pistas situadas en la base de cada estrato, siendo típica la presencia de *Rouaultia rouaulti* junto con *Cruziana goldfussi*.

Estas alternancias hacia el techo se van transformando en otras formadas por areniscas micáceas grises y pizarras negras, materiales que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta, razón por la cual fueron denominadas por TAIMAIN "Grés jaunes Pochico".

La potencia de los **Estratos de Pochico** sufre importantes variaciones de acuerdo con lo que es la pauta general del Ordovícico en la zona. Así, en la parte septentrional de la hoja de Brazatortas tienen un espesor de unos 100 m, mientras que hacia el SE, el espesor aumenta, pudiéndose estimar en unos 180 en los alrededores de El Hoyo. Se ha reconocido con detalle en las columnas 07 de Sta. Elena, y 02 y 07 de Aldeaquemada.

La presencia de *Cruziana goldfussi* y *Rouaultia rouaulti* en la parte basal de la formación indica una clara edad Arenigiense para el comienzo de los Estratos de Pochico. La ausencia de restos claros de fósiles en la parte alta del conjunto impide conocer con exactitud la edad del techo. Sin embargo, teniendo en cuenta que la parte baja de las Pizarras de Río es de edad Llanvirniense avanzada, es lógico suponer que parte del techo de los Estratos Pochico pertenezca a ese piso.

2.2.1.4. PIZARRAS DE RÍO

A techo de los Estratos de Pochico se pasa a un conjunto de pizarras ampelíticas denominada Pizarras de Río. Son equivalentes a las "Pizarras de Calymene Inferiores" de Almadén, y a los "Esquistos de las Correderas" de los autores alemanes.

Litológicamente el conjunto se puede definir como una potente sucesión de pizarras negras con intercalaciones de areniscas micáceas. Estos materiales adquieren un tono gris verdoso característico cuando se meteorizan.

Intercalados entre las pizarras aparecen niveles de nódulos piritoso-arenosos y algunas acumulaciones de conchas de braquiópodos. TAMAIN (1972) (ha citado en estas pizarras un nivel sílico-fosfatado ("niveau silico-phosphaté de Las Posaderas"), muy semejante a los encontrados en los Estratos Pochico.

Con cierta frecuencia se encuentran niveles arenosos intercalados de las Pizarras de Río, principalmente hacia la base del conjunto, donde cada paquete presenta normalmente espesores inferiores a 30 cm. Tienen normalmente laminación cruzada de bajo ángulo producida por ripples de oscilación. Muchas veces tienen geometría lenticular, correspondiendo a barras arenosas intercaladas entre las pizarras.

En el río Fresnedas, al norte de Peña del Aguila (hoja del Viso del Marqués), aparece un tramo de 30 a 50 m de espesor formado por una alternancia de areniscas y pizarras con predominio de las primeras. Este tramo está integrado por bancos de areniscas de hasta 1.5 metros, con laminación cruzada a gran escala.

En la parte central de la hoja de Solana del Pino (núcleo del sinclinal), se ha encontrado un nivel vulcanoclástico en el tránsito de los "Estratos Pochico", a las Pizarras de Río. El tramo es muy homogéneo, estando formado por secuencias rítmicas de rocas tobáceas piroclásticas de color gris y con estratificación grano-decreciente. La composición de los fragmentos de rocas volcánicas es intermedia y sin participación de elementos detríticos. Estas rocas, cuando están meteorizadas, tienen un color pardo-rojizo que resalta entre los restantes tonos del paisaje. La potencia total del tramo oscila entre 5 y 35 m.

En las proximidades de la aldea de Ventillas, al sur de la hoja de Brazatortas, aparecen intercalaciones de rocas intermedias básicas muy alteradas.

El espesor de las Pizarras del Río es muy variable en el sentido SO-NE, oscilando entre los 180 m en el sector de Solana del Pino y los 700 m en el de Sta. Cruz de Mudela y Viso del Marqués. Ha sido reconocida en las columnas 01 y 04 de Solana del Pino, 05 y 08 de Aldeaquemada, 04 de Mestanza y 02 de Viso del Marqués, y 07 de Sta. Elena

La edad de esta unidad es bien conocida pues contienen una abundante y variada fauna que permite datarlos como Llanvirniense a Llandeiliense Inferior (BUTENWEG, 1968; RICHTER, 1967; TAMAIN, 1972; BOUYX y SAUPE, 1966; HAMMANN, 1983).

2.2.1.5. ARENISCAS DE LOS RASOS

Consisten en una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas y pizarras con predominio de las primeras. El contacto de esta unidad con las Pizarras de Río se realiza de forma progresiva.

Los bancos arenosos tienen potencia variable comprendida entre 10 y 150 cm. Tienen laminación cruzada, frecuentes engrosamientos y adelgazamientos, geometrías en cuña, así como estructuras de carga en la base. Más escasos son los ripples de oscilación.

Los paquetes pizarrosos tienen potencias inferiores a las de las areniscas, alcanzando como máximo los 10 cm. No suelen presentar estructuras sedimentarias y tienen distorsiones de su forma por efecto de carga.

La potencia de las "Areniscas de los Rasos" es muy variable. Se pueden decir que varían desde unos 200 m. en el río Jándula, en su entrada en la provincia de Jaén, a tan solo 50 m. en el extremo occidental de la hoja de Solana del Pino. Ha sido reconocida en las columnas (04) de Mestanza (01) y (04) Solana del Pino (01) de Viso del Marques, (03) de Aldeaquemada.

Su edad es Llandeiliense Medio (BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971; TAMAIN, 1972).

2.2.1.6. PIZARRAS GUINDO

Sobre la unidad anterior aparece con un contacto bastante neto un tramo pizarroso llamado por TAMAIN (1972) "Esquistos Botella". Son equivalentes a los "Esquistos Guindo" de HENKE (1926).

Desde el punto de vista litológico, esta unidad es muy parecida a las Pizarras de Río, ya que se trata también de pizarras negras masivas y con pocas estructuras sedimentarias. Contienen igualmente nódulos arenoso-pizarrosos y abundante fauna.

La potencia es muy variable, mientras que en el sector suroeste es de 25 a 30 m en el sector noreste es de unos 200 m. Han sido reconocidas en las columnas (01) de Brazatortas, (04) de Solana del Pino, (01) y (02) de Viso del Marques y (02) de Sta. Cruz de Mudela.

En la columna 01 de Viso del Marques se han encontrado intercalados en esta unidad niveles vulcano-detriticos.

La edad de esta unidad está determinada como Llandeiliense medio-superior (AMOR y ORTEGA, 1987; POUPON, 1971; TAMAIN, 1972; HENKE, 1926).

2.2.1.7. CUARCITAS BOTELLA

Se trata de un conjunto arenoso, constituido en la base por una alternancia de paquetes decimétricos de areniscas silíceas y finos y escasos niveles pizarrosos y a techo con unos potentes bancos de ortocuarzitas muy característicos denominados también "Cuarcita de Canteras" (ALMELA et al, 1962), constituida por una alternancia de ortocuarzitas blancas y areniscas grises en paquetes decimétricos y métricos. Muy frecuentemente se hallan en la alternancia uno o dos paquetes cuarcíticos de 2 a 4 m de potencia que resaltan en el relieve, sirviendo de nivel guía. Pese a existir numerosas muestras de actividad orgánica, tales como niveles bioturbados y conductos parecidos a los skolithos, hay muy pocas referencias de fósiles que permitan su datación (POUPON, 1971; CARRE y HENRY, en TAMAIN, 1972). La opinión más extendida es atribuirle una edad Llandeiliense Superior-Caradociense (AMOR y ORTEGA, 1987; GARCIA SANSEGUNDO et al. 1987).

La potencia de la **Cuarcita de Botella** oscila entre unos 50 m en el Sector Noreste y unos 100 m en el sector Sur-oeste. Ha sido reconocida en las columnas 08 de Sta. Elena, 02 de Viso del Marqués, 11 de Brazatortas.

2.2.1.8. PIZARRAS CANTERA

La sucesión del Ordovícico superior comienza con una unidad de pizarras oscuras y muy homogéneas, con niveles de nódulos y fósiles del Caradoc. Esta ha recibido diversos nombres dependiendo de las áreas donde ha sido estudiada, como "Pizarras con Orthis" (RICHTER, 1967), "Argilitas Intermedias" (SAUPE, 1971), "Pizarras con Onnia" (HAMMAN et al. 1982), etc. Sin embargo, la denominación más utilizada proviene de la terminología minera de El Centenillo (Jaén), donde la unidad se refiere como "Pizarras Cantera" (TAMAIN, 1967). Su potencia es muy variable, oscilando entre los 50 m en el sector sur y los 300 m

en el norte. Según PALERO (1991); la unidad puede llegar a desaparecer lateralmente por un cambio de facies con las alternancias basales de los "Bancos Mixtos". Las únicas peculiaridades de la formación residen en la presencia de algunas rocas volcánicas interestratificadas al SE de El Centenillo (RICHTER, 1967) y Sinclinal de Almadén (SOLDEVILA, 1983), y en la existencia de un banco oolítico con cierto contenido en fosfatos y carbonatos que suele reconocerse cerca de la base de la unidad. Este nivel de removilización representa una laguna estratigráfica intra-Caradoc inferior (GUTIERREZ MARCO & RABANO, 1987), a partir de la cual se iniciaría el ciclo sedimentario de tendencia regresiva del Ordovícico superior (PORTERO & DABRIO, 1988 y PORTERO et al, 1988).

Ha sido reconocida en las columnas 04, 07, 10 y 11 de Brazatortas, 02 de Viso del Marqués, 01 de Solana del Pino, 03 de Aldeaquemada y 09 de Sta. Elena.

Desde el punto de vista paleontológico, las pizarras inferiores a la discontinuidad contienen fósiles del Llandeilo tardío-Caradoc basal (Costoniense); en tanto que las pizarras suprayacentes suelen ser muy poco fosilíferas.

2.2.1.9. BANCOS MIXTOS

Sobre las Pizarras Cantera y en tránsito gradual, se dispone una nueva serie alternante de areniscas, cuarcitas y pizarras arenosas, conocida como "Bancos Mixtos" en Sierra Morena Oriental, o "Alternancias Superiores" en Almadén. Ambos términos suelen agrupar también, para muchos geólogos una unidad terminal de calizas ashgillenses (TAMAIN, 1967; SAUPE, 1971), que nosotros describiremos en forma separada.

Los Bancos Mixtos cuyo nombre deriva de la terminología minera de El Centenillo (Jaén), constituyen un conjunto clástico que alcanza una potencia media de 150-200 m, presentando una variación de facies en el sentido SO-NE siendo las

más distales las segundas. Han sido reconocidos en las columnas (05) de Brazatortas, (03) de Mestanza, (01) y (13) de Solana del Pino, (04) de Viso del Marqués, (02) de Sta. Elena, (03) de Aldeaquemada y (10) de Sta. Cruz de Mudela. En algunos sectores columna 04 de Brazatortas, se intercalan también rocas volcánicas básicas (TAMAIN, 1972; AMOR & ORTEGA, 1987; Palero, 1991). La parte superior de la unidad suele estar constituida por areniscas ferruginosas con cemento calcáreo que se alteran a masas pulverulentas amarillas muy características. Este tramo es muy fosilífero y constituye los 5 a 30 últimos metros de la unidad, carácter este por lo que el intervalo es conocido desde TAMAIN (1972) como "lumaquelas terminales". Las dataciones suministradas por los numerosos trilobites, braquiópodos, graptolitos, equinodermos, briozoos, moluscos, cnidarios, cornulítidos, ostrácodos, quitinozoos y acritarcos reflejan una edad Caradoc a Ashgill basal, para el conjunto de la unidad. Los fósiles ilustrados o descritos hasta el momento, proceden en su mayor parte de las lumaquelas terminales, y han sido estudiados por numerosos autores: HAMMANN (1974, 1976, 1983), HAMMAN & HENRY (1978), CHANVEL & MELENDEZ (1980), HAFEN-RICHTER (1980), GUTIERREZ MARCO & RABANO (1987) y VANNIER (1987).

2.2.1.10. CALIZA URBANA

Esta formación constituye la primera y única unidad propiamente calcárea del Ordovícico de la Zona Centroibérica. Su nombre proviene de la terminología minera de Los Guindos (Jaén), donde fue atravesada por el Pozo Urbana (HENKE, 1926).

Esta unidad presenta afloramientos de aspecto lenticular, generalmente de reducido espesor y escasa continuidad lateral. Sin embargo, para extensas áreas, el caso más frecuente es que falte la caliza; las "Pizarras Chavera" suprayacentes se

apoyan entonces directamente sobre las "lumaquelas terminales" de los "Bancos Mixtos".

La singularidad litológica de la Caliza Urbana ha hecho que se la considere un excelente nivel guía estratigráfico, cartográfico y minero, pese a que muchos de los afloramientos han desaparecido por su explotación intensiva como caleras. Sus afloramientos naturales se reconocen, tanto por el resalte morfológico en crestas agudas, como por la abundante vegetación calcófila asociada.

Desde el punto de vista litológico, la Caliza Urbana está formada por uno o varios bancos, generalmente decimétricos y de aspecto masivo, de caliza de color gris claro a gris azulado en fractura fresca, si bien localmente puede presentarse con una pátina de alteración de color amarillenta a pardo rojiza, o inclusive completamente ferruginizada o silicificada. Sólo en ocasiones, algunos tramos de la unidad poseen tonalidades distintas (rosadas y verdosas).

Asociado al depósito de la Caliza Urbana, ha sido descrito un vulcanismo contemporáneo en el área de Los Guindos (HENKE, 1926; CHARPENTIER, 1976), subsuelo de El Centenillo (PINEDA, 1987), Venta de Los Santos (RIOS, 1977; RIOS & CLAVERIAS, 1979), E de Aldeaquemada (TAMAIN *et. al.*, 1969; TAMAIN, 1972) y SE de Solana del Pino (PALERO, 1991). Se trata esencialmente de rocas volcano-sedimentarias (tobas, tufitas, cineritas y productos de proyección aérea) de quimismo ácido a medianamente ácido y cemento calcítico y dolomítico. Estos materiales suelen situarse por encima de la Caliza Urbana (Solana del Pino, Venta de los Santos), en su parte inferior (subsuelo de El Centenillo), o sustituyendo enteramente a la Caliza Urbana (Los Guindos).

Otra de las características más notables de la Caliza Urbana es el amplio rango de variación de espesores en las distintas áreas donde aflora, y su desaparición lateral en cortas distancias sin que se aprecien cambios laterales de facies con respec-

to a otras unidades. La potencia media oscila entre 5 y 20 m. Ha sido reconocida en las columnas (03) de Mestanza, la (02) de Aldeaquemada, (04) de Viso del Marqués, y (13) de Solana del Pino.

2.2.1.11. PIZARRAS CHAVERA

En contacto neto sobre la "Caliza Urbana" o sobre las lumaquelas de techo de los Bancos Mixtos, comienza un conjunto poco potente de pizarras negras denominado "Esquistos Chavera". Equivalen a las "Pizarras de Muro", de Almadén y a los "Esquistos de las Correderas" de la Sierra de La Carolina.

Litológicamente están formadas por pizarras ampelíticas muy finas, de tacto suave y fuertemente foliadas. Hacia el techo aparecen intercalaciones de areniscas finas, las cuales terminan por formar una alternancia con las pizarras, con paquetes que raramente superan los 10 cm. Intercalados entre las pizarras masivas aparecen nódulos arenosos que pueden alcanzar diámetros de gran tamaño.

Las Pizarras Chavera no tienen mucho espesor, pero este es muy constante. Se puede estimar alrededor de 100 m. Han sido reconocidas en las columnas (11) de Brazatortas, (03) de Mestanza, (01) y (13) de Solana del Pino y (03) de Sta. Cruz de Mudela y (04) de Viso de Marqués.

Han sido consideradas azoicas hasta hace poco tiempo, y por su posición se consideraban como el techo del Ordovícico. Sin embargo, HAFENRICHTER (1980) ha puesto en evidencia la presencia de acritarcos en las pizarras, los cuales indican una edad Llandoveryense. Por esta razón hay que considerar que al menos una parte de las Pizarras Chavera son ya del Silúrico.

2.2.1.12. CUARCITA DEL CRIADERO

Sobre las Pizarras Chavera aparece el conjunto formado por las areniscas y ortocuarcitas de la llamada "Cuarcita del Criadero" en Almadén (ALMELA et al, 1962), por ser este tramo el que contiene las famosas mineralizaciones de mercurio. Estas rocas son equivalentes a las "Cuarcitas Superiores" de TAMAIN (1967 y 1972) y a las "Cuarcitas Castellar" de la Sierra de la Carolina.

Litológicamente se reconocen dos tramos que aparecen de forma generalizada. El inferior esta constituido por una alternancia de paquetes decimétricos a métricos de ortocuarcitas blancas y grises con laminación cruzada. Los paquetes más gruesos aparecen preferentemente hacia la base y suelen ser blancos, mientras que hacia el techo son mas delgados, contienen pirita y suelen ser de color gris.

El tramo superior está formado por una alternancia de areniscas micáceas que contienen finos niveles pizarrosos. Como estructuras sedimentarias son frecuentes las laminaciones cruzadas producidas por ripples de oscilación, visibles a techo de los paquetes arenosos.

El espesor de este conjunto es muy irregular en los afloramientos, pero la variabilidad suponemos que no se debe a causas sedimentarias sino a fenómenos tectónicos. Debido a su litología, la Cuarcita del Criadero se comporta como un cuerpo rígido ante la deformación, a diferencia de la extremada plasticidad de las formaciones infra y suprayacentes constituidas mayoritariamente por pizarras negras. A causa de ello, la diferencia de competencia es muy grande, mostrando el conjunto cuarcítico un comportamiento tectónico característico, en forma de laminaciones tectónicas y "mega-boudinamientos" en el seno de las pizarras. Este fenómeno es más acusado cuanto más apretadas son las estructuras de plegamientos, tal y como ocurre en el núcleo de los sinclinales, que son las zonas de máximo aplasta-

tamiento. Cuando no ha sufrido estos fenómenos tectónicos, se estima que su potencia media es de unos 50 m.

Hasido reconocida en las columnas (03) de Brazatortas, (03) de Solana del Pino, y (04) de Viso del Marqués.

En cuanto a la edad, la "Cuarcita del Criadero" es considerada azoica, pero teniendo en cuenta su relación con las formaciones inferiores y superiores, se puede suponer que es Llandoveryense Superior-Wenlockiense.

2.2.1.13. ALTERNANCIAS VOLCANOSEDIMENTARIAS

Sobre la "Cuarcita del Criadero" aparece un conjunto formado por materiales volcánicos y pizarras negras. La denominación ha sido tomada de GARCIA SANSEGUNDO et al (1987), quienes llaman así a la alternancia de pizarras, areniscas y rocas volcánicas, de edad Silúrico-Devónico Inferior, en la región de Almadén.

Los afloramientos de este conjunto en las hojas estudiadas están formados mayoritariamente por rocas volcánicas. Merece la pena destacar entre ellos los afloramientos de Navalhiguera, en la Hoja 837 (Viso del Marqués), los del cortijo del Piruetano, al Sur de Solana del Pino (PALERO, 1991) y el de las Virtudes en la hoja 838 Sta. Cruz de Mudela. En estas zonas los núcleos sinclinales están totalmente ocupados por rocas vulcanoclásticas perfectamente estratificadas.

En el afloramiento, las rocas volcánicas muestran tonos pardo-ocres debido a la alteración. En fractura fresca presentan colores grises, grises verdosos y grises azulados. Litológicamente corresponden a tobas constituidas por fragmentos de rocas volcánicas básicas, con tamaños de hasta 10 cm. En ocasiones contienen fragmentos de pizarras, cuarcitas y rocas escoriáceas. Todos estos elementos

aparecen envueltos en una matriz de cenizas y carbonatos. Estas rocas se presentan estratificadas en paquetes que oscilan de 20 a 250 cm de espesor.

Alternando con las rocas puramente piroclásticas, aparecen estratos que contienen numerosos elementos detríticos, principalmente granos de cuarzo, y que presentan estratificación paralela y cruzada de bajo y gran ángulo. Otros niveles están formados por cineritas de color gris o negro que suelen presentar laminación paralela y cruzada de bajo ángulo (PALERO y MARTIN-IZARD, 1988).

Las rocas volcánicas son muy difíciles de clasificar, debido principalmente a la intensísima carbonatización que han sufrido y que ha borrado casi totalmente su naturaleza original. No obstante, por su aspecto y por la presencia de minerales de alteración de color verde, se puede suponer que originalmente se trataba de rocas básicas y ultrabásicas, muy semejantes a las de Almadén.

La formación ha sido datada en la zona de Almadén como Silúrico, Llandoveryense Medio-Superior, a Devónico Inferior (GARCIA SANSEGUNDO et al 1987). La potencia de la "Alternancia Volcanosedimentaria" en la región estudiada es muy variable. Es de unos 200 m en la zona de Brazatortas, espesor que choca con los 750 de la zona de Sta. Cruz de Mudela y de Viso del Marqués donde se han estudiado en las columnas (04) y (03) respectivamente. También se ha reconocido en la (09) de Brazatortas y (09) de Sta. Cruz de Mudela.

2.2.2. DESCRIPCION DE FACIES. INTERPRETACION SEDIMENTOLOGICA

Las principales asociaciones de facies del Ordovícico y Silúrico en las hojas estudiadas son las siguientes:

2.2.2.1. FACIES ARENOSAS Y CONGLOMERADOS (A)

Están constituidas por areniscas de grano medio a grueso, microconglomerados y conglomerados de textura clast-supported, en los que dominan los cantos de cuarzo y cuarcita. Estos materiales se disponen en capas de potencia métrica (1-3 m) que en ocasiones presentan bases erosivas, y se organizan en secuencias positivas. Con frecuencia el aspecto es masivo, y cuando presentan estructuras internas, son las estratificaciones cruzadas de gran escala las más frecuentes, así como la laminación paralela de alta energía (Fig. 5). En ocasiones las estratificaciones cruzadas presentan bipolaridad, aunque las estratificaciones cruzadas herringbone observadas son dudosas. A techo de los bancos suelen encontrarse ripples de oscilación.

Estos tramos conglomeráticos pueden corresponder al encajamiento de cañones submarinos en la plataforma, a causa de una bajada del nivel del mar, con intervención de las corrientes de mareas.

El tipo de facies (A) se encuentran en las siguientes unidades:

- En la serie Purpura (columna 06 de Aldeaquemada)
- Base de la Cuarcita Armoricana (columna 02 hoja de Brazatortas)
- Techos de Estratos de Pochico (Columna 04 hoja de Aldeaquemada)
- Techo de Cuarcitas Botella (Columnas 01 hoja de Brazatortas, 05 hoja de Solana del Pino, 01 hoja de Viso del Marques y con dudas la 03 de Sta. Cruz de Mudela).
- Techo de Cuarcitas del Criadero (columna 03 de Solana del Pino)

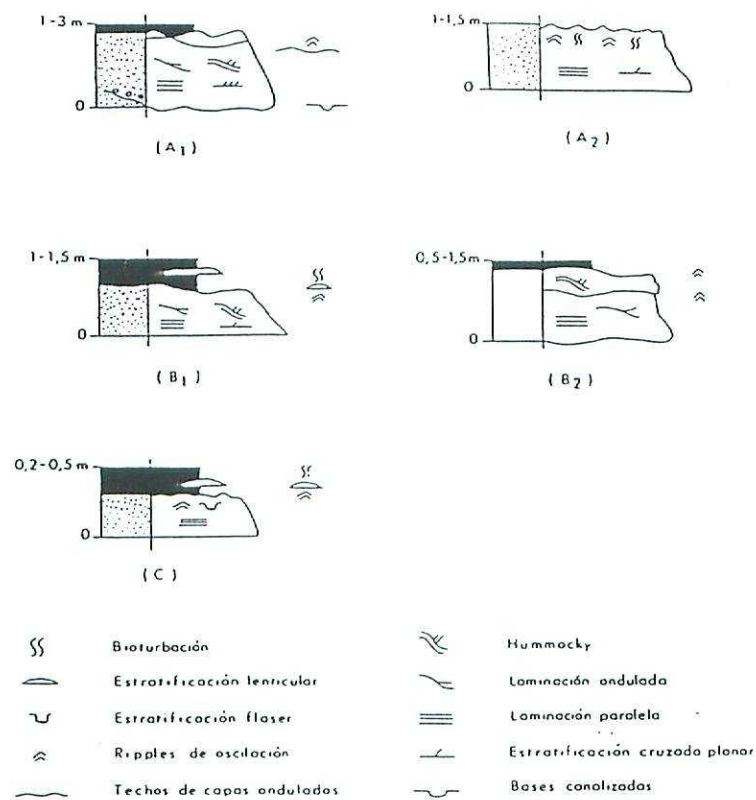


Figura 5.- Secuencias representativas de los distintos tipos de facies reconocidas en el Ordovícico y Silúrico de las hojas del Proyecto

(A₁) y (A₂) Facies arenosas y conglomeráticas canalizadas

(B₁) y (B₂) facies arenosas con intercalaciones pelíticas

(C) facies arenosas del grupo de las turbiditas

2.2.2.2. FACIES ARENOSAS CON INTERCALACIONES PELITICAS (B)

Están constituidas por areniscas de grano medio a fino, estratificadas en capas desde 30 cm a 1 m y con intercalaciones pizarrosas de potencia variable, existiendo todos los términos intermedios entre los cuerpos con estratificación cruzada de hummocky amalgamados y las facies arenosas del grupo de las turbiditas (2.2.2.3.), con las que están relacionadas estratigráficamente, en tránsito gradual. Estos materiales están organizados en secuencias positivas, en las que en el término arenoso presenta estructuras internas de laminación paralela de alta energía, que en ocasiones puede faltar en algunos cuerpos arenosos, estratificaciones cruzadas, y entre ellas frecuentes hummocky, laminaciones onduladas, con los techos de los bancos ondulados por megaripples de oscilación, sobre los que se superponen, por lo general, ripples de oleaje. Las capas son irregulares por adaptación a la infrayacente. En los tramos pelíticos del techo de las secuencias son frecuentes la presencia de wave ripples y estratificación wavy en los niveles arenosos a la vez que la bioturbación es relativamente intensa (Fig. 5)

Se interpretan como depósitos de plataforma marina somera afectada por oleajes de tempestad (tempestitas o tormentitas).

El tipo de facies (B) son representativas de las siguientes unidades:

- Capas de Pochico (Columnas 04 de Aldeaquemada y 02 de Solana del Pino).
- Areniscas de los Rasos (Columnas 04 de Mestanza, 01 y 04 de Solana del Pino y 03 de Aldeaquemada)
- Parte inferior de Cuarcitas Botella (columnas 01 de Brazatortas, 05 de Solana del Pino, 01 de Viso del Marqués, 03 de Sta. Elena y 08 de Sta. Cruz de Mudela).

- Bancos Mixtos (Columnas 04 de Brazatortas, 03 de Mestanza, 01 de Solana del Pino y 02 de Sta. Elena).
- Parte inferior de Cuarcitas del Criadero (Columnas 03 de Brazatortas, 03 de Solana del Pino y 03 de Sta. Cruz de Mudela).

2.2.2.3. FACIES ARENOSO-PELITICAS DEL GRUPO DE LAS TURBIDITAS (C)

Estas facies estan constituidas por una alternancia de cuerpos arenosos y pelíticos en un porcentaje proximo al 50%), en capas de aspecto tabular, cuya potencia media oscila entre 15 y 40 cm. Las areniscas son de grano medio a fino y muy fino. En el interior de los cuerpos arenosos las estructuras mas frecuentes son las laminaciones paralelas y de ripples y estratificación flaser, mientras que intercalados en las pelitas por lo general bioturbadas se encuentran cuerpos arenosos con estratificación lenticular. Ocasionalmente, intercalados en la serie se encuentran capas arenosas de mayor potencia con estructuras hummocky como las descritas en el apartado 2.2.2.2., con las que estan relacionadas (Fig. 5).

Se interpretan como materiales resedimentados en la parte más proximal de la plataforma externa, por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas, como consecuencia de las corrientes de densidad originadas por ellas.

El tipo de facies (c) son representativas en las siguientes unidades:

- En la parte inferior de Areniscas de los Rasos (columnas 01 y 04 de Solana del Pino y 02 de Sta. Cruz de Mudela).
- En los tramos basales de Cuarcitas Botella (columnas 05 Solana del Pino)

- En la parte inferior de Bancos Mixtos (columnas 04 en Brazatortas, dudosas en la 03 de Mestanza y 02 Sta. Elena).

2.2.2.4. FACIES PELITICAS (D)

Están constituidas por pizarras, por lo general con aspecto masivo, en las que se intercalan niveles centimétricos de limolitas y areniscas de grano muy fino, que constituyen capas lenticulares aisladas o bien capas continuas por amalgamamiento de ripples.

Se interpretan como depósitos de la plataforma externa, lo suficientemente profundas como para quedar por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad. En algunos casos pueden representar sedimentos de mar abierto (plataforma externa a talud).

Este tipo de facies es representativa de las siguientes unidades:

- Pizarras de Rio (columnas 01, 02 y 04 de Solana del Pino y 04 de Mestanza).
- Pizarras Guindo (04 de Solana del Pino, 01 de Viso del Marqués y 03 de Aldeaquemada).
- Pizarras Cantera (columnas 03 de Aldeaquemada y 09 de Sta. Cruz de Mudela).
- Pizarras Chavera (columna 03 de Mestanza).

2.2.2.5. FACIES CARBONATADAS (E)

Los tramos carbonatados solamente se encuentran a techo de la serie ordovícica (Ashgilliense). Se han reconocido con detalle en dos zonas con facies distintas:

Facies calcareníticas (E_1): Formadas por la acumulación de barras calcareníticas en una plataforma barrida por las corrientes de marea y con acción superpuesta del oleaje (columna 02 de Aldeaquemada).

Facies bioconstruidas (E_2): Aunque la estructura interna es poco evidente, pueden asimilarse a estructuras tipo mud mound, desarrolladas en zonas protegidas de mínima energía. La geometría del depósito y la textura están bastante enmascaradas por la dolomitización (columna 03 de Mestanza).

2.2.2.6. FACIES VULCANO-SEDIMENTARIAS (F)

Este grupo de facies se encuentran asociados a las facies (C) y (D) descritas en los apartados anteriores, donde forman cuerpos intercalados en la masa pizarrosa y que corresponden a actividades volcánicas coetáneas con la de los sedimentos con los que se relaciona. Estos materiales presentan estructuras sedimentarias muy variadas y relacionadas con las que presentan los materiales en los que se incluyen, así aparecen asociadas a:

- Pizarras Rio en la columna 02 de Solana, con formas canalizadas, laminaciones paralelas y onduladas, así como de ripples de oscilación.

- Pizarras Guindo y base de Cuarcitas Botella en la columna 01 de Viso del Marqués.
- Bancos Mixtos, en la columna 04 de Brazatortas, con estratificaciones cruzadas, laminación paralela y ondulada y de ripples de oscilación.
- Pizarras Chavera, en la columna 03 de Mesanza, donde la estratificación es difusa.
- Alternancias vulcanosedimentarias, en la columna 04 de Sta. Cruz de Mudela, con estratificaciones cruzadas planares y paralela y con herrigbone dudosos.

De las observaciones realizadas en las columnas levantadas en las 7 hojas, parece desprenderse que las intercalaciones vulcanosedimentarias, en primer lugar, están generalmente, asociadas a los tramos pizarrosos, bases de los ciclos, y en segundo lugar que las intercalaciones en los tramos inferiores de la serie Ordovícico-Silúrica aflorantes, aparecen más al suroeste que las intercaladas en los tramos superiores que están relativamente más al noreste.

2.3. ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

A pesar de que los datos de que se dispone en la actualidad son provisionales y en algunos casos incompletos, tanto por parte de las cartografías de las hojas geológicas, como por parte de las columnas estratigráficas levantadas, presentamos una tentativa de diferenciación en secuencias de la serie ordovícico-silúrica, que aun teniendo carácter provisional, servirá para plantear una serie de problemas, que necesariamente en muchos casos, serán objeto de estudio y discusión, en la segunda fase del Proyecto.

En la zona estudiada, se pueden diferenciar en el Ordovícico 6 secuencias y en el Silúrico 2 (ver Fig. 7 y 8). De las dos secuencias inferiores del Ordovícico, las correspondientes al Tremadoc y al Arenig, se tienen datos muy escasos, como para reconstruir la paleogeografía de la plataforma durante esta etapa. Sin embargo, a partir del Llanvirniense se puede deducir que la evolución de la cuenca queda reflejada en una serie de secuencias (6), que se repiten en el tiempo. Esta secuencialidad tiene su origen en la respuesta a una serie de fenómenos de diversos tipos, eustáticos, de subsidencia, tectónicos, etc. En este trabajo consideramos como causa más evidente, sin descartar la influencia que las otras hayan podido tener, la debida a causas tectónicas. Corresponderían al juego de fracturas que compartimentan la plataforma precedente, dando lugar a distintos subambientes y que dan origen a un nuevo ciclo, con sedimentos de mayor distalidad, respecto a los precedentes, y en los que se intercalan materiales vulcanosedimentarios. Posteriormente la acreción de la plataforma interna irá produciendo una serie de facies, que en su conjunto, describen un ciclo de carácter thickening and coarsening upward, como la representada en la fig. 6.

En estas secuencias diferenciadas en la serie ordovícico-silúrica, encontramos una serie de rasgos comunes:

- La secuencia tipo, excepto para la secuencia VI, del techo del Ordovícico, comienza con facies pelíticas, masivas, en ocasiones con intercalaciones vulcano sedimentarias que hacia el techo y de forma progresiva se va cargando en niveles detríticos, estrato y granocrecientes, hasta hacerse estos dominantes a techo del ciclo (fig. 6).
- Estas secuencias representan un aumento de energía en el medio hacia el techo del ciclo, lo que queda reflejado en el tipo de estructuras sedimentarias.
- Para cada secuencia, se observa una variación, tanto en la potencia como en el tipo de facies que la componen, en el sentido SO-NE siendo menos potentes y presentando facies de mayor energía en la zona sur (Fig. 7 y 8).
- En algunas secuencias es llamativo el enorme desarrollo que adquieren las facies pelíticas, hacia el norte de la zona estudiada, respecto a la potencia que se observa en la zona sur.
- Las intercalaciones vulcanosedimentarias están intercaladas preferentemente en los tramos pizarrosos de las secuencias.
- Las intercalaciones vulcanosedimentarias intercaladas en los tramos pizarrosos, afloran tanto más al norte cuanto más alto en la serie esté situado el tramo pelítico. Este punto sería conveniente poderlo confirmar, porque reflejaría que la actividad de las fracturas iría evolucionando en el tiempo hacia el norte.
- En una secuencia completa los ambientes evolucionan desde los de plataforma externa (por debajo del nivel de base del oleaje), mar abierto, a ambientes de plataforma interna, sometida a la acción del oleaje.

SECUENCIA	FACIES	UNIDADES CARTOGRAFICAS						AMBIENTE SEDIMENTARIO
A	FACIES ARENOSAS Y CONGLOMERATICAS	SERIE PURPURA	CUARCITA ARMORICANA	ARENISCAS DE LOS RASOS	CUARCITAS BOTELLA	BANCOS MIXTOS	CUARCITA DEL CRIADERO	-Encajamiento de cañones submarinos en la plataforma -Acumulaciones de arena en la plataforma interna, bajo la acción de corrientes de marea -Plataforma dominada por oleaje con intervención de corrientes de mareas y acción superpuesta del oleaje. -Plataforma marina somera afectada por oleaje de tempestad (tempestitas)
	FACIES ARENOSAS							
B	FACIES ARENOSAS CON INTERCALACIONES PELITICAS							Depósitos de la plataforma externa con acción del oleaje de tempestad
C	FACIES ARENOSAS DEL GRUPO DE LAS TURBIDITAS							Plataforma externa, próximo al nivel de base del oleaje.
D	FACIES PELITICAS CON INTERCALACIONES VOLCANICAS	PIZARRAS RIO	PIZARRAS GUINDO	PIZARRAS CANTERA	PIZARRA CHAVERA	PIZARRAS AMPELITICAS		Plataforma externa, por debajo del nivel del oleaje a marino abierto

Figura 6.- Cuadro esquemático en el que se representa la secuencia tipo, las facies asociadas y las unidades en las que se encuentran.

5.

SECTOR OCCIDENTAL (BRAZATORTAS - MESTANZA - SOLANA)

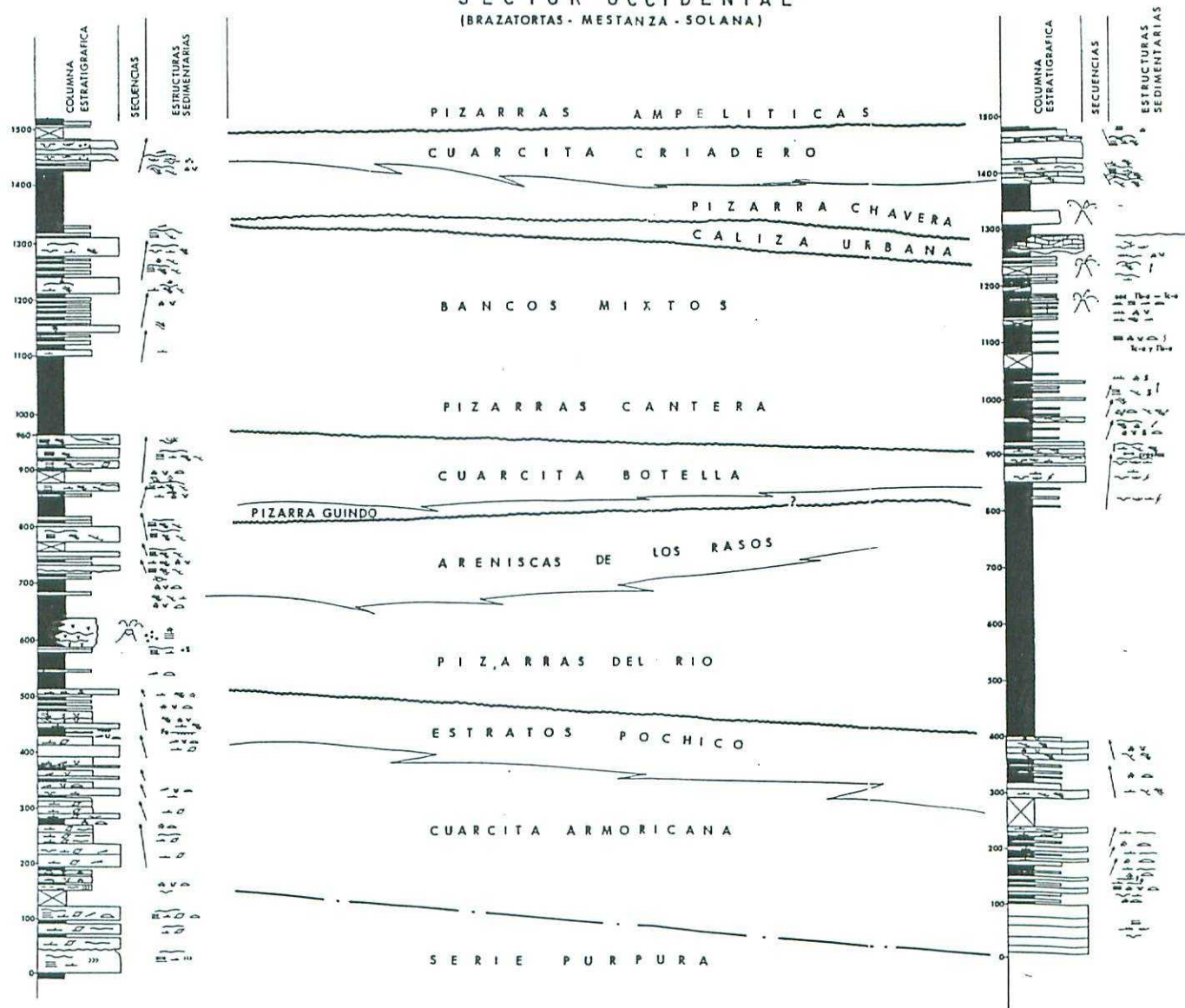
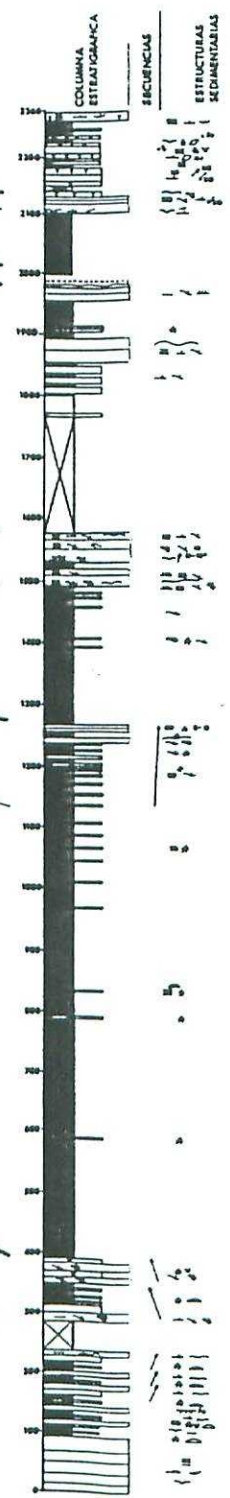
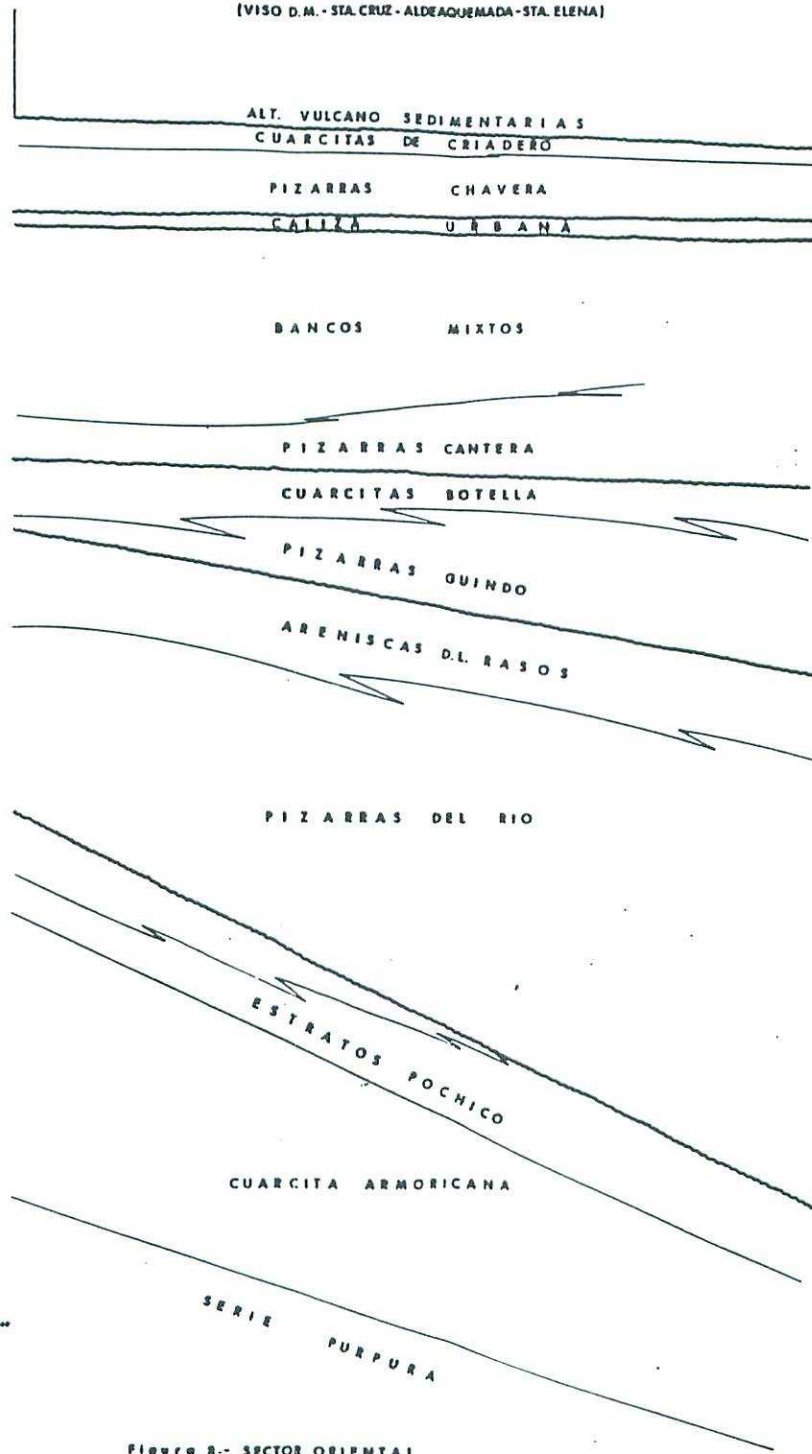
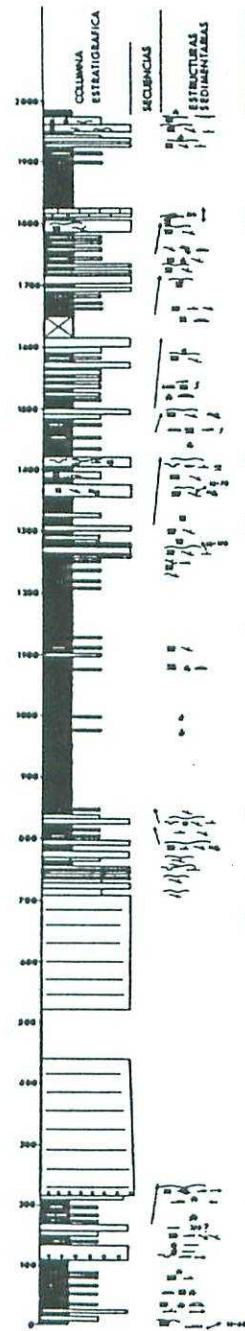


Figura 7.- SECTOR OCCIDENTAL

SECTOR ORIENTAL (VISO D.M. - STA. CRUZ - ALDEAQUEMADA - STA. ELENA)



CICLOS	N.
III	LLANOVE
VI	ASHG
Y	CARADOUC
IV	LLANDEILO
II	LLANVIE
O	ARENIG
SILURICO	

Figura 8.- SECTOR ORIENTAL

2.3.1. SECUENCIA DEL TREMADOC (CICLO I)

Está constituida por la Serie Púrpura.

La sucesión estudiada de esta unidad está constituida por alternancias en proporciones variables de pizarras y areniscas (localmente cuarcitas) con niveles conglomeráticos hacia la parte media.

Los bancos de arenisca muestran bases planas y techos ondulados con morfologías de ripples y megaripples de oscilación principalmente simétricos, cuyas direcciones de oscilación del oleaje (perpendiculares a las crestas) es NE-SW.

La estructura interna dominante es laminación paralela y ondulada que condiciona muchos de los techos de las capas. En muchas de ellas puede reconocerse hummocky cross-stratification. A techo puede encontrarse laminación cruzada de ripples de oscilación simétricos. Algunas capas presentan estratificación cruzada tabular (planar) N 90°E.

La mitad inferior de la sucesión se interpreta como plataforma marina dominada por el oleaje de tempestad.

En la mitad superior aumentan los intervalos de areniscas y, localmente, conglomerados con estratificación cruzada tabular planar dirigida hacia el este (como sentido más visible) y el oeste (menos abundante).

El conjunto se interpreta como marino de plataforma dominada por el oleaje y, a partir de cierto momento deposicional, con intervención de las corrientes de plataforma, probablemente de mareas como lo sugiere la bipolaridad de las paleocorrientes, aunque no se haya observado estratificación cruzada herringbone.

Se distinguen secuencias negativas (coarsening-upwards) atribuibles a repetidas migraciones de la plataforma interna en respuesta a oscilaciones del nivel relativo del mar. Los tramos conglomeráticos con estratificación cruzada tabular pueden corresponder al encajamiento de cañones submarinos en la plataforma a causa de una bajada del nivel del mar, pero esto debe estudiarse con más detalle y, por ahora, manejarse solo como hipótesis de trabajo.

2.3.2. SECUENCIA DEL ARENIG (CICLO II)

Está constituido por la Cuarcita Armoricana y los Estratos Pochico

En la Cuarcita Armoricana los cincuenta metros inferiores (aproximadamente) son conglomeráticos con estratificación cruzada tabular bidireccional, con sentidos N60 y 240°E, que sugiere la acción de las corrientes de marea, aunque no se observe estratificación cruzada herringbone. Serían barras de plataforma somera afectadas por corrientes mareales.

Hay también bancos decimétricos a centimétricos de areniscas con bases planas y techos muy ondulados por ripples y megaripples de oscilación producidos por oleajes E-W. La estructura interna de estas capas muestra las típicas secuencias de estructuras: base plana, laminación paralela pasando localmente a estratificación cruzada hummocky, laminación ondulada, y (localmente) laminación cruzada de ripples de oscilación simétricos. Estos bancos se interpretan como depósitos de plataforma marina dominada por el oleaje.

El resto de la sucesión está constituida por bancos potentes (decamétricos) de areniscas y cuarcitas, cuya estructura interna es difusa. Entre ellos se intercalan alternancias (métricas) de pizarras y areniscas en bancos centimétricos a decimétricos, con estructuras y techos de capas generados por ripples de oscilación. Este tipo de materiales son propios de plataforma afectada por el oleaje.

En conjunto la sucesión representa un depósito marino somero en la plataforma con acción de corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

En los Estratos Pochico la sucesión es típicamente una alternancia de pizarras amarillentas y areniscas en capas deci a hemimétricas, con techos ondulados de ripples (localmente megaripples) de oscilación. Esta unidad suele comenzar con unos metros donde predominan las areniscas.

La estructura interna de las capas areniscosas forma una secuencia de energía decreciente a techo, constituida por laminación paralela, alguna estratificación cruzada hummocky, laminación ondulada y, localmente, laminación cruzada de rippes de oscilación.

Se interpreta como depósitos de plataforma marina somera afectada por oleajes de tempestad (tempestitas o tormentitas).

2.3.3. SECUENCIA DEL LLANVIR-LLANDEILO (CICLO III)

Está constituida en la base por Pizarras del Rio y a techo por Areniscas de los Rasos.

Las Pizarras del Rio, como puede verse en las Fig. 7 y 9 experimenta un progresivo aumento de potencias hacia el NE, y solamente presenta intercalaciones vulcanodetríticas en el sector suroccidental. La integran facies de tipo D (ver 2.2.2.4.) y hacia el techo de tipo C (ver 2.2.2.2.3).

Se interpretan como sedimentos de mar abierto, lo suficientemente profundo, como para quedar por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad. Plataforma externa-talud.

Las Areniscas de los Rasos aparecen como una megasecuencia grano y estratocreciente.

Hacia la parte inferior dominan las pizarras con intercalaciones centi a decimétricas de areniscas con bases planas y techos ondulados por ripples de oscilación simétricos. la estructura interna dominante es laminación paralela y ondulada, y a techo, alguna laminación cruzada de ripples de oscilación . Facies de tipo C y B.

En la parte superior dominan las areniscas en bancos gruesos (deci a hemimétricos) laminación paralela interna y con techos ondulados por megaripples de oscilación que producen laminación ondulada. Las capas son relativamente irregulares por adaptación a las infrayacentes que les sirven de sustrato. Facies de tipo B.

Esta megasecuencia se interpreta como el resultado de la progradación de los ambientes de plataforma interna sobre los de plataforma externa-talud, probablemente durante un episodio de finales de la fase de nivel del mar alto.

2.3.4. SECUENCIA DEL LLANDEILO. (CICLO IV)

La constituyen las unidades cartográficas Pizarras Guindo, en la base, y Cuarcita botella a techo.

Las primeras, como puede observarse en la figura 8, sufre un aumento de potencias hacia el sector NE, sin embargo en la figura 7, no queda reflejado este aumento, lo que constituye un tema de estudio para la siguiente fase. Contiene elementos vulcanodetríticos en la zona del Viso del Marqués, situado al norte respecto de los mismos elementos integrados en las Pizarras de Rio. La integran facies de tipo D y C.

Se interpretan como sedimentos de mar abierto, por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad, y a los que solamente las tormentas más fuertes le afectarían.

Las Cuarcitas Botella están formadas por areniscas y cuarcitas en bancos gruesos (50 a 100 cm.), con techos muy irregulares a los que se adaptan los suprayacentes, dando lugar en muchos casos a capas de escasa continuidad lateral. La estructura interna es laminación paralela, estratificación cruzada hummocky y laminación ondulada, acabando en algunos casos, esta secuencia de energía decreciente con laminación cruzada de ripples de oscilación simétricos, con direcciones de oscilación N30-210°E. Facies tipo C y B.

Existen también sets de estratificación cruzada de escala métrica con direcciones de corrientes dominantes hacia el este. Destaca la presencia de bancos canalizados sobre todo en la serie de Valdeciral. Facies tipo A.

Se interpreta como acumulaciones de arena en la plataforma interna bajo la acción de las corrientes de marea y una superposición muy acusada del oleaje de tempestad.

2.3.5. SECUENCIA DEL CARADOC. (CICLO V)

Está formada por las unidades cartográficas Pizarras Cantera y por Bancos Mixtos.

En las primeras, como ocurría con las Pizarras del Río y Pizarras Guindo, experimentan un aumento de potencia hacia el NE, a la vez que contienen elementos vulcanodetríticos. La integran facies de tipo D y C.

Se interpretan como sedimentos de una plataforma externa.

Los segundos se tratan de alternancias de pizarras y areniscas en bancos decimétricos con laminación paralela, y ondulada, acabando en algunos casos con laminación cruzada de ripples de oscilación simétricos, con direcciones de oscilación y techos ondulados de ripples. A techo presentan bancos canalizados en el sector suroccidental.

Son depósitos propios de plataforma con acción del oleaje de tempestad y repetidos cambios batimétricos relacionados con oscilaciones eustáticas. Durante el depósito hubo vulcanismo en regiones vecinas y la sucesión intercala algunas coladas poco potentes.

2.3.6. SECUENCIA DEL ASHGILLIENSE (CICLO VI)

Es la única secuencia carbonatada en el Ordovícico y está constituida por la Caliza Urbana.

No se dispone de datos suficientes en las 7 hojas estudiadas, para hacer una interpretación paleogeográfica. En las columnas estudiadas, se ha interpretado como una acumulación de calcarenitas en una plataforma barrida por las corrientes de marea y con acción superpuesta del oleaje.

En el sector de Mestanza, aunque con dudas, se ha asimilado a estructuras de tipo mud mound.

2.3.7. SECUENCIA INFERIOR DEL LLANDOVERI (CICLO VII)

Está formada por las Pizarras Chavera en la base y por Cuarcita del Criadero a techo.

Las Pizarras Chavera son, dentro de de las que constituyen las bases de otras secuencias, las que menos variaciones de potencias presentan. En parte, pueden deberse a que se han utilizado columnas incompletas. Será un tema a resolver en la fase siguiente del Proyecto. También presenta intercalaciones vulcanosedimentarias en la hoja de Mestanza. La integran facies de tipo D y C.

Se atribuyen a una plataforma abierta por debajo del nivel de base del oleaje de tempestad.

Las Cuarcitas del Criadero estan constituidas por areniscas en bancos gruesos, cuya estructura interna permite asimilarlas a acumulaciones de arenas en la plataforma interna, con accion de oleaje dominante que tambien se refleja en las superficies de ripples de oscilación y, hacia la parte superior, sets de estratificación cruzada N 130°E. En la zona de Solana del Pino, al SO de la zona estudiada, presenta cuerpos canalizados a techo de la unidad.

Intercalan niveles métricos de pizarras y areniscas en bancos centimétricos y techos moldeados por ripples de oscilación NNE-SSW.

2.3.8. SECUENCIA SUPERIOR DEL LLANDOVERI (CICLO VIII)

Está constituida por las Pizarras Ampelíticas y las Alternancias vulcanosedimentarias. Los datos de que se disponen son parciales e incompletos se interpretan como depósitos de mar abierto, por debajo del nivel de base del oleaje (plataforma o talud).