

estratigrafía y sedimentología del
alcudiense superior en los
anticlinorios de ibor y
navezuelas-robledollano

josé f. garcía-hidalgo

SEMINARIOS DE ESTRATIGRAFIA

serie monografías

n° 12

**Estratigrafía y Sedimentología del Alcudiense Superior
en los Anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano**

© José F. García-Hidalgo

Edita: Editorial Complutense. Donoso Cortés, 65. 28015 Madrid

Imprime: Universidad Complutense (Departamento de Estratigrafía)

Mq. Gestetner M° 213 (N°14D152)

Depósito Legal M-24161-1993

ISSN - 0211 - 2256

La Tesis Doctoral de D. JOSE FCO. GARCIA-HIDALGO PALLARES, titulada: "Estratigrafía y Sedimentología del Alcuense Superior en los anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano" de la que fue Director el Dr. D. LORENZO VILAS MINONDO, Catedrático de Estratigrafía y Paleogeografía de la Universidad Complutense de Madrid, realizada en el Departamento de Estratigrafía de dicha Universidad y en el Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.-U.C.M., fue leída en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid el día tres de Diciembre de 1985, ante el tribunal constituido por los siguientes Profesores:

Presidenta: Dra. Dña. CARMINA VIRGILI RODON
Vocal: Dra. Dña. INMACULADA CORRALES ZARAUZA
Vocal: Dr. D. JOSE RAMON PELAEZ PRUNEDA
Vocal: Dr. D. RAMON CAPOTE DEL VILLAR
Secretaria: Dra. Dña. ANGELA ALONSO MILLAN

habiendo recibido la calificación de: APTO "CUM LAUDE".

Madrid, 3 de Diciembre de 1985

A handwritten signature in black ink, appearing to read "A. Alonso", written over a horizontal line.

LA SECRETARIA DEL TRIBUNAL

INDICE

Índice	i
Agradecimientos	iv
Summary	1
1. Introducción	3
1.1. Objetivos	3
1.2. Estado del conocimiento regional y problemas planteados	3
1.3. Situación geográfica	4
1.4. Encuadre geológico	5
1.5. Metodología	9
2. Antecedentes	11
2.1. Introducción	11
2.2. Síntesis evolutivas	11
2.3. Antecedentes regionales próximos	13
2.4. Otros antecedentes regionales	16
2.5. Antecedentes locales	19
3. Descripción de las Columnas Estratigráficas	24
4. Unidades Litoestratigráficas	81
4.1. Introducción	81
4.2. Grupo AS.I	81
4.2.1. Unidad AS.1	81
4.2.2. Unidad AS.2	82

4.3. Grupo AS.II	84
4.3.1. Unidad AS.3	84
4.3.2. Unidad AS.4	86
4.3.3. Unidad AS.5	90
4.3.4. Unidad AS.6	92
4.4. Unidad AS.7	94
4.5. Unidades ligadas al ciclo Ordovícico	96
4.5.1. Unidad inferior (C-O)	96
4.5.2. Unidad superior	97
5. Análisis de Facies y Ambientes Sedimentarios	99
5.1. Introducción	99
5.2. Unidad AS.1	99
5.2.1. Descripción de las facies	99
5.2.2. Asociaciones de facies	100
5.2.3. Interpretación ambiental	102
5.3. Unidad AS.2	103
5.3.1. Descripción de las facies	103
5.3.2. Asociaciones de facies	104
5.3.3. Interpretación ambiental	105
5.4. Interpretación de conjunto del Grupo AS.I	108
5.5. Unidad AS.3	108
5.5.1. Descripción de las facies	108
5.5.2. Asociaciones de facies	109
5.5.3. Interpretación ambiental	114
5.6. Unidad AS.4	117
5.6.1. Descripción de las facies	117
5.6.1.a Descripción de las facies dolomíticas	117
5.6.1.b Descripción de las facies mixtas	117
5.6.1.c Descripción de las facies terrígenas	118
5.6.2. Asociaciones de facies	120
5.6.3. Interpretación ambiental	137
5.7. Unidad AS.5	141
5.7.1. Descripción de las facies	141
5.7.1.a Facies terrígenas	141
5.7.1.b Facies dolomíticas	142
5.7.2. Asociaciones de facies	142
5.7.3. Interpretación ambiental	145
5.8. Unidad AS.6	145
5.8.1. Descripción de las facies	145
5.8.2. Asociaciones de facies	146

5.8.3. Interpretación ambiental	150
5.9. Interpretación de conjunto. Grupo AS.II	151
5.10. Unidad AS.7	151
5.10.1. Descripción de las facies	151
5.10.2. Asociaciones de facies	153
5.10.3. Interpretación ambiental	158
6. Aspectos Tectónicos	161
6.1. Introducción	161
6.2. Los movimientos precámbricos	161
6.3. Los movimientos Sárdicos	163
6.4. La deformación hercínica (antecedentes)	164
6.4.1. Primera fase hercínica	165
6.4.2. Fases posteriores	167
6.4.2.a Segunda fase hercínica	168
6.4.2.b Tercera fase hercínica	169
6.4.2.c Fases tardías	170
7. Evolución de la Cuenca. Correlaciones	173
7.1. Introducción	173
7.2. Evolución paleogeográfica	174
7.2.1. Primer episodio tectosedimentario	174
7.2.2. Segundo episodio tectosedimentario	178
7.2.3. Tercer episodio tectosedimentario	179
7.2.4. Otros episodios evolutivos	180
7.3. Correlaciones	180
7.3.1. Correlaciones hacia el sur y el este	180
7.3.2. Correlaciones hacia el noreste (Valdelacasa)	182
7.3.3. Correlaciones con otras áreas (N de Cáceres, Salamanca)	184
8. Bibliografía	185

AGRADECIMIENTOS

Con estas líneas quiero agradecer muy especialmente a dos personas la ayuda y ánimo que me han dado a lo largo de los últimos años, sin las cuales no se habría podido llevar a buen fin este trabajo. Por un lado, al Profesor LORENZO VILAS MINONDO, por su amabilidad al dirigirme esta tesis, así como por sus consejos, ayuda y lectura crítica del manuscrito. Y, por otro lado, a mi mujer ANA, por su importante apoyo moral y, sobre todo, paciencia infinita; además de su apoyo práctico al mecanografiar y corregir la mayor parte del original de este trabajo.

También quiero agradecer especialmente su ayuda y consejos, al Dr. JOSÉ RAMÓN PELÁEZ, Dr. PEDRO HERRANZ, y a MIGUEL ANGEL SAN JOSÉ. Asimismo al Dr. ANTONIO PEREJON y a la Dra. ELENA MORENO GONZÁLEZ DE EIRIS, quienes repasaron, infructuosamente, gran parte de las láminas dolomíticas en busca de restos orgánicos. Finalmente, quiero agradecer la colaboración de los demás miembros del Dpto. de Estratigrafía, U.C.M. y del Instituto de Geología Económica, C.S.I.C., para la realización de la presente tesis.

En la labor técnica quiero agradecer a MODESTO ESCUDERO su excelente trabajo de montaje del manuscrito original, así como su trabajo de reprografía; además ha realizado toda la labor de tirada de esta publicación. También tengo que agradecer a JOSÉ LUIS GONZÁLEZ PACHON la realización de las láminas fotográficas; a GILBERTO HERRERO en los trabajos de laboratorio, tinciones de láminas, etc.; a JOSÉ LUIS GONZÁLEZ GALAN la realización de las láminas delgadas; BLANCA LÓPEZ mecanografió las columnas estratigráficas; CONCEPCIÓN SÁNCHEZ mecanografió y corrigió parte del trabajo original; finalmente, ROSARIO OJEDA ordenó y mecanografió toda la bibliografía. Por último, hay que mencionar que la edición de esta publicación ha sido realizada por ordenador, para ello he contado con la inestimable colaboración de mi compañero AGUSTÍN PIEREN PIDAL.

El presente trabajo se ha podido realizar gracias a una beca del Plan de Formación de Personal Investigador del M.E.C., a través del Dpto. de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Los trabajos se llevaron a cabo durante el período 1982-1985. La financiación de los trabajos de campo ha corrido a cargo del Instituto de Geología Económica a través de los proyectos de investigación subvencionados por la C.A.I.C.Y.T.: Comienzo y evolución de tres ciclos sedimentarios mayores fanerozoicos en el centro y este de la Península Ibérica, nº 21103-04. Las discontinuidades estratigráficas en la región central de España. Extensión, significado y repercusión en los recursos naturales, nº 21103-01; ambos finalizados en Diciembre de 1984. Y, durante 1985, el proyecto Caracterización estratigráfica del Alcudiense superior y sus relaciones con el Paleozoico en el SW de la Meseta, nº 661/455, también financiado por la C.A.I.C.Y.T.

La edición de la presente publicación se ha llevado a cabo de una forma discontinua durante los últimos años, aunque en su formato actual se ha realizado durante los meses de Septiembre y Octubre de 1989. Desde aquí quiero agradecer al Dpto de Estratigrafía e Instituto de Geología Económica las facilidades que han puesto a mi disposición para ello; así como la publicación del trabajo dentro de Seminarios de Estratigrafía.

SUMMARY

This paper deals with the stratigraphy and sedimentology of very low grade, Upper Proterozoic metasediments, the so called Upper Alcludian, in the meridional part of the Central Iberian zone (C.I.Z.) of the Hesperian Massif (see figs. 1 to 3, from now on, the number between brackets refers to figures in text). In this area the precambrian series are divided into two units separated by a regional unconformity: the Lower and the Upper Alcludian (6 and 6' in 4). Towards the south, in the neighbouring Ossa-Morena zone, they overlain Boeturian high grade series (4A), which does not outcrop in the Central Iberian zone. Here, in the C.I.Z., resting unconformably over the Alcludian is the Pusian, which include near its base the Precambrian-Cambrian limit. The main unconformity in the C.I.Z. is placed, however, in the base of the Lower Ordovician and the rest of the Paleozoic series, which form a different cycle.

The age of the Upper Alcludian is mainly Upper Vendian in base of acritarchs (*Bavlinella faveolata*), trace fossils (*Neone-reites sp.*, etc) and megascopically algae (Vendotænia-type), but its base could reach the Middle Vendian.

The study area comprises the Ibor and Navezuclas-Robledo-Illano anticlines (3). All the area was mapped at 1:33.000 scale and 45 sections were studied, correlated and interpreted (5 to 69).

Seven informal lithostratigraphic units have been differentiated, called by the letters AS, followed by a number from base to top. The petrology, facies, and facies associations of each unit are described and interpreted sedimentologically.

The AS.1 unit outcrops in the cores of both anticlines. Its base does not crop out in the study area, but towards the south it rests unconformably over Lower Alcludian. The maximum thickness reach 800 m. It's formed by alternations of graywackes and mudstones, being the former more common towards the top.

Two facies associations have been distinguished. The I.a is interpreted as Bouma sequence of Tabe-type (71). The I.b, is a fining and thinning upward channelled sequence (72-73). The first association appear mainly in the base of the unit, whereas the second one is more common in the top. As a whole the unit is interpreted as submarine fan deposits, the I.a association corresponds to lobe deposits in the mid fan, and the second one corresponds to the channelled portion of the mid and upper fan.

The AS.2 unit rests conformably over AS.1. Its thickness decreases southeastwards from 300 m to 130 m. It's composed mainly of mudstones and minor graywackes, chaotic beds (slumps) and pebbly mudstones. In the central part of study area, it has a conglomeratic basal member, composed of organized and disorganized conglomerates, muddy-matrix conglomerates and minor mudstones and graywackes.

Two facies associations have been recognized. The II.a association is found only in the basal conglomeratic member (74 a), which is sometimes erosive, even strongly erosive, over AS.1 unit; it is a channelled and fining and thinning upward megasequence interpreted as feeder channels of the submarine fans in underlying unit. The II.b association comprises the bulk of the unit (74 b-75), being interpreted as slope deposits due to the common slumped and slided sediment present in it, and by its sedimentological position between turbidites and shelf facies.

The AS.3 unit rests conformably over AS.2. Its thickness is highly variable ranging from 25 to 220 m. It is composed of sandstones, graywackes and mudstones, but the more typical feature is the millimetric to centimetric alternations of very fine grained sandstones and siltstones with mudstones, which give the rocks a stripped or laminated aspect. Also in the central part of study area a basal coarse member is developed.

Three facies associations have been distinguished. The III.a (77) is interpreted as originated by alternations of storm versus fair-weather conditions on a low energy distal shelf. The III.b association are channelled sequences with fining and thinning upward tendencies (78-79); this association forms the basal coarse member and appear also dispersed between III.a association in the

rest of the unit; in the basal member the channel are interpreted as delta plain facies, because of its radial thickness pattern (82) and facies distribution (83); paleocurrent data indicate the main flowing direction towards S (marine reworking); if they are related to III.a association, they are interpreted as channel on the shelf originated by storms. The third association, III.c, is developed only in the base of the unit, it close resembles the III.a association but also contains metric packets of sediments slided along smooth surfaces (80-81), with this characteristics it is interpreted as deposited in the upper part of the slope, or in the border of the shelf, but due to its relationship with the basal coarse member it also could be interpreted as delta front deposits near or in the border of the shelf.

The AS.4 unit is the most characteristic unit in the study area by its dolomitic content. Its thickness decreases southeastwards from 220 to 0-25 m, but it also decreases towards the central band from 220 to 60 m and then 200 m. It is formed typically by dolostones both irregular parallel laminated, organic in origin (stromatolites) and cross bedded and laminated and rippled, tractive in origin, coming from erosion of stromatolitic levels; in thin section almost all depositional features have been obliterated by dolomitization, which is placed during burial; other lithologies are sandstones, mudstones and conglomerates.

This unit presents the maximum facies variability in the area, seven facies associations distinguished. The sedimentological interpretation is difficult to explain in few words, as a whole the unit is interpreted as deposited in a very shallow shelf and in subtidal to intertidal environments, being the shallowest facies in both extremes of the NW part, and the deepest in the central band and in the SE part of study area. The IV.a association are dolomitic channels (85, 87) with bimodal paleocurrent pattern (86), which are interpreted as tidal channels, related to this there are two others associations, one channelled (IV.b, 88) interpreted as terrigenous secondary channels, and other non-channelled (IV.c, 89) interpreted as shallow shelf to tidal deposits. The morphology of organic deposits ranges from monticular biohermic-type, association IV.d, both small with brecciated tops (90), or huge (91) sometimes with erosive surfaces on top (92) or internal (93), to tabular biostromic-type, associations IV.e and IV.g; in the first one the stromatolites are eroded and then resedimented as dolomitic tractive facies (94, 96-97), which sometimes form thickening upward sequences (95) interpreted as prograding bar deposits on a shallow shelf; in the IV.g association stromatolites are capped by mudstones (100-101). The last association, IV.f, is formed by alternations of tractive dolomitic facies and mudstones (98-99), being interpreted as originated by alternating storms/current action versus fair-weather periods.

The AS.5 unit rests conformably over AS.4, although it is really a hiatal and then transgressive surface (see below). Its thickness ranges from 50 to 190 m. It is composed mainly of mudstones and millimetric to centimetric alternations of mudstones and siltstones, being common the presence of megascopically algae on the bedding planes; there are also very scarce sandstones, graywackes and conglomerates.

Two facies associations have been differentiated. V.a association is largely represented in the unit (108), it is formed by coarse grained sediments (siltstones and sandstones) interpreted as distal reaches of storms, and by fine grained sediments (mudstones) interpreted as the usual sedimentation on a low energy distal shelf. Scarce V.b association (109), which are channelled sequences with fining and thinning upward tendencies are interpreted as channels on the shelf originated by stronger storms.

The AS.6 unit rests conformably over AS.5. Its outcrops are restricted to two areas: the core of a syncline in NW part of study area, and the NE limb of Ibor anticline in the SE part of study area; in the SW limb of Ibor anticline it has been eroded by AS.7 unit. The thickness seem to be decreasing southeastwards; it ranges in that direction from 160 m with the top eroded to 180 m and then 60 m. It is formed by conglomerates, sandstones, graywackes, mudstones and alternations of fine grained sandstones and siltstones with mudstones.

Four facies associations have been distinguished. VI.a association (111) are channelled sequences with fining and thinning upwards tendencies. VI.b association (112) is similar to III.a and V.a associations being interpreted in a similar way. The association VI.c (113) is a very scarce non-channelled thinning upward sequence, with lenticular and flaser bedding, it is interpreted as tidal flats deposits. Finally the facies of VI.d association are grouped in a thickening and coarsening megasequence (114), which usually has a channel on top, it is interpreted as originated by mouth bar progradation in a delta plain. The whole unit is interpreted as a delta plain. In the NW outcrop's area all the four associations are present, this is envisaged as a typical delta plain zone with mouth bars related to deltaic channels, between them normal shelf sedimentation is developed (VI.b association), besides this in the shallower zones tidal flats deposits are present (VI.c association). On the other hand, in the NE limb of Ibor anticline, only VI.a and VI.b associations are present, this zone is interpreted as a distal portion of delta plain passing into delta front environment where more typical shelf sedimentation is developed, this supported also by the decreasing in number and thickness of channels towards southeast.

The AS.7 unit rests unconformable both over AS.6 and AS.5 units, although the contact sometimes could seem gradational. The outcrops are very restricted in extension, it only crops out both in the NE and SW limbs of Ibor anticline, just in the extreme SE part of study area. The thickness is 100 m in the SW limb and 250 m in the NE limb. It is composed of centimetric alternations of sandstones and mudstones, graywackes and conglomerates; just in the base of the unit, in the NE limb, there are also muddy-matrix conglomerates, the contained clasts are coming both from the erosion of underlying units (laminated siltstones and mudstones, dolostones, sandstones, etc.) and from extrabasinal sources (vein quartz), the number and size of clasts decreases upwards in the unit, disappearing the pebbly mudstones towards the middle part of the unit. The top of AS.7 is always eroded, being this the last Upper Alcludian unit in the study area.

Four facies associations have been distinguished. The association VII.a is formed by alternations of rippled sandstones and massive mudstones (116), this association is genetically related to VII.c association (118-119), which is mainly composed of pebbly mudstones, both are interpreted as alluvial or alluvial fan deposits, they are present only in the lower half of the unit in the NE limb of Ibor anticline. The upper part of the unit, and all the unit in the SW limb are formed by associations VII.b (117) and VII.d (120-121), the first one is a fining and thinning upward channelled sequence being interpreted as channels on the shelf due to the close association with the second one which is interpreted as originated by alternations of storm periods and fair-weather periods on a shallow shelf. Paleocurrents in the ripples of VII.a association indicate flowing directions towards north in a broad sense which is interpreted as flows coming from the source area, whereas currents in the channels of VII.b association indicate southwestwards flows interpreted as marine reworking.

After this sedimentological interpretation, three tectonosedimentary episodes have been distinguished and separated in the Upper Alcludian of Ibor and Navezuelas-Robledollano anticlines (129).

The first tectonosedimentary episode comprises units from AS.1 to AS.4. It is a basin filling episode passing upwards from turbidites (AS.1), first lobe deposits of the mid fan and then channels in the mid-upper fan, to feeder channels and slope deposits (AS.2), then shelf sediments with a deltaic event (AS.3), and finally shallow shelf to sub-intertidal environments (AS.4). In this episode sedimentation starts after a folding episode which affected Lower Alcludian, followed by a long period of alteration and erosion of unknown duration. Towards the south the first Upper Alcludian sediments are shelf deposits, whereas towards the north (i.e. the study area) they are turbiditic (130), so the basin structuration is in N-S direction, which is also supported by facies distribution in the deltaic event in AS.3 unit and by NW-SE currents in tidal channels of AS.4 unit.

The second tectonosedimentary episode starts after a transgressive event, distal shelf facies of AS.5 unit rest over sub-

intertidal facies of AS.4 unit. This a short regressive episode with a vertical transition from distal shelf facies of AS.5 unit to delta plain environments (AS.6 unit). In this episode it seems possible that the structuration of the basin change but the data are not enough, even with data of other close anticlines.

Finally, the third tectonosedimentary episode starts after vertical tectonic movements which expose to erosion part of study area (the erosion reached at least AS.4 unit, because of the presence of dolomitic clasts which only could come from this unit), AS.7 unit rests over AS.6 and AS.5 units. This tectonic movements must result in a new basin structuration, that is not enough understood. The vertical evolution of the episode is not known in study area because the data are scarce, but by correlation with nearby anticlines, mainly towards east and northeast, this is a deepening episode with a vertical transition from alluvial and shelf facies of AS.7 unit to turbidites which appear outside of study area.

This episode was cutted by new and more important tectonic movements which results in a regional unconformity in the base of the following cycle, the Pusian, which does not outcrop in the study area.

Tectonic aspects were also considered during the realization of this work, the main tectonic conclusions are as follows:

The folding phase which affected Lower Alcludian is not recognized in study area. The style of folding is similar in Upper Alcludian and in Paleozoic (compare 122-123 and 124-125), besides this the intersection lineation between S_0 and the first hercynian cleavage S_1 is only slightly folded (127), probably due to a later phase (see below), and does not indicate a pre-existing folding. So all the sediments in study area, even turbidites in the base, must be placed in the Upper Alcludian.

During Upper Alcludian sedimentation only vertical movements took place, probably related to basin formation by distensive processes.

During Upper Cambrian, the Upper Alcludian was affected by a folding phase, here locally called the Sardic phase, this is a not well understood phase developed in all C.I.Z. which result was the Lower Ordovician unconformity. In the study area this phase developed broad folds without cleavage, probably kilometric in extension, with axial planes parallel to those of the main hercynian phase.

The Hercynian movements were the main deformation events in the C.I.Z. Three phases have been distinguished.

The first phase has a N 120-130 direction being responsible of the major structures in the region (i.e. the Ibor and Navezuelas-Robledollano anticlines, and the rest of structures in 3). The stratification poles are similar in the Upper Alcludian and in the Paleozoic (122-123, 124-125); present a vertical to subvertical cleavage, S_1 , with NW-SE direction (126); and the vergences are mainly toward SW.

The second and third phases are minor ones in comparison with the first phase. The second phase gave only metric overturned folds with a horizontal crenulation cleavage, S_2 , its interpretation is very problematic. The third phase is perpendicular to the first one being responsible of the folding of the lineation L_1 , and the periclinal ends of major folds (Río Viejas syncline in fig. 3 is a clear example); there are not cleavage related to this, but minor folds in the center of fig 127, grouped in a plane N 46 E dipping 65 SW are supposed in relation with this phase.

1. INTRODUCCION

1.1. Objetivos

El objeto del presente trabajo es el estudio de los materiales precámbricos aflorantes en los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano. Estos materiales se estudian desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, además se han considerado aspectos de carácter tectónico y, localmente, de carácter petrográfico, sobre los que no se ha realizado un estudio profundo.

La finalidad fundamental ha sido el establecimiento y la caracterización de las unidades litoestratigráficas que pueden ser definidas en éste área. El estudio de las relaciones de yacencia entre las diferentes unidades que se establezcan, así como el análisis de facies y asociaciones de facies que nos permitan establecer los medios sedimentarios en que se depositaron dichas unidades. Por último, en función de la distribución de unidades, así como de la distribución de ambientes sedimentarios en éstas, se pretende realizar una reconstrucción paleogeográfica de la cuenca sedimentaria para diferentes momentos de su evolución.

1.2 Estado del conocimiento regional y problemas planteados

Este trabajo se inició a finales de 1982 como continuación de nuestra tesis de licenciatura, GARCÍA-HIDALGO (1982).

Hasta ese momento, como se verá más adelante (ver capítulo 2), del Precámbrico de los Montes de Toledo y de Extremadura se tenía una idea amplia sobre cual era su serie general en esa región debido fundamentalmente a los trabajos de miembros del Departamento de Estratigrafía de la U.C.M., y del Instituto de Geología Económica C.S.I.C.: SAN JOSE *et al.* (1974), HERRANZ *et al.* (1977), BRASIER *et al.* (1979), etc., y algunos trabajos de miembros del Departamento de Geodinámica de la U.C.M.: MORENO (1974, 1977 a y b), CAPOTE *et al.* (1977), etc.; junto a algunas tesinas dirigidas por miembros de esos departamentos: TEJERO (1976), LORENZO (1977), MARTÍN-CARO (1980).

Pese a éste conocimiento de la serie general, existía un cierto desconocimiento de la estratigrafía de detalle de los diferentes tramos reconocidos por los distintos autores, lo cual implicaba, sobre todo, un desconocimiento de las variaciones laterales y cambios de facies de las distintas unidades, lo cual provocó que existieran diferentes y divergentes interpretaciones entre los distintos equipos que estaban tratando el problema.

Paleogeográficamente sólo existían dos modelos que explicaban globalmente la paleogeografía de áreas extensas, aunque ambos sólo se solapaban espacialmente de forma parcial. Por un lado, el propuesto por CAPOTE *et al.* (1977) que abarcaba desde el Sistema Central hasta el anticlinorio de Valdelacasa; en él se proponía

una cuenca articulada en bloques, depositándose materiales turbidíticos en los surcos, mientras que en los bloques levantados se depositarían niveles carbonatados. En éste modelo existiría un área emergida con fuerte vulcanismo en el Sistema Central, incidiendo en el problema de la génesis de los neises tipo "Ollo de sapo".

Por otro lado, el modelo propuesto por HERRANZ *et al.* (1977), para la base del ciclo Fanerozoico, que abarcaba desde la zona de Ossa-Morena hasta el anticlinorio de Valdelacasa, en el cual se preconizaba un área emergida en la zona que actualmente ocupa el batolito de Los Pedroches, que separaría dos cuencas con historias diferentes; una al norte, que sería más profunda hacia el noreste, en la que se habrían depositado materiales turbidíticos, y otra al sur en la que la sedimentación sería más somera.

En el aspecto sedimentológico existían muchas ideas, pero casi no se habían realizado estudios detallados de análisis de facies ni de asociaciones de facies, existiendo sólo interpretaciones de enormes extensiones. En éste aspecto hay que destacar el trabajo de VILAS *et al.* (1979), en el que se estudian las facies y asociaciones de facies del Alcudiense superior en los alrededores de La Calera (Cáceres).

En el ámbito tectónico existían discrepancias sobre la existencia o no de movimientos orogénicos intraprecámbricos, así como sobre la denominada "fase Asíntica" en el límite Precámbrico-Cámbrico. Estaba más o menos generalizada la idea de la existencia de los llamados "movimientos Sárdicos", con una o dos fases, denominadas Ibérica (de carácter general) y Toledánica (de carácter regional), que se suponían epirogénicas, excepto en Portugal donde OENG ING SOEN (1970) demostró la existencia de pliegues "sárdicos". Finalmente, en cuanto a la orogenia Hercínica se citaban de dos a cuatro fases, según las zonas y los autores, una o dos de las cuales eran sinmetamórficas y todas sinesquistosas, no existiendo unanimidad en cuanto a los resultados de cada fase.

En éstas condiciones se planteó nuestra tesis de licenciatura, como estudio del Precámbrico de un área concreta (entre Valdecañas al noreste y el puerto de Miravete al suroeste), la cual tenía por objeto el estudio detallado, estratigráfico y sedimentológico, de los materiales aflorantes, aunque en especial de la unidad carbonatada. El fin último consistió en establecer las unidades que aparecieran con vistas a realizar una cartografía geológica detallada de la región, que no existía en ese momento. Además, se pretendía también definir los medios sedimentarios en que se depositaron dichas unidades y, finalmente, se intentaba precisar la existencia de uno o más niveles carbonatados interestratificados en la sucesión.

Los resultados fueron modestos; todos los materiales se atribuían a sedimentación en medios mareales, se definieron por primera vez dos tramos con niveles carbonatados en el Precámbrico cacereño. En cuanto a la correlación de las unidades descritas, ésta era relativamente sencilla con las unidades presentadas por TEJE-

RO (1976), el trabajo geográficamente más cercano al nuestro, mientras que la correlación con otras áreas era posible, aunque presentaba más dificultades. En el trabajo se llamaba la atención sobre el hecho de que los estudios de series locales eran insuficientes para el conocimiento detallado de este área de la zona Centroibérica, lo cual conllevaba a su vez un cierto desconocimiento paleogeográfico para las distintas etapas de la evolución de la cuenca. Asimismo presentaban problemas la distinción y definición de unidades, un ejemplo de ello sería la separación entre Alcudiense inferior y Alcudiense superior. Llegados a éste punto, se pensó que era necesario dejar a un lado los grandes trabajos regionales para estudiar las variaciones laterales de una única unidad, en toda su área de aparición, con vistas a obtener la paleogeografía de la cuenca para un momento dado de su evolución y, posteriormente, realizar las extrapolaciones necesarias en la vertical dentro de las distintas columnas locales.

La elección de la unidad no fue difícil, descartado el Alcudiense inferior por su desconocimiento general, sólo restaba el Alcudiense superior y dentro de éste se eligió la unidad más fácilmente distinguible, con una distribución geográficamente amplia, la cual era la unidad carbonatada.

Así pues el primer objetivo de ésta tesis doctoral consistió en el estudio estratigráfico y sedimentológico de los niveles carbonatados interestratificados en el Alcudiense superior, así como sus facies asociadas, para incluir esos niveles dentro de un contexto algo más amplio. Su fin consistía en obtener su paleogeografía y la distribución de ambientes sedimentarios en ellas.

La definición del objetivo final de éste trabajo se alcanzó en las últimas etapas del estudio de la unidad carbonatada en el anticlinal de Ibor. El paso siguiente era continuar los estudios en anticlinorios más meridionales, sin embargo, el solapamiento con otras tesis doctorales en curso hizo cambiar la idea primitiva. Por otro lado, la existencia de una serie de datos nuevos, que se habían obtenido anteriormente, y que afectaban a la supuesta distribución de unidades, hacía no sólo interesante, sino imprescindible, el estudio total del anticlinal de Ibor, definiendo sus unidades y distinguiendo los medios sedimentarios en que se depositaron aquellas para, finalmente, obtener la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca sedimentaria en distintos momentos de su evolución, objetivos principales del presente trabajo.

Con éstos objetivos, el plan de trabajo consistió fundamentalmente en dos aspectos: en primer lugar, realización de una cartografía geológica, lo más detallada posible, junto con el levantamiento de columnas estratigráficas, que nos permitiría distinguir una serie de unidades estratigráficas y definir las relaciones de yacencia entre ellas; en segundo lugar, estudio de las facies y asociaciones de facies que se pudieran distinguir en cada unidad, observando su distribución espacial, lo cual nos permitiría obtener la paleogeografía de la unidad correspondiente.

Ambos aspectos se han solapado a lo largo del estudio, y aunque ocasionalmente se estudiaran ambos

conjuntamente, lo normal ha sido un trabajo por etapas que incluía una fase de cartografía, una fase de levantamiento de columnas, un estudio sedimentológico, que podía estar asociado o no al anterior y, finalmente, una fase de elaboración de los datos, la cual en ocasiones podía necesitar estudios de campo suplementarios para precisar y resolver algunos problemas.

1.3 Situación geográfica

El área estudiada se encuentra situada al este de la provincia de Cáceres (fig. 1).

Este área abarca lo que geológicamente se conoce como anticlinales del río Ibor o de Guadalupe y de Navezuelas-Robledollano; ambos constituyen depresiones alargadas de dirección noroeste-sudeste cuyos bordes están formados por alineaciones de sierras que los rodean ininterrumpidamente, excepto en la porción noroccidental, y que constituyen los límites geográficos del presente trabajo.



Figura 1: Situación geográfica de la zona estudiada. El área rayada es ampliada en la Fig. 3
Figure 1: Geographic situation of studied area. The striped area is enlarged in Fig. 3.

Más concretamente estos límites geográficos son: al noroeste la cuenca del Tajo. Al noreste las sierras de Almaraz (565 m), de Valdecañas (667 m), Gállega (740 m), de la Covacha (715 m), del Castañar (1071 m), de Navalvillar (1147 m), y Palomera (1443 m). Al sureste las "rañas" de Castilblanco, situadas ligeramente al sureste de la carretera de Puerto San Vicente a Cañamero. Finalmente, al suroeste, las sierras de Miravete (800 m), de la Novilla (797 m), del Carabel (920 m), Ortijuela (1133 m), Villuercas (1610 m) y de la Madrila (908 m).

Comprende, completas o parcialmente, las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 números: (652) Jaraicejo, (653) Valdeverdeja, (680) Aldeacen-

tenera, (681) Castañar de Ibor, (707) Logrosán y (708) Minas de Santa Quiteria.

Este área presenta una extensión de unos 1000 km², contando el anticlinal de Ibor con una longitud de unos 60 km y una anchura variable, entre 3 km en Castañar de Ibor y unos 18 km en su terminación sur-oriental, en la zona de Guadalupe. El anticlinal de Navezuelas-Robledollano tiene, por su parte, una longitud de 45 km y una anchura máxima de 3 km en Robledollano.

Hidrográficamente ocupa parte de las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana, éstos presentan direcciones dominantes noreste-suroeste, que ha provocado fuertes encajamientos de ambos en las sierras que bordean los anticlinorios, lo cual ha sido aprovechado para situar cabeceras de embalses: Torrejón el Rubio y Valdecañas, en el río Tajo, y García Sola y Cijara en el río Guadiana.

La red fluvial secundaria presenta, por el contrario, una dirección noroeste-sureste perpendicular a la red principal, siendo paralela a las estructuras geológicas. En ella hay que destacar los ríos Ibor (54 km) y Almonte (120 km) como afluentes del Tajo por su margen izquierda; y el Guadarranque (39 km) y Guadalupejo (50 km) como afluentes del Guadiana por su margen derecha.

Morfológicamente, en el área estudiada, los materiales pizarrosos y grauwáquicos, litologías dominantes en ella, presentan formas alomadas, redondeadas, de una altura variable que aumenta de noroeste a sureste, para, más al sureste, volver a disminuir. Así tenemos cotas variables entre 400 y 450 m al noroeste, entre Romangordo y Valdecañas, que aumentan a 600-680 m en los alrededores de Castañar de Ibor y a 900-1000 m al norte y noroeste de Guadalupe, donde se sitúa la divisoria de aguas de los ríos Tajo y Guadiana. Más al sureste, las alturas máximas disminuyen hasta los 500 m en el río Guadiana.

Por último, también hay que destacar como elementos morfológicos las "rañas" y los "canchales". Las primeras constituidas por materiales arenoso-arcillosos con cantos y bloques, cuya superficie superior es aproximadamente plana y que localmente condiciona una morfología sinuosa de la red fluvial secundaria. Las rañas se presentan en dos áreas; una al norte, como pequeñas zonas aisladas entre Castañar de Ibor y Robledollano, con una altura media ligeramente superior a los 700 m, y otra al sur, de gran extensión, que corta en dos el anticlinal de Ibor, entre Alía y Castilblanco, con algunas zonas residuales al sureste del río Guadiana, cuyas cotas más altas rondan los 600 m.

1.4 Encuadre geológico

La región estudiada se encuentra situada en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico, LOTZE (1945), JULIVERT *et al.* (1972), concretamente en su porción centro-meridional, subzona luso oriental-alcúdic (fig. 2).

El Macizo Hespérico representa un segmento de la cadena Hercínica en el que se observa una cierta simetría bilateral en sentido noreste-suroeste, ésta se manifiesta por la existencia de vergencias opuestas a ambos lados del centro del Macizo, además se caracteriza por la aparición de materiales más antiguos en el centro y más modernos en los bordes.



Figura 2: Situación geológica del área estudiada. La zona rayada es ampliada en la Fig. 3.

Figure 2: Geological setting of studied area. The striped zone is enlarged in Fig. 3.

La porción de la subzona luso oriental-alcúdic en la que se encuentra el área estudiada, está constituida por estrechos y alargados sinclinales de dirección general noroeste-sureste, formados por materiales cuya edad oscila entre Ordovícico inferior (Arenig) y Silúrico; aunque más al sur llegan a aparecer materiales de edad devónica, tanto inferior como superior, e incluso Carbonífero. Separando los sinclinales aparecen amplios anticlinales donde afloran materiales que han sido denominados de forma genérica "anteordovícicos", o bien "complejo esquistograuwáquico", en ellos dominan materiales de edad precámbrica, teniendo en general una edad más baja cuanto más al sur (fig. 3).

Toda la subzona presenta normalmente un bajo grado de metamorfismo, oscilando entre el anquimetamorfismo y la zona de la clorita, sólo localmente la existencia de domos, con granitos asociados, hace que el metamorfismo pueda llegar a ser de alto grado. El desarrollo de la esquistosidad es escaso y los pliegues son de tipo flexural, al menos en los niveles competentes, JULIVERT *et al.* (1983). El magmatismo principal es tardío postparoxismal (granitos y granodioritas adamelíticas ricas en moscovita, correlacionables con los granitos de tipo "younger" de Portugal, CORRETGE (1983), cuya edad de emplazamiento es Estefaniense superior-Pérmico inferior).

En gran parte de la subzona, los materiales precámbricos han sido denominados "complejo Alcudiense" por HERRANZ *et al.* (1977). El término "Alcudiense" fue definido por OVTRACHT y TAMAIN (1970 a y b) en el valle de Alcudia. El sustrato del Alcudiense no aflora en la zona Centroibérica. En la zona de Ossa-Morena materiales que han sido equiparados al Alcudiense centroibérico se sitúan discordantemente sobre el "complejo Beturiense", HERRANZ *et al.* (1977), HERRANZ (1983, 1984). El Beturiense, que según HERRANZ (1983, 1984) está compuesto por dos megaunidades discordantes entre sí, incluiría la "serie negra", VEGAS (1968).

El Alcudiense centroibérico se ha dividido en dos unidades, HERRANZ *et al.* (1977):

La unidad inferior, denominada Alcudiense inferior por HERRANZ *et al.* (1977), sería equivalente a los "esquistos de Alcudia", BOUYX (1970), y a la definición original de Alcudiense, OVTRACHT y TAMAIN (1970 a y b). Es una unidad generalmente mal conocida, está compuesta por alternancias de esquistos y grauvacas con intercalaciones de areniscas, conglomerados, espilitas, riodacitas y, esporádicamente, algunos niveles centimétricos de silexitas carbonosas (ftanitas), SAN JOSE (1983). Su potencia total no se conoce con exactitud, en parte debido al problema de la ausencia de su base, especulándose con potencias variables entre 6000 y 10000 m; VILAS *et al.* (1979) consideran exageradas estas potencias en función de la fuerte tectónica que afecta a la unidad, aunque les parece probable un mínimo de 4 a 5.000 m (fig. 4).

La unidad superior, denominada Alcudiense superior por HERRANZ *et al.* (1977), es el objeto del presente trabajo. Esta sería equivalente a las "capas de Valcasa" y a las "series de tránsito", LOTZE (1956); a la "serie superior conglomerática", BOUYX (1970); y a parte del "complejo esquistoso-grauváquico" de Salamanca y Portugal, VEGAS *et al.* (1977).

El Alcudiense superior presenta una dudosa relación de yacencia sobre el inferior; originalmente se citó una discordancia, BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971). Posteriormente, TAMAIN (1975) indica la existencia de concordancia, y en aquellos casos en que el contacto parece discordante lo atribuye a tectónica tangencial. Más tarde, CAPOTE *et al.* (1977) reconocieron la existencia de la discordancia en el valle del río Esteras aunque indican que no tendría carácter regional. Por otro lado HERRANZ *et al.* (1977) y SAN JOSE (1980) aceptan la concordancia entre ambas series.

El Alcudiense superior es una unidad litológicamente más variada, está compuesta por conglomerados, microconglomerados, grauvacas, lutitas, dolomías y areniscas (fig. 4), VILAS *et al.* (1979), SAN JOSE (1983). Su potencia supera los 2000 m, VILAS *et al.* (1979), o los 2500 m, SAN JOSE (1980, 1983).

En los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano afloran por encima del Alcudiense superior, discordantemente, materiales de edad ordovícica; sin embargo, en otros anticlinales próximos, al este y noreste, como son los de Navalpino y Valdelacasa, sobre

el Alcudiense superior afloran, también discordantemente, otro conjunto de materiales que incluyen a techo niveles datados como Cámbrico inferior, GIL CID *et al.* (1976). Este "primer ciclo Fanerozoico" comienza con el denominado "nivel de Fuentes", MORENO (1974), compuesto por un conjunto de olistostromas que contienen abundantes clastos de calizas, este nivel presenta gran continuidad lateral y potencia variable. Sobre éste se depositan las "pizarras del Pusa", SAN JOSE *et al.* (1974), que se interpreta como una sucesión turbidítica, proximal en la base y distal a techo, en la que aparecen una mezcla de faunas precámbricas como *Chuaría* y cámbricas como *Monomorphichnus*, por lo que se ha situado en ellas el límite Precámbrico-Cámbrico, BRA-SIER *et al.* (1979). Por encima se sitúan las "areniscas del Azorejo", SAN JOSE *et al.* (1974), formadas por un conjunto detrítico de plataforma con abundantes estructuras sedimentarias y huellas de origen orgánico que indican una edad Cámbrico inferior. Por último, aparecen las "calizas de Los Navalucillos" con fauna del Cámbrico inferior alto (Elankiense), GIL CID *et al.* (1976), que serían un tramo carbonatado perimareal con intercalaciones detríticas, ZAMARREÑO (1977), con arrecifes de algas y arqueociatos y niveles estromatolíticos y oolíticos (fig. 4).

Los materiales ya sin dudas atribuidos al Ordovícico, comienzan por niveles que, dada su situación estratigráfica, son asignados al Tremadoc por situarse bajo la cuarcita armoricana. Estos niveles han recibido diferentes nombres como "capas intermedias", LOTZE (1956), "niveau rouge", BOUYX (1970), etc. Están compuestas en general por conglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras, MORENO *et al.* (1976), de coloración principalmente rojiza. Sus espesores varían entre 0 y 1000 m, la diferencia de espesor está en relación con su situación bajo la cuarcita armoricana, pues ésta corta y avanza más allá de los límites cartográficos de aquélla, siendo el contacto entre ambas a lo sumo disconforme, JULIVERT y TRUYOLS (1983).

El resto de la serie paleozoica es muy parecida en gran parte de la zona Centroibérica. A continuación describiremos brevemente esta serie con referencia a los sinclinales de Guadarranque, Río Viejas y Santa Lucía, el primero y el último de los cuales son los límites noreste y suroeste, respectivamente, del área estudiada, mientras que el sinclinal de Santa Lucía está incluido en ella, no siendo objeto de estudio. Así, sobre el Tremadoc, de forma transgresiva, se deposita la "cuarcita armoricana", formada por dos paquetes de cuarcitas compactas separadas por un tramo en el que alternan cuarcitas y pizarras, JULIVERT y TRUYOLS (1983), su edad sería Arenigiense.

Por encima se sitúan las "capas de transición", WALTER (1982), aunque para GIL CID *et al.* (1976) forman aún parte de la cuarcita armoricana. Están compuestas por alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras, de edad Arenigiense.

Concordantemente sobre la anterior aparece la "serie de Navatrasierra", que ha sido dividida en cuatro unidades alternantes de cuarcitas y pizarras, WALTER (1982).

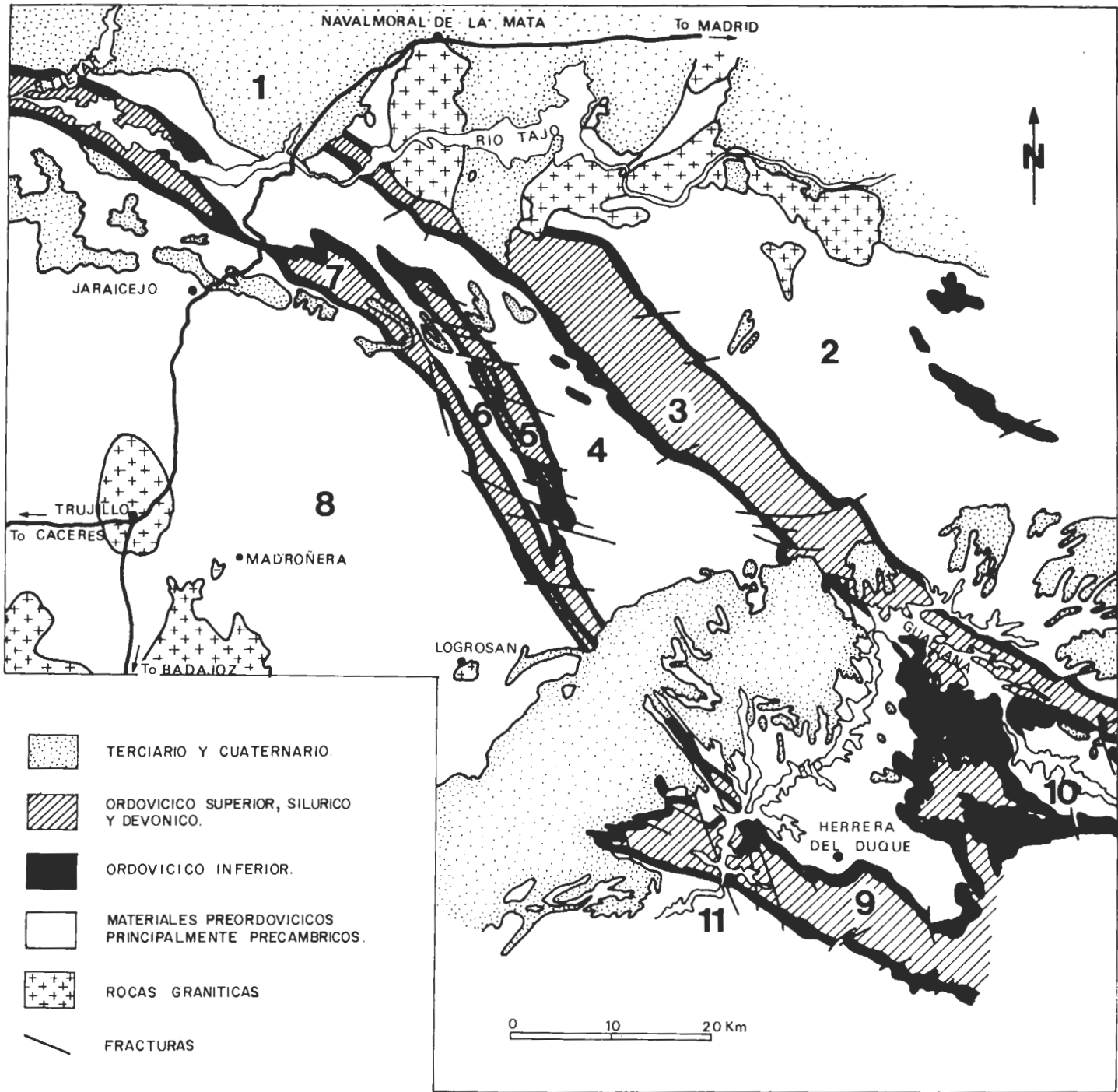


Figura 3: Situación geológica del área estudiada, anticlinal de Ibor (4) y de Navezuelas-Robledollano (6), en su contexto regional. Las unidades morfoestructurales que aparecen en la figura son : 1, cuenca del Tajo; 2, anticlinal de Valdelacasa; 3, sinclinal de Guadarranque; 4, anticlinal de Ibor; 5, sinclinal de Río Viejas; 6, anticlinal de Navezuelas-Robledollano; 7, sinclinal de Santa Lucía; 8, anticlinorio Centroextremeño (o de Trujillo); 9, sinclinal de Herrera del Duque; 10, anticlinal de Navalpino.

Figure 3: Geological setting in the regional background. The names of morphostructural units are detailed above.

La serie anterior constituye los niveles más altos aflorantes en los sinclinales de Santa Lucía y Río Viejas, mientras que en el sinclinal de Guadarranque aparecen niveles más altos, que han sido denominados "serie del Guadarranque", WALTER (1982).

En ésta se han distinguido; en la base las "pizarras graptolíticas", WALTER (1982), que equivalen a las pizarras ampelíticas de GIL CID *et al.* (1976), y a techo las "alternancias de pizarras y areniscas", WALTER

(1982), que GIL CID *et al.* (1976) habían subdividido en cuatro unidades.

En otras áreas de la zona Centroibérica, las relaciones entre Ordovícico y Silúrico varían, apoyándose el Silúrico inferior sobre el Llandeilo, JULIVERT y TRUYOLS (1983); asimismo, se ha citado como probable la existencia de una ligera discordancia entre ambas, DIEZ BALDA (1982), que además explicaría el cambio de facies desde las pizarras negras del Llandeilo, deposi-

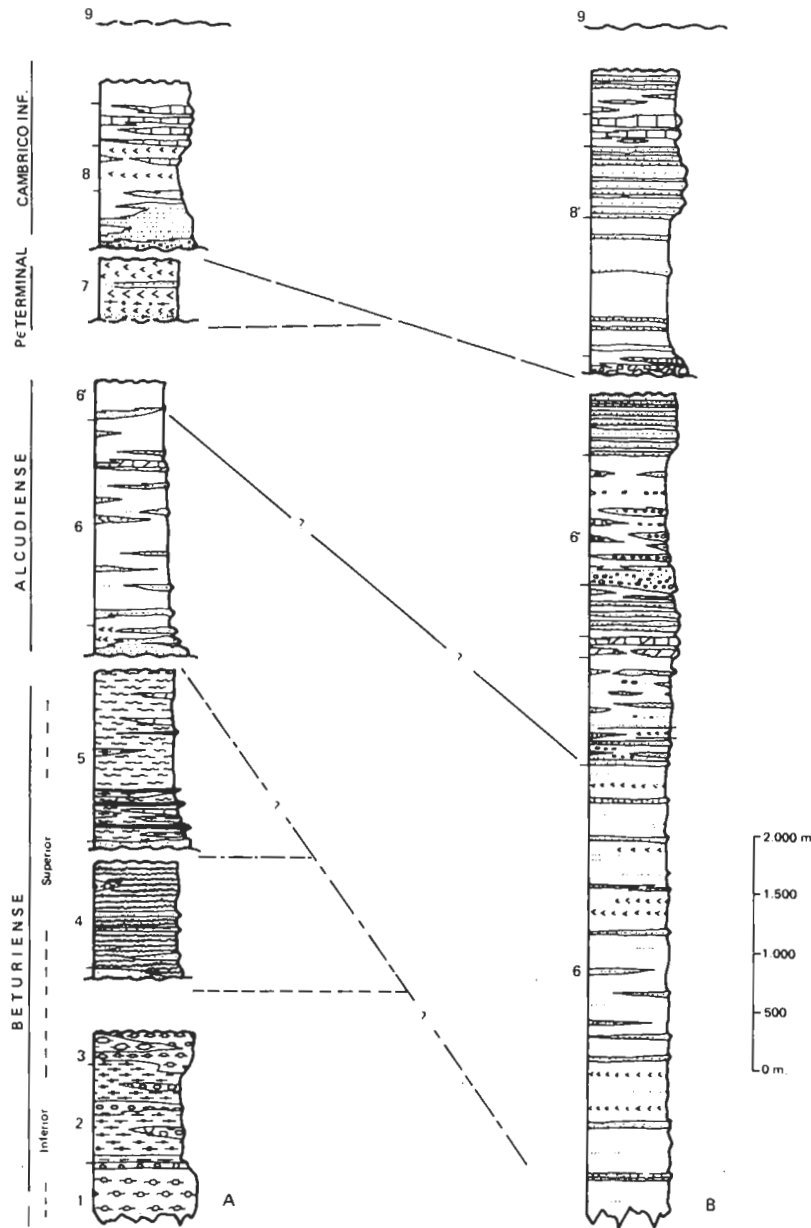


Figura 4: Correlación esquemática entre el Precámbrico del E de Badajoz (A) y el de los Montes de Toledo occidentales (B), según HERRANZ (1983). Las unidades representadas son: 1, ortogneises; 2, anfibolitas, serpentinitas, etc.; 3, paragneises, ortogneises, blastomilonitas; 4, micasquitos granatíferos; 5, esquistos, cuarcitas negras; 6, esquistos, metaareniscas, metagrauvas, vulcanitas básicas y ácidas; 6', lutitas, grauvas, areniscas, conglomerados, calizas, dolomías; 7, metavulcanitas; 8, conglomerados, areniscas, lutitas, vulcanitas, calizas; 8', megabrechas, lutitas, areniscas, conglomerados, calizas; 9, discordancia basal ordovícica.

Figure 4: Schematic correlation between the Precambrian of Eastern Badajoz province (A) and Toledo Mountains (B) after HERRANZ (1983).

se el Silúrico inferior sobre el Llandeilo, JULIVERT y TRUYOLS (1983); asimismo, se ha citado como probable la existencia de una ligera discordancia entre ambas, DIEZ BALDA (1982), que además explicaría el cambio de facies desde las pizarras negras del Llandeilo, depositadas en un medio de cierta profundidad, a las cuarcitas y pizarras del Silúrico más someras, DIEZ BALDA (1982).

El Devónico más próximo al área de estudio aparece en el sinclinal de Herrera del Duque, límite sur del anticlinal de Ibor suroriental. El paso Silúrico-Devónico es transicional, LLOPIS *et al.* (1967), no pudiendo señalarse su límite con exactitud, JULIVERT *et al.* (1983).

El Carbonífero no existe en las proximidades del área estudiada, los afloramientos más cercanos se sitúan en Puertollano. En la base del Carbonífero aparece una serie de tipo "culm" de edad Dinantiense, cuya base se ha citado como discordante, BUTENWEG (1968), aunque en otros puntos la base de esta serie podría incluir parte del Devónico superior, por lo que la cuestión no está aún resuelta, JULIVERT (1983). Sobre ésta, y de forma discordante, aparece una serie parálica de edad Viseense superior-Namuriense y una serie límnic de edad Westfaliense, separadas, al menos, por una disconformidad y conteniendo ambas capas de carbón. El Carbonífero acaba finalmente con una serie molásica posttectónica, casi indeformada, de edad

como algunos afloramientos aislados al sureste de dicha área, son de edad miocena en función de su posición estratigráfica dentro de la cuenca del Tajo, o bien por correlación litoestratigráfica con otras zonas. Están formados por conglomerados arcósicos y arcosas que hacia techo pasan a arcillas y margas con niveles carbonatados aislados.

Discordantes, tanto sobre Precámbrico, como sobre Paleozoico y Mioceno, se sitúan los materiales denominados "rañas", compuestos por fangoconglomerados heterométricos, con cantos y bloques subangulosos a redondeados, en ocasiones rubefactados, que son predominantemente cuarcíticos en una matriz arenoso-arcillosa. Se relacionan casi siempre con los relieves cuarcíticos más acusados. Su edad sería Plio-Pleistoceno.

Finalmente, los materiales de edad Cuaternario, discordantes sobre distintos niveles de cualquier edad anterior, están compuestos por al menos dos niveles de glacia-terrazza de edad Pleistoceno y por los materiales, principalmente de origen fluvial, de edad Holoceno, formados por limos y arenas en las llanuras de inundación y por conglomerados polimícticos, gravas, arenas y limos aluviales, que localmente pueden formar terrazas. Por último, hay que destacar los "canchales", derrubios de ladera compuestos principalmente por cantos cuarcíticos y situados como conos bajo los relieves de cuarcitas de los cuales proceden.

1.5 Metodología

La metodología empleada aquí ha sido la normal de cualquier trabajo de geología regional. Se puede dividir, básicamente, en trabajo de campo y estudios de gabinete y laboratorio.

El trabajo de campo consistió esencialmente en la realización de la cartografía geológica y en el levantamiento de las columnas estratigráficas necesarias para definir las unidades.

La cartografía nos ha permitido fundamentalmente controlar la estructura regional a gran escala, así como precisar las variaciones y las relaciones entre las distintas unidades. La metodología usada presentó varias etapas. La primera consistió en la elección de una serie de itinerarios principales sobre fotografía aérea a escala 1:33.000, a lo largo de los cuales se ha realizado la cartografía litológica de los diferentes materiales, realizándose niveles que, pese a no tener entidad suficiente, se consideraron, al menos localmente, niveles guía; junto a esto se intentaba controlar lo más posible la posición de las capas (distinción de techo y muro) y se tomaban los datos tectónicos necesarios (control de la, o las esquistosidades; relación entre ellas, cuando hubiera más de una; relación entre esquistosidad y estratificación; etc.).

Una segunda etapa consistió en la interpretación fotogeológica, uniendo los diferentes itinerarios realizados. Localmente, en zonas más complicadas, o en casos de que existieran problemas de correlación, se realizaron

una serie de itinerarios secundarios, que en ocasiones llegaron a cubrir la totalidad de los afloramientos en áreas no muy extensas.

Una vez concluida la cartografía sobre foto aérea se trasladaron las unidades distinguidas, junto con los datos estructurales necesarios, a mapas topográficos de escala 1:50.000. Finalmente, para hacerlos más manejables e incluirlos en esta memoria, se ha eliminado la base topográfica, reduciendo el original a una escala adecuada.

El levantamiento de las columnas estratigráficas se simultaneó con la realización de la cartografía. Las columnas se han realizado sobre algunos de los itinerarios principales y, localmente, sobre itinerarios secundarios, en este caso para precisar, bien la relación entre algunas unidades, bien las características estratigráficas de éstas.

Los tramos de las columnas fueron medidos por el procedimiento de la "vara de Jacob", promediando, en cada tramo, los buzamientos de los materiales; en el caso de tramos largos y/o con cambios de buzamientos acusados, al ir midiendo se iba recalculando éste. Los resultados obtenidos se han redondeado de 5 en 5 cm.

Según se levantaban las columnas se han tomado una serie de muestras, las cuales se pueden considerar representativas de las distintas litologías que componen los tramos, con vistas a posteriores análisis de laboratorio, fundamentalmente petrográficos.

Finalmente, hay que resaltar también la realización de análisis de facies y de secuencias sedimentarias. Este tipo de trabajo, que son frecuentes en otras regiones, no se había realizado anteriormente de forma sistemática como se presenta aquí. Como antecedente directo podemos señalar el trabajo de VILAS *et al.* (1979) en la zona de La Calera; mientras que otros trabajos sólo han tocado parcialmente éste aspecto.

Para su realización hemos tenido que solucionar una serie de problemas; el principal ha sido la carencia de afloramientos con buenas exposiciones, tanto laterales como, en ocasiones, verticales, lo que nos presentaba problemas para reconstruir las relaciones laterales entre los diversos términos de las secuencias. Otros problemas han sido: la ausencia, en amplias zonas, de estructuras sedimentarias en los materiales terrígenos, así como la recristalización total de los dolomíticos, de los que en lámina delgada no hemos podido realizar más que observaciones aisladas. Para solucionar estos problemas hemos necesitado realizar numerosos recorridos de amplias zonas tomando todos los datos disponibles; datos que, aunque puntuales, nos han permitido interpretar las distintas facies, secuencias y las relaciones entre ambas.

En cuanto a las técnicas de gabinete, no ha sido necesario realizar un intenso estudio bibliográfico de los antecedentes locales y regionales del área estudiada, pues eran los mismos de la tesis de Licenciatura; con posterioridad nos hemos mantenido al día de los trabajos que aparecían en la zona de estudio, o de trabajos regionales más o menos relacionados con ella. Además hemos procurado ampliar estudios de otras áreas para

adquirir una visión supraregional de una serie de aspectos estratigráficos y tectónicos, esta ampliación bibliográfica ha abarcado, fundamentalmente, la mitad meridional de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado, así como aspectos locales de la zona de Ossa-Morena y de otras áreas del Macizo. También hemos realizado trabajos bibliográficos en el aspecto sedimentológico, con vistas a intentar situar lo mejor posible los ambientes en los que se depositaron los materiales estudiados.

El trabajo de laboratorio ha consistido, exclusivamente, en el examen mediante microscopio petrográfico (mineralogía, composición) y lupa binocular (estructuras sedimentarias de pequeña escala) de las muestras obtenidas al realizar las columnas, habiéndose estudiado unas 580 láminas delgadas. Algunas de estas muestras, junto a otras tomadas específicamente para ello, han sido analizadas geoquímicamente por el Dr. Julio Saavedra del C.S.I.C. para la caracterización geoquímica de las unidades litoestratigráficas regionales, SAAVEDRA *et al.* (1984).

En este trabajo, para la descripción de los sedimentos de tamaño arena, se usa la clasificación de McBRIDE (1963).

2 ANTECEDENTES

2.1 Introducción

A la hora de escribir sobre los antecedentes de cualquiera de las zonas en las que se ha dividido tradicionalmente el Macizo Hespérico, debemos diferenciar dentro de cada trabajo dos partes: por un lado, la parte descriptiva, local o regional; y, por otro lado, las síntesis evolutivas que se obtienen para las distintas zonas o incluso para toda la cadena, tanto a partir de datos propios de los autores, como recopilados por los mismos.

Así pues, este capítulo lo vamos a dividir en cuatro apartados: Síntesis evolutivas, que abarcan regiones extensas a escala de zona o incluso de toda la cadena, se basan tanto en datos de campo, como en trabajos recopilados por los autores. Antecedentes regionales próximos, son trabajos de extensión regional, con datos de áreas limítrofes a la estudiada. Otros antecedentes regionales, son trabajos también de extensión regional, con datos de áreas relativamente alejadas, aunque con problemática similar a la estudiada. Antecedentes locales, trabajos que abarcan total o parcialmente el área estudiada.

2.2 Síntesis evolutivas

A partir de la mitad de los años 20 han existido dos escuelas que explican, de forma distinta, aspectos sobre el origen y evolución de todo el Macizo Hespérico, o al menos de algunas de sus partes constituyentes.

Fue STAUB (1926) quien propuso la primera interpretación de conjunto del Macizo, propugnando la existencia de un zócalo metamórfico de edad precámbrica y sobre él, discordantes, aparecían sedimentos, también de edad precámbrica, en continuidad con el Paleozoico inferior. Estas ideas eran próximas a las que ya habían expuesto con anterioridad McPHERSON (1883), quien dio la primera sucesión estratigráfica para el Arcaico español, y DELGADO (1907), en Portugal, que separó unos materiales metamórficos basales, los cuales asignó al Arcaico, de una potente serie sedimentaria suprayacente a la que atribuyó una edad Algónquica.

Por el contrario, STILLE (1927) negó la existencia de un zócalo precámbrico antiguo, así como la existencia de episodios tectónicos y metamórficos que no fueran hercínicos.

Estas últimas ideas son relanzadas por los autores alemanes de los años 40, fundamentalmente LOTZE y sus discípulos, cuyos trabajos marcan un giro en los conocimientos sobre ésta y otras regiones del Macizo Hespérico.

Así, LOTZE (1945 a) niega la existencia de Arcaico seguro en la parte española de la meseta, aunque no excluye la posibilidad de que aflore el yacente en algunos núcleos de anticlinales algónquicos en Portugal, sin creer que todo el Macizo sea prealgónquico. Las

manifestaciones algónquienses las liga al Cámbrico por tránsito gradual o por concordancias aparentes.

Por otro lado, rechaza la existencia de discordancias caledónicas, atribuyendo las "débiles" discordancias entre Silúrico y Devónico a manifestaciones locales. En cuanto a la fase Sárdica, que sí da lugar a una discordancia angular fuerte en la región de Huelva, la considera "un caso de excepción dentro de la Meseta", afirmando que este plegamiento no trajo consolidación y concluye que "el basamento de la Meseta hay que considerarlo como Varisco en su totalidad".

LOTZE (1945 b) divide en zonas el Macizo, diferenciándolas entre sí por la diversa participación en su estructura de las rocas intrusivas y metamórficas, y por las diferencias entre las unidades constitutivas del Paleozoico sedimentario. Reconoce una cierta simetría en la estructura varisca, desde los dominios marginales al dominio interior, que representa "el geosinclinal... de régimen marino sometido a proceso de hundimiento desde el Algonquiense superior hasta el Devoniano, salvo ligeras interrupciones".

LOTZE (1956) en su nuevo esquema evolutivo del Precámbrico de la Península, más afín a las ideas de MCPHERSON, STAUB, etc., atribuye las vulcanitas que aparecen en la zona más profunda del Precámbrico de Asturias y Sierra Morena a una orogenia alpinotípica debida, muy probablemente, a los plegamientos Gotocarelidos, orogenia a la que seguiría un hundimiento epirogénico muy importante que daría lugar a las formaciones sedimentarias algónquicas que contienen vestigios de climas fríos.

Con posterioridad a este hundimiento epirogénico tendría lugar al norte el plegamiento Asíntico, con dos posibles fases, mientras que al sur seguiría el hundimiento. Finalmente, se depositaría el Cámbrico inferior que, por lo tanto, sería concordante al sur y discordante al norte.

En los años 60 LLOPIS LLADÓ y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1961, 1962, 1963 a y b, y 1965), siguiendo las ideas de STAUB, postulan que las migmatitas de Toledo representarían un zócalo metamórfico sobre el que se apoyaría discordantemente un precámbrico sedimentario que se habría depositado en una cuenca de tipo eugeosinclinal, cuya edad comparan con el Brioveriense de Bretaña. Entre ambas series existiría un salto de metamorfismo, presentando las migmatitas una tectónica "fantasma" anterior al metamorfismo general que la afecta, esta tectónica la comparan a las Carélicas del norte de Europa.

PARGA (1970) modifica la zonación tectónica y estratigráfica de LOTZE, agrupando los materiales sedimentarios precámbricos y paleozoicos, que reposan sobre un problemático zócalo precámbrico más antiguo, en dos ciclos de sedimentación y orogénesis.

En el primero de estos ciclos, Precámbrico reciente (¿Brioveriense superior?)-Paleozoico inferior, las series sedimentarias permiten definir unos dominios asimilables a prefosa, miogeosinclinal y eugeosinclinal. Los fenómenos orogénicos (plegamiento, migmatización,

metamorfismo y plutonismo) son de edad Cámbrico medio y superior-Ordovícico, sólo puestos de manifiesto en el dominio eugeosinclinal.

El segundo ciclo corresponde a los materiales del Paleozoico superior, éstos fueron depositados sobre un dominio de plataforma con dos áreas de fuerte subsidencia, una al norte y otra al sur del Macizo. Los fenómenos orogénicos son hercínicos y han borrado, total o parcialmente, los mismos fenómenos del primer ciclo. Durante éste se produce la cratonización total del conjunto, que sólo habría sido parcial al final del primer ciclo.

BARD *et al.* (1973) suponen que la sedimentación pelítica del Precámbrico superior se realiza en un régimen distensivo en cuencas separadas por un geoanticlinal con vulcanismo ácido, dando lugar, este último, a las series tipo "Ollo de sapo". Al final del Precámbrico se produce una fase orogénica, Cadomiense, seguida de peneplanización y vulcanismo riolítico y andesítico, que daría paso a la transgresión cámbrica. Posteriormente, se reanuda la distensión, durante el Ordovícico-Silúrico, dando lugar a un margen continental pasivo en el suroeste de la Meseta, que posteriormente evolucionó a un margen activo y dio lugar a un orógeno de tipo ortotectónico.

BARD *et al.* (1974) vuelven a dividir el Precámbrico de la Meseta Ibérica en dos conjuntos: uno inferior, compuesto por metabasitas polimetamórficas y ortogneises, situado como afloramientos aislados en el dominio central galaico-castellano y en el eje Oporto-Badajoz-Córdoba, de los que es difícil determinar si han sufrido un metamorfismo y una tectónica preasintica al no disponer de edades radiométricas para esas formaciones.

El conjunto superior lo subdividen a su vez en una "serie flyschoides", de edad Precámbrico superior, y en el "complejo esquisto-grauváquico", cuya edad sería Cámbrico por correlación con su homónimo portugués. La "serie flyschoides" habría sufrido una orogénesis cadomiense seguida de una peneplanización general antepaleozoica, la orogénesis se manifiesta en el sur de la Península como una tectónica tangencial acompañada de metamorfismo.

TAMAIN (1975), continuando trabajos anteriores (ver capítulo 2.4), concluye que el "ciclo Alcudiense", de edad Precámbrico superior, corresponde al principio de rejuvenecimiento de un zócalo antiguo al borde de un cratón, seguido de una fase de reposo continental. Este ciclo concluye con una "orogénesis muy importante", Cadomiense, en el curso de la cual ha sido "vigorosamente plegado y después afectado por intensos movimientos tangenciales". En una fase ulterior habría sido verticalizado debido a "algún hundimiento brutal del zócalo subyacente".

HERRANZ *et al.* (1977) dividen en regiones una transversal entre los Montes de Toledo y el valle del Matachel en función de las características de los materiales precámbricos y sus relaciones con las series suprayacentes.

Diferencian en el Precámbrico dos grandes conjuntos separados por discordancias: el inferior, para el que proponen la denominación de "Beturiense", conten-

dría una fuerte proporción de rocas ígneas de diverso tipo, así como tramos pelíticos, todo ello polimetamorfizado. El conjunto superior, Alcudiense, tendría una génesis turbidítica de plataforma, siendo a su vez subdividido en dos tramos concordantes entre sí: Alcudiense inferior y Alcudiense superior.

Sobre ambos, y de forma discordante, se depositaría el Cámbrico inferior, por lo que no existirían las "series de tránsito". Este se depositaría en dos cuencas con historias distintas, separadas por un umbral que sitúan en la posición que actualmente ocupa Pedroches.

La discordancia que separa el Alcudiense del Cámbrico inferior sería equivalente a la Cadomiense o Asintica, su importancia relativa general no la precisan, aunque para los Montes de Toledo tendrían mayor importancia los "movimientos Sárdicos" que la orogenia cadomiense.

VEGAS *et al.* (1977) separan dentro del Precámbrico superior del centro de España, el cual denominan "complejo esquisto-grauváquico", dos tramos: uno inferior pelítico-grauváquico y otro superior con mixtitas, discordante sobre él anterior. Las mixtitas, que marcarían el Precámbrico superior terminal, corresponden a "una fase final reflejo tectónico de otras áreas de compresión pan-africana".

El Precámbrico superior ibérico correspondería a la formación de un margen inactivo, creado en la fase distensiva que dará origen al geosinclinal hercínico.

VEGAS (1978) siguiendo el esquema anterior, relaciona las potentes series de materiales sedimentarios de edad Precámbrico superior con el relleno de "grabens", originados en las primeras etapas de "rifting" de un evento tensional, tipo atlántico, datado en 850 m.a. en el margen americano.

La causa de formación de las mixtitas sería la subsidencia de la cuenca controlada por fallas, ésta actividad marca el final de la sedimentación precámbrica y está relacionada con movimientos compresivos pan-africanos. Rocas anteriores al Precámbrico superior no existirían en el Macizo, aunque bloques sueltos de un basamento más antiguo, pre-Grenvillense, habrían sido anormalmente emplazados en niveles más altos durante la orogenia Hercínica, éste sería el caso de los complejos máficos de Galicia y Portugal.

Finalmente, indica la existencia de movimientos epirogénicos generalizados al comienzo del Cámbrico, con dos áreas emergidas, una el dominio del Ollo de sapo y otra la subzona luso oriental-alcúdica en la que también existirían movimientos epirogénicos Sárdicos.

SAN JOSE (1980, 1983) separa el Alcudiense de su sustrato Beturiense mediante una discordancia mayor y generalizada, dicho sustrato correspondería a un zócalo previamente tectonizado y metamorfizado. La discontinuidad representaría el comienzo del relleno de las cubetas subsidentes postgrenvillenses.

Las discontinuidades intraalcudienses y la que separa el Alcudiense del primer ciclo Fanerozoico reflejarían etapas de "rifting", contemporáneas de los episodios compresivos panafricanos-brasileños.

GIL IBARGUCHI y JULIVERT (1983) reconocen en los macizos catazonales de Galicia y Portugal dos

unidades: un grupo sedimentario basal, "Grupo de Masanteo", depositado sobre un sustrato desconocido, con una edad de formación no superior a los 1500 m.a., deduciéndose además, de los datos de U/Pb para circones, que al menos parte de los sedimentos deriva de un material que tendría una edad de 2500 m.a.

Sobre este Grupo se depositarían los metasedimentos del "complejo de Ordenes", cuya edad abarcaría desde el Precámbrico superior hasta el Paleozoico basal; su depósito estaría relacionado con procesos de subsidencia debidos a la formación de un "rift" en un área continental, el cual sería el resultado de un penacho del manto ("mantle plume") activo durante el Precámbrico superior.

HERRANZ (1983, 1984) separa dentro del Precámbrico de la zona de Ossa-Morena dos supergrupos denominados Beturiense y Alcudiense, y un "complejo Precámbrico terminal".

El supergrupo Beturiense se dividiría a su vez en dos subconjuntos (Grupos) separados por una suave discordancia. El Grupo Beturiense inferior, ortoderivado, cuya génesis podría corresponder a un cinturón de rocas verdes finiarcaico, y cuya edad abarcaría un lapso de tiempo entre 2600-2200 m.a. El Grupo Beturiense superior, separado del anterior mediante una laguna de edad Proterozoico inferior (2000-1750 m.a.) que incluye un proceso tectonometamórfico importante, con plutonismo ácido en el área madre y quizás reactivación del sustrato granítico profundo, tiene fundamentalmente un carácter metasedimentario y sería originado por una etapa de rifting oceánico dentro de una atmósfera no oxidante; su edad oscilaría entre 1500-1100 m.a.

Una nueva laguna que podría representar el Proterozoico medio final (1100-950 m.a.), y que incluiría suave plegamiento sinmetamórfico con paleoalteración, separaría Beturiense de Alcudiense.

El Supergrupo Alcudiense, también esta compuesto por dos subconjuntos: el Alcudiense inferior, que podría representar un margen pasivo de tipo atlántico o un gran aulacógeno, cuya edad sería Proterozoico superior (950-650 m.a.); y el Alcudiense superior, cuya génesis no está clara, y cuya edad sería Vendiciense (650-610 m.a.). Entre ambos existiría un proceso tectonometamórfico, mal conocido, con regresión y erosión.

Tras una nueva "confusa interrupción en la sedimentación, quizás con movimientos cadomienses precoces y erosión no muy acusada", se depositaría el "complejo Precámbrico terminal", desarrollándose un proceso de vulcanismo ácido, que dio paso a un magmatismo calcoalcalino. Su edad estaría acotada entre 610-550 m.a. Finalmente, este conjunto acaba con un episodio "cadomiense-panafricano", con metamorfismo dinamo-térmico y posibles grandes fracturas. Tras un período de fuerte arrasamiento y alteración, se depositaron los primeros materiales de edad cámbrica.

Además de las tres etapas tectonometamórficas anteriores, distingue otras dos posteriores: una Cámbrico medio a Devónico superior; y, por último, la etapa Hercínica, retromórfica para el Precámbrico aflorante,

salvo excepciones. Los efectos posthercínicos serían fundamentalmente rupturales o cataclásticos.

Así pues, resumiendo las publicaciones anteriores, parece aceptado de forma generalizada, que el Precámbrico del Macizo Hespérico se puede dividir en dos grandes conjuntos.

El conjunto inferior, en el que estarían incluidos: el "grupo Masanteo" de Galicia y Portugal, el "gneis Morcuera" del Sistema Central y el "Supergrupo Beturiense" de la zona de Ossa-Morena, tendría un carácter polimetamórfico y constituiría, al menos en parte, un zócalo deformado por una o más etapas orogénicas intraprecámbricas; dentro de estas, los procesos orogénicos más importantes que los habrían afectado podrían ser anteriores a los 1000 m.a. y ser equivalentes a la orogenia Grenville, CAPOTE (1983).

En el conjunto superior estarían incluidos: el "complejo de Ordenes" en Galicia, el "gneis Buitrago" y el "Ollo de sapo" del Sistema Central, el "Supergrupo Alcudiense" y el "complejo Precámbrico terminal" de la zona de Ossa-Morena, y, finalmente, el Alcudiense de la subzona luso oriental-alcúdica, dentro de este conjunto parecen existir diversas discontinuidades cuyos rangos no están total, ni completamente establecidos.

Sobre los materiales del conjunto superior se depositan, de forma generalizada, los sedimentos del primer ciclo Fanerozoico, cuya base, localmente, puede tener aún edad precámbrica, BRASIER *et al.* (1979). La relación entre ambos parece ser una discordancia bastante generalizada, que indicaría la existencia de movimientos tectónicos, que habrían de considerarse Asínticos o Cadomienses. La intensidad de estos movimientos es variable en las zonas Centroibérica y Asturoccidental-leonesa, donde no se encuentran microestructuras penetrativas previas a la discordancia, ni tampoco recristalización metamórfica. Sin embargo, en el antiformal del Narcea estos movimientos produjeron pliegues vergentes e incluso con flanco volcado, PEREZ ESTAUN (1975), y en la zona de Ossa-Morena se citan deformaciones importantes, acompañadas de metamorfismo regional cadomiense con gradientes de presiones intermedias, BARD *et al.* (1973), HERRANZ (1984).

2.3 Antecedentes regionales próximos

En este apartado se presentan los antecedentes bibliográficos de los anticlinales adyacentes a nuestra área de estudio, básicamente el de Valdelacasa, al NE de ésta, y los pocos datos publicados sobre el de Navalpino, al E. Sobre el gran anticlinorio centroextremeño, al SW del área estudiada, existen escasas publicaciones, más bien de carácter suprarregional o de carácter local, pero con implicaciones directas en el área estudiada, por lo que la mayoría de ellas serán tratadas más adelante.

LOTZE (1956) asignó una edad precámbrica a las series que yacen bajo niveles cámbricos datados con fauna. Con esa edad, en los Montes de Toledo, define la "serie de Valcasa", que estaría compuesta por grauvacas,

pizarras arcillosas y areniscas, con una potencia de muchos miles de metros de espesor.

Intercalados en ésta serie aparecerían numerosos bancos de gravas con cantos de cuarzo y cuarcita en una matriz pizarrosa; por sus características, así como por su composición petrográfica, les atribuye un origen fluvio-glaciario, y en base a estos datos (posible existencia de una glaciación), les asignó una edad algonuica alta. El tránsito de esta serie al Cámbrico sería concordante.

Posteriormente, LOTZE (1961), precisa los datos anteriores; así, sobre la serie de Valcasa (formada por pizarras blandas y uniformes, de potencia desconocida y edad precámbrica) sitúa las que denominó "capas de Transición" (al Cámbrico), compuestas por pizarras grauvácicas con numerosas intercalaciones de bancos de conglomerados. Por encima, concordantemente, sitúa la serie cámbrica, entre cuyos materiales se encontrarían todos los niveles carbonatados de la zona Centroibérica, incluidos los de Castañar de Ibor, donde cita restos dudosos de trilobites.

CAÑADA (1962), en la memoria de la hoja de Valdeverdeja (653), considera como "simplemente posible" la existencia, en ella, de materiales precámbricos; éstos, en todo caso, estarían representados por algunas apófisis graníticas.

El Cámbrico, que se apoyaría sobre las apófisis graníticas, comenzaría por un nivel de conglomerados, y pizarras en facies flysch, producidas por corrientes de turbidez (primera cita de la existencia de niveles turbidíticos en la región). En la serie que presenta, por encima del anterior, sitúa un nivel pizarroso azoico; más alto, un nivel calcáreo-dolomítico-silíceo, que también afloraría en las proximidades de Fresnedoso de Ibor; y por último, un nivel de cuarcitas.

LLOPIS LLADÓ y SÁNCHEZ DE LA TORRE (1962, 1963 a y b, y 1965) asignan una edad pre-Brioverriense a los materiales metamórficos del Macizo de Toledo. Sobre este núcleo metamórfico, que actuaría como zócalo, se depositarían los materiales sedimentarios de la "serie de Valdelacasa", cuya sedimentación comienza en el Precámbrico; desarrollándose en una cuenca subsidente, tipo eugeosinclinal, con vulcanismo inicial diabásico. Los bancos de conglomerados, incluidos en esta serie, a los que LOTZE había atribuido un origen fluvio-glaciario, indican que son de origen fluvial retocados por la abrasión marina; su área fuente estaría situada al noreste (sobre el actual Macizo de Toledo), estando formada principalmente por cuarcitas.

En el anticlinal de Navalpino, RANSWEILER (1968) separa, por correlación con el anticlinal de Valdelacasa, unos materiales inferiores de tipo flysch, de edad precámbrica, de los materiales suprayacentes, concordantes con ellos, formados por esquistos y areniscas con alternancias conglomeráticas, y a veces calcáreas, que incluye en el Cámbrico inferior. Por encima, discordantemente (discordancia Sárdica) se deposita el Ordovícico inferior.

GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971) distinguen dos conjuntos en los materiales que denominan genéricamente "anteordovícicos": uno superior de facies cámbrica; y otro inferior asimilable al Precámbrico.

En el anticlinal de Valdelacasa, para el conjunto inferior, encuentran dos sucesiones ligeramente distintas; en el flanco septentrional, de muro a techo, afloran: las "capas de Valdelacasa", que incluyen en el Precámbrico siguiendo los esquemas de LOTZE, "pizarras y conglomerados" en los que sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico, y, ya en el Cámbrico, "pizarras arenosas", "calizas y dolomías" y "pizarras arenosas".

En el flanco meridional, sobre las "capas de Valdelacasa" se depositarían las "grauvacas y microconglomerados de Carrascalejo", para finalizar, bajo la cuarcita armoricana, con unas "areniscas y pizarras de tonos rojizos" que, siguiendo de nuevo el esquema de LOTZE, las atribuyen al Cámbrico superior.

PARGA y VEGAS (1972 b), continuando con el esquema de GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971), presentan, también para el anticlinal de Valdelacasa, la siguiente sucesión: "serie de Valdelacasa" de edad precámbrica superior; "serie de conglomerados de Villar del Pedroso" que representarían el tránsito al Cámbrico; "serie calcárea" de edad Cámbrico inferior. Discordante sobre los niveles anteriores (discordancia Toledánica) se sitúa la "serie clástica superior" de edad Cámbrico superior. Y, por último, sobre todos los materiales anteriores, también discordante (discordancia Ibérica) aparece la cuarcita armoricana.

SAN JOSE *et al.* (1974) con base en las series estratigráficas obtenidas en Los Navalucillos (Toledo) y Navas de Estena (Ciudad Real), distinguen las siguientes unidades litoestratigráficas para esa región: "serie de pizarras del Pusa" y "serie del Azorejo", la cual contiene un nivel carbonatado, a techo, que denominan "calizas de Los Navalucillos".

Por encima, discordante, aparece la "serie del Estena"; la discordancia la asimilan a la Toledánica de LOTZE (1956), no apreciándose la existencia de la discordancia Ibérica. No omiten la posibilidad de una tectónica preordovícica que condicione la geometría de la serie del Azorejo previamente a su decapitación por la discordancia Toledánica. Su edad abarca desde el Cámbrico superior o Tremadoc al Skiddaviense.

Para las series inferiores, dada la continuidad sedimentaria desde las calizas de Los Navalucillos hasta las pizarras del Pusa, plantean dos hipótesis: a) si se consideran precámbricas las pizarras del Pusa, no existe discontinuidad Precámbrico-Cámbrico; b) si se admite la existencia de dicha discontinuidad en el límite Precámbrico-Cámbrico, esté se situaría por debajo de la base visible de las pizarras del Pusa.

VEGAS (1974) define la "formación Valdelacasa" que comprendería los materiales pizarrosos y grauvácicos, que representan la parte más inferior de la secuencia estratigráfica del basamento hercínico, atribuyéndola una edad precámbrica.

A techo sitúa los "conglomerados de Villar del Pedroso", que representarían la transición al Cámbrico; y por encima, ya en el Cámbrico inferior, la "serie carbonatada con arqueociatos", junto con otros niveles terrígenos suprayacentes. Considera la ausencia del Cámbrico medio; y la existencia de Cámbrico superior-Tremadoc, discordante sobre los anteriores.

MORENO (1974, 1975 y 1977 a y b) define el "nivel conglomerático calcáreo de Fuentes"; primero como originado en un medio agitado, situado en una zona de umbral, donde se producirían interrupciones en la sedimentación; para, en trabajos posteriores, definirlo como depósitos olistostrómicos relacionados con surcos turbidíticos. Este nivel lo correlaciona con el "olistostroma con calizas del Membrillar" y con el nivel de "porfiróides de Aldeanueva de San Bartolomé", asignándoles a todos ellos una edad precámbrica terminal. Todo el tramo lo sitúa, a su vez, concordantemente sobre las capas de Valdelacasa; y junto a los "conglomerados de Carrascalejo", LOTZE (1961), y a los "conglomerados de Villar del Pedroso", VEGAS (1971), los incluye en las "series de tránsito".

La transición al Cámbrico se realizaría concordantemente a través de una potente serie pelítica, "pizarras del Pusa" SAN JOSE *et al.* (1974), que daría paso a las calizas de Los Navalucillos.

Compara los niveles conglomeráticos y olistostrómicos del Precámbrico terminal con "mixtitas", indicando la existencia de un control tectónico para su formación; este control estaría representado por movimientos sincrónicos a la sedimentación que configurarían: umbrales, los cuales podrían llegar a emerger ocasionalmente, donde se depositarían materiales carbonatados; y surcos donde se acumularon potentes masas olistostrómicas y series turbidíticas proximales. Tanto surcos como umbrales tendrían un desarrollo longitudinal y alargado en dirección noroeste-sudeste.

PARGA y VEGAS (1975) separan tres dominios para el Precámbrico del Macizo Hespérico. En el dominio centro, que abarca toda la zona Centroibérica, distinguen unos materiales de edad precámbrica, que equiparan a la serie de Valdelacasa de LOTZE (1961); y cuya sucesión estratigráfica sería, de muro a techo: "pizarras dominantes", "alternancias de pizarras y grauvacas" y "grauvacas groseras predominantes".

Por encima se depositaría, concordantemente, la "serie intermedia de transición", que denominan "serie del Pedroso". Concordantemente sobre esta serie de transición se depositaría la "serie del Ibor", a la que asignan una edad Cámbrico inferior y en la que incluyen las "calizas de La Estrella" y las "capas de Los Cortijos", ambas con trilobites.

Sobre la anterior, de forma discordante (discordancia Toledánica), se situaría la "serie de Carrascalejo", de edad Tremadoc y/o Cámbrico superior. Finalmente, los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior, en cuya base sitúan la discordancia Ibérica, se apoyan sobre cualquiera de los conjuntos anteriores.

CAPOTE *et al.* (1977), basándose en los esquemas de MORENO (op. cit.), admiten la existencia de discontinuidades, tanto cartográficas como intraformacionales, en la base o por debajo de los niveles conglomeráticos calcáreos precámbricos; los cuales serían originados por deslizamientos de las masas carbonatadas.

VEGAS *et al.* (1977) delimitan en el flanco norte de Valdelacasa tres conjuntos estratigráficos, por debajo de las cuarcitas armorianas:

El conjunto superior tendría naturaleza conglomerática, en facies de aguas someras; su edad sería Tremadoc y su base discordante. Por debajo, afloraría una serie de pizarras con intercalaciones calcáreas y areniscosas en las que existe fauna del Cámbrico inferior, su base es muy monótona y potente.

El tercer conjunto, en continuidad bajo los materiales anteriores, estaría formado por un nivel muy potente de fangoconglomerados, olistostromas y lechos de calizas; y conglomerados calcáreos, en ocasiones feldespáticos; todos los cuales tendrían una edad precámbrica superior terminal debido a su situación sobre facies turbidíticas, que son equivalentes a las formaciones esquistoso-grauváquicas de edad precámbrica superior del centro de la Península ("formaciones Valdelacasa y Alcudia"). Las discordancias puntuales, que según los autores existirían hacia el borde de la cuenca, las suponen compatibles con la acordancia general encontrada hacia el oeste, que con dudas podría representar la zona central de la cuenca, al considerar estos niveles como "mixtitas".

En la zona de Villarta (anticlinal de Navalpino), en las proximidades del olistostroma calizo, aparecerían una serie de fangoconglomerados con cantos de lilitas, y capas colapsadas, los cuales los incluyen en la serie conglomerática inferior que, a su vez, comparan con el Alcudiense superior y cuya edad sería Precámbrico superior. El resto del esquema de Valdelacasa sería también válido en Navalpino.

HERRANZ *et al.* (1977), dentro de la subdivisión en "dominios" de la parte meridional de la zona Centroibérica y septentrional de Ossa-Morena, incluyen los anticlinales de Navalpino y de Valdelacasa en el dominio que denominan "Montes de Toledo occidentales". Este lo caracterizan por la existencia de un Precámbrico anquimetamórfico en facies esquistoso-grauváquicas, discordante bajo Cámbrico datado.

Las unidades que distingue son, de muro a techo: "pizarras del Guadiana", compuestas por pizarras arcillosas con lentejones de "pebbly mudstone", de origen turbidítico; "calizas de Villarta", en las que reconocen oncolitos, estructuras estromatolíticas y niveles brechoides; estas calizas las correlacionan con las de Valdecañas (Ibor) y Abenójar; y, finalmente, las "pizarras del Torilejo", compuestas por tres tramos, uno inferior en el que dominan las secuencias canalizadas, uno intermedio pizarroso y el superior formado por una serie de secuencias de Bouma completas.

Por encima, discordante, se iniciaría el ciclo que contiene los materiales cámbricos; esta discordancia, que equiparan a la Cadomiense o Asíntica, aunque localmente pueda ser fuerte, no marcaría un cambio demasiado grande, ni desde el punto de vista litológico, ni del estructural. Este ciclo comienza con el "nivel de Fuentes", MORENO (1974), conjunto olistostrómico con cantos de calizas, al que seguirían, sucesivamente: las

"pizarras de Pusa" de origen turbidítico; las "areniscas del Azorejo", conjunto detrítico de plataforma con huellas de origen orgánico, que indicarían una edad Cámbrico inferior; y, finalmente, las "calizas de Los Navalucillos", tramo carbonatado perimareal, datado como Cámbrico inferior alto (Elankiense), mediante fauna de arqueociatos y trilobites, GIL CID *et al.* (1976).

El Ordovícico inferior se depositaría discordante sobre todos los materiales infrayacentes; esta "discordancia Sárdica" sería mucho más importante que la anterior, condicionando en mayor grado la morfoestructura actual de la zona.

BRASIER *et al.* (1979), encuentran por primera vez icnofauna en niveles inferiores a las areniscas de Azorejo; completando con nuevos datos de icnofauna la datación de esta unidad.

Así, en el nivel de Fuentes citan restos de *Planolites*, mientras que en las pizarras del Pusa aparecen discos carbonosos de tipo *Chuarina*, considerados característicos de Rifeense o Vendense, además de pistas de aspecto más cámbrico, como *Monomorphichnus* y otras próximas a *Phycodes* y *Diplocraterion*, lo que hace que se les asigne a ambos, provisionalmente, una edad Vendense, aunque el límite con el Cámbrico inferior debería situarse en las pizarras de Pusa.

Las areniscas de Azorejo, por la icnofauna que presentan, son ya de edad Cámbrico inferior; mientras que el Alcudiense superior, discordante bajo el nivel de Fuentes, tendría una edad vendense o Rifeense en función de la edad del nivel de Fuentes.

MARTÍN-CARO (1980), en la zona de La Estrella, reconoce cinco unidades, que ya habían sido descritas anteriormente; desde el Alcudiense superior hasta las calizas de Los Navalucillos. Encuentra pistas fósiles similares a las descritas por BRASIER *et al.* (1979), situando el límite Precámbrico-Cámbrico, o bien en las pizarras del Pusa en base a criterios paleontológicos, o en la base del nivel de Fuentes como inicio de un nuevo ciclo separado del anterior por acontecimientos geotectónicos.

SAN JOSE (1980, 1983) distingue, dentro de los materiales pelíticos y grauváquicos del borde meridional de la zona Centroibérica, dos grupos:

El "Grupo inferior" (Alcudiense) lo divide a su vez en dos conjuntos: el inferior comienza con arcosas vulcanogénicas que pasan lateralmente a conglomerados, procedentes de la erosión del sustrato. Hacia arriba pasan a unas alternancias de grauvacas y lutitas en secuencias granodecrescentes con intercalaciones de riocacitas y espilitas, y hacia su parte más alta, este conjunto inferior, contiene esporádicos niveles centimétricos de silexitas carbonosas (ftanitas). La base de este Grupo sólo habría sido vista en la zona de Ossa-Morena, estando separado de su sustrato por una discordancia mayor y generalizada; el sustrato representaría un zócalo previamente tectonizado y metamorfozido. Estos materiales los equipara a los "esquistos de Alcadia", BOUYX (1970), y el Alcudiense inferior, TAMAIN (1970), HERRANZ *et al.* (1977).

El conjunto superior de este Grupo inferior, que presentaría una dudosa relación de yacencia con su parte

inferior, comenzaría por niveles de microconglomerados alternando con areniscas, grauvacas y lutitas; los cuales pasarían a un tramo predominantemente lutítico en cuyo techo aparecen niveles dolomíticos lenticulares; éstos, a su vez, pasarían a areniscas con cantos y conglomerados, con intercalaciones de vulcanitas básicas, y finalmente, a una ritmita arenoso-arcillosa. Esta unidad la equipara al Alcudiense superior, TAMAIN (1970), HERRANZ *et al.* (1977), su contenido orgánico se limitaría a estructuras de algas en los tramos carbonatados y escasos icnofósiles, dudando de la atribución de esta unidad de las *Lingulellas* citadas en Portugal.

Para el "Grupo Superior" propone el nombre de "Pusiense", puesto que fue en el río Pusa donde primero de identificó su parte alta. Este Grupo estaría discordante sobre el anterior, no descartando que más al norte se apoye sobre materiales más antiguos.

Se iniciaría con un tramo basal de megabrechas y conglomerados calcáreo-dolomíticos, que pasarían a lutitas con intercalaciones arenosas y abundante materia orgánica; en estos niveles aparecen abundante icno y macrofauna de edad Véndico-Cámbrica. Por encima vuelven a aparecer alternancias de grauvacas, areniscas y lutitas, pasando a sedimentos lutíticos ricos en materia orgánica con "slumps" de gran tamaño. Finalmente, se intercalan areniscas, que se van haciendo más abundantes hacia techo, las cuales contienen icnofauna de edad cámbrica.

Ambos grupos, pese a que presentan diferencias, los engloba en un Supergrupo que hace corresponder conceptualmente a la definición del "Hispaniense", TEIXEIRA (1979). La discordancia que separaría ambos Grupos la atribuye a la actividad orogénica Cadomiense, que implicaría una etapa de diastrofismo, emersión y erosión previa al depósito de la cobertera.

2.4 Otros antecedentes regionales

En este apartado presentamos un escueto resumen sobre trabajos de áreas más alejadas, con relaciones menos claras con la zona de estudio, aunque con problemática similar; fundamentalmente abarca los anticlinales de Alcadia y Abenójar, al sur, y el oeste de la provincia de Cáceres y la de Salamanca.

SCHMIDT THOME (1945), en la región entre Salamanca y Cáceres, atribuye los niveles basales de los materiales sedimentarios al Cambriano; aunque precisa "que está por aclarar si en la arquitectura del Paleozoico participan también rocas algonquicas además del Cambriano y del Siluriano, y también si no se presentara con frecuencia el Algonquiense en lugar del Cambriano".

Cita en el Cámbrico dos horizontes calcáreos: uno inferior incluido en una potente serie pizarrosa; y otro superior cerca de la base del Siluriano (posteriormente denominado "calizas de Tamames"). La presencia de estas dos series calcáreas no concordaría con la división estratigráfica de la región de LOTZE, las diferencias las explica, o bien porque el Cámbrico de Salamanca tendría una constitución distinta a la del Cámbrico de las Cadenas Celtibéricas, o bien se trataría en realidad de rocas

más antiguas, por lo que el Siluriano transgrediría sobre el Precámbrico.

MACHENS (1954), en Abenójar, atribuye al Cámbrico toda la serie preordovícica azoica, que, con una potencia de 2000 m, está compuesta por calizas y esquistos arcillosos. Esta serie fue considerada posteriormente por LOTZE (1961) como normal del centro de España, con la salvedad del gran espesor de la serie pelítica suprayacente a las calizas, lo que atribuyó, o a una repetición tectónica de los mismos horizontes, o a una facies especial, de carácter tectónico, de las argilitas.

REDLIN (1955), en el valle de Alcuía, distingue dos secuencias discordantes entre sí: la inferior, de varios miles de metros de espesor, sin fósiles, formada por rocas arcillosas, areniscas y grauvacas, la sitúa en el infracámbrico; siendo posteriormente correlacionada por LOTZE (1956) con las capas de Valcasa. La serie superior, de edad posiblemente cámbrica, está compuesta por areniscas y esquistos con numerosos bancos de conglomerados y en ciertos lugares calizas; su techo acaba por una leve discordancia (sárdica).

SOS BAYNAT (1958) cita en el puerto de Las Camellas, al norte de la provincia de Cáceres, unas pizarras "antiguas", de posible edad algónquica, discordantes bajo Siluriano.

BOUYX (1962) distingue los "esquistos de Alcuía", de edad precámbrica, de los materiales suprayacentes, discordantes, que atribuye al Cámbrico sin pruebas paleontológicas y que denomina "serie de Hinojosas".

BOUYX (1970) describe los esquistos de Alcuía como una facies flysch esquistosa-grauváquica, con intercalaciones de ftanitas y una potencia de 6 a 7.000 m. Esta serie la correlaciona con los "esquistos de San Lorenzo", RICHTER (1967), siendo su edad Precámbrico superior.

Sobre ella, de forma discordante, se encontraría una serie de 2000 m de potencia mínima, compuesta por grauvacas de tendencia microconglomerática, alternancias de esquistos, grauvacas y grauvacas bandeadas, y conglomerados, con algunos niveles tufáceos o de areniscas groseras. A esta serie le asigna también una edad Precámbrico superior, pudiendo incluir la transición al Cámbrico, por lo que la discordancia en su base sería intraprecámbrica.

Por encima, y también discordante, se encontraría la "serie de Hinojosas", formada por niveles carbonatados con intercalaciones de esquistoso-arenosas, y probablemente los "conglomerados de Villalonso". Su edad sería cámbrica, aunque con dudas, debido a la ausencia de fauna y a las malas condiciones de observación del contacto con los niveles infrayacentes.

Sobre todas estas series aparecen los primeros niveles claramente paleozoicos, de forma discordante. Están formados por una serie detrítica basal y por una serie esquistoso-arenosa, que denominó "niveles rojos", que da paso a las cuarcitas del Arenig. Ambas series tendrían una edad Tremadoc probable.

OVTRACHT y TAMAIN (1970 a y b) proponen la denominación de "Alcudiense" para los materiales del valle de Alcuía. Este alcudiense estaría formado por una serie inferior esquistoso y grauváquica y una serie superior en parte conglomerática. Los materiales del alcudiense se depositarían sobre un zócalo precámbrico invisible, pero necesariamente presente.

CRESPO y TAMAIN (1971) señalan la existencia de niveles carbonatados interestratificados en el Alcudiense; correlacionan las calizas de Cabezarrubias-Hinojosas-río Tirteafuera con las de Abenójar atribuyéndolas al Cámbrico, siguiendo las ideas de MACHENS (1954) y, por lo tanto, asignan esa misma edad a parte del Alcudiense; sin embargo, indican que en caso de no existir esa identidad, con las de Abenójar, bien podrían considerarse las primeras como Precámbrico superior o Infracámbrico. Finalmente, presentan al Alcudiense como afectado por una orogenia compleja y polifásica.

CRESPO y REY (1971) dividen el Alcudiense en dos sucesiones: una inferior compuesta por una monótona sucesión de esquistos y grauvacas con espilitas asociadas; y una superior formada también por esquistos y grauvacas, pero con intercalaciones de calizas detríticas, microconglomerados y conglomerados. Ambas sucesiones, o bien estarían discordantes entre sí, lo que hablaría de una superficie de erosión con peneplanización del conjunto inferior, o bien entre ambos existe una milonita que podría tratarse de una fase de fallas inversas correspondientes a una tectónica anterior a la orogenia Hercínica.

CRESPO *et al.* (1971) y CRESPO (1972) reconocen una discordancia angular (¿asíntica?) entre Alcudiense inferior, de edad precámbrica alta, y el Alcudiense superior, considerado como Cámbrico inferior.

TAMAIN y OVTRACHT (1971, 1973) y TAMAIN (1975) incluyen la "serie de Hinojosas" como interestratificada en el Alcudiense superior conglomerático, el cual lo comparan con el Brioveriense superior de Bretaña, asignándole una edad Precámbrico superior. No encuentran ninguna discordancia, ni angular, ni cartográfica en el seno del Alcudiense, siendo las anomalías, siempre, de orden tectónico.

Este "ciclo Alcudiense" finaliza por una orogénesis muy importante (Cadomiense), en el curso de la cual es vigorosamente plegado y afectado por intensos movimientos tangenciales. La orogénesis correspondería al rejuvenecimiento de un zócalo antiguo, desconocido en esta región; a la orogénesis seguiría una fase de reposo continental. En una fase ulterior, el Alcudiense, habría sido verticalizado debido a algún hundimiento del zócalo subyacente.

PARGA y VEGAS (1972 b, 1975), FONTBOTE y JULIVERT (1974) y BARD *et al.* (1974) realizan recopilaciones de trabajos anteriores con síntesis sobre el Precámbrico de la Península Ibérica.

En Salamanca, GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) indica la presencia de pliegues de dirección NE-SW en el "complejo esquistoso-grauváquico", el cual estaría formado por pizarras y grauvacas con intercalaciones de conglomo-

merados, areniscas y calizas. La dirección de plegamiento contrasta con la del Ordovícico situado estructuralmente encima. No indica la edad de esos movimientos, considerados sólo antehercínicos.

MORENO (1977 a y b) considera el contacto entre Alcudiense inferior y Alcudiense superior como planos de despegue entre capas colapsadas ("slump sheets") y capas colindantes inalteradas; aunque si admite la discordancia en el anticlinal del río Esteras, sin embargo, opina que es una discordancia local y, por lo tanto, que no es necesario invocar la existencia de etapas de deformación.

Correlaciona la "serie superior" de BOUYX (1970), con las series de tránsito del anticlinal de Valdelacasa; y las calizas de Hinojosas, con las de Abenójar y las de Valdecañas. A todos estos materiales les atribuye una edad Precámbrico terminal.

HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1981) sitúan los anticlinales de Alcudia y Abenójar en el dominio de Alcudia-Alta Extremadura, el cual lo caracterizan por la existencia de un Precámbrico anquimetamórfico, en facies esquistoso-grauváquica, discordante bajo Ordovícico datado. Dentro de este Precámbrico separan dos tramos, Alcudiense inferior y superior, cuyo tránsito sería gradual. Correlacionan las calizas de Hinojosas y Abenójar, con las de Villarta del anticlinal de Navalpino.

VEGAS *et al.* (1977) relacionan los materiales del valle de Alcudia con los del anticlinal de Valdelacasa, Salamanca y Tras os Montes; correlacionando, por un lado, la "formación Alcudia" (Alcudiense inferior), VEGAS (1974), con el complejo esquistoso-grauváquico; y por otro lado, la "serie superior conglomerática" (Alcudiense superior", con las mixtitas y olistostromas del anticlinal de Valdelacasa.

RODRIGUEZ ALONSO (1982) distingue dos conjuntos en el "complejo esquistoso-grauváquico", al sur de Salamanca:

El conjunto inferior lo divide en dos tramos: uno inferior arenoso y lutítico; y otro superior, también arenoso y lutítico, con intercalaciones de conglomerados que pueden presentar aspecto caótico.

Dentro del conjunto superior, que se apoya sobre el anterior mediante un contacto gradual o erosivo, diferencia tres tramos: el inferior, compuesto por lutitas negras con pequeñas intercalaciones arenosas, asociado al cual aparece o bien un conjunto carbonatado-detrítico, discontinuo, o bien areniscas y paraconglomerados con clastos fosfatados. El intermedio que esta formado por lutitas y areniscas con intercalaciones de conglomerados y algunos carbonatos. Y, finalmente, el tramo superior que son, exclusivamente, lutitas negras.

Sedimentológicamente, asocia todas las facies presentes a depósitos de abanicos submarinos profundos, correspondiendo parte de ellas a sedimentación turbidítica, y parte a sedimentación autóctona de la cuenca.

Estos materiales, además de las diferentes fases de la orogenia Hercínica, están afectados por una fase de deformación si esquistosidad asociada, que no afecta al Ordovícico, de dirección NW-SE a E-W. Esta la equipara, probablemente, a la fase Sárdica, cuya edad posible sería Cámbrico superior.

DIEZ BALDA (1982), en el "complejo esquistoso-grauváquico" al sur de Salamanca, diferencia dos formaciones: la "Formación Monterrubio", compuesta por una serie pizarrosa con intercalaciones de tramos conglomerático-cuarcíticos, que se interpretan como depositados por corrientes densas en un abanico submarino. Por encima, la "Formación Aldeatejada", concordante con la anterior, compuesta por una serie fundamentalmente pizarrosa con intercalaciones de areniscas y niveles carbonatados brechoides; cuyo origen sería sedimentación por corrientes densas en un abanico submarino profundo, con un paso gradual a condiciones de plataforma.

Concordante sobre la anterior se deposita la "Formación Areniscas de Tamames", caracterizada por la alternancia de areniscas y pizarras con estructuras de aguas someras y abundantes trazas fósiles; en su techo, junto a intercalaciones carbonatadas, aparecen los primeros trilobites del Cámbrico inferior bajo. La secuencia continuaría con la "Formación calizas de Tamames" de edad Cámbrico inferior medio; y una serie pizarrosa de probable edad cámbrica que denomina "pizarras del Endrinal".

Sobre estos materiales reposaría discordantemente el Ordovícico inferior. Esta discordancia se debería a los movimientos sárdicos, que produjo pliegues no acompañados de esquistosidad.

MARTÍN IZARD y ARRIBAS MORENO (1984) también dentro del "complejo esquistoso-grauváquico", al NW de Ciudad Rodrigo (Salamanca), diferencian cinco tramos que, de muro a techo son: "tramo ampelítico", alternancia de términos arenoso-pelíticos, con abundantes laminaciones paralelas y oblicuas, estructuras de carga y ripples. "Tramo carbonatado-detrítico", que presenta abundantes deformaciones sinsedimentarias, deslizamientos, etc., aunque localmente hay tramos sin deformación. "Alternancia de términos pelíticos con intercalaciones cuarcíticas". "Alternancia de conglomerados, microconglomerados, cuarcitas y pelitas", en el que el carácter conglomerático disminuye hacia techo, terminando el tramo con ritmos arenoso-pelíticos con ripples de oscilación y de corriente. Y, por último, un "tramo fundamentalmente ampelítico".

El medio de sedimentación correspondería a una plataforma abierta en la que se podrían dar condiciones reductoras muy fuertes. Los términos arenosos tendrían como origen fenómenos turbidíticos, que podrían estar originados por tormentas. Los deslizamientos del tramo carbonatado-detrítico procederían de áreas más próximas a la costa y fueron transportados hasta el borde de la plataforma aprovechando zonas hundidas o acanaladas.

MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984) agrupan dentro del "complejo esquistoso-grauváquico" del oeste de Cáceres, una potente serie detrítica constituida por grauvacas, pizarras, conglomerados y cuarzovacas. Sobre ésta, de forma discordante, aparece una serie formada por pizarras y cuarcitas, que no se ha podido datar aunque la atribuyen al Ordovícico; esta serie es a su vez cortada, también de forma discordante, por los conglomerados situados en la base de la cuarcita armoricana.

Destacan la existencia de una fase de plegamiento anterior a la orogenia Hercínica que atribuyen, por correlación con otras áreas, a la fase Sárdica; esta fase no habría producido esquistosidad.

2.5 Antecedentes locales

Entre los primeros trabajos que se refieren al área de estudio se pueden citar los de LE PLAY (1834), quien establece la existencia de los dos pisos de los terrenos de transición en Extremadura. Los de EZQUERRA DEL BAYO (1850, 1851, 1854 y 1856), que clasifica la región de los Montes de Toledo y Extremadura como Silúrica, admitiendo en ella la presencia de Cámbrico, un poco de Devónico y algo más de Carbonífero. EGOZQUE y MALLADA (1876), en la memoria de Extremadura para la "Comisión del Mapa Geológico de España", atribuyen, en esta región, a los esquistos una edad Cambriana, los bancos de cuarcitas al Siluriano y las calizas al Devoniano, éstas por comparación con los niveles calcáreos, devónicos, de Cáceres. Más tarde, MALLADA (1896), en la explicación del "Mapa Geológico de España", considera la sierra de Guadalupe constituida por una ancha faja siluriana, con estrechas bandas de rocas cámbricas aflorantes en Robledollano y Castañar de Ibor.

Ya en este siglo, HERNANDEZ SAMPELAYO (1935) modifica el esquema de MALLADA para las Villuercas, asignando al Silúrico los materiales considerados por éste cámbricos. Y MELENDEZ (1943) incluye de nuevo en el Cámbrico medio y superior los estratos de pizarras y grauvacas de la provincia de Cáceres.

LOTZE (1945 b) divide en zonas el Macizo y caracteriza lo que define como "subzona lusooriental-alcudiana (en la que estaría incluida el área estudiada) por un desarrollo casi completo del "Paleozoico viejo y medio", que alcanza desde el Cámbrico inferior hasta el Devónico superior bajo. Cuestiona la existencia de los movimientos neocaledónicos, siendo preestefaniense la edad del plegamiento Varisco.

SOS BAYNAT (1956) considera los niveles cuarcíticos de las Villuercas como Silúricos, y divide los materiales inferiores a ellas en concordantes o discordantes. Dentro de estos últimos sólo anota un caso notable, el de las pizarras y areniscas del Pico Agudo (SW de Guadalupe), en contacto anormal con las pizarras infrayacentes, que consideraba de edad Silúrica y posteriores a las cuarcitas. El caso de materiales concordantes es poco frecuente y siempre muy dudoso, debido sobre todo a la posición tectónica de las cuarcitas, que consideraba invertidas.

También dentro de los materiales de edad Silúrica incluye las calizas de Mirabel, asignándolas una edad Llandeilo. En cuanto al Devónico, cita los datos de EGOZQUE y MALLADA (1876), quienes incluían todas las calizas de la región en este sistema, aunque advirtiendo que las calizas de Mirabel son, para él, silúricas.

LOTZE (1961) establece la estratigrafía del área comprendida entre Puente del Arzobispo y Guadalupe. Sitúa en la base de la sucesión las "capas de Valcasa", de edad precámbrica. Sobre ellas se depositaron las "capas de transición", que contienen niveles de gravas a los que atribuye un origen fluvio-glaciario y en las que sitúa el límite Precámbrico-Cámbrico. Por encima, aparece una "serie pizarrosa", a la que sigue la "serie dolomítico-calcárea" en la cual incluye todos los materiales carbonatados de la región, su edad sería cámbrica por la presencia, en Castañar de Ibor, de "restos de trilobites dudosos" en el techo de la serie.

Los niveles que afloran entre Almaraz y el puerto de Miravete los asimila también al Cámbrico, tanto por su estratigrafía, similar a la anterior, como por su "aspecto cámbrico" y por su situación bajo los niveles basales del Ordovícico.

Tectónicamente, sitúa de forma concordante los materiales que asigna al Cámbrico, sobre los que atribuye al Precámbrico; mientras que desdobra los plegamientos sárdicos en dos fases: una más antigua, visible sólo localmente (fase Toledánica); y otra más reciente y general (fase Ibérica).

PARGA (1970) presenta una "serie tipo", válida, con ciertas variaciones locales, para todo su "dominio eugeosinclinal", en el que está incluida el área estudiada. La serie comienza con un supuesto zócalo formado por ortogneises, la denominada "serie negra" y migmatitas básicas y ultrabásicas. Sobre éste se depositan una serie de materiales a los que atribuye una edad Brioveriense superior, los cuales están constituidos por una serie flyschoides de esquistos y grauvacas, equivalentes a la serie de Valcasa de LOTZE (1956). Por encima, y a través de una serie de transición, aparece el Cámbrico inferior, que comienza por esquistos y areniscas que pasan a pizarras y, más arriba, a la serie carbonatada. Más altos aún, dentro de esta "serie tipo", existirían niveles de edad Cámbrico medio y superior.

La discordancia Ibérica eliminaría el Cámbrico superior o la totalidad del Cámbrico, mientras que la Toledánica haría reposar el Cámbrico superior sobre cualquiera de los niveles más bajos.

GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971) establecen por vez primera las grandes estructuras del este de la provincia de Cáceres, estas unidades son, de NE a SW: anticlinal de Valdelacasa, sinclinal de Guadarranque-Gualija, anticlinal de Ibor, sinclinal de Río Viejas, anticlinal de Navezuelas-Robledollano y sinclinal de Santa Lucía, tomando como nivel de referencia los potentes bancos de cuarcita armoricana.

Citan los horizontes calcáreos de La Calera y Mirabel, en el anticlinal de Ibor, asignándolos al Cámbrico, siguiendo las ideas de LOTZE, explicando su discontinuidad lateral bien por motivos sedimentarios, o bien debido a la presencia de períodos erosivos sárdicos, por la existencia de microconglomerados, originados por estos períodos erosivos, encima de las calizas en el Km 203 de la carretera Madrid-Badajoz.

La sucesión de los materiales atribuidos al Cámbrico, en esta carretera, se inicia con "pizarras y cuarcitas", para pasar sucesivamente a: "pizarras arcillosas", "calizas", "microconglomerados", "pizarras verdosas", "pizarras, areniscas y cuarcitas", y acabando finalmente en las cuarcitas arenigienses.

Los materiales precámbricos sólo aflorarían más al sur, en la región de Guadalupe, debido a que la geometría del anticlinal permite una mayor distancia entre sus flancos. Este precámbrico sería equivalente a la serie de Valdelacasa y sería correlacionable, en cuanto a litología y posición estratigráfica, con los esquistos de Alcudia, BOUYX (1970), y con la "serie negra", VEGAS (1968).

Observan dos discordancias sárdicas, la segunda de las cuales es fundamentalmente erosiva; y no encuentran discordancia angular clara entre Precámbrico y las capas conglomeráticas de transición, aunque suponen que éstas debieron formarse por influjo de la fase Asíntica.

VEGAS (1971), para el área comprendida entre la sierra de Hornachos, al sur, y las sierras de Miravete y Deleitosa, al norte, cita una serie sintética que comienza con potentes niveles de "grauvacas y pizarras", que son atribuidos al Precámbrico dada su identidad, en cuanto a potencia y litología, con la "serie negra de Sierra Morena. Sobre éste, aparece una "serie conglomerática de transición" que da paso al Cámbrico, dentro de la cual incluye las "pizarras arenosas y areniscas" que afloran bajo la cuarcita armoricana, y que a veces pueden faltar, apoyándose, los niveles cuarcíticos, sobre el Precámbrico.

En el aspecto tectónico señala la existencia de una fase de plegamiento de edad problemática, puesto que sus efectos sólo se manifiestan en la porción precámbrica de la serie anteordovícica.

CAPOTE *et al.* (1971) presentan una serie estratigrafía similar a la de los autores anteriores, con un precámbrico pizarroso y grauváquico, equiparable a la serie de Valdelacasa; una serie conglomerática de transición al Cámbrico; un Cámbrico inferior con pizarras, cuarcitas y calizas, y un Cámbrico superior con conglomerados, pizarras arenosas y cuarcitas.

Reconocen dos fases tectónicas con esquistosidad, ambas claramente postsilúricas, así como la existencia de movimientos preordovícicos debido, tanto al predominio de pliegues con ejes subverticales, lo que indicaría la existencia de capas inclinadas anteriores a la primera fase hercínica; como por la existencia de niveles conglomeráticos en el tránsito Precámbrico-Cámbrico, en los niveles basales del Cámbrico superior y por el conglomerado basal de la cuarcita armoricana, claramente discordante sobre los materiales infrayacentes.

FONTBOTE y JULIVERT (1974) al hacer la relación de los afloramientos calcáreos de la región citan los del puerto de Miravete, Castañar de Ibor y Guadalupe, asignándoles una edad cámbrica; mientras que los materiales grauváquicos infrayacentes podrían ser precámbricos.

VEGAS (1974) mantiene su esquema anterior, precisando la sucesión cronoestratigráfica para la serie de Valdelacasa que, de muro a techo, estaría formada

por: "Pizarras con niveles subordinados de rocas silíceas", "alternancia de pizarras y grauvacas" y "grauvacas groseras listadas, que hacia techo pasan a niveles conglomeráticos" (conglomerados de Villar del Pedroso), incluidos en la serie de transición al Cámbrico.

TEJERO (1976) agrupa los materiales que afloran entre Aldeacentenera y Robledollano en dos grandes conjuntos: uno preordovícico, con materiales de edad precámbrica y cámbrica; y otro ordovícico. La secuencia estratigráfica que presenta para el conjunto preordovícico es, de muro a techo: "formación Aldeacentenera", compuesta por alternancias de grauvacas y pizarras, con una edad posible precámbrica superior, "formación Retamosa-Cabañas del Castillo", constituida por conglomerados, grauvacas y pizarras, representando el tránsito Precámbrico-Cámbrico. En los materiales que atribuye al Cámbrico inferior distingue tres unidades: "unidad Cc" formada por calizas y calcoesquistos, "unidad Cp", compuesta por pizarras pelíticas y "unidad Ca", areniscas y pizarras.

Por encima, de forma transgresiva sobre los materiales anteriores, aparecerían conglomerados, cuarcitas y areniscas, con cambios laterales de facies a areniscas y cuarcitas con tonos rojizos; cuya edad sería Cámbrico superior-Ordovícico inferior.

No encuentra diferencia estructural entre Precámbrico y Cámbrico, pues ambos se deforman igual. Pone de manifiesto la existencia de movimientos sárdicos, debido a la mayor densidad de lineaciones cercanas a la vertical en los niveles preordovícicos, que no observa en los ordovícicos. La orogenia Hercínica presenta la superposición de tres fases, siendo la primera la más importante y la única que presenta esquistosidad penetrativa, ésta desarrolla pliegues cilíndricos, correspondientes a las grandes estructuras cartografiadas, su vergencia sería al SW y sus esfuerzos de dirección NE-SW. Posteriormente existe una fase de fracturación tardihercínica, con fallas de desgarre de direcciones predominantes E-W a N 60 W, destacando estas últimas subparalelas a las estructuras de primera fase; y una fase de suave compresión que origina kink-bands.

MORENO (1977 a y b) cita todos los materiales carbonatados que afloran en los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano, indicando que el nivel que se puede continuar desde Valdecañas hasta La Calera pasa hacia el SE a niveles de "mud flow".

La serie general y las correlaciones de los niveles anteordovícicos entre el anticlinal de Valdelacasa y el área estudiada aquí, las establece en función de dos niveles que considera isócronas, éstas vendrían marcadas por la supuesta existencia de dos episodios turbidíticos con paraconglomerados. La primera isócrona corresponde a los niveles de paraconglomerados con calizas del anticlinal de Valdelacasa, olistostroma del Membrillar y nivel de Fuentes, junto a los porfiroides de Aldeanueva de San Bartolomé; estos niveles los correlaciona con los materiales carbonatados del anticlinal de Ibor, a los que se encuentran asociados los "conglomerados del cerro del Cesto", GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971), que también supone paraconglomerados. A esta "isócrona 1" le asigna una edad Precámbrico terminal, una de las

primeras asignaciones, junto a la de HERRANZ *et al.* (1977), de las calizas del anticlinal de Ibor a esa edad. Finalmente, correlaciona esta isócrona con el "Ollo de sapo".

La "isócrona 2" se situaría en las pizarras del Pusa del anticlinal de Valdelacasa, que correlaciona con los olistostromas sin calizas de dicho anticlinal; y, en el anticlinal de Ibor, en los conglomerados que afloran por encima de las calizas en La Calera. Su edad sería también precámbrica, sobre ella, en el anticlinal de Valdelacasa, se situaría el Cámbrico, de forma concordante.

Señala la ausencia del Cámbrico en el anticlinal de Ibor, debido a la erosión ligada a la fase sárdica. La cuenca de sedimentación estaría articulada en bloques levantados, donde se depositarían serie someras que incluirían calizas, las cuales son relacionadas con episodios lateríticos; y bloques hundidos, donde se depositarían potentes series de esquistos y grauvacas con tendencias turbidíticas.

HERRANZ *et al.* (1977) incluyen el área estudiada en el "dominio de Alcuía-Alta Extremadura", la división la realizan en función de las características del Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico. Así, este dominio lo caracterizan por la existencia de un Precámbrico anquimetamórfico en facies esquistoso-grauváquicas, discordante bajo Ordovícico datado.

El Cámbrico, en este dominio, no aparecería por "no deposición", siendo una zona con débil erosión más transporte. En los otros dominios, siempre que aparece el Cámbrico se situaría discordante sobre los niveles infrayacentes, opinión opuesta a la sostenida por MORENO (1977 a y b).

En la serie que presentan para los Montes de Toledo, correlacionan la unidad "calizas de Villarta" con los materiales carbonatados de Ibor y Robledollano; su edad sería precámbrica superior al situarse, las calizas de Villarta, discordantes bajo la serie que contiene, a techo, niveles del Cámbrico inferior.

VILAS *et al.* (1979) realizan, en la zona de La Calera, el primer estudio específicamente sedimentológico de materiales precámbricos en la mitad meridional de la zona Centroibérica. Describen dos unidades: la unidad inferior, "unidad A", está formada por alternancias de pizarras y grauvacas, que son correlacionadas, o bien con el tramo basal del Alcudiense superior ("pizarras del Guadiana", HERRANZ *et al.*, 1977), o bien con el techo del Alcudiense inferior. La "unidad B", suprayacente y concordante con la anterior, la dividen en dos conjuntos de facies, carbonatadas y terrígenas, siendo las primeras predominantes en la parte inferior de la serie; esta unidad la correlacionan con la parte alta del Alcudiense superior ("calizas de Villarta" y "pizarras del Torilejo", HERRANZ *et al.*, 1977).

Sedimentológicamente, los materiales de la "unidad A" los atribuyen a sedimentación de plataforma tranquila "con corrientes ocasionales y aporte detrítico fino relativamente constante". Dentro de la "unidad B", las facies carbonatadas las interpretan como ligadas al crecimiento de mallas de algas y estromatolitos en un

medio inter y supramareal; mientras que las facies terrígenas las suponen originadas en un régimen de llanuras intermareales extensas, atravesadas por un complejo de canales mareales, tanto principales, como secundarios, sin poder descartar en algunos casos cierta influencia continental.

WALTER (1982) junto con sus discípulos CUVÉLIER *et al.* (1982) y HöFGES *et al.* (1982), para el anticlinal de Ibor, en la región de Navalvillar de Ibor, presentan la siguiente sucesión de muro a techo:

"Serie del Ibor", dividida en dos miembros: uno inferior, compuesto por alternancias de pizarras oscuras y bancos de grauvacas, que acaba en un conglomerado cuarcítico; y otro superior, que esta compuesto por pizarras puras y bandeadas con arenisca fina, con una intercalación lenticular de calizas de poca potencia. A esta serie le atribuyen una edad Precámbrico superior, correlacionándola con las "capas de Valcasa" (LOTZE, 1956).

Por encima se dispondría la "serie de Navalvillar" que subdividen en tres miembros: el inferior comprende pizarras oscuras y bandeadas alternando con areniscas arcósicas, en su base se sitúa un nivel de conglomerados; el miembro medio está formado por gruesos bancos de calizas y bancos masivos de dolomías recristalizadas en alternancia con pizarras y pizarras bandeadas; por último, en el miembro superior aparecen pizarras, pizarras arenosas y pizarras bandeadas, con intercalaciones de bancos de arenisca cuyo número crece hacia techo. Asignan a esta serie una edad cámbrica, desde cámbrica inferior a cámbrica superior, debido al hallazgo de "restos fósiles esqueléticos aún no determinados" citados por LOTZE (1961). Asimismo indican la existencia de restos de plantas, descritas por HUFNAGEL (1969) como probables antecesoras de las psilofitales devónicas, lo que según los autores apoyaría su datación.

A techo se encuentra la que denominan "serie Coloreada", compuesta por una sucesión alternante de pizarras finamente arenosas y pizarras bandeadas, con intercalaciones de grauvacas, cuarcitas y, localmente, de conglomerados y alternancias calcáreas. Su edad sería Cámbrico superior a Tremadoc por correlación litológica. Su base es transicional con la "serie de Navalvillar superior" no existiendo la discordancia Toledánica postulada por LOTZE (1956, 1961); por el contrario, a techo si existiría una discordancia ligera con la serie de la cuarcita armoricana.

GARCIA-HIDALGO (1982) diferencia en la zona noroccidental del anticlinal de Ibor, entre el puerto de Miravete y Valdecañas, tres unidades: "unidad inferior", fundamentalmente terrígena, que subdivide en dos tramos, uno inferior con predominio grauváquico y un tramo superior más pizarroso con alguna intercalación carbonatada a techo. La "unidad intermedia" tendría un carácter mixto terrígeno-carbonatado incluyendo niveles originados por crecimiento de mallas de algas y niveles canalizados, tanto terrígenos como terrígeno-carbonatados, presentando estos últimos direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas. Finalmente, la "unidad

superior" que también subdivide en dos tramos, el inferior con disminución de tamaño de grano hacia techo, donde se intercalan niveles carbonatados de escasa extensión; y el tramo superior con neto dominio de materiales de granulometría gruesa.

Todos los materiales se consideraban precámbricos por correlación con niveles similares del anticlinal de Navalpino, HERRANZ *et al.* (1977), los cuales se encuentran discordantes bajo la serie que contiene, a techo, materiales datados por fauna como Cámbrico inferior.

GARCIA-HIDALGO (1983, 1984) realiza una descripción sedimentológica detallada de la "unidad intermedia", GARCIA-HIDALGO (1982), en los alrededores de Casas de Miravete, distinguiendo tres zonas, paleogeográficamente distintas, en función de sus facies y de las agrupaciones a que éstas dan lugar.

La "zona A", al noroeste, presenta niveles de algas que forman cuerpos tabulares submareales sometidos muy frecuentemente a la acción de corrientes y/o tormentas, que los retrabajarían y destruirían. En la "zona B", situada entre las otras dos, abundarían los niveles de algas formando cuerpos tanto tabulares como montículos de origen submareal, los cuales serían sometidos sólo esporádicamente a corrientes y/o tormentas. La "zona C", al sureste, se caracterizaría por la presencia de numerosos canales mareales con direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas, los niveles de algas sólo existirían esporádicamente como relleno final de canales abandonados.

LIÑAN *et al.* (1984) dividen los materiales de la región de Guadalupe en tres unidades, de muro a techo: "Guadalupe complex" formado por pizarras y areniscas con niveles de conglomerados. "Calcareous beds" compuestas por conglomerados, pizarras y sedimentos arenaceos, junto a biolíticas criptalgales que aparecen interstratificadas en la serie. Y, finalmente, las "Detrital beds" que comprenden arcosas y pizarras depositadas en aguas someras.

En este trabajo se cita por primera vez microflora en este área, lo que permite datar los materiales. Así, en el "Guadalupe complex" sólo encuentran *Bavlinella faveolata*, que indicaría una edad Vendense inferior y medio. Dentro de las "Calcareous beds" aparecen, en su parte inferior, Vendoténias, fósiles en forma de tubo, *Cochlichnus sp.* y *Bavlinella faveolata*, lo cual indicaría una edad Rifeense superior-Vendense superior; mientras que en la parte alta de éstas la presencia de *Micrhystridium* les sugiere una edad que abarcaría desde la parte más alta del Vendense, a la parte más baja del Cámbrico. Finalmente, las "Detrital beds" contienen icnofauna del tipo *Phycodes pedum*, *Planolites sp.* y *Treptichnus sp.*, asociación que consideran cámbrica.

Indican la concordancia aparente entre las "Calcareous beds" y las "Detrital beds" suprayacentes, aunque de acuerdo con criterios regionales, que no exponen, piensan que un hiato debe existir entre ambas unidades. El límite Precámbrico-Cámbrico lo sitúan en la parte inferior de las "calcareous beds" con criterios fitoplanctónicos, considerando la desaparición de las Ven-

dotenias, así como de *Bavlinella faveolata*. Correlacionan las "calcareous beds" con las pizarras del Pusa del anticlinal de Valdelacasa y con la base de la "Formación Torreárboles" de la sierra de Córdoba.

GIL SERRANO *et al.* (1984), en el área estudiada y otras adyacentes, indican la existencia de tres fases de deformación con pliegues asociados. Una de estas fases sería preordovícica, probablemente precámbrica, y las otras dos hercínicas.

La fase preordovícica presentaría una esquistosidad patente y estaría relacionada con una orogenia Cadomiense que afectaría a las rocas precámbricas. Por otro lado, las dos fases hercínicas superpuestas crearían figuras de interferencia y una de ellas mostraría inversiones y flancos tumbados del orden de 10 Km.

GARCIA-HIDALGO (1985) describe las facies y asociaciones de facies de la unidad carbonatada en los alrededores de Valdecañas, la cual es interpretada como depósitos submareales o de plataforma interna. Esta unidad se situaría en la parte alta de una megasecuencia regresiva que comprendería parte de los materiales que afloran en el anticlinal de Ibor.

PIEREN (1985), en la terminación suroriental del anticlinal de Ibor y en la región de Agudo-Valdemanco, al sur de Herrera del Duque, agrupa los materiales preordovícicos en tres secuencias, reunidas en dos conjuntos. El conjunto inferior, que correlaciona con los esquistos de Alcudía, estaría formado por una serie de esquistos y grauvacas de características turbidíticas con una potencia de 6.000 m. Por encima se situarían una serie de grauvacas, grauvacas microconglomeráticas, pelitas y calizas con laminaciones de algas, que corresponderían a depósitos de plataforma, con una potencia de 190 m. Este conjunto lo caracteriza tectónicamente por la presencia de ejes de pliegues subverticales originados por la superposición de varias fases de plegamiento, una de las cuales afectaría exclusivamente a estos materiales y desarrollaría esquistosidad.

El conjunto superior, al que atribuye una edad vendica, presenta dos sucesiones distintas: una al noreste que comienza con unos niveles conglomeráticos que dan paso a pelitas y, posteriormente, a grauvacas, su potencia es de 750 m, siendo interpretados como depósitos de colmatación de un surco submarino por materiales turbidíticos; en continuidad sobre los anteriores se dispone una serie con litoarcosas, pelitas y grauvacas de 100 m de potencia, atribuidas a sedimentación de plataforma. La otra sucesión, al suroeste, comienza con paraconglomerados para pasar a conglomerados y areniscas de 295 m de potencia; por encima aparecen cuarcitas, areniscas, litoarcosas con Planolites y dolomías y calcosquistos con 340 m de potencia, que representan el tránsito de sedimentos de plataforma a intermareales. Este conjunto superior presenta un plegamiento de interferencia en domos y cubetas con características distintas al que presenta el conjunto inferior, apareciendo a su vez discordante sobre él. Por encima aparecerían, también discordantes (discordancia Ibérica) las cuarcitas del Ordovícico inferior y el resto de la serie paleozoica.

I.G.M.E. (1985 a, b, c y d) dividen los materiales precámbricos que afloran en el anticlinal de Ibor en dos

conjuntos concordantes entre si: uno inferior que denominan "pizarras y grauvacas" o "pizarras y areniscas grauváquicas", con una potencia de 2.000 a 3.000 m, localmente distinguen que su parte más alta está compuesta predominantemente por pizarras, con una potencia de 200 m.

El conjunto superior, que denominan "facies bandeadas", está formado por secuencias centi a milimétricas con un término basal grauváquico y otro superior lutítico, este conjunto presenta intercalaciones de conglomerados, areniscas, cuarcitas, dolomías, calizas y calcoesquistos. En la zona de Castañar de Ibor describen la existencia de hasta tres niveles de calizas con potencias variables entre 0 y 20 m. La edad de este conjunto sería Vendense superior.

Por encima, sin discordancia aparente (porque no existe, o bien porque no se ha reconocido), afloran unos materiales formados por areniscas, cuarcitas y limolitas en los que citan icnofauna como *Phycodes pedum*, *Neonereites sp.*, *Phycodes sp.* y otras huellas no clasificables que les permite atribuir esos niveles al Cámbrico inferior, pudiendo ser equivalentes a la formación Azorejo, aunque en facies distintas.

Finalmente, discordantes sobre todos los materiales anteriores, aparecen los niveles de edad ordovícica. En su base aflora una serie muy variada litológicamente compuesta por cuarcitas, conglomerados, areniscas, y pizarras, que presentan Skolitos, Daedalus y algunas Crucianas, su potencia es variable y con frecuencia está ausente; su edad más probable sería Tremadoc. Por encima aparecerían ya los niveles de cuarcitas en facies armoricana que da paso al resto de materiales paleozoicos.

3 DESCRIPCION DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

En este capítulo se describen las diferentes columnas estratigráficas que se han levantado en el área de estudio. En su descripción, así como en su representación gráfica, se han resaltado las principales características de los materiales observadas en el campo: litología, estratificación, morfología de los cuerpos sedimentarios, estructuras sedimentarias, contenido paleontológico y potencia de los tramos; completado, en ocasiones, con los datos obtenidos a partir del estudio de láminas delgadas para determinar exactamente su composición litológica y las microestructuras sedimentarias.

En total se han levantado y estudiado 45 columnas estratigráficas, algunas de las cuales son pequeñas columnas de apoyo para precisar las características de alguna unidad, o de alguna parte de la unidad (p. ej.: Arroyo de la Garganta I y II; Romangordo I y II, etc.); en otros casos ante la imposibilidad de levantar una única columna que caracterizase una zona, se optó por levantar pequeñas columnas, cuya unión sí puede caracterizarla (p. ej.: Hospital del Obispo I a VII).

El área estudiada se ha dividido en dos sectores: sector suroeste, anticlinal de Navezuelas-Robledollano, donde se han levantado 13 columnas y sector noreste, anticlinal de Ibor, en el que se han levantado 32 columnas. Dichas columnas son (fig. 5):

Sector SW

- 1 Carretera Nacional V
- 2 Arrocampo
- 3 Arroyo de la Garganta I
- 4 Arroyo de la Garganta II
- 5 Romangordo I
- 6 Romangordo II
- 7 Roturas
- 8 Río Almonte
- 9 Arroyo del Colmenar
- 10 Pista Higuera-Campillo
- 11 Navezuelas I
- 12 Navezuelas II
- 13 Puente de Almaraz

Sector NE

- 14 Almaraz II
- 15 Almaraz I
- 16 Carretera Almaraz-Valdecañas
- 17 Valdecañas I
- 18 Valdecañas II
- 19 Valdecañas III
- 20 Fresnedoso de Ibor I
- 21 Fresnedoso de Ibor II
- 22 Carretera Castañar-Robledollano II
- 23 Carretera Castañar-Robledollano I
- 24 Castañar de Ibor I
- 25 Castañar de Ibor II

- 26 Castañar de Ibor III
- 27 Castañar de Ibor IV
- 28 Carretera Castañar-Navalvillar
- 29 Navalvillar de Ibor I
- 30 Navalvillar de Ibor II
- 31 Navalvillar de Ibor III
- 32 Hospital del Obispo I
- 33 Hospital del Obispo II
- 34 Hospital del Obispo III
- 35 Hospital del Obispo IV
- 36 Hospital del Obispo V
- 37 Hospital del Obispo VI
- 38 Hospital del Obispo VII
- 39 La Calera I
- 40 La Calera II
- 41 La Calera III
- 42 Arroyo Jarigüela
- 43 Estrecho la Peña
- 44 Pista Militar
- 45 Río Guadalupejo

Las coordenadas de base y techo de cada columna están referidas al meridiano de Greenwich, sin embargo, puesto que en una serie de hojas del Instituto Geográfico y Catastral usadas en este trabajo, las longitudes están referidas al meridiano de Madrid, hemos añadido a la longitud calculada en ellas $3^{\circ}41'10''$, diferencia de longitudes entre el meridiano de Madrid y el de Greenwich.

Las hojas 1:50.000 usadas para la situación de las columnas, así como para la obtención de los toponímicos empleados en su descripción son:

Hoja 653, Valdeverdeja. Instituto Geográfico y Catastral, edición 1952

Hojas 652, Jaraicejo; 680, Aldeacentenera y 681, Castañar de Ibor. Instituto Geográfico y Catastral, edición 1963.

Hoja 707, Logrosán. Servicio Geográfico del Ejército, edición 1984

Hoja 708, Minas de Santa Quiteria. Servicio Geográfico del Ejército, edición 1982.

Hoja 681, Castañar de Ibor (escala 1:25.000). Cartografía Militar de España, plano director. Cuartos II (La Calera) y III (Cabañas del Castillo), edición 1959.

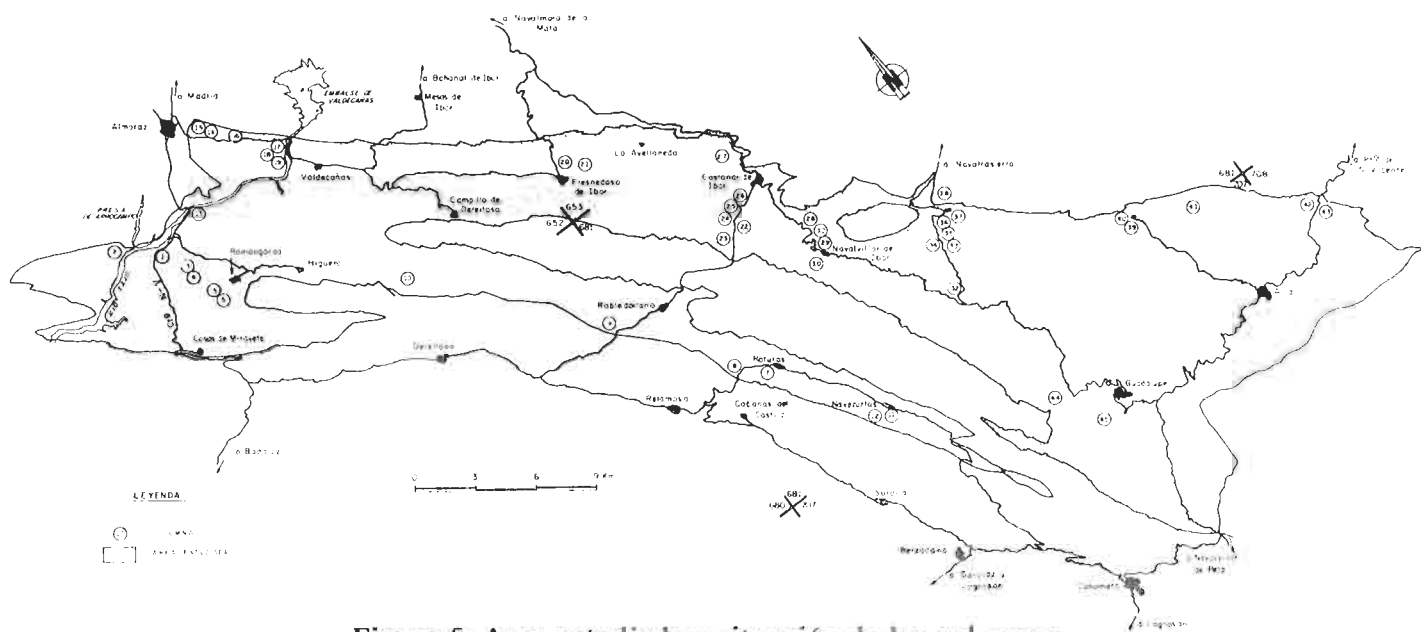


Figura 5: Area estudiada y situación de las columnas.
Figure 5: Location of sections within studied area



ESCALA

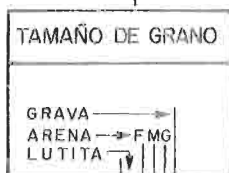
UNIDAD

TRAMO Nº

LITOLOGIA

CUERPOS SEDIMENTARIOS
(Geometria)

ESTRATIFICACION Y ESTRUCTURAS
SEDIMENTARIAS



- DOLOMIAS
- DOLOMIAS ANKERITICAS
- DOLOMIAS ARENOSAS
- ARENISCAS DOLOMITICAS
- GRAUVACAS
- GRAUVACAS MICROCONGLOMERATICAS
- MICROCONGLOMERADOS Y CONGLOMERADOS
- LUTITAS
- LUTITAS CON CANTOS

- Estratificación cruzada de surco
- Estratificación cruzada planar
- Laminación paralela
- Laminación ondulada
- Laminación convoluta
- Slumpings
- Superficie erosiva
- Ripples
- Estratificación lenticular
- Estratificación flaser
- Laminas grauvaquicas
- Acuñamientos de capas
- Amalgamación de capas
- Groove cast
- Crescent cast
- Cantos blandos
- Huellas de carga
- Estructuras de fluidificación
- Flora (Vendoténias)
- Bioturbación
- Estromatolitos monticulares
- Laminaciones de algas

Figura 6: Leyenda de las columnas estratigráficas.

Figure 6: Symbols used in stratigraphic sections.

Hoja 652 JARAICEJO

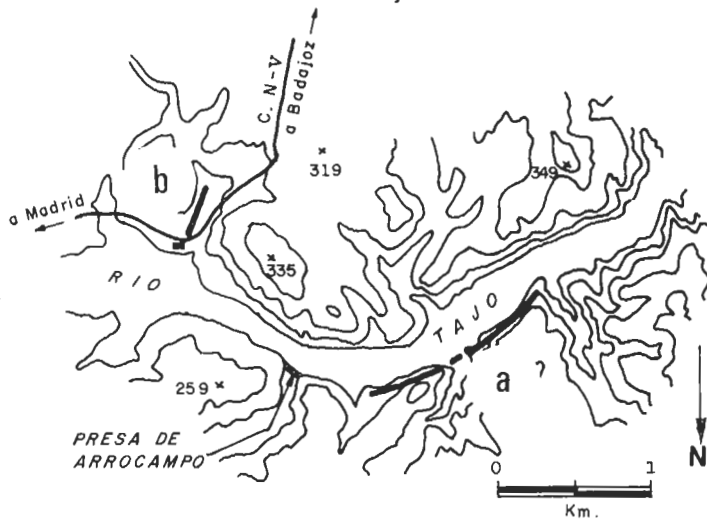


Figura 7: a, Columna Arrocampo
b, Columna Ctra. Nal. V

Columna Arrocampo
(Fig. 5, nº 2; Fig. 7a; Fig. 8)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°44'30"W 39°46'58" N
Techo: 5°45'10"W 39°46'35" N

Realizada en la margen derecha del rio Tajo, 500 m. al W de la presa de Arrocampo. fig. 7b.

Base: No aflora, cubierta, arenas y arcilla. Lateralmente arenas y arcillas rojizas con cantos de cuarcita.

1. 4.8 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas y dolomias arenosas grises con laminación cruzada planar de bajo ángulo. La laminación viene marcada por alternancias de láminas ricas en cuarzo y cuarcita, que presentan un esqueleto denso, con cemento dolomítico, y láminas ricas en cristales dolomíticos con escasos clastos cuarcíticos. Forman bancos centi a decimétricos con límites paralelos. Localmente con base suavemente erosivas. Hacia techo el tramo está semicubierto.
2. 1.2 m. Tramo cubierto, hacia la base afloran lutitas verdes con estratificación flaser y hacia techo un nivel de areniscas dolomíticas con laminación paralela.
3. 3 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas, presentan laminación paralela planar, esporádicamente laminaciones cruzadas de surco muy tendidas, los límites entre capas son paralelos con bases levemente erosivas.
4. 1.75 m. Alternancias milimétricas de pizarras oscuras de grano fino, con grauvacas de grano muy fino con bases planas, a veces erosivas y techos planos u ondulados. Ocasionalmente los niveles grauváquicos están formados por una masa de lenticulas rodeadas por películas milimétricas de lutitas.
5. 4.25 m. Dolomias y dolomias arenosas cuarcíticas grises cuyos clastos no se agrupan en niveles. Son masivas o con escasas laminaciones paralelas. Se presentan en bancos decimétricos con límites irregulares. Hacia la mitad del tramo aparece una delgada intercalación lenticular de lutitas finas verdes masivas.
6. 0.5 m. Alternancia centimétrica de lutitas verdes finas masivas, con alternancias milimétricas de lutitas finas verdes y grauvacas de grano muy fino. El tramo se acuña lateralmente.
7. 4.75 m. Dolomias grises en bancos de potencia variable centi a decimétricos con laminación paralela planar y regular que a veces se organizan formando estructuras monticulares. Hacia techo los bancos son más potentes y masivos.
8. 1.75 m. Areniscas cuarcíticas y dolomíticas y dolomias arenosas en bancos decimétricos con bases levemente erosivas, presentan laminación paralela planar, laminación cruzada planar y de surco, de bajo ángulo. Hacia techo los bancos se hacen masivos.
9. 0.6 m. Alternancias centi a milimétricas de lutitas finas verdes masivas, con lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino masivas.
10. 2.1 m. Dolomias arenosas gris oscuras en bancos centi a decimétricos con bases levemente erosivas. Son predominantemente masivos con algunas laminaciones paralelas que a veces son cruzadas de muy bajo ángulo. La laminación viene marcada por niveles con acumulación de cuarzos pudiendo llegar a ser niveles cuarcíticos con cemento dolomítico.
11. 0.65 m. Lutitas rojizas alteradas, masivas, con intercalaciones de lutitas grauváquicas rojas, que hacia techo presentan intercalaciones de lutitas verdes.
12. 6.9 m. Alternancias de dolomias gris claras masivas y dolomias arenosas con laminaciones paralelas planares, localmente onduladas o incluso cruzadas planares, generalmente a techo presentan bases erosivas, localmente muy erosivas o planas.

13. 1 m. Alternancias de lutitas verdes y grauvacas de grano fino, que presentan bases erosivas y estratificación flaser.
14. 1.1 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas con laminaciones cruzadas de surco laminación cruzada planar y laminación paralela planar, localmente son masivas.
15. 0,5 m. Dolomias grises masivas en bancos deci a centimétricos que se hacen menos potentes a techo.
16. 0.3 m. Alternancias de lutitas rojizas con laminación paralela y gran cantidad de óxidos de hierro que le dan esa coloración rojiza, con grauvacas que presentan bases erosivas y granoclasificación positiva y estratificación lenticular. La laminación de los tramos finos se adapta a la morfología de los tramos grauváquicos.
17. 0.8 m. Areniscas cuarcíticas dolomíticas con laminación cruzada planar y de surco.
18. 0.65 m. Grauvacas de grano fino; están compuestas por masas de lenticulas areniscosas rodeadas por finas películas lutíticas lo que da al tramo un aspecto brechoide.
19. 9.5 m. Alternancia de dolomias arenosas gris claras masivas, con dolomias arenosas cuarcíticas con clastos feldespáticos, presentan laminación paralela y laminación cruzada planar, en bancos decimétricos con bases levemente erosivas. Contiene intercalaciones centimétricas esporádicas de lutitas oscuras. Hacia techo los niveles dolomíticos afloran de forma dispersa debido al aumento de espesor de los niveles lutíticos.
20. 2.1 m. Alternancias de dolomias micro a macrocristalinas grises masivas y dolomias microcristalinas verdes localmente cuarcíticas, masivas, en bancos centimétricos.
21. 7.7 m. Dolomias arenosas gris oscuras y marrones con laminaciones cruzadas planares y de surco, laminación paralela planar, localmente onduladas y escasos tramos masivos que se hacen mas abundantes a techo. Se presentan en bancos decimétricos con bases erosivas.
22. 1.65 m. Lutitas verdes masivas, hacia la base con estratificación lenticular, las lenticulas están formadas por grauvacas de grano fino con base plana, levemente erosiva y techo curvo.
23. 2.3 m. Dolomias macro a microcristalinas gris claras, algo arenosas, masiva o con escasas laminaciones paralelas por acumulación de terrigenos en laminas.
24. 3.15 m. Dolomias microcristalinas algo cuarcíticas masivas o con escasas laminaciones paralelas planares u onduladas. Se presentan en niveles centi a decimétricos con base y techo plano, que se agrupan formando secuencias "thickening upward".
25. 1.1 m. Dolomias macro y microcristalinas, localmente cuarcíticas en bancos centimétricos que le dan un aspecto tableado, masivos o con una laminación gruesa constituida por alternancias de laminas claras macrocristalinas y laminas rojiza amarillentas microcristalinas con acumulaciones de cuarzo y óxidos de hierro.
26. 5,75 m. Alternancias de dolomias microcristalinas y dolomias micro a macrocristalinas cuarcíticas en tramos potentes masivos las primeras y en tramos tableados las segundas.
27. 0.7 m. Cubiertos.
28. 1.9 m. Dolomias macro y microcristalinas grises en bancos centi a decimétricos con laminaciones paralelas planares groseras.
29. 1 m. Lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino, verdes, masivas o con laminaciones paralelas.
20. 17.55 m. Alternancias de dolomias micro a mesocristalinas, cuarcíticas con grauvacas cuarcíticas dolomíticas. Las primeras aparecen en bancos decimétricos masivos o centimétricos con laminación paralela ondulada o planar. Las segundas se presentan en bancos centimétricos con laminación paralela planar, ondulada o cruzada de bajo ángulo.
31. 0.7 m. Lutitas verdes masivas.
32. 0.85 m. Dolomias gris oscuras masivas.
33. 25 m. Cubiertos.
34. 2.75 m. Lutitas verdes masivas y lutitas grauváquicas masivas, presentan una intercalación lenticular de areniscas microconglomeráticas cuarcíticas masivas con cemento dolomítico abundante, se presentan en afloramientos semiaislados.
35. 17 m. Semicubierto, lateralmente y de forma aislada afloran lutitas verdes, lutitas arenosas y en ocasiones areniscas rojizas, todas masivas, con dominio de las primeras.
36. 12 m. Alternancia de grauvacas de grano fino, grises y verdes, masivas, en capas centimétricas mas potentes hacia techo, con alternancias milimétricas de laminas mas o menos lenticulares de grauvacas con bases erosivas y techo plano y láminas lutíticas con laminación paralela que se adapta a la morfología de las láminas grauváquicas.
37. 25.6 m. Alternancias de lutitas verdes masivas y lutitas arenosas verdes y marrones, con alternancias milimétricas similares a las descritas en el tramo anterior. En su parte alta ha aparecido icnofauna no clasificada (bioturbación horizontal).
38. 1.5 m. Grauvaca de grano medio y grueso, localmente microconglomeráticas formadas por cantos de cuarzo y cuarcita de centil 1 cm. y media 4-5 mm. en una matriz grauváquica. Se presentan en niveles con bases y techos planos masivos con posibles acuñamientos laterales que a escala de afloramiento no se aprecian bien.

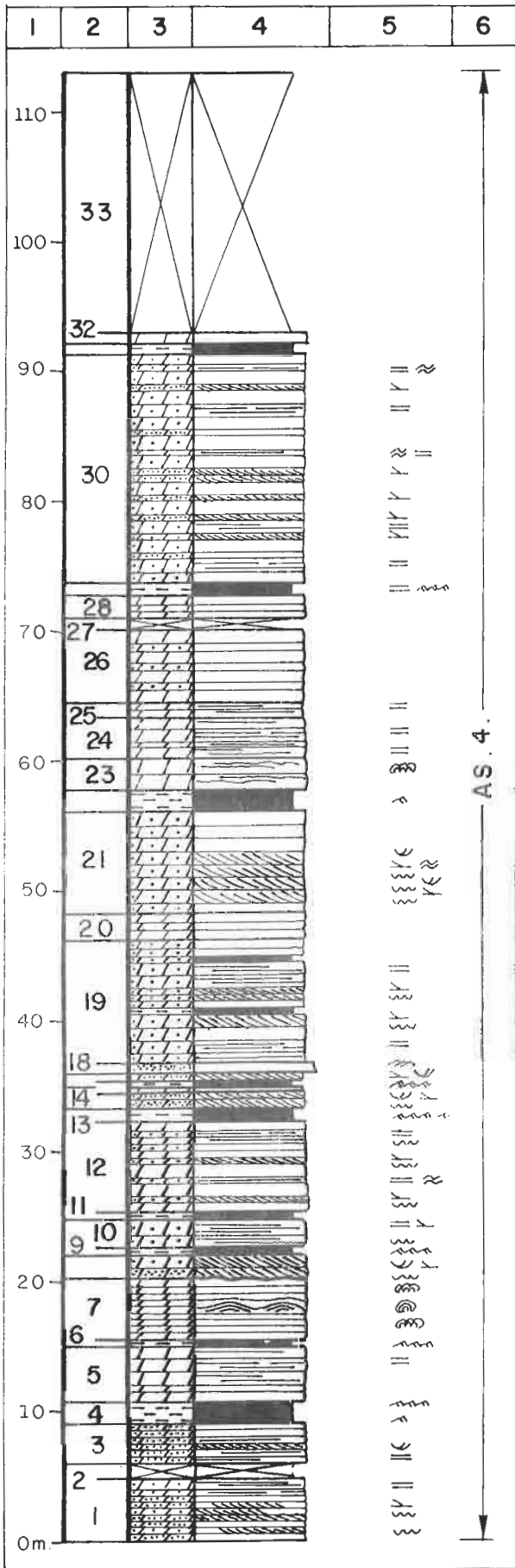


Figura 8: Columna Arrocampo

39. 3.4 m. Cubierto a semicubierto, hacia la base afloran lutitas ocre - finas.

40. 6 m. Alternancias de grauvacas de grano fino en niveles centimétricos masivos de bases y techos planos, con lutitas y lutitas grauváquicas en niveles decimétricos masivos.

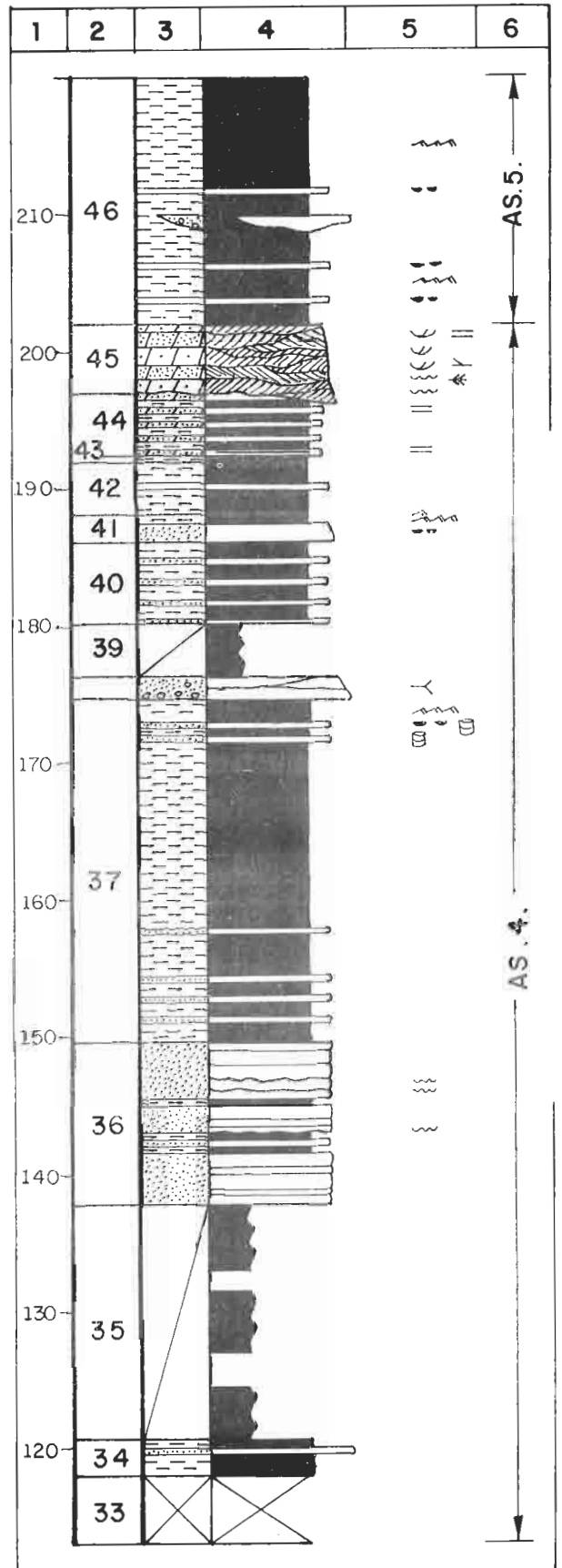


Figura 8: Columna Arrocampo

- 41. 2 m. Secuencias de granulometría decreciente, "fining upward", que comienzan con un tramo de grauvacas con base y techo plano con estratificación flaser al que sigue lutitas grauvácicas y lutitas de grano fino con estratificación wavy hacia la base y lenticular hacia techo.
- 42. 3.75 m. Lutitas ocre y verdes masivas, con una intercalación hacia la mitad de grauvacas de grano fino masiva, con base y techo plano.
- 43. 0.45 m. Lutitas carbonáticas, blanquecinas en un nivel semicubierto que no parece tener mucha continuidad lateral, pudiendo representar una alteración del techo del tramo anterior.
- 44. 4.5 m. Alternancias de areniscas dolomíticas en bancos decimétricos, masivos o con laminaciones paralelas planares y lutitas verdes, finas, masivas.
- 45. 5 m. Nivel lenticular, canalizado, con base curva, erosiva y techo plano, compuesto por areniscas cuarcíticas dolomíticas y dolomias arenosas con laminaciones cruzadas de surco y planares, a veces bimodales, "herring-bone" con locales laminaciones paralelas planares y laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo, las cuales son dominantes hacia techo y escasos tramos masivos. Forman sets centí a decimétricos, mas potentes hacia techo con bases erosivas o planas y techos planos.
- 46. 37 m. Su base es un tránsito lateral de tramo anterior. Está compuesto por lutitas grauvácicas y lutitas ambas masivas, con intercalaciones lenticulares de grauvacas, en ocasiones microconglomeráticas masivas, con base levemente erosiva o plana y techo plano, presentan estratificación flaser localmente laminación paralela muy difusa por orientación de los ejes mayores de los clastos. Se agrupan en secuencias thickening upward.

Techo: No existen niveles superiores a los descritos al haber sido erosionados por encontrarnos en la parte mas alta del sinclinal de Romangordo.

Columna Carreter Nacional V
(Fig. 5. nº 1; Fig. 7b; Fig. 9)

HOJA 652. Jaraicejo
Base: 5°43'32"N 39°46'23" N
Techo: 5°43'35"W 39°46'15" N

Se ha realizado en las proximidades de la Carretera Nacional V, Madrid-Badajoz, p.k. 203. Su base se situa al SE de la carretera, frente al Hospital Moya, fig. 7A.

Base: Cubierta. Por debajo afloran lutitas masivas, lutitas grauvácicas con laminaciones paralelas y grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares y lenticulares decí a centimétricos masivas o con laminaciones paralelas.

- 1. 24 m. Semicubierto, afloran dolomias grises micro a macrocristalinas, localmente ricas en cuarzo, en bancos de diversa potencia, hasta 1 m. Presenta laminación paralela, discontinua, localmente continua e irregular. En ocasiones presentan intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas que acentúan la laminación.
- 2. 8 m. Dolomias micro a macrocristalinas, localmente arenosas, pardas o grises, en bancos decimétricos masivos o con laminación paralela planar, marcada por laminas lutíticas rojizas milimétricas. El material terrígeno puede agruparse en laminas.
- 3. 3.1 m. Dolomias grises a pardas en bancos decimétricos con laminación paralela amplia y discontinua.
- 4. 2.4 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas, gris oscura con tendencia estratocreciente. Presentan laminación paralela planar o cruzada de surco, marcada por alternancia de laminas areniscosas o dolomíticas y laminas muy finas de lutitas rojizas. Los bancos mas gruesos son masivos, o la laminación es muy discontinua.
- 5. 18.3 m. Dolomias micro a macrocristalinas, grises, localmente arenosas, en bancos centí a decimétricos masivos o con laminaciones paralelas planares que pueden ser onduladas o discontinuas. La laminación viene definida por la alternancia de laminas claras a amarillentas, localmente lenticulares, microcristalinas; con laminas oscuras, grises, micro a macrocristalinas que presentan abundante materia carbonosa que se puede concentrar formando una microlaminación.
- 6. 1.85 m. Dolomias localmente arenosas, grises en bancos centimétricos, masivos, aunque en corte se aprecian delgadas laminas milimétricas lutíticas de tonos rojizos. Hacia techo aumenta la cantidad y potencia de estas.
- 7. 2.3 m. Lutitas predominantemente rojizas, pero también grises, amarillentos, etc. masivas. Localmente presentan intercalaciones milimétricas de lutitas grauvácicas, masivas.
- 8. 1 m. Cubierto.
- 9. 6.8 m. Lutitas finas gris verdosas localmente rojizas y violáceas, masivas, con intercalaciones de lutitas grauvácicas y grauvacas de grano fino en bancos centimétricos masivos, con base y techo plano. Las lutitas pueden presentar estratificación lenticular y ocasionalmente grandes cubos de pirita con halos rojizos a su alrededor.
- 10. 2.1 m. Cubierto, a semicubierto, localmente afloran lutitas y lutitas grauvácicas gris oscuras.
- 11. 5.5 m. Grauvacas de grano fino a grueso, localmente microconglomeráticas en bancos decimétricos masivas, con esporádicas granoclasificaciones positivas, con base erosiva y techo, cuando se ve, plano. Hacia techo presenta intercalaciones lutíticas finas, que pueden presentarse como estratificación flaser. Hacia techo disminuye el tamaño de grano aumentando el número de intercalaciones finas.

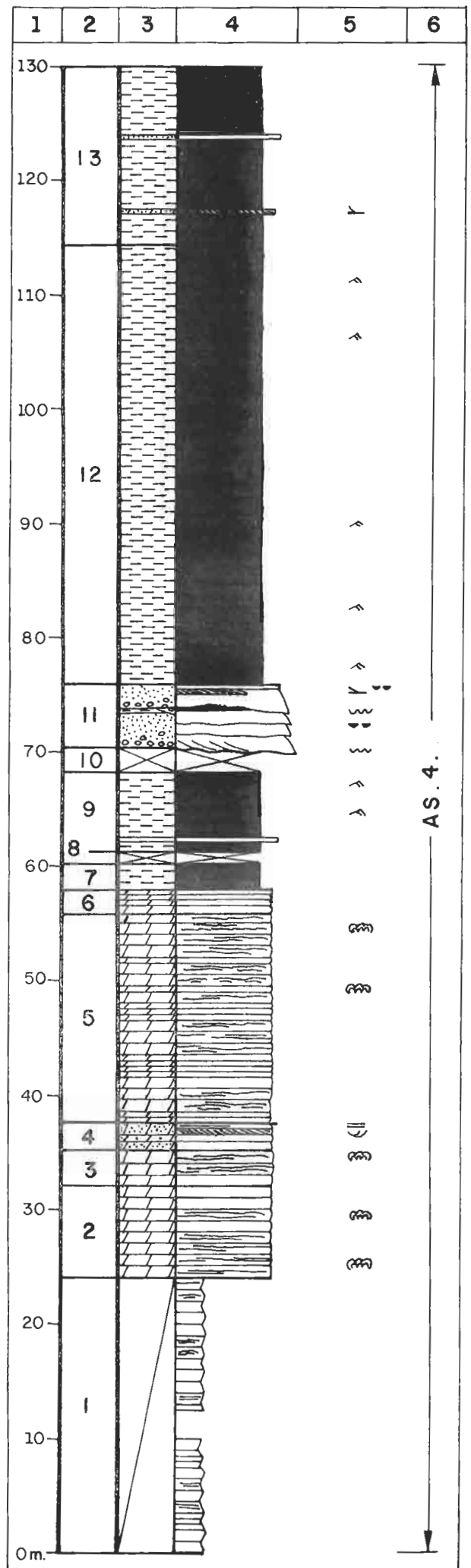


Figura 9: Columna Carretera Nacional V

12. 38.5 m. Alternancias de lutitas y lutitas grauváquicas. Hacia techo - existen abundantes tramos cubiertos.
13. 17,2 m. Alternancias de lutitas finas rojizas y blanquecinas, masivas y lutitas grauváquicas gris verdosa, con una intercalación de dolomías arenosas con laminación cruzada planar y base y techo planos y otra de grauvacas de grano fino a medio con granoclasificación positiva con base y techo planos, éste cubierto por una lámina de arcillas rojizas.
14. 15.85 m. Alternancias de dolomías micro a macrocristalinas, localmente areniscosas con areniscas dolomíticas y lutitas rojizas y blancas con cemento dolomítico, que se pueden presentar como laminas milimétricas. - Las dolomías presentan laminación paralela planar, a veces algo ondulada e irregular, las laminas están formadas por lentículas macrocristalinas, a las que se adaptan láminas microcristalinas ricas en óxido de hierro y opacos que marcan la laminación mas o menos irregular. Las areniscas presentan estratificación lenticular y laminación paralela - por alternancia con niveles milimétricos lutíticos.
15. 13.5 m. Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas en bancos decimétricos, masivos o con laminación paralela planar, a veces ondulada, definida por la mayor o menor abundancia de cuarzo. Lateralmente presenta una intercalación con base curva y techo plano de grauvacas de grano fino, masivas, que alternan con lutitas y lutitas grauváquicas verdes y esporádicamente con dolomías cuarcíticas con laminación paralela planar.
16. 0.6 m. Grauvacas de grano fino, masivas o con laminación paralela planar, alternando con facies bandeadas compuestas por una alternancia de laminas milimétricas lutíticas, oscuras, finas y laminas milimétricas de lutitas grauváquicas, claras. Lateralmente presentan una intercalación lenticular de dolomías arenosas con laminación paralela.
17. 2.25 m. Dolomías, localmente arenosas en bancos centi a decimétricas - mas potentes hacia techo, masivas las mas potentes o con laminación paralela planar, ocasionalmente irregular hacia la base.
18. 0.6 m. Alternancia de lutitas blancas con cemento dolomítico en niveles centimétricos, con lutitas violáceas u oscuras, en niveles milimétricos.

19. 6.8 m. Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas de grano fino, masivas o con laminación paralela planar, a veces cruzada planar de bajo ángulo en bancos centi a decimétricos, con bases y techos planos.
20. 0.9 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas que presentan bases erosivas y techo plano con laminación cruzada o masivas. Las lutitas pueden presentar estratificación lenticular. Hacia techo contiene una intercalación de dolomías arenosas masivas con base y techo planos.
21. 4.2 m. Dolomías micro a macrocristalinas, gases, masivas o con laminación paralela, por acumulación de cuarzos en laminas. A techo presentan abundantes intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas que dan un tono mas rojizo a las dolomías.
22. 1.3 m. Lutitas, grises y violáceas de grano fino, con intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras, casi negras de grano muy fino. Hacia la mitad presenta una intercalación areniscosa de grano fino, masiva, - con bases y techos planos.
23. 3.95 m. Dolomías micro a macrocristalinas, grises, masivas o con laminación ondulada. Presentan intercalaciones lutíticas potentes, con laminación ondulada.
24. 4.6 m. Lutitas finas, gris oscuras, que presentan algunas alternancias milimétricas con lutitas grauváquicas y alguna intercalación centimétrica de dolomías arenosas, masivas, con base y techo plano.
25. 1 m. Dolomías gris oscuras microcristalinas, en un banco único, que pasa lateralmente a dolomías arenosas mas claras, en niveles centimétricos que no dan resalte frente al banco dolomítico. Este es mas o menos masivo, con indicios de laminaciones paralelas irregulares, debido a zonas con acumulación de materia carbonosa.
26. 3 m. Alternancia de dolomías algo arenosas gris oscuras, en corte gris claras, masivas o con laminaciones paralelas mas o menos irregulares, - con areniscas dolomíticas en niveles tabulares centimétricos, masivos o con tenues laminaciones paralelas, localmente puede presentar tamaños de grano gruesos y contener alguna intercalación lutítica aislada.
27. 1.25 m. Alternancia milimétrica de lutitas y lutitas grauváquicas que presentan bases planas levemente erosivas y techos planos, masivas o - con esporádicas laminaciones cruzadas. Las lutitas presentan estratificación lenticular. A techo presentan una intercalación de grauvacas de grano fino, rojizas, con bases y techos plano, masiva.
28. 1 m. Dolomías gris oscuras, microcristalinas en banco único.
29. 4 m. Visibles, alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas.

Techo: Cubierto. Núcleo del sinclinal.

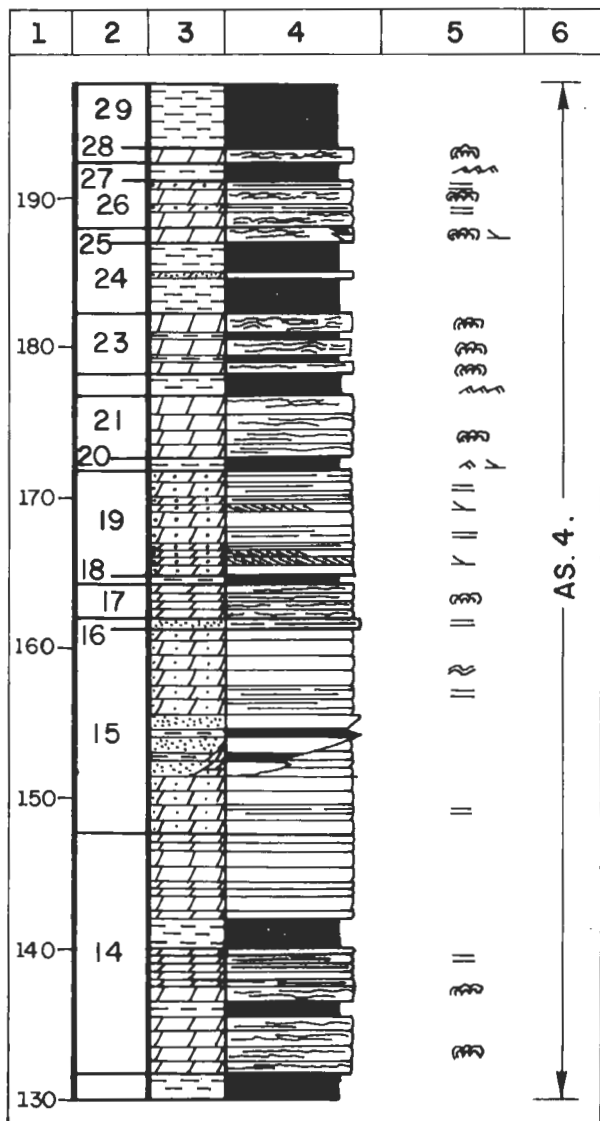


Figura 9: Columna Carretera Nacional V

HOJA 652 JARAICEJO

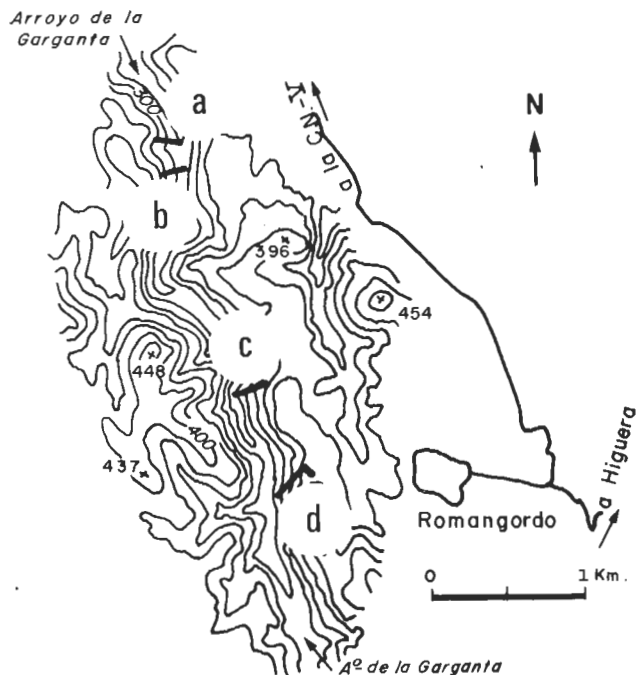


Figura 10: a, Columna Ayo. Garganta I
 b, Columna Ayo. Garganta II
 c, Columna Romangordo I
 d, Columna Romangordo II

Columna Arroyo de la Garganta I
(Fig. 5, nº 3; Fig. 10a; Fig. 11)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°43'09"W 39°45'32" N
Techo: 5°43'12"W 39°45'32" N

Realizada en la margen izquierda del arroyo de la Garganta, al E del cerro de los Borregos, unos 200 m. al S del antiguo molino abandonado, 2.5 Km. al NW de Romangordo. fig. 10a.

Base: Cubierta, mas abajo, afloran lutitas oscuras, finas muy replegadas.

1. 0.25 m. Grauvacas grano fino a medio, gris oscuras, base erosiva, con cantos blandos y estratificación flaser a techo.
2. 0.05 m. Microconglomerada a grauvacas de grano grueso. Bases erosiva, masivas, con intercalaciones a techo de laminas milimétricas de grauvacas de grano medio tabulares. Techo plano.
3. 1.3 m. Alternancias de grauvacas microconglomeraticas, claras y grauvacas de grano fino a medio, oscuras, en capas centimétricas con bases planas, localmente erosivas y techos planos. Las primeras dominan hacia la base con aspecto masivo. Las segundas son masivas o presentan una laminación paralela planar muy difusa e intercalaciones lutíticas, a techo de algunos tramos, que pueden ser continuas, mas o menos onduladas, wavy, o discontinuas ("flaser").
4. 0.1 m. Lutitas grauvacuicas ocreas, con laminación paralela muy fina.
5. 0.1 m. Grauvacas microconglomeraticas con base erosiva y techo ondulado por ripples de corriente. Presenta aspecto masivo, con cantos blandos en la base. Se acuña lateralmente.
6. 0.3 m. Lutitas ocreas finas, con laminación paralela milimétrica o lenticular de grauvacas de grano fino masivas, los niveles: laminares presenta base y techos planos
7. 0.15 m. Grauvacas de grano fino, masivos, con base y techo plano.
8. 0.15 m. Lutitas grauvacuicas oscuras, masivas, a techo se hacen mas finas.
9. 1 m. Grauvacas de grano medio a grueso, masivas, con base fuertemente erosiva y techo plano. Se acuñan lateralmente hasta desaparecer.
10. 1.75 m. Grauvacas oscuras, de grano muy fino, que aumenta hacia techo pasando a grauvacas claras de grano fino a medio con laminaciones cru-

zadas de surco muy tendidas y de gran escala, estratificación flaser a techo de algunas capas. Bases planas y techos onduladoa por ripples de corriente.

11. 1.2 m. Alternancias centimétricas de lutitas finas ocreas y grises masivas localmente grauvacuicas con laminas de lutitas finas; con grauvacas grano medio, localmente microconglomeraticas que presentan base plana o erosiva con cantos blandos, esporádicamente, y techo plano u ondulado. Masivas.
12. 0.8 m. Grauvacas de grano fino oscuras masivas con base plana y grauvacas de grano grueso a microconglomeraticas masivas o con estratificación flaser, bases erosivas a poco erosivas y techos planos. Las primeras en la base del tramo.
13. 0.45 m. Lutitas finas grises, con pasadas centimétricas de grauvacas de grano medio a microconglomeraticas con bases y techos planos, masivos.
14. 0.65 m. Grauvacas microconglomeraticas masivas, base erosiva y techo plano.
15. 1.45 m. Alternancia de niveles centimétricos compuesto por lutitas grauvacuicas claras, masivas; con niveles milimétricos de lutitas oscuras finas, que localmente pueden ser dominantes. Ambas masivas, con límites planos.
16. 3.35 m. Microconglomerados cuarcíticos a la base (cantos de hasta 2 cm) que es erosiva y cantos blandos, que pasan a grauvacas de grano medio a grueso con estratificación flaser a techo, estos niveles son mas tabulados y presentan laminación cruzada planar de formas esporádica. Finalmente pasan a lutitas grauvacuicas con laminaciones paralelas y lutitas finas oscuras masivas o con estratificación lenticular. Se organizan como una serie de secuencias grandecrecientes aunque, con una ligera tendencia general granocreciente.
17. 1.5 m. Semicubierto, afloran de forma aislada lutitas grises de grano fino con intercalaciones milimétricas de lutitas grauvacuicas.

Techo: Alternancias mili a centimétricas de lutitas finas grises y lutitas gris oscuras a negruzcas, muy finas. Las primeras dominan hacia la base pudiendo aparecer las segundas como lenticulas.

Columna Arroyo de la Garganta II
(Fig. 5, nº 4; Fig. 10b; Fig. 12)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°43'10"W 39°45'30" N
Techo: 5°43'12"W 39°45'30" N

Margen izquierdo del Arroyo de la Garganta, al E del cerro de los Borregos, 250 m. al Sur del antiguo molino abandonado, unos 2.5 Km. al NN de Romangordo, fig. 10b.

Base: Cubierta.

1. 1.25 m. Grauvacas microconglomeraticas (centil 6 mm.) masivo, base cubierta, techo plano, levemente ondulado. A techo lutitas finas negras.
2. 5.55 m. Grauvacas de grano fino a medio hacia techo, tendencia grano decreciente, se presentan en capas centimétricas, que pueden acuñarse lateralmente, con bases planas a erosivas, presentan laminación paralela localmente inclinada o cruzada de surco, de bajo ángulo, marcadas por la presencia de laminas lutíticas milimétricas; estratificación flaser y tambien tramos masivos. Las intercalaciones lutíticas ocasionalmente pueden alcanzar varios centímetros y presentar estratificación lenticular o ser masivas.
3. 0.25 m. Lutitas finas grises, satinadas masivas.
4. 1.55 m. Grauvacas de grano fino, base plana, poco erosiva con intercalaciones milimétricas lutíticas. Los tramos grauvacuicos o son masivos o presentan tenues laminaciones cruzadas de surco.
5. 1.5 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano grueso, presentan bases erosivas y aspecto masivo. Hacia la mitad presentan una intercalación de lutitas grises masivas.
6. 0.9 m. Grauvacas de grano muy fino y lutitas grauvacuicas alternantes en niveles centimétricos. Son predominantemente masivas, aunque se reconocen laminaciones paralelas y cruzadas de surco. A techo los tramos arenosos presentan estratificación flaser.
7. 1.8 m. Visibles lutitas finas oscuras, masivas o con estratificación lenticular, alternando en niveles deci a centimétricos con lutitas grauvacuicas masivas.

Techo: Cubierto, por encima aparecen lutitas similares a las del tramo anterior y posteriormente nuevos niveles que dan resalte, similares al aquí descrito, pero de menor entidad.

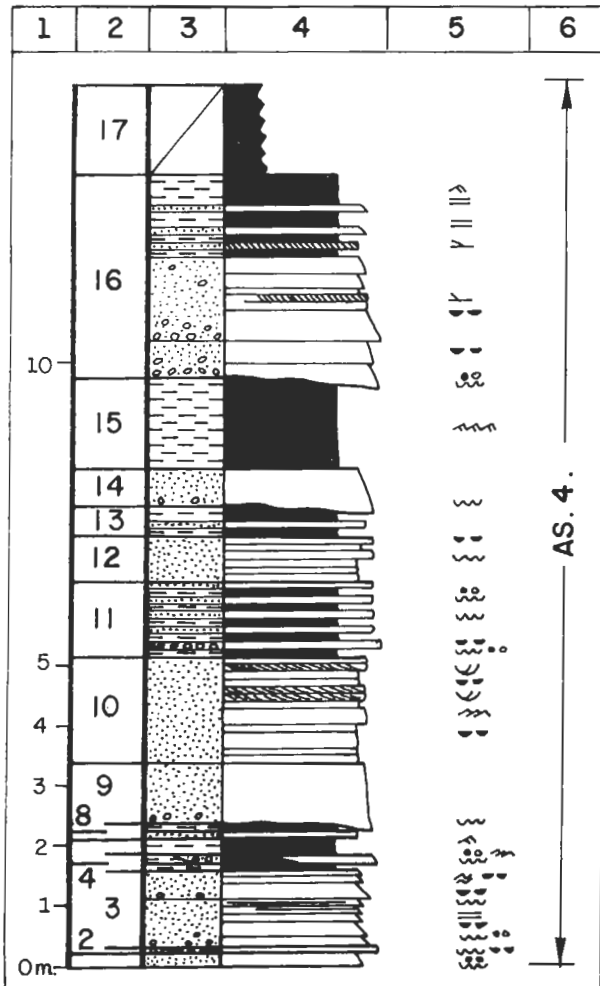


Figura 11: Columna Ayo. Garganta I

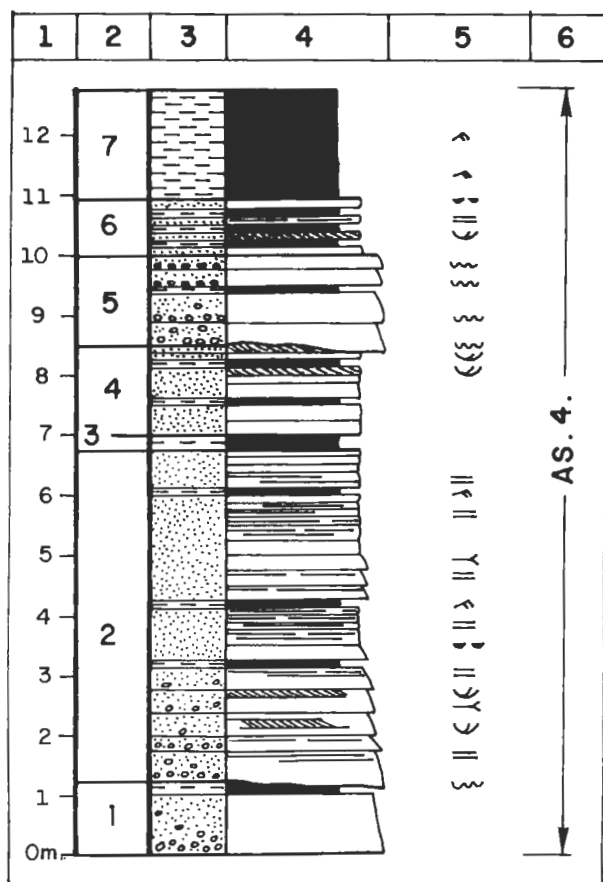


Figura 12: Columna Ayo. Garganta II

Columna Romangordo I
(Fig. 5, nº 5; Fig. 10c; Fig. 13)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°42'48"W 39°44'49" N
Techo: 5°42'50"W 39°44'46" N

Realizado en la senda de Romangordo al arroyo de la Garganta, en el tramo que desciende al arroyo, al NE de Cerromolino, 1.25 Km. al WNW de Romangordo, fig. 10c.

Base: Cubierta.

1. 3.35 m Lutitas grises, finas, localmente satinadas, masivas o mas frecuentemente con estratificación lenticular de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas grauváquicas. Presentan intercalaciones mili a centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino claras, masivas, con base plana y techo plano u ondulado e intercalaciones centimétricas de lutitas verde o marrón oscuras muy finas.
2. 0.5 m. Grauvacas de grano medio a grueso con base y techo plano, y laminación cruzada planar de bajo ángulo, muy difusa.
3. 2 m. Semicubierto, a techo afloran lutitas finas grises satinadas.
4. 0.4 m. Areniscas dolomíticas gris oscuras, masivas con base y techo plano.
5. 0.35 m. Cubierto.
6. 0.4 m. Lutitas grises oscuras, en corte verdes, masivas.
7. 2.75 m. Grauvacas y areniscas dolomíticas de grano fino a medio, masivas, o con esporádicas laminaciones paralelas, con bases planas y techos planos u ondulado, posiblemente por ripples. Presentan locales alternancias, hacia la mitad con lutitas verde oscuras masivas o con estratificación lenticular.
8. 0.5 m. Lutitas grises, verdes y ocre, satinadas, masivas.
9. 0.8 m. Areniscas dolomíticas a dolomias arenosas de grano fino, masivas con base y techo plano.
10. 1 m. Lutitas ocre, finas, masivas con intercalaciones centimétricas, tabulares de lutitas grauváquicas verdes masivas.
11. 1.1 m. Dolomias arenosas y areniscas dolomíticas, gris oscuras, masivas. A la base presenta intercalaciones centimétricas de lutitas grauváquicas masivas. Los tramos dolomíticos y areniscosos presentan la base y el techo planos.

Techo: Cubierto.

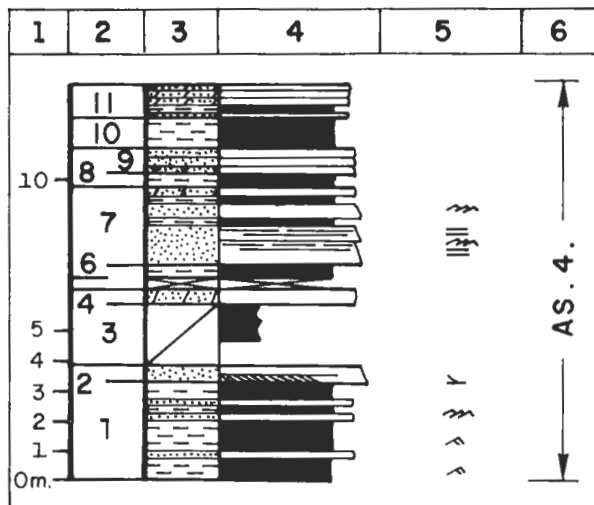


Figura 13: Columna Romangordo I

Columna Romangordo II
(Fig. 5, nº 6; Fig. 10d; Fig. 14)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°42'35"W 39°44'30" N
Techo: 5°42'40"W 39°44'27" N

Se ha realizado sobre la senda que desde Romangordo conduce al arroyo de la Garganta, en el tramo que desciende al arroyo al SE de Cerromolino, 1 Km al W de Romangordo, fig. 10d

Base: Cubierta.

1. 2 m. Grauvacas y areniscas dolomíticas de grano fino masivas, con intercalaciones lenticulares de lutitas verdes oscuras finas, lo que permite reconocer una tenue laminación. Se presentan en bancos centimétricos con base y techo planos. Lateralmente está muy alterado.
2. 0.5 m. Cubierto.
3. 1.85 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con locales intercalaciones de lutitas ocre finas. Lateralmente acaba apoyándose sobre el tramo 1, por lo que su base es fuertemente erosiva, mientras que su techo es plano.
4. 0.2 m. Lutitas ocre finas masivas.
5. 0.15 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino masivas con base plana a levemente erosiva y techo plano; con lutitas verdes finas, masivas.
6. 0.5 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base y techo plano.
7. 0.25 m. Lutitas ocre finas, masivas. Su base está semicubierta.
8. 0.25 m. Grauvacas de grano fino con estratificación flaser de lutitas finas oscuras en lenticulas milimétricas, que definen una tenue laminación paralela algo ondulado.
9. 1.05 m. Lutitas finas, ocre y verdosas, masivas, ocasionalmente presenta lenticulas milimétricas de lutitas negruzcas muy finas. Hacia el techo contiene intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas con base y techo plano.
10. 0.1 m. Grauvacas microconglomeráticas, (centil 4 mm.), masivas. En la base presenta laminas muy planas y alargadas de lutitas oscuras, posibles cantos blandos. Tanto su base como su techo no afloran bien aunque parecen planos.
11. 0.3 m. Lutitas finas, ocre y verde oscuras, masivas, a techo presenta delgados niveles con estratificación lenticular, de lutitas grauváquicas, las lenticulas presentan bases y techos curvos.

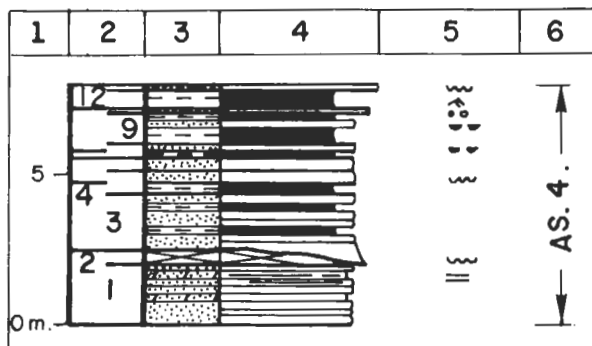


Figura 14: Columna Romangordo II

12. 0.1 m. Grauvacas microconglomeráticas a microconglomeradas (centil 7 mm., tamaño medio 1.5 mm.), masivas, base erosiva y techo plano.

Techo: Semicubierto. Aflora, por zonas, lutitas finas con estratificación lenticular y lutitas grauváquicas con flaser.

2. 4 m. Cubiertos.

3. 0.6 m. Lutitas grises y verde oscuras, con algunos niveles centimétricos de dolomías rojizas masivas.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

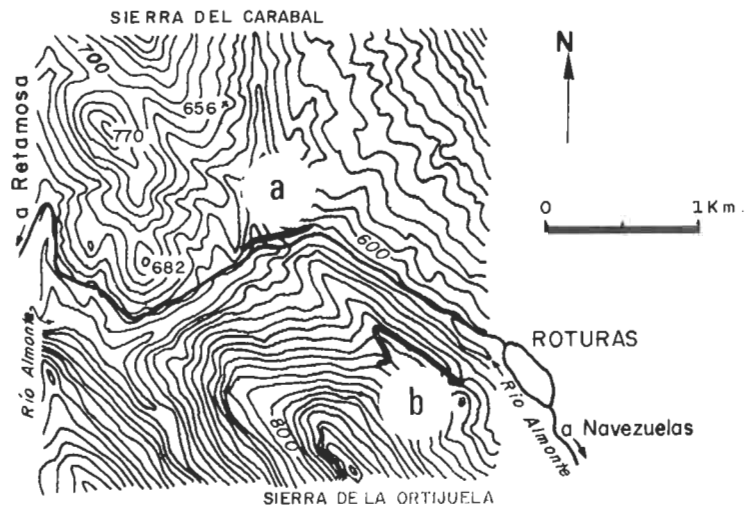


Figura 15: a, Columna Río Almonte
b, Columna Roturas

Columna Río Almonte
(Fig. 5, nº 8; Fig. 15a; Fig. 16)

HOJA 681 Castañar de Ibor.
Base: 5°29'43"W 39°33'51" N
Techo: 5°29'55"W 39°33'46" N

Se ha levantado en la carretera de Roturas a Retamosa, lado derecho de la carretera, unos 2 Km. al WNW de Roturas, fig. 15a.

Base: Serie fundamentalmente lutítica, separada de la serie infrayacente de grauvacas oscuras y lutitas por una fractura importante.

1. 34 m. Lutitas grises y verde oscuras masivas, con intercalaciones hacia la base de dolomías rojizo amarillentas en niveles milí a centimétricos, masivo.

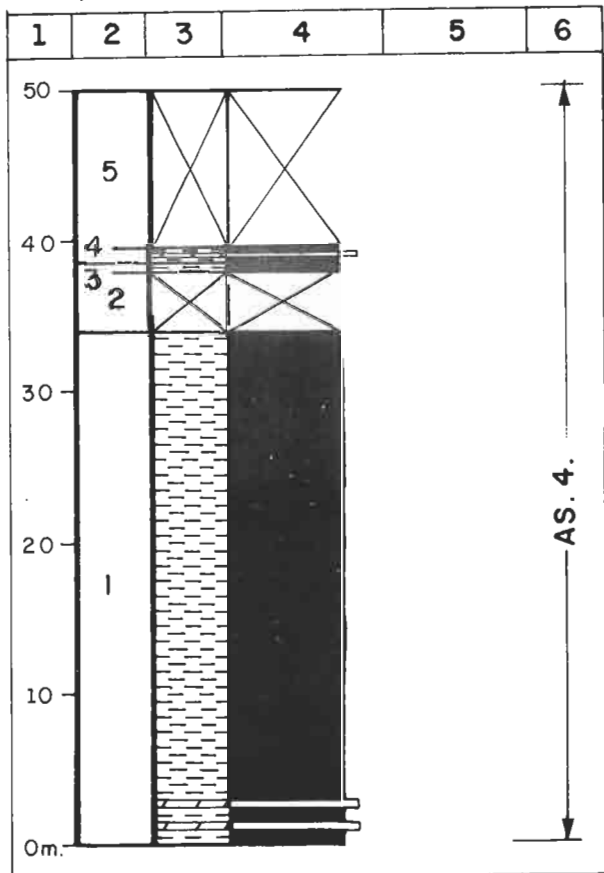


Figura 16: Columna Río Almonte

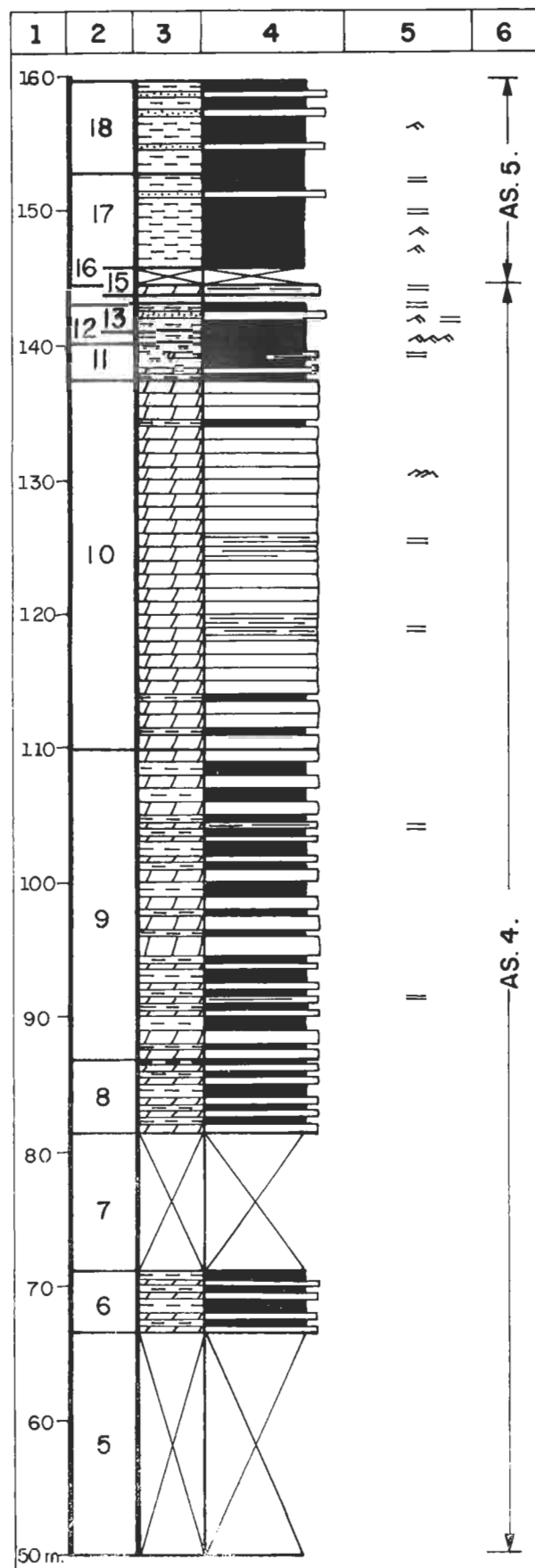


Figura 16: Columna Río Almonte

4. 1 m. Lutitas grises a verde oscuras masivas o con pasadas milimétricas de dolomias arcillosas blanquecinas. Contienen abundantes niveles dolomíticos.
5. 27 m. Cubierto. Locales afloramientos de lutitas grises y verdes con niveles centimétricos de dolomias rojizas, masivas.
6. 4.5 m. Lutitas grises y verde oscuras con pasadas milimétricas de dolomias masivas, presentan numerosas venas de calcita.
7. 10.3 m. Cubierto.
8. 5.4 m. Lutitas grises y verde oscuras con laminas milimétricas de dolomias blanquecinas, dominan los materiales lutíticos.
9. 23.15 m. Alternancias centi a decimétricas, rara vez métricas de dolomias gris oscuras a claras, localmente ankeríticas marrón-amarillentas; formas "abudinadas", a los que se adaptan las lutitas. Son masivos o con laminación paralela. El tramo comienza con un nivel dolomítico con venas blancas de calcita.
10. 27.65 m. Dolomias gris oscuras en capas decimétricas, masivas o con ténues laminaciones paralelas espaciadas las bases y techos son planos aunque pueden ser onduladas. Su base es transicional y se situa donde dejan de ser importantes las intercalaciones lutíticas, estas a muro son centimétricas, giras y masivas, mientras que a techo quedan como láminas milimétricas también masivas.
11. 2.8 m. Alternancias centi a decimétricas de lutitas grises masivas y dolomias grises masivas o con laminación paralela formada por laminas lutíticas o limolíticas que forman niveles tabulares hacia la base y lenticulares a techo, hacia donde parecen ganar potencia.
12. 0.75 m. Lutitas grises masivas, con grauvacas de grano fino con cemento carbonatado marrones alteradas de aspecto noduloso.
13. 2 m. Lutitas grises masivas o con laminaciones paralelas milimétricas. A muro presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino grises, masivas con bases y techos planos y locales morfologías lenticulares.
14. 0.55 m. Cubierto.
15. 0.8 m. Dolomias gris oscuras masivas que presentan intercalaciones centimétricas de lutitas negras masivas o finemente laminadas, láminas grises blanquecinas. Los tramos lutíticos son mas potentes lateralmente.
16. 1.4 m. Cubierto.
17. 7 m. Lutitas y lutitas grauváquicas verdes con nódulos grauváquicos de grano fino marrones alterados. A techo son lutitas oscuras con láminas milimétricas claras con niveles grauváquicos grises masivos. Su muro está tectonizado por lo que los niveles verdosos de la base pueden estar alterados.
18. 6.8 m. Lutitas y lutitas grauváquicas verdes y grises, con tramos de aspecto noduloso de grauvacas marrones de grano fino, que pueden presentar también morfología tabular. Ambas son masivas.

Techo: Zona fuertemente tectonizada formado por lutitas y grauvacas verdosas muy desorganizadas.

Columna Roturas
(Fig. 5, nº 7; Fig. 15b; Fig. 17)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°28'53"W 39°33'33" N
Techo: 5°29'14"W 39°33'35" N

Se ha levantado en la pista que partiendo de Roturas cruza el río Al - monte y bordea por el N el vértice "La Bandera", de la Sierra de la Ortigueta, su base se situa unos 500 m. al W de Roturas, fig. 15b.

1. 11.75 m. Lutitas grises a verdes, en tramos métricos masivos, con intercalaciones de grauvacas gris oscuras a verdes de grano fino a medio en tramos deci a centimétricos de los que no se aprecian bien ni bases ni techos, que parecen planos, son masivos.
2. 3.2 m. Grauvacas grises a verdes de grano fino a medio en tramos centi a decimétricos tabulares masivos, el tramo acaba con lutitas verdes masivas.
3. 0.65 m. Lutitas verdes muy tectonizadas por una fractura que las afecta.
4. 13.8 m. Grauvacas grises a gris oscuras de grano fino a medio, en tramos deci a centimétricos con base y techo plano, son masivas con muy locales laminaciones paralelas. Hacia techo presentan pequeñas intercalaciones de lutitas verde oscuras masivas.
5. 1.75 m. Lutitas grauváquicas verdosas, a techo son ya grauvacas de grano muy fino. El tramo está pinzado entre dos fracturas por lo que está fuertemente tectonizado.
6. 9 m. Grauvacas grises grano fino a medio, localmente grueso en tramos decimétricos con base y techo plano, masivas o con locales laminaciones paralelas. Hacia la base contiene dos intercalaciones de lutitas verdes, masivas o con laminación paralela milimétrica, compuesta por alternancias grauvaca lutita. Fractura con una pequeña zona de aspecto milonítico.
7. 6.5 m. Grauvacas gris oscuras de grano fino a medio en niveles centi a decimétricos con bases y techos planos, que no se aprecian bien, son masivas.

8. 6.65 m. Lutitas gris oscuras a verdes, masivas o con laminación paralela, en el que se intercalan poco a poco niveles grauváquicos gris oscuros, de grano muy fino a medio que son mas potentes hacia techo, con una ligera tendencia granocreciente (coarsening up) presentan bases y techos planos, son masivos. El tramo presenta tendencia estratocreciente.

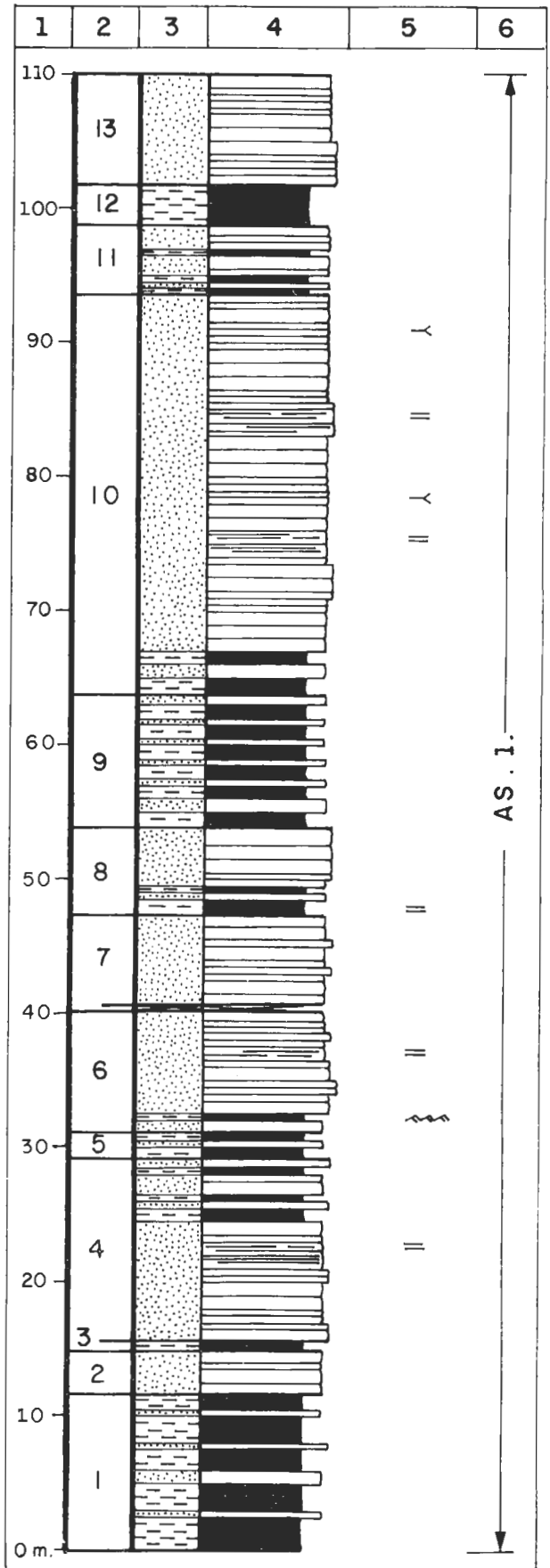


Figura 17: Columna Roturas
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

9. 9.9 m. Alternancia en tramos deci a centimétricos, localmente métricos de lutitas gris oscuras a verdosas y grauvacas de grano fino a medio - gris oscuras con bases y techos palanos. Ambos masivos. Acaba en una falla con intrusión de diques de cuarzo.

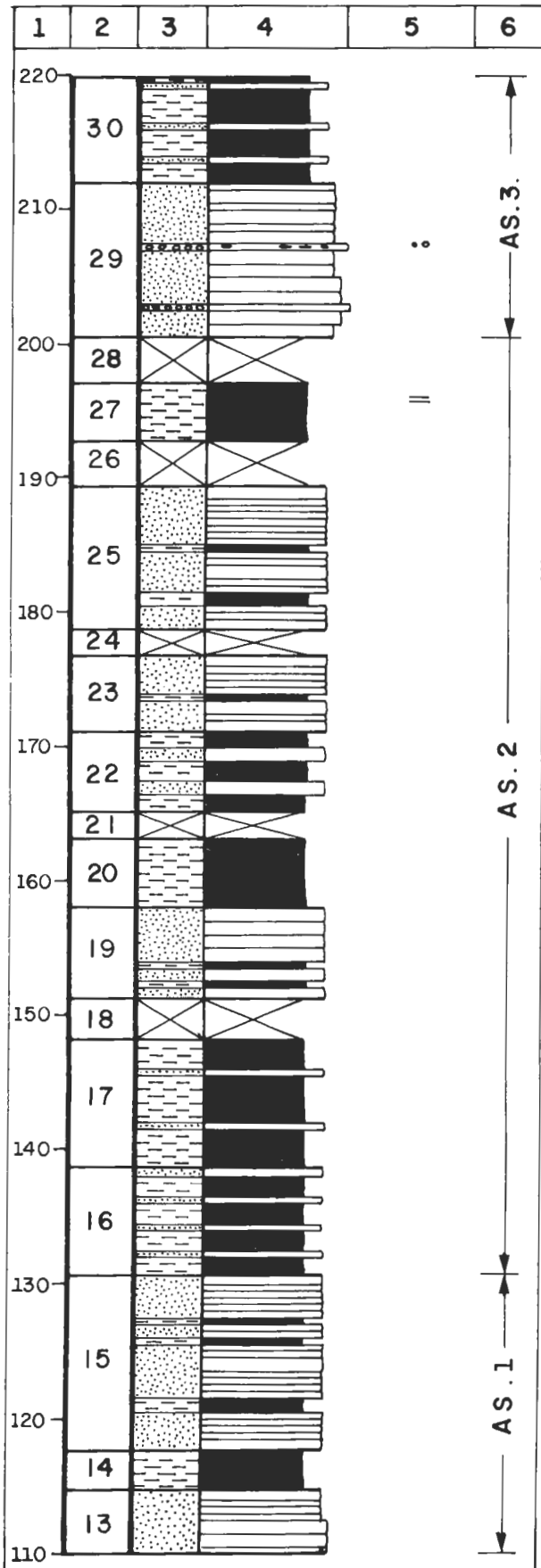


Figura 17: Columna Roturas

10. 30 m. Grauvacas grises a gris oscuras, de grano fino a medio, localmente grueso, masivas con algunas laminaciones paralelas planares, en capas deci a centimétricas, a veces métricas, en algun nivel se observa acunamiento. Se intercalan ocasionalmente lutitas gris oscuras a verdosas, masivas, mas o menos potentes, mas frecuentes hacia la base. Presenta algunas pequeñas fracturas. Durante un tramo la pista se pone paralela a la dirección de las capas repitiéndose ligeramente la parte superior de la serie. Se inicia el corte donde comienza a verse serie continua sobre el tramo anterior.

11. 5 m. Grauvacas de grano fino a medio, en capas deci a centimétricas cuyos límites se ven muy mal, masivas, muy alteradas. Contiene algunos tramos de lutitas masivas ocre-amarillentas.

12. 3 m. Lutitas verde oscuras, masivas.

13. 13 m. Grauvacas de grano medio a fino, verdes, no se aprecian con claridad capas debido a la intensa esquistosidad que sufren.

14. 3 m. Lutitas verdosas oscuras masivas.

15. 13 m. Grauvacas de grano fino, localmente medio verdoso a gris oscuro masivo, con escasas intercalaciones de lutitas grauváquicas verdes masivas. La pista nuevamente se pone subparalela a este tramo, que mas adelante y a techo se presenta en bancos centi a decimétricos con moteado marrones que denotan la presencia de carbonatos en los materiales.

16. 8 m. Alternancia de lutitas verdosas masivas en tramos métricos, y grauvacas gris-verdes de grano fino a medio, masivas que presentan límites ondulados con aspecto abudinado, adaptándose las lutitas a ellos.

17. 9.5 m. Lutitas verdes masivas, con alguna intercalación de grauvacas verdosas masivas, de grano medio a fino, que pueden ser muy potentes.

18. 3 m. Cubiertos.

19. 6.75 m. Grauvacas verdes, masivas, en tramos decimétricos con bases y techos planos. Presenta locales intercalaciones lutíticas verdes deci a centimétricas, mas comunes a la base.

20. 5 m. Lutitas verdosas, masiva.

21. 2 m. Cubierto.

22. 6 m. Lutitas verdosas masivas, con intercalaciones grauváquicas de grano fino a medio, masivas, en bancos decimétricos con base y techo plano.

23. 5.8 m. Grauvacas grises-verdosas en tramos centi a decimétricos con bases y techos planos, masivas, presenta locales intercalaciones de lutitas verdosas, masivas.

24. 2.05 m. Cubierto.

25. 10.5 m. Grauvacas de grano fino, verdosas masivas en capas centi a decimétricas con intercalaciones locales centi a decimétricas de lutitas verdosas masivas.

26. 3.4 m. Cubierto.

27. 4.2 m. Lutitas verdes a grises, masivas con locales laminaciones paralelas.

28. 3.5 m. Cubiertos.

29. 11.5 m. Grauvacas de grano medio a grueso, con pequeños clastos de hasta 7 mm. verdosas con punteado rojizo, masivas localmente son grauvacas microconglomeráticas, también masivas con algunos cantos blandos. No se aprecia claramente la morfología de las capas, debido a las condiciones de afloramiento.

30. 9 m. Lutitas ocre-rojizas o amarillentas, masivas, con pequeñas intercalaciones de grauvacas verdes de grano fino a grueso masivas, aparentemente presentan bases y techos planos, aunque no se aprecian correctamente.

31. 4 m. Grauvacas verdosas grano medio a grueso con algunos clastos cuaríticos de hasta 4 mm. masivos, presentan alguna intercalación de lutitas ocre a amarillentas, centimétricas, masivas. No se aprecian capas con claridad.

32. 33 m. Lutitas verdes masivas, con pequeñas intercalaciones de grauvacas verdosas de grano fino a grueso, masivas, con bases y techos planos, localmente se aprecian alternancias mili a centimétricas, grauvaca-lutita con pequeños cantos blandos las primeras, lo que hace pensar que sus bases así como la de los tramos mas potentes pueda ser suavemente erosivas sus techos son planos.

33. 14.4 m. Grauvacas en tramos métricos a decimétricos, masivas, con cantos blandos en la base de las capas, presentan locales laminaciones paralelas, alternan con lutitas verdosas, masivas, que pueden presentar alternancias milimétricas con grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso masivas, con bases y techos planos.

34. 7.8 m. Cubierto, localmente grauvacas grises y lutitas verdosas, ambas masivas.

35. 23.3 m. Grauvacas gris claras de grano medio, localmente grueso en tramos decimétricos masivos o con escasas laminaciones paralelas y cantos blandos en la base de algunos tramos; alternan con lutitas verde oscura a gris claras localmente masivas o con laminación paralela dominante. Presentan locales intercalaciones de grauvacas verdes de grano fino con laminación paralela, masivas, que pueden formar capas centimétricas con bases y techos planos, o estratificación lenticular en las lutitas.

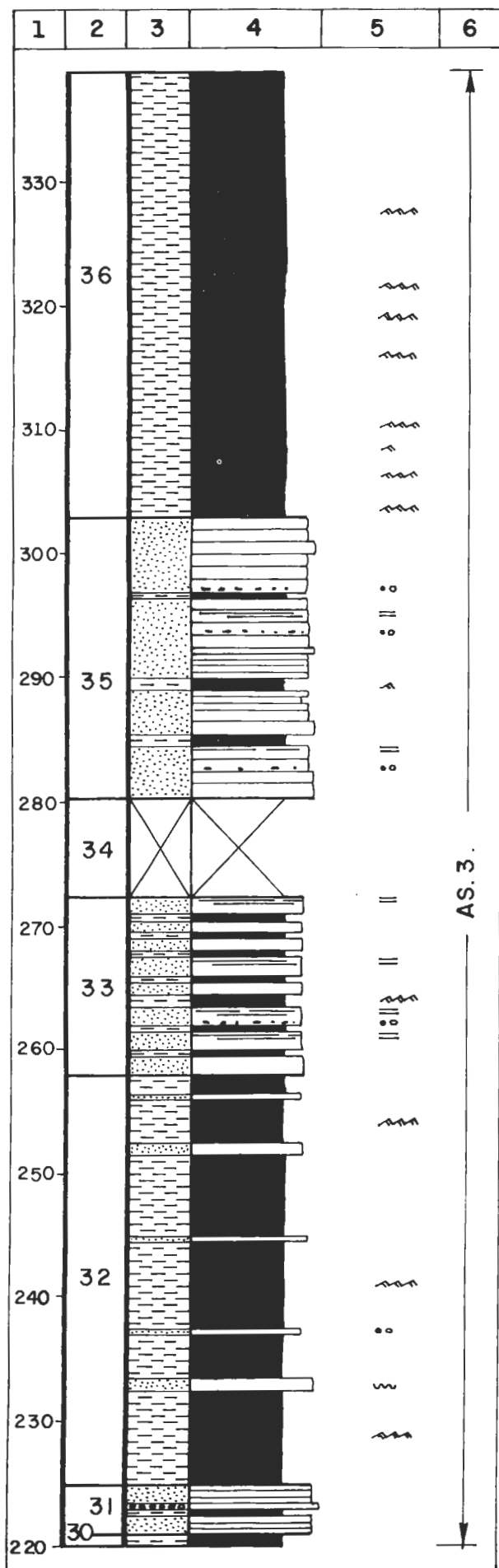


Figura 17: Columna Roturas

36. 36 m. Alternancias milimétricas, raramente centimétricas, de lutitas verdes masivas, que suele ser la lámina mas potente, con grauvacas gris claras de grano fino, masivas, con bases y techos planos, que localmente pueden formar estratificación lenticular. Existen locales tramos de lutitas verdes masivas. Su límite inferior es transicional.

Techo: Cubierto, por encima lutitas grises y ocre, masivas con numerosos tramos masivos, mas potentes que los tramos lutíticos, los cuales pueden estar muy tectonizados.

HOJA 680 ALDEACENTENERA

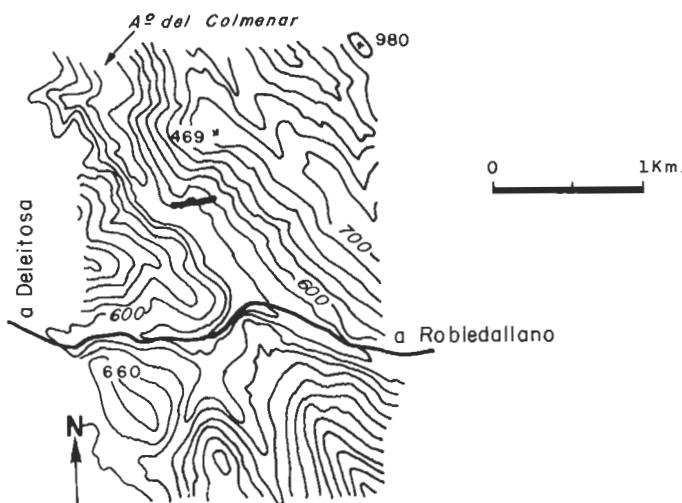


Figura 18: Columna Ayo. del Colmenar

Columna Arroyo del Colmenar (Fig. 5. nº 9; Fig. 18; Fig. 19)

HOJA 680 Aldeacentenera.
 Base: 5°32'39"W 39°37'12" N
 Techo: 5°32'32"W 39°37'13" N

Se ha levantado en la margen derecha del Arroyo del Colmenar, unos 750 m. al NNW de su cruce con la Carretera de Robledollano a Deleitosa, fig. 16

Base: Cubierto. Por debajo afloran lutitas verdes y grises masivas.

1. 10 m. Lutitas grises a gris blancuzco, masivas, con algunas intercalaciones dolomíticas grises, masivas, hacia techo. Existen algunas zonas cubierta a muro y techo.
2. 4.5 m. Alternancia de dolomías grises en bancos centi a decimétricos - masivos o con láminas lutíticas paralelas, con bases y techos planos; con una microalternancia centi a milimétrica de dolomías y lutitas grises ambas masivas.
3. 1.45 m. Dolomías grises micro a macrocristalinas en bancos decimétricos masivos o con laminaciones paralelas tenuous.
4. 2 m. Alternancias de dolomías grises masivas en bancos centimétricos - con base y techo plano; con lutitas grises masivas, en laminas milimétricas y capas centi a decimétricas. Dominan las dolomías.
5. 1 m. Dolomías grises con laminas micro a macrocristalinas de aspecto brechoide con posibles fantasmas de clastos y laminas microcristalinas que dan a la roca un aspecto masivo o con laminación paralela difusa y espaciada. A techo presentan intercalaciones laminares de lutitas grises y blanquecinas que le dan un aspecto de tramo blando.
6. 8.7 m. Dolomías grises masivas, aunque en superficie mas fresca se aprecian laminaciones paralelas planares irregulares.
7. 0.45 m. Alternancias centi a milimétricas de lutitas grises y dolomías grises masivas, con locales capas onduladas.
8. 2 m. Dolomías grises oscuras a gris claras con laminación paralela planar formada por alternancia de láminas micro y macrocristalinas. El tramo lo forman dos bancos separados por una zona cubierta.
9. 2.4 m. Cubierto.
10. 2.15 m. Lutitas grises a verdosas, masivas o con láminas blancas, alternan, sobre todo a techo con lutitas blancas con cemento dolomítico.
11. 0.85 m. Dolomías amarillentas, en cortes gris-marrón en un único banco. Localmente cubierto, con base y techo plano, presenta laminación paralela planar, irregular, espaciada.
12. 5.5 m. Dolomías grises y marrones en bancos centi a decimétricos con bases y techos planos, que localmente pueden ser irregulares y presentan, entonces un vago aspecto noduloso, son masivas, sobre todo a la base y con laminación paralela planar espaciada, a techo, marcada en ocasiones por láminas lutíticas grises. Presentan algunas intercalaciones centimétricas de lutitas grises y verduzcas masivas.
13. 2.35 m. Lutitas grises y verdes, masivas, localmente cubierto, con algún tramo dolomítico centimétrico, a techo milimétricas, masivas con bases y techos planos.

14. 3.1 m. Dolomías grises en niveles tabulares, centi raramente decimétricas, con lutitas grises intercaladas que son mas potentes a techo. Las dolomías presentan una tenue laminación paralela planar irregular, hacia muro, localmente marcada por láminas lutíticas.
15. 0.35 m. Cubierto.
16. 2.2 m. Lutitas grises, con alguna intercalación dolomítica gris oscura masiva o con laminación paralela, levemente ondulada, en capas centi a decimétricas (raras), que pueden contener pequeñas láminas lutíticas.
17. 1.5 m. Cubierto, muy localmente lutitas grises.
18. 0.8 m. Dolomías grises, masivas o con tenue laminaciones paralelas espaciadas. En bancos centimétricos tabulares, con intercalaciones, a techo, de lutitas grises masivas.
19. 1.6 m. Lutitas verdes y grises, masivas, muy alteradas. Su base está fuertemente tectonizada, pudiendo existir alguna fractura de pequeño salto.
20. 4.2 m. Lutitas verdes masivas, a la base presentan algunas laminaciones paralelas espaciadas.
21. 3.85 m. Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas grises. Se presentan en capas decimétricas con bases y techos ondulados, masivas, parecen formar dos secuencias estrato y granocrecientes (thickening y coarsening up) que a la base presentan lutitas grises con estratificación lenticular.
22. 4.2 m. Grauvacas grises de grano fino y lutitas gris verdosas, forman una alternancia milimétrica, con aspecto de laminación paralela o cruzada de surco, de pequeña escala.

Techo: Grauvacas grises con laminación paralela y lutitas grises y negruzcas - intercaladas. Este tramo forma un pequeño sinclinal y posteriormente se repite parte de la serie estando invertida.

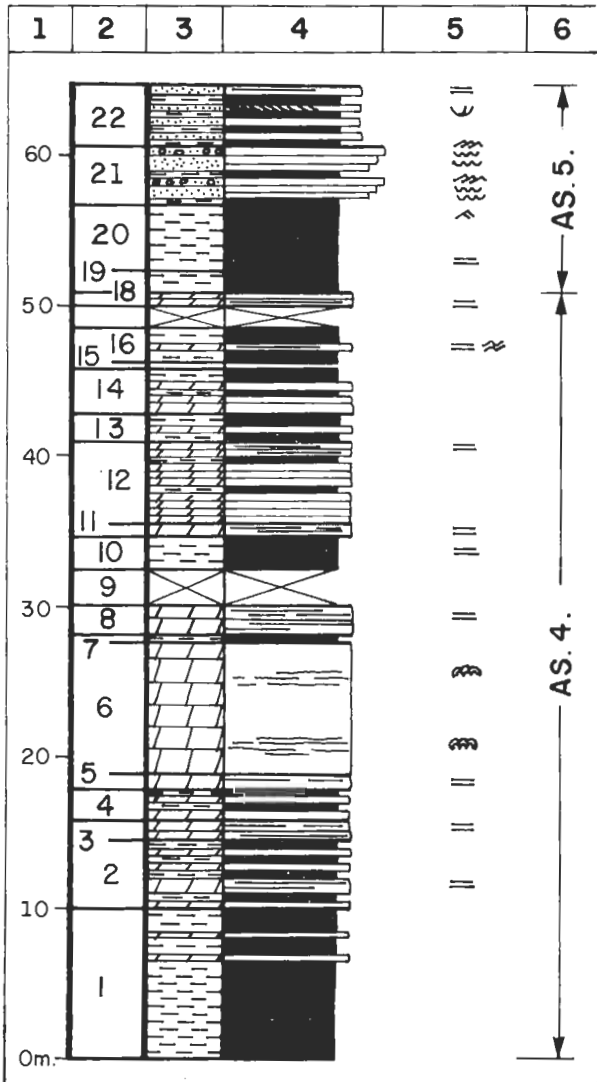


Figura 19: Columna Ayo. del Colmenar

HOJA 652 JARAICEJO

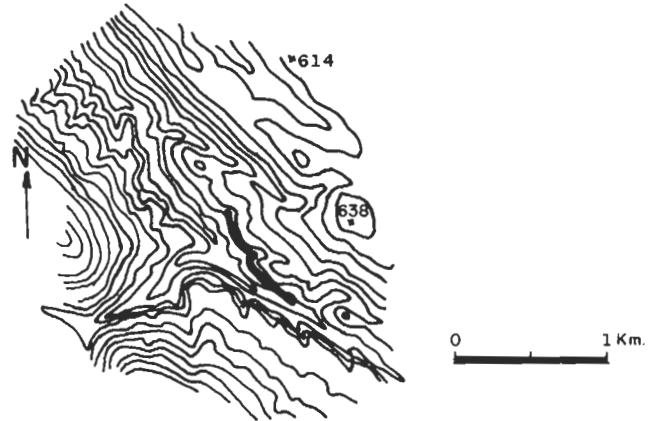


Figura 20: Columna Pista Higuera-Campillo

Columna Pista Higuera-Campillo
(Fig. 5, nº 10; Fig. 20; Fig. 21)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°37'00"W 39°41'31" N
Techo: 5°37'12"W 39°41'45" N

Se ha levantado en la pista de Higuera a Campillo de Delitosa, cruzando - la Garganta de los Nogales, en las proximidades del cerro de las Bodegas, unos 5.5 Km. al SE de Higuera y 4 Km. al WSW de Campillo de Delitosa, fig. 17.

Base: Lutitas grises masivas, con piritas e intercalaciones mili a centimétricas de lutitas negras, masivas. Están muy tectonizadas.

1. 45 m. Lutitas grises, masivas, con locales laminaciones paralelas muy finas, que pueden quedar reducidas a lenticulas de tonos mas claros. - Alterna con lutitas negras masivas, siendo dominantes las primeras. Es un tramo tectonizado y presenta intrusiones de diques de cuarzo, subparalelo a la estratificación.
2. 4.2 m. Alternancias mili a centimétricas, raramente decimétricas de grauvacas grises de grano medio a fino, bases planas o con seudonodulos y estructuras de llama, techo plano y aspecto masivo; con lutitas grises o negras, masivas.
3. 3.25 m. Grauvacas grises de grano fino a medio en capas tabulares centi a decimétricas masivas o con abundante laminación paralela. Parecen formar secuencias estratodecrescientes (thinning up).
4. 6.7 m. Lutitas grises y oscuras alternantes en niveles mili a centimétricos; con locales intercalaciones centi a decimétricos de grauvacas de grano fino, localmente medio, con piritas, bases y techos planos, masivas.
5. 7.8 m. Lutitas gris claras con locales pasadas milimétricas de grauvacas grises de grano fino, sobre todo a muro y a techo. Son tabulares, pero en ocasiones algunas laminas parecen cortarse suavemente, por lo que deben tener base erosiva, también pueden formar ripples de corriente de pequeña talla.
6. 2.3 m. Cubierto.
7. 2.55 m. Lutitas grises masivas con locales pasadas grauváquicas milimétricas.
8. 12.5 m. Grauvacas grises de grano fino a medio en niveles tabulares centimétricos masivos o con laminaciones paralelas a techo de algunos niveles. Se aprecian también, niveles de grano grueso con base erosiva y algun nivel de grano grueso a muy grueso, localmente microconglomerados con indentaciones a niveles lutíticos grises. Estos niveles alternan con lutitas grises, en capas centimétricas masivas. Los niveles grauváquicos pueden presentar también pequeños ripples, escapes de fluidos (estructuras en llama) y localmente seudonodulos. Hacia techo dominan las lutitas grises con pasadas milimétricas grauváquicas masivas, lo que le da un aspecto al tramo de estrato y granodecresciente (thinning y fining upward).
9. 14.35 m. Grauvacas de grano medio a fino grises, en capas decimétricas, normalmente masivas o con laminaciones paralelas a techo de algunos bancos, con finas intercalaciones de lutitas grises masivas. A techo se pasa a una alternancia milimétrica de grauvacas y lutitas para dominar al final del tramo las lutitas con alguna pasada de grauvacas, formando una megasecuencia, estrato y granodecresciente.
10. 16.1 m. Grauvacas grises de grano fino a medio, la base presenta los tramos grauváquicos con tamaño de grano algo mayor, siendo mas potentes los bancos que a techo, presentando intercalaciones lutíticas de cierta potencia. Se pasa a alternancias milimétricas de grauvacas grises y lutitas y rápidamente a lutitas grises con escasas pasadas de grauvacas que aparecen en niveles decimétricos con bases y techos planos, masivos. A techo presentan las lutitas cantos dispersos de cuarzo de hasta 2 cm. (nivel paraconglomerático). Su límite superior es transicional al tramo siguiente.
11. 9.45 m. Lutitas grises, masivas, a techo contiene cantos de cuarzo aislados y luego en niveles donde los cantos son mas abundantes pero de menor tamaño. Son fundamentalmente de cuarzo, aunque existen cantos de lutitas negras. Son en todos los casos niveles paraconglomeráticos.

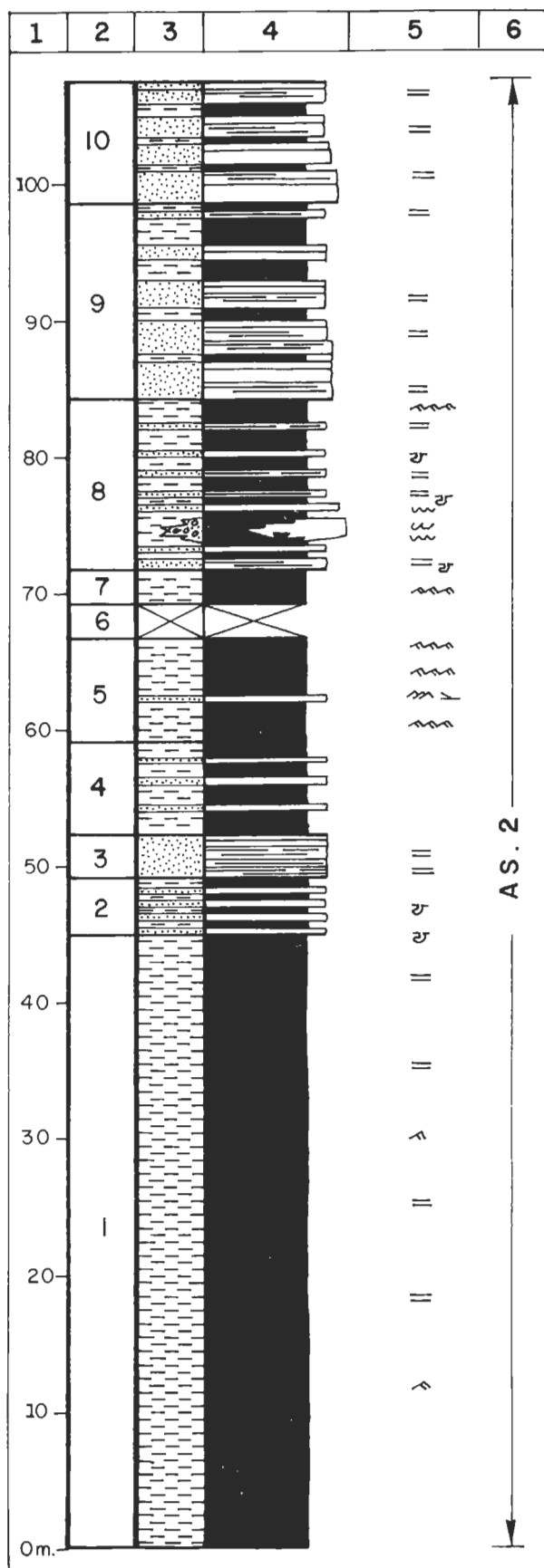


Figura 21: Columna Pista Higuera-Campillo

12. 12.2 m. Lutitas grises masivas, con abundante presencia de niveles paraconglomerados, cuyos cantos son totalmente cuarcíticos.

13. 6.65 m. Cubiertos.

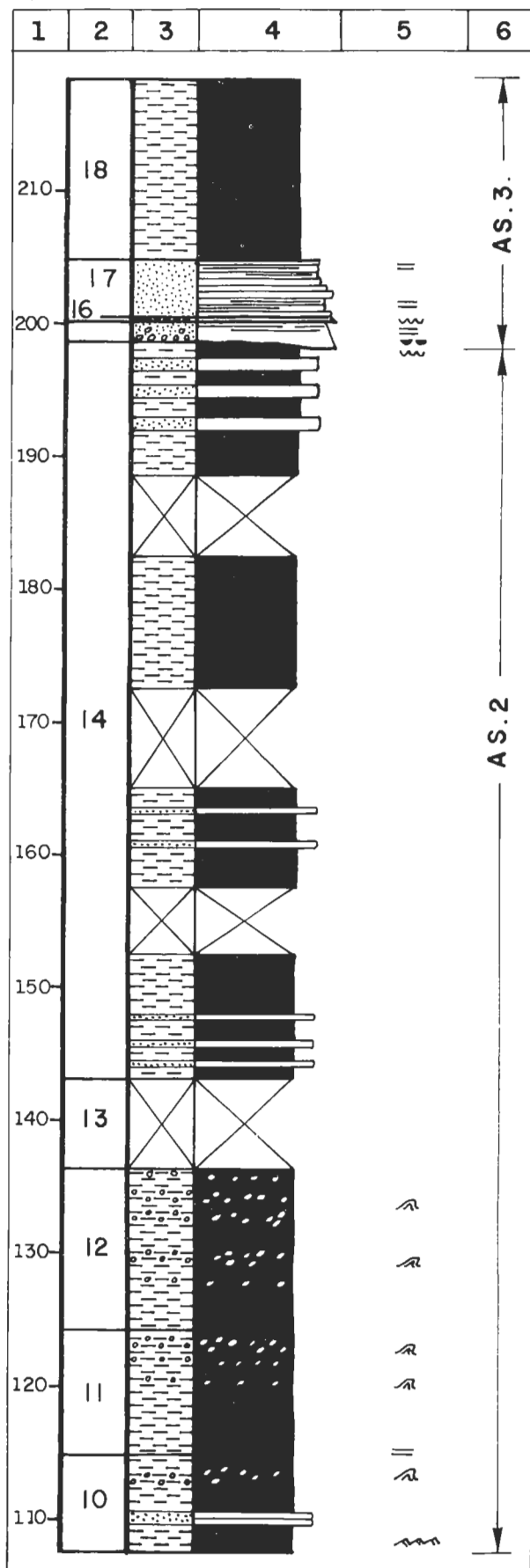


Figura 21: Columna Pista Higuera-Campillo

14. 55.65 m. Semicubierto por zonas o cubierto, afloran lutitas grises con niveles centi a decimétricos de grauvacas grises de grano fino a medio masivas, con bases y techos planos que le da un aspecto bandeado. Existen niveles en los que las lutitas grises presentan una alternancia milimétrica con lutitas negras. A techo dominan las lutitas grises con esporádicas pasadas grauváquicas masivas, de tamaño centimétrico.
15. 1.35 m. Conglomerados o microconglomerados fundamentalmente cuarcíticos, granosportados, masivos, con bases plana, suavemente erosiva. En la parte alta presentan estratificación flaser de lutitas oscuras. Pasa a grauvacas de grano medio a grueso con laminación paralela.
16. 0.45 m. Microconglomerados cuarcíticos, granosportados, base plana, masivo, a techo grauvacas de grano medio a grueso con laminación paralela. Presentan una tendencia granodecreciente (fining upward)
17. 4.65 m. Grauvacas grises o rojizas de grano fino a medio, localmente grueso, el cual parece dominar a techo. Se presentan en capas centi a decimétricas tabulares, masivas o con locales laminaciones paralelas.
18. 13.7 m. Lutitas grises a negruzcas, masivas o con aspecto bandeado con grandes piritas.

Techo: Cubierto, mas arriba lutitas y grauvacas rojizas o grises masivas o con laminaciones paralelas. Los niveles grauváquicos pueden presentar ripples de corriente y estructuras en llama en su base y algunas posibles intercalaciones conglomeráticas.

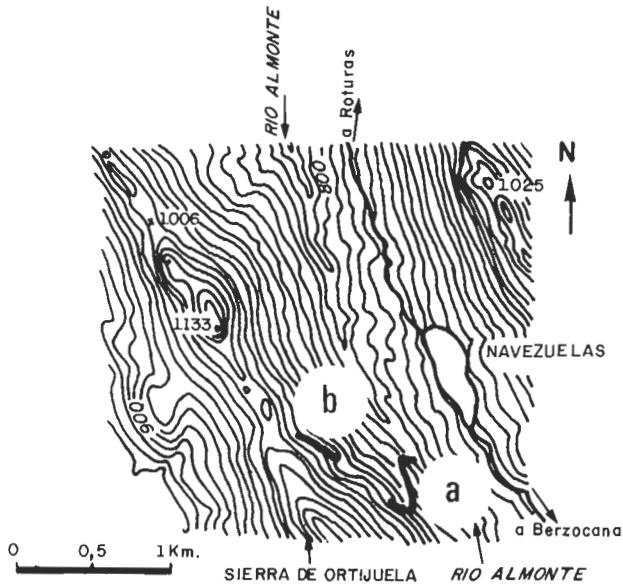


Figura 22: a, Columna Navezuelas I
b, Columna Navezuelas II

Columna Navezuelas I

(Fig. 5. nº 11; Fig. 22a; Fig. 23)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°26'25"W 39°30'20" N

Techo: 5°26'29"W 39°30'12" N

Se ha levantado a la largo de la pista que une Navezuelas y Cabañas del Castillo, la cual cruza la sierra de Ortiguella por el collado de las Carretas. Su base se situa unos 500 m. al SSW de Navezuelas, fig. 23a.

Base: Cubierta.

1. 21.7 m. Alternancia en tramos decimétricos a métricos de lutitas verdosas, masivas o con laminaciones paralelas; con grauvacas ocre-verdosas, masivas, no se aprecian bien los límites de las capas, los que se ven son plano-tubulares. Es un tramo tectonizado.
2. 10.6 m. Lutitas verdes a grises, masivas, con numerosos diques de cuarzo, es un tramo tectonizado, sobre todo a techo.
3. 2 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, en capas tabulares centi a decimétricas, masivas.
4. 13.5 m. Cubierto, localmente a la base afloran lutitas verdosas masivas con grauvacas de grano fino verdes, masivas.
5. 1.15 m. Lutitas negruzcas a verde oscuras alteradas con tonos rojizos y amarillos, son masivas.
6. 11.4 m. Grauvacas gris verdosas de grano fino a medio, masivas en tramos decimétricos, raramente centimétricas (mas comunes a techo); con pequeñas intercalaciones lutíticas que hacia techo aumentan de espesor hasta ser dominantes en la parte mas alta del tramo. Son lutitas negruzcas alteradas a tonos amarillos-rojizos y rojizas.
7. 5 m. Lutitas negruzcas, alteradas a tonos amarillos-rojizos y blancos con intercalaciones de grauvacas verdosas de grano fino a medio, masivas en tramos centi a decimétricos.

8. 2 m. Lutitas negras con estratificación lenticular, las lenticulas son grauvacas de grano fino a medio masivas o con laminación paralela muy fina estando muy aplanadas.
9. 1.95 m. Grauvacas de grano grueso ocre-verdosas, masivas, que pasan a lutitas negras masivas y estas a grauvacas y lutitas grises con cantos, fundamentalmente cuarcíticas, que presentan aspectos de paraconglomerado con matriz lutítica y finalmente a unas grauvacas de grano grueso a muy grueso, también con cantos fundamentalmente cuarcíticos, existen también en ambos casos fragmentos de rocas, entre ellos lilitas. El tramo lo componen dos secuencias de este tipo, granocrecientes, siendo la primera algo mas compleja que la segunda. Debido a la fuerte esquistosidad no se aprecian claramente los límites de las capas, aunque no son muy erosivas en ningun caso. Los clastos de los niveles conglomeráticos presentan todos la misma orientación, posiblemente por causas tectónicas, acentuadas por la existencia de posibles colas de presión.
10. 0.55 m. Lutitas negras masivas con intercalaciones de grauvacas de grano grueso y sobre todo de lutitas y grauvacas grises con cantos fundamentalmente cuarcítica.

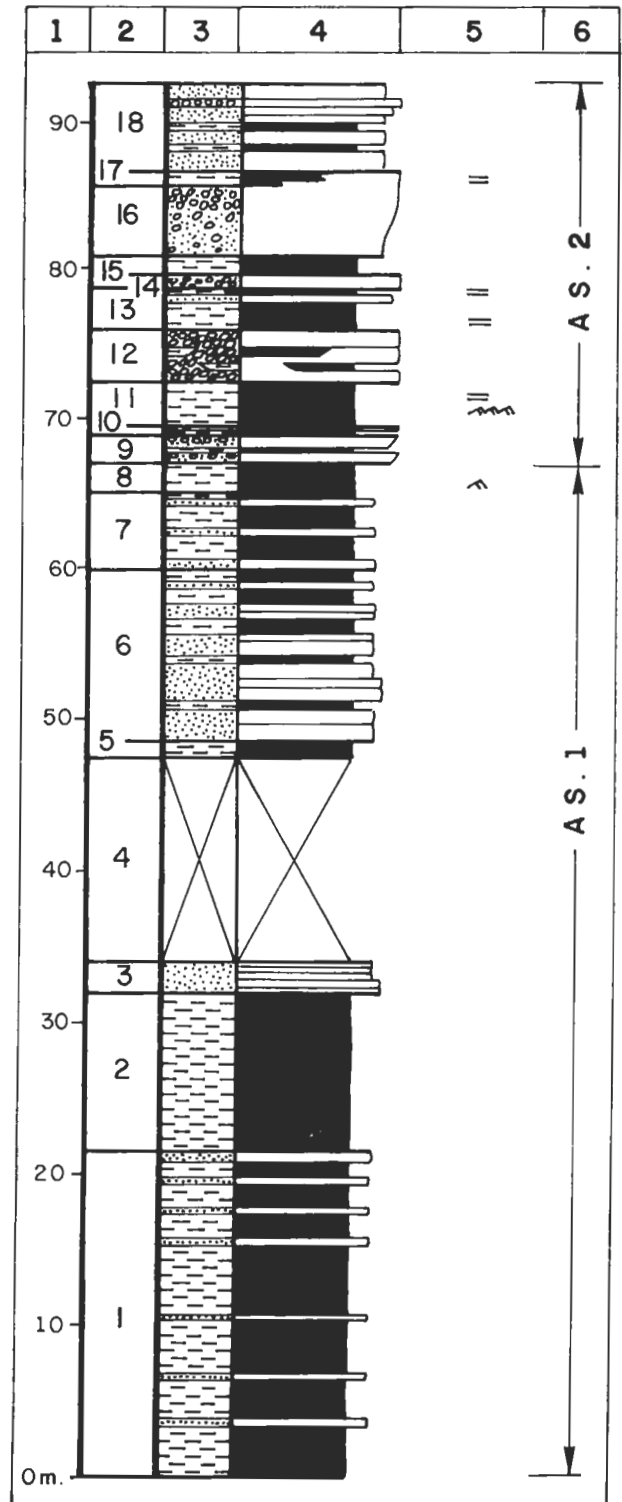


Figura 23: Columna Navezuelas I

11. 2.95 m. Lutitas grises a negruzcas, masivas o con laminación paralela muy fina, presentan niveles milimétricos localmente centimétricos de grauvacas de grano medio a fino, rojizas, masivas.
12. 3.45 m. Conglomerados cuarcíticos que pasan lateralmente a grauvacas de grano medio a grueso con cantos, presenta locales intercalaciones de lutitas negras. Los clastos están totalmente microfracturados y en general las capas están algo tectonizadas, con algunos diques de cuarzo. lo que impide ver con claridad sus límites.
13. 2.8 m. Lutitas negruzcas o grises, masivas o con laminación paralela muy fina. A techo presenta intercalaciones tabulares de grauvacas de grano medio a grueso, verdosas, masivas.
14. 0.95 m. Conglomerados cuarcíticos, masivos en un tramo con base y techo ondulado posiblemente abudinado. Hacia techo presenta mas matriz grauváquica.
15. 1.3 m. Lutitas grises masivas, con un dique de cuarzo.
16. 4.75 m. Grauvacas verdes de grano medio que aumenta hacia techo, también aumenta su contenido en cantos. Acaba con un tramo de conglomerados cuarcíticos, masivos. Su techo es muy irregular y se indenta con el tramo superior.
17. 0.9 m. Lutitas grises con cristales de piritita, masivas o con laminación paralela muy fina, presenta algunos diques de cuarzo.
18. 28.2 m. Grauvacas grises de grano fino a grueso no se aprecian capas, puede llegar a ser microconglomeráticas, presentan intercalaciones centi a decimétricas de lutitas verde a oscuras, masivas, tanto hacia la base como hacia techo, en estos casos los límites de las capas grauváquicas son planos. Está tectonizado con numerosos diques de cuarzo y una crenulación de desarrollo local.
19. 4.7 m. Lutitas gris verdosas totalmente tectonizadas, su base es una fractura.
20. 4.44 m. Lutitas grises, masivas o con laminación paralela muy fina.
21. 0.9 m. Lutitas con aspecto milonitizado. Fractura.
22. 5.7 m. Alternancias de niveles decimétricos de lutitas grises a gris oscuras, masivas o con locales láminas paralelas negras; con tramos centi a decimétricos de grauvacas grises a verdosas de grano fino, con bases y techos planos, masivas. Localmente está algo cubierto.
23. 5.3 m. Grauvacas de grano fino, localmente muy grueso a microconglomeráticas, grises y verdosas, masivas, en niveles centi a decimétricos, en ocasiones métricas con límites ondulados. Esporádicamente alguna capa fina se acuña y hacia techo del tramo se aprecian laminaciones paralelas que pueden llegar a ser cruzadas planares de bajo ángulo.
24. 8.65 m. Lutitas grises, masivas, a techo muy tectonizadas.
25. 1.55 m. Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas, gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas planares esporádicamente cruzadas de bajo ángulo en capas centi a decimétricas con bases y techos planos, con raros flasers a techo de algunas capas. Parecen organizarse como una secuencia estratocreciente. (thickening up).
26. 1.15 m. Grauvacas grises de grano fino, masivas aunque esporádicamente parecen apreciarse laminaciones paralelas. Presentan una esquistosidad bien desarrollada, no apreciándose bien la estratificación. Pasa transicionalmente al tramo superior.
27. 25.5 m. Lutitas grises a la base, hacia techo verdes o negras. Las grises son masivas o presentan laminas paralelas milimétricas de grauvacas grises como las del tramo inferior, con bases y techos planos. A techo son normalmente masiva aunque puede existir una laminación paralela.
28. 0.65 m. Grauvacas grano medio, verdes, masivas en capas centi a decimétricas con base y techo plano, con tendencia estratocreciente (thickening up).
29. 3.45 m. Lutitas negras o verdes oscuras, masivas o con laminación paralela por alternancias milimétricas con láminas grauváquicas de grano fino verdes, masivas. Contiene algunos tramos centimétricos de grauvacas verdosas masivas, con bases y techos planos localmente ondulados (posiblemente tectónico), en ocasiones pueden ser lenticulares estos niveles.
30. 4.05 m. Lutitas verdes o negras masivas o laminadas entre si.
31. 0.75 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, en niveles centi a decimétricos (raros), con bases y techos planos. Son masivas, a techo presentan intercalaciones centimétricas de lutitas verde oscuras a negras, que le dan un aspecto estrato y granodecreciente (thinning and fining up).
32. 0.9 m. Lutitas verdes oscuras a negras, masivas o con laminación paralela. A muro contienen algun tramo milimétrico de grauvacas verduzcas, masivas.

Techo: Cubierto.

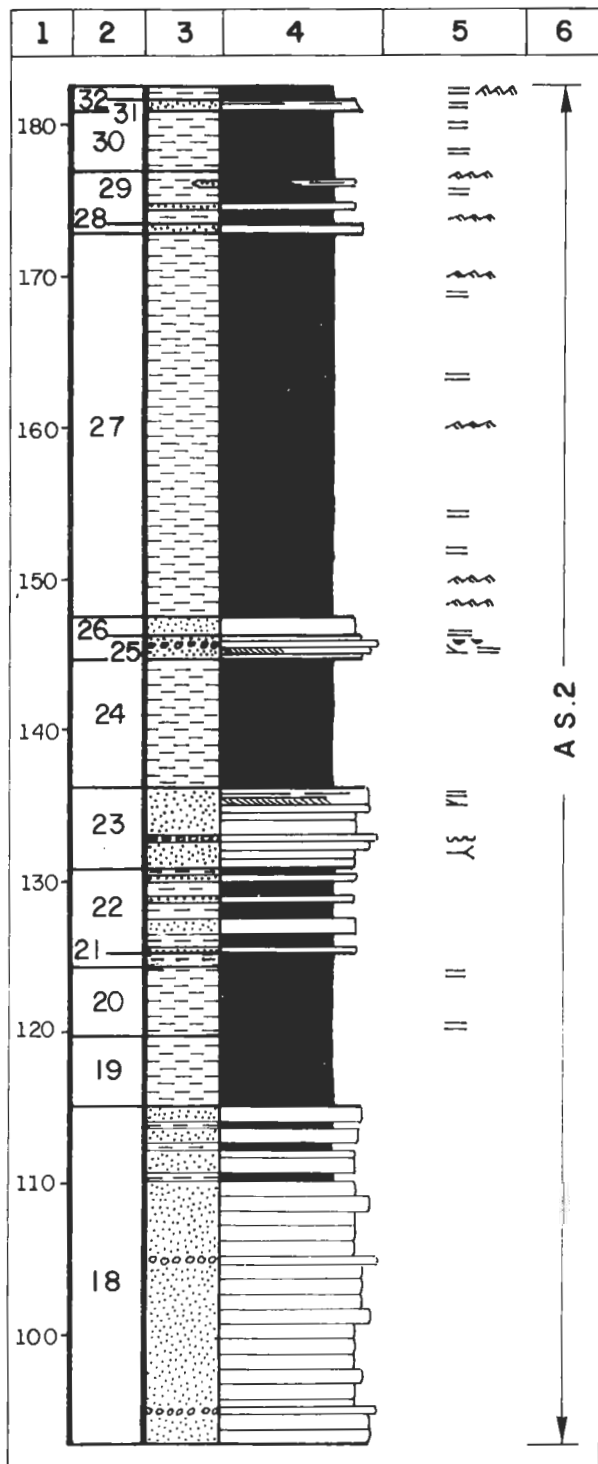


Figura 23: Columna Navezuelas I

Columna Navezuelas II
(Fig. 5, nº 12; Fig. 22b; Fig. 24)

H0JA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'48"W 39°30'22" N
Techo 5°26'55"W 39°30'25" N

Se ha levantado a lo largo de la pista Navezuelas-Cabañas del Castillo, al SE del Collado de las Carretas, en las proximidades del paraje denominado "Cuesta Alta", 1 Km. al SW de Navezuelas, fig. 22b.

Base: Cubierta.

1. 9.9 m. Microconglomerados cuarcíticos predominantemente y grauvacas de grano medio a grueso en niveles decimétricos a métricos que presentan bases y techos planos, pudiéndose acuñar lateralmente algun nivel. Son masivas o con laminaciones paralelas, normalmente por acumulación de clastos de mayor tamaño en láminas.

- 2. 0.5 m. Cubierto.
- 3. 1.4 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano medio a grueso con bases y techos planos, masivos o con laminación paralela, a veces se parecían laminaciones cruzadas planares.
- 4. 2 m. Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano medio a grueso en capas centi a decimétricas, masivas. Su base está cubierta.
- 5. 2.55 m. Cubierto, localmente afloran grauvacas gris claras de grano fino en niveles centimétricos con base plana y techo plano masivos.
- 6. 4 m. Microconglomerados y grauvacas de grano medio a grueso en capas decimétricas a métricas con bases y techos planos con laminación paralela dominante. A techo un nivel de grauvacas verdosas de grano muy fino, masivas.
- 7. 6.6 m. Alternancias de tramos grauváquicos gris claros de grano grueso masivos, en niveles centimétricos tabulares; con grauvacas verdosas de grano fino a muy fino, masivas, en capas centimétricas con bases y techos planos, son los materiales dominantes del tramo.

- 8. 4.8 m. Grauvacas de grano fino ocre-rojizas a verdosas, masivas, con finas intercalaciones de grauvacas de grano medio grises claras, masivas en niveles centimétricos con bases y techo planos. A techo contiene algunas intercalaciones de lutitas ocre-amarillentas, masivas.
- 9. 1.5 m. Lutitas ocre-amarillentas rojizas con laminación paralela.
- 10. 6.95 m. Alternancias de lutitas ocre-amarillentas a rojizas con laminación paralela y grauvacas de grano fino y medio-grueso, ocre-rojizas a verdosas, masivas con dominio de las primeras.
- 11. 1.9 m. Lutitas ocre-amarillentas masivas. A muro presenta una intercalación decimétrica de grauvacas verdosas de grano fino a medio con base y techo plano, masiva.
- 12. 1.1 m. Grauvacas grises y gris verdosas de grano medio a grueso en niveles tabulares centi a decimétricos (raros), algunos niveles se acunian lateralmente. Son masivos o con laminaciones paralelas.
- 13. 2 m. Grauvacas de grano muy fino, verdes, masivas, en niveles centimétricos con base y techos planos; alternan con lutitas ocre-amarillentas masivas.
- 14. 2.35 m. Cubierto.
- 15. 1.65 m. Lutitas ocre-verdosas con laminaciones paralelas. A muro presenta una intercalación grauváquica de grano fino verdosa, masiva, que está semicubierta y no se aprecian bien sus límites.
- 16. 6.2 m. Grauvacas de grano fino a medio, marrones y ocre, alternando en capas tabulares centi a decimétricas, masivas o con laminación paralela.
- 17. 1.1 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela milimétrica que les da un aspecto bandeado.
- 18. 6.7 m. Grauvacas grano fino a medio, marrones y blanco marrónceos alternando en niveles centimétricos, masivas o con laminación paralela frecuente. Contiene intercalaciones de tramos grauváquicos alterados con aspecto noduloso. Cuando se organizan parecen formar secuencias grano y estratodecrecientes (thinning y fining upward).
- 19. 1.8 m. Lutitas grises y ocre con aspecto bandeado debido a la existencia de una laminación paralela.
- 20. 10.6 m. Grauvacas de grano fino a medio marrónceas en capas decimétricas tabulares, alguna de las cuales se acuña lateralmente. Se observa laminación paralela planar y laminación cruzada planar.
- 21. 2.2 m. Cubiertos.
- 22. 3.15 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela planar.
- 23. 1.95 m. Grauvacas de grano medio, localmente grueso, negras o blanco negruzcas, en tramos centi a decimétricos con bases y techos planos, masivos.
- 24. 0.45 m. Lutitas grises y ocre con laminación paralela planar que les da aspecto bandeado.
- 25. 0.65 m. Grauvacas de grano grueso, localmente microconglomeráticas blanquecinas en dos tramos decimétricos, separada por uno centimétrico masivos, con bases y techos planos.
- 26. 3.4 m. Lutitas con laminación paralela, que pasan a alternancias de lutitas y grauvacas de grano fino a medio, grises en niveles tabulares masivos, que dominan hacia techo, pasando al tramo siguiente. Forman una secuencia grano y estratodecreciente (thickening and coarsening upward).
- 27. 2.4 m. Grauvacas grises a techo niveles marrones de grano grueso, localmente medio, en tramos deci a centimétricos tabulares, masivos que pueden organizarse en secuencias granodecrecientes (fining up). Lateralmente el tramo está fracturado, repitiéndose hacia arriba parte del tramo 26 y 27.

Techo: Cubierto.

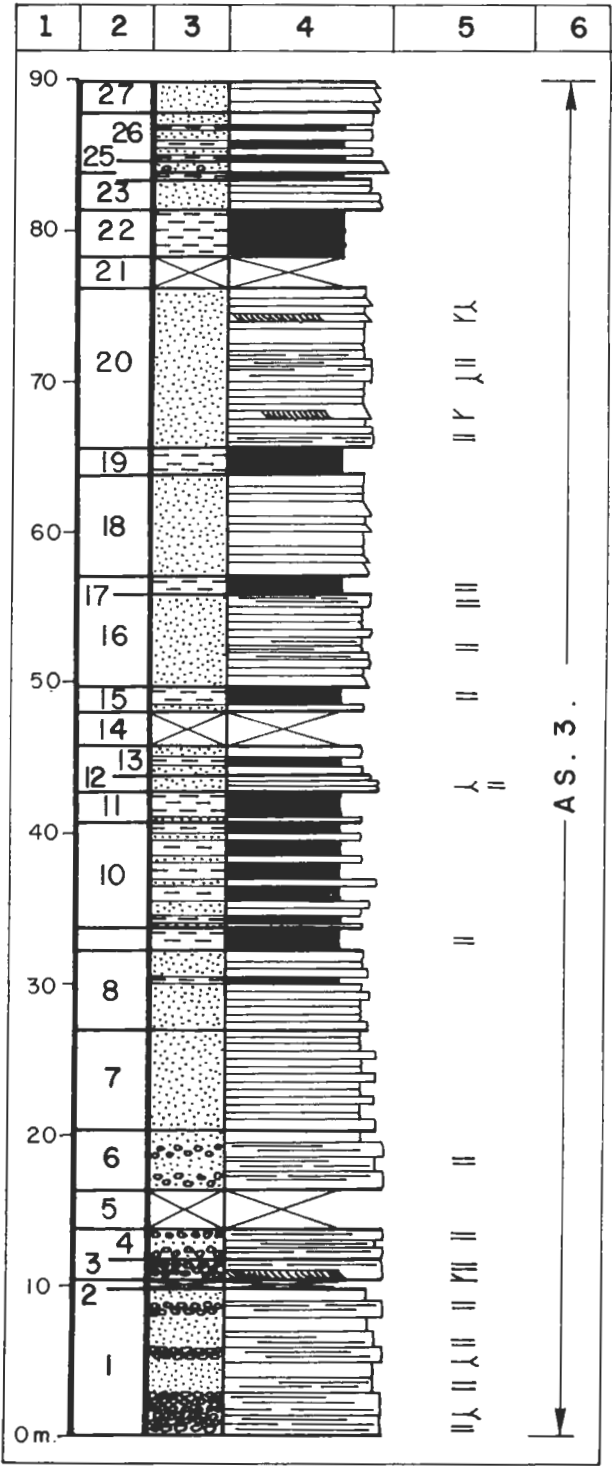


Figura 24: Columna Navezuelas II

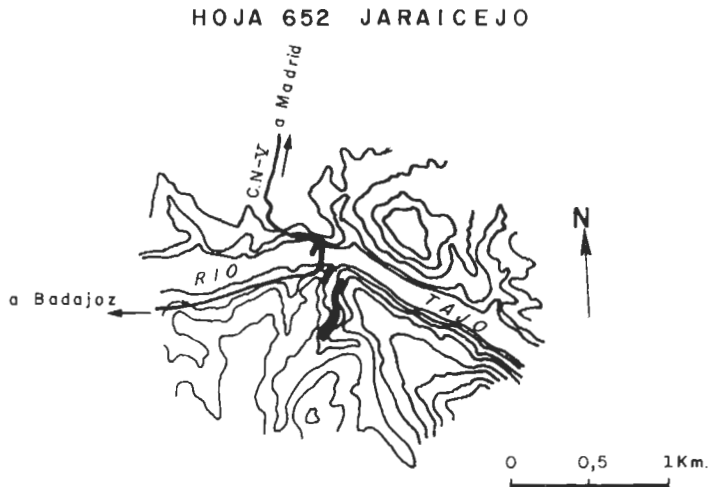


Figura 25: Columna Puente de Almaraz

Columna Puente de Almaraz
(Fig. 5, nº 13; Fig. 25; Fig. 26)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°41'37"W 39°46'32" N
Techo: 5°41'41"W 39°46'51" N

Se ha levantado en varias secciones, principalmente a lo largo del Arroyo Arrogato, al sur del río Tajo y en los alrededores del puente de Almaraz, en ambas márgenes del río Tajo. Su parte alta, se ha realizado en la antigua carretera Nacional V, abandonada, fig. 26.

Base: Alternancias mili a centimétricas de grauwacas y lutitas, mas abajo lutitas masivas, lateralmente con esporádicos niveles tabulares de conglomerados.

1. 11.5 m. Grauwacas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela, esta laminación, a techo, está formada por láminas milimétricas de lutitas negras, hacia arriba pasan a lutitas negras masivas en niveles milimétricos. Ambas litologías forman una serie de secuencias de granulometría decreciente de tamaño milimétrico con bases planas, netas y techos planos.
2. 1.9 m. Alternancias milimétricas de grauwacas grises de grano fino a medio grueso, en la base y lutitas oscuras, las grauwacas presentan laminación paralela o estructuras completamente desorganizadas por fluidificación de la capa. Forman una serie de secuencias milimétricas granodecrecientes. Todo el tramo corta obliguamente al tramo infrayacente, con una superficie plana y neta "slump scar".
3. 10 m. Alternancias milimétricas de grauwacas grises de grano fino a medio, en la base presentan clastos de hasta 10 mm. en capas con aspecto fluidificado, contienen también cantos blandos con una longitud máxima de 6 cm. orientados paralelamente a la base, la laminación paralela, es localmente ondulada y además hacia techo presentan laminación cruzada con tendencia sigmoidal por alternancias de láminas de grauwaca y lutita, y estratificación lenticular, con lenticulas de base plana y techo convexo; con lutitas oscuras masivas. El tramo contiene alguna intercalación decimétrica de grauwacas marrones, masivas, con bases y techos planos y netos. Todo el tramo es erosivo sobre el anterior según una superficie plana y neta "slump scar" a la que son paralelas las láminas suprayacentes. Los materiales forman secuencias milimétricas granodecrecientes.
4. 3.65 m. Grauwacas de grano fino a medio, que hacia techo pueden presentar en la base de las capas niveles microconglomeráticos lenticulares con cantos blandos y aspecto fluidificado; alternan milimétricamente con lutitas oscuras con laminación paralela que se adapta a los niveles gruesos, localmente pueden presentar estratificación flaser de lutitas negras discontinuas, forman secuencias de granulometría decreciente. Los niveles grauwácicos son dominantes hacia la base.
5. 27 m. Alternancias mili a centimétricas de grauwacas y lutitas, el tramo comienza con un nivel microconglomerático pardo-marrón, con base erosiva con cantos blandos, presenta numerosas venas de cuarzo que enmascaran su estructura interna, su techo es plano, el nivel se acuña lateralmente hasta desaparecer. El resto del tramo esta formado por grauwacas de grano fino a grueso situadas a la base de una macrosecuencia granodecreciente que pasa a una zona acintada compuesta por secuencias grauwacas de grano fino - lutita, las primeras suelen presentar bases planas, erosivas y granoclasificación positiva, las lutitas que pueden ser limolitas suelen ser masivas o presentar laminación paralela. Hacia techo dominan los tramos lutíticos gris oscuros con laminación paralela y pasadas milimétricas grauwácicas ocasionales. Los niveles basales grauwácicos presentan intercalaciones con formas irregulares de grauwacas de grano grueso a microconglomerados cuarcíticos en niveles lenticulares discontinuos con base erosiva y aspecto fluidificado pasando gradualmente a la matriz arenisocas que los contiene.
6. 17.5 m. Lutitas azuladas en corte gris oscuro a negro, masivas o con laminación paralela muy fina grauwácica. La base del tramo se sitúa en un nivel decimétrico de grauwacas ocre-rosaceo masivo, con base y techo planos y netos.
7. 22.5 m. Localmente cubierto o semicubierto. Los afloramientos que aparecen son lutitas azuladas masivas.
8. 17.5 m. Lutitas azuladas masivas o con laminación paralela grauwácica milimétrica, muy local.
9. 13.1 m. Alternancias milimétricas de grauwacas y lutitas. Su base se sitúa donde aparecen las primeras capas grauwácicas, las cuales presentan bases y techos planos, aunque localmente las bases sean erosivas. Hacia techo dejan de dominar los tramos lutíticos siendo mas abundantes y potentes los tramos grauwácicos con tendencias estratocreciente (thickening up). Las lutitas son gris oscuras a negras, presentando localmente intercalaciones milimétricas de lutitas grauwácicas. Los niveles grauwácicos pueden presentar laminación paralela, a veces sigmoidal por intercalaciones de láminas limolíticas; en ocasiones toda la capa presenta aspecto fluidificado y algunas se acuña lateralmente.
10. 3 m. Alternancias de grauwacas, localmente microconglomerados cuarcíticos con grauwacas y lutitas. Las primeras presentan base plana, erosiva con locales surcos, su techo es plano u ondulado, normalmente presentan numerosas venas de cuarzo, lo que les da un aspecto masivo, aun que a techo se aprecian laminaciones paralelas marcadas por láminas de lutitas negras que adaptan a la morfología de los gruesos; su morfología general es lenticular, desapareciendo lateralmente. Los niveles grauwácicos son de grano fino a medio y junto con las lutitas presentan laminaciones paralelas o son masivas.
11. 1.2 m. Semicubierto, lateralmente está formada por grauwacas y lutitas con laminación paralela o masivas.
12. 4.8 m. Lutitas finas oscuras, masivas, presentan una esquistosidad intensa. Contiene dos intercalaciones de grano mas grueso. La primera está formada por dos niveles centimétricos de grauwacas de grano grueso a microconglomeráticas con bases erosiva o plana, erosiva y techo planos a ondulosos masivos, los cuales se acuña lateralmente. La segunda intercalación está formada por dos niveles tabulares de grauwacas de grano fino a medio, masivos.
13. 3.3 m. Cubierto, lateralmente afloran lutitas finas oscuras.
14. 4.8 m. Alternancias de lutitas y dolomías marrones, las dolomías son microcristalinas con escasos terrigenos, presentan bases y techos planos, son masivas. Las capas dolomíticas comienzan siendo centimétricas para posteriormente hacerse decimétricas, tendiendo a estratocreciente (thickening up), hasta llegar a un nivel de 80 cm. para continuar con alternancias centimétricas microcristalinas sin terrigenos, masivas, de corte orgánico, mientras que las primeras podrian tener un origen tractivo.
15. 3.9 m. Lutitas finas oscuras, masivas, localmente laminadas con láminas de lutitas grauwácicas.
16. 5.2 m. Alternancias deci a centimétricas de dolomías y lutitas oscuras. Las dolomías son de dos tipos: dolomías marrón-rojizas criptocristalinas en capas centi raramente decimétricas, masivas o con laminación paralela regular y continua, localmente onduladas dando morfología de ripples, las capas presentan base plana y techo plano u ondulado, siendo esporadicamente lenticulares; y dolomías claras a gris azuladas, en corte, masivas o con algunas laminaciones menos continuas y mas irregulares, micro a mesocristalinas con aspecto de tener origen orgánico.
17. 1.35 m. Lutitas finas oscuras, masivas o con laminaciones paralelas milimétricas por alternancia con láminas de limolitas cuarzo-micaceas. Presentan intercalaciones centi a milimétricas de dolomías marrón-rojizas lenticulares y sin gran continuidad lateral.
18. 1.85 m. Dolomías micro a macrocristalinas en capas centi a decimétricas masivas o con tenues laminaciones paralelas irregulares. Con posible porosidad fenestral, los límites de las capas son generalmente onduladas. Presentan esporádicas intercalaciones de lutitas oscuras con locales formas lenticulares, adaptándose a la morfología de las capas dolomíticas. A techo presenta intercalaciones de dolomías marrón-rojizas masivas que también se adaptan a la morfología de los niveles dolomíticos dominantes.
19. 5.7 m. Lutitas finas oscuras con intercalaciones dolomíticas deci a centimétricas con tendencia estratodecreciente, hasta desaparecer. Las lutitas son masivas o presentan laminación paralela (láminas milimétricas de limolitas cuarcíticas). Las dolomías son masivas en los tramos mas finos, pero los mas potentes presentan laminaciones paralelas irregulares de aspecto orgánico, con bases planas localmente onduladas y techos ondulosos, pudiendo existir dolomías lenticulares con base plana y techo ondulado (ripples) de origen tractivo.
20. 6.6 m. Lutitas muy finas oscuras, localmente grauwácicas con laminación paralela o masivas. Su base es transicional con el nivel anterior.
21. 6.8 m. Lutitas muy finas oscuras con laminación paralela o masivas, a techo presenta intercalaciones milimétricas de grauwacas de grano fino masivas con base y techo plano.
22. 2.45 m. Alternancias de dolomías rosaceas y grises con lutitas finas oscuras. Las dolomías son micro a macrocristalinas, masivas, con bases y techos planos o bien son microcristalinas con cuarzo disperso, con potinas rojizas, presentan laminación paralela planar con bases y techos suavemente ondulosos, pudiendo presentar formas lenticulares.
23. 38 m. Lutitas oscuras, con locales láminas de lutitas grauwácicas, aunque predominantemente son masivas. Contiene intercalaciones lenticulares de grauwacas con cemento dolomítico que presentan laminaciones cruzadas de surco. A techo contiene intercalaciones grauwácicas en lenticulas (estratificación lenticular), muy finas o en niveles tabulares centimétricos. También contiene dos intercalaciones dolomíticas, la primera son dolomías rojizas en niveles tabulares o lenticulares centimétricas, la segunda es una intercalación tabular de 30 cm. de potencia máxima, que se acuña lateralmente hasta desaparecer de dolomías micro a macrocristalinas con cuarzo disperso con base plana y techo ondulado, masivo.
24. 35.05 m. Lutitas muy finas oscuras, con intercalaciones milimétricas de grauwacas de grano fino, masivas con base plana, que puede ser erosiva y techo plano. A techo dominan los tramos grauwácicos de grano fino, localmente medio con laminaciones paralela o cruzadas de muy bajo ángulo, con bases planas localmente erosivas y techos planos con pasadas milimétricas de lutitas negras. Esporadicamente se organizan como secuencias de granulometría decreciente (fining up).
25. 0.35 m. Microconglomerado cuarcítico, masivo, base curva erosiva y techo plano neto. Lateralmente aumentan de potencia, hasta unos 5 m. con aspecto masivo e intercalaciones de grauwacas y lutitas de poco espesor.
26. 4.8 m. Grauwacas de grano fino a medio. Donde los materiales se organizan como secuencias estratodecrecientes y de granulometría decreciente (thining y fining up). Con grauwacas masivas de base plana, algo erosivas con estratificación flaser que pasan a techo a niveles tabulares mili a centimétricos rodeados por lutitas grauwácicas oscuras, las cuales son dominantes a techo donde presentan esporádicas pasadas lenticulares de lutitas negras de grano fino a muy fino.
27. 1.55 m. Alternancia de grauwacas de grano muy fino y lutitas grauwácicas. Las primeras presentan base plana, que puede ser erosiva y techos planos; con laminación paralela o masivas. Las lutitas son masivas o presentan laminaciones paralelas.
28. 5.8 m. Lutitas a lutitas grauwácicas grises con laminación paralela, con esporádicas pasadas mili a centimétricas de lutitas negras muy finas, que pueden ser lenticulares. A lo largo de todo el tramo presentan intercalaciones centimétricas de grauwacas de grano fino masivas, con bases planas poco o nada erosivas y techos planos.

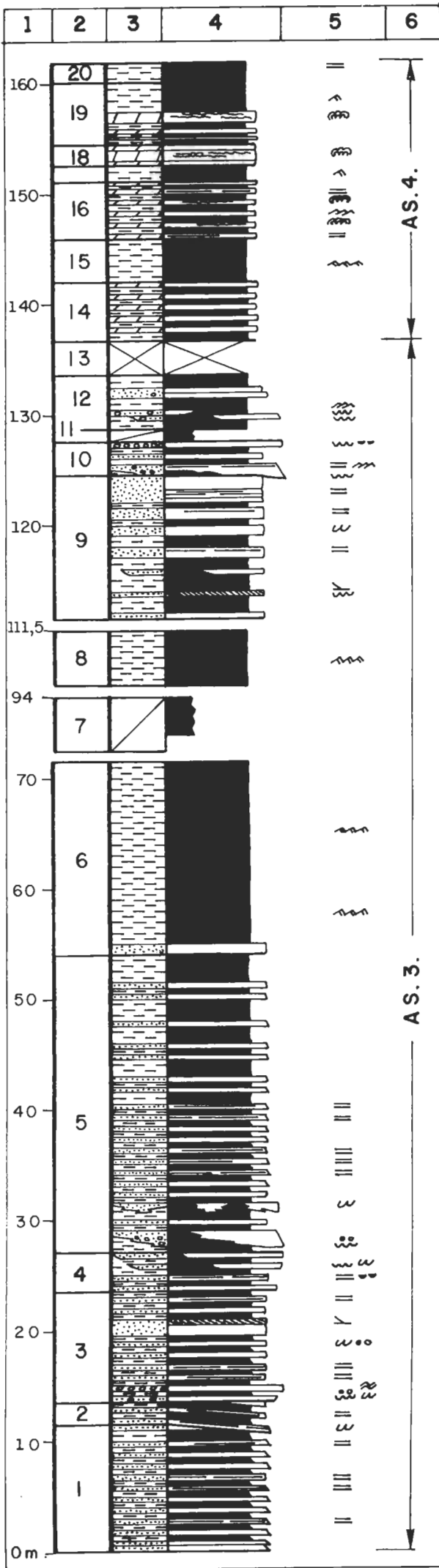


Figura 26: Columna Puente de Almaraz

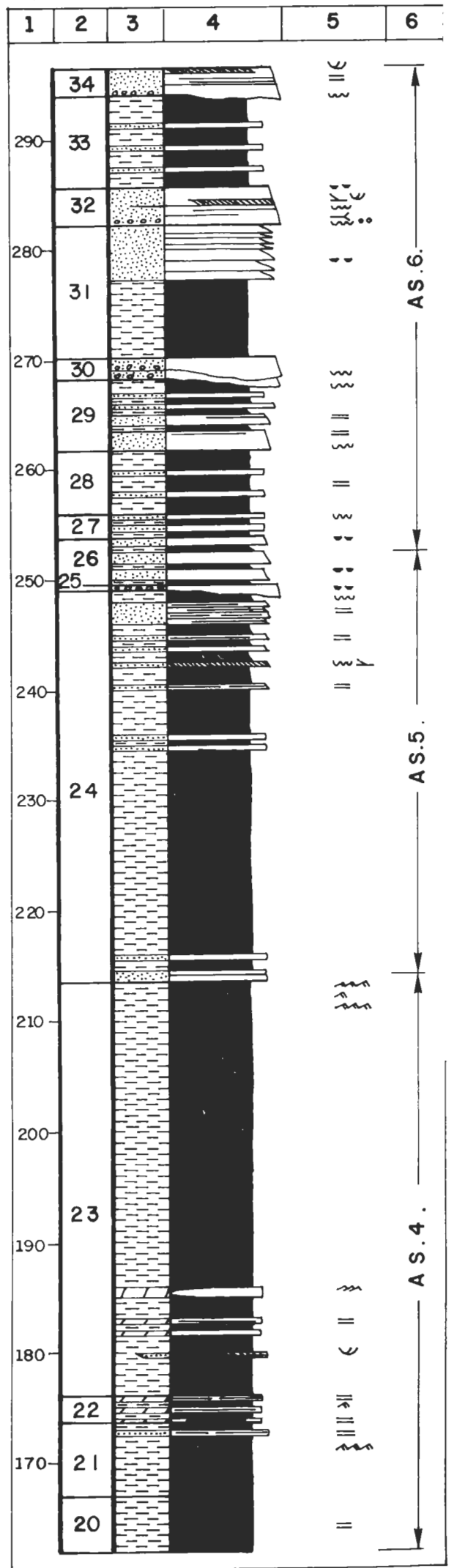


Figura 26: Columna Puente de Almaraz

29. 6.5 m. Grauvacas de grano fino a medio masivas a la base, que es plana y erosiva, y con laminaciones cruzadas de muy bajo ángulo a techo, estas pasan a lutitas y lutitas grauváquicas con laminación paralela y finalmente a laminas o lenticulas (por la erosión del tramo suprayacente); de lutitas negras de grano muy fino. A techo existen locales alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso a muy grueso y lutitas grises, ambas masivas, con bases y techos planos, forman secuencias estrato y grandecrecientes.
30. 1.9 m. Microconglomerados cuarcíticos masivos en capas con bases erosiva a plana poco o nada erosiva, techos planos. Forman secuencias de granulometría decreciente, acabando con grauvacas de grano medio a grueso. Presenta una tendencia estratocreciente (thickening up). Lateralmente presentan mayor potencia.
31. 12 m. Lutitas y lutitas grauváquicas grises con laminación paralela formando un subtramo basal de 7 m. El resto del tramo lo componen secuencias grano y estratodecrecientes (thinning and fining up) formadas por grauvacas de grano grueso a medio masivas, que pasan a grauvacas de grano fino a muy fino con estratificación flaser y laminación cruzada de bajo ángulo, para acabar con laminas lutíticas milimétricas masivas o con finas laminación grauváquica. La base de la secuencia es plana pudiendo ser erosiva, el techo es plano.
32. 3.5 m. Grauvacas de grano grueso a medio, localmente microconglomeráticas masivas, aunque en ocasiones se aprecia laminación paralela y laminación cruzada planar. Se presentan en capas centi localmente decimétricas con bases planas poco o nada erosivas, mas erosivas hacia la base, y techo planos a ondulados. Algunas capas se acuñan lateralmente y otras contienen cantos blandos e intercalaciones milimétricas lutíticas como "mud drapes".
33. 8.2 m. Lutitas y lutitas grauváquicas laminadas, grises, con niveles tabulares centimétricos de grauvacas de grano fino a medio, masivas.
34. 2.45 m. Grauvacas de grano grueso a medio, localmente microconglomeráticas, su base es erosiva por lo que lateralmente presenta mayor potencia. Son niveles tabulados centimétricos masivos o con laminación paralela y solo a techo cruzada de surco.
35. 7.75 m. Lutitas grises con laminación paralela por alternancia con lutitas grauváquicas o son masivas. Presenta alguna intercalación tabular grauváquica hacia la base.
36. 3.65 m. Grauvacas de grano fino-medio a grueso; a la base del tramo y de algunos niveles pueden ser microconglomeráticas. Presenta base irregular, claramente erosiva y techos planos, cuando no son erosionados por capas superiores. Lo componen capas decimétricas masivas que ocasionalmente pueden presentar laminación paralela planar, algo ondulada en las capas de grano mas fino.
37. 2.5 m. Cubierto. Localmente a techo afloran lutitas grises.
38. 5.15 m. Lutitas grises masivas o con laminación paralela. Presenta intercalaciones centimétricas grauváquicas, masivas, que parecen organizarse en microsecuencias de granulometría decreciente.
39. 1.45 m. Grauvacas de grano grueso a fino, en la parte inferior del tramo presentan bases erosivas, mientras que a techo es mas plana, los techos son planos. Presentan estratificación cruzada de surco a la base y a techo laminación paralela o son masivas. La tendencia del tramo es grano y estratodecreciente.
40. 4.45 m. Lutitas grises masivas, localmente con laminación paralela. Hacia la base se intercalan pequeñas secuencias de granulometría decreciente que comienzan con grauvacas con estratificación flaser, pasando a lutitas con estratificación lenticular grauváquica.
41. 1.1 m. Grauvacas de grano grueso, localmente muy grueso a la base, a grano fino-medio. Se presentan en niveles tabulares centi a decimétricos con base y techos planos, excepto el nivel basal, que es el mas potente, cuya base es erosiva. Son masivos o presentan laminación paralela y algunos tramos presentan granoselección positiva.
42. 7.6 m. Alternancias de grauvacas de grano fino a medio y lutitas grises, parecen asociarse en secuencia de granulometría decreciente (fining up), aunque algunos tramos lutíticos no se pueden asimilar con facilidad al techo de una secuencia. Su base es transicional con el tramo anterior. Los niveles grauváquicos y lutíticos son masivos o presentan laminación paralela. A techo dominan las lutitas.
43. 4.8 m. Cubierto. Local y lateralmente son lutitas grises masivas.
44. 2.05 m. Grauvacas de grano fino a muy fino y limolitas cuarcíticas masivas, aunque en corte se aprecian microsecuencias grandecrecientes cuya base es grauváquica, masiva, pasando a laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y posteriormente a alternancias milimétrica limolita lutita y finalmente lutitas finamente laminadas.
45. 0.65 m. Grauvacas de grano fino, gris verdosas, masivas.
46. 3.55 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares centi a decimétricos, masivas o con laminación cruzada de surco y laminación paralela planar.
47. 9 m. Visibles. Lutitas finas a limolitas cuarcíticas grises masivas.
48. 23.9 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares deci a centimétricos con bases planas localmente erosivas y techos planos. Presentan laminación paralela planar y cruzada de surco muy tendidas, ocasionalmente son masivos. A la base pueden presentar cantos blandos. Contienen intercalaciones de poca potencia de lutitas grises masivas.
49. 10 m. Lutitas con locales tramos de lutitas grauváquicas grises y ocreas a violetas, rojas y amarillas. Masivas con fuerte esquistosidad.

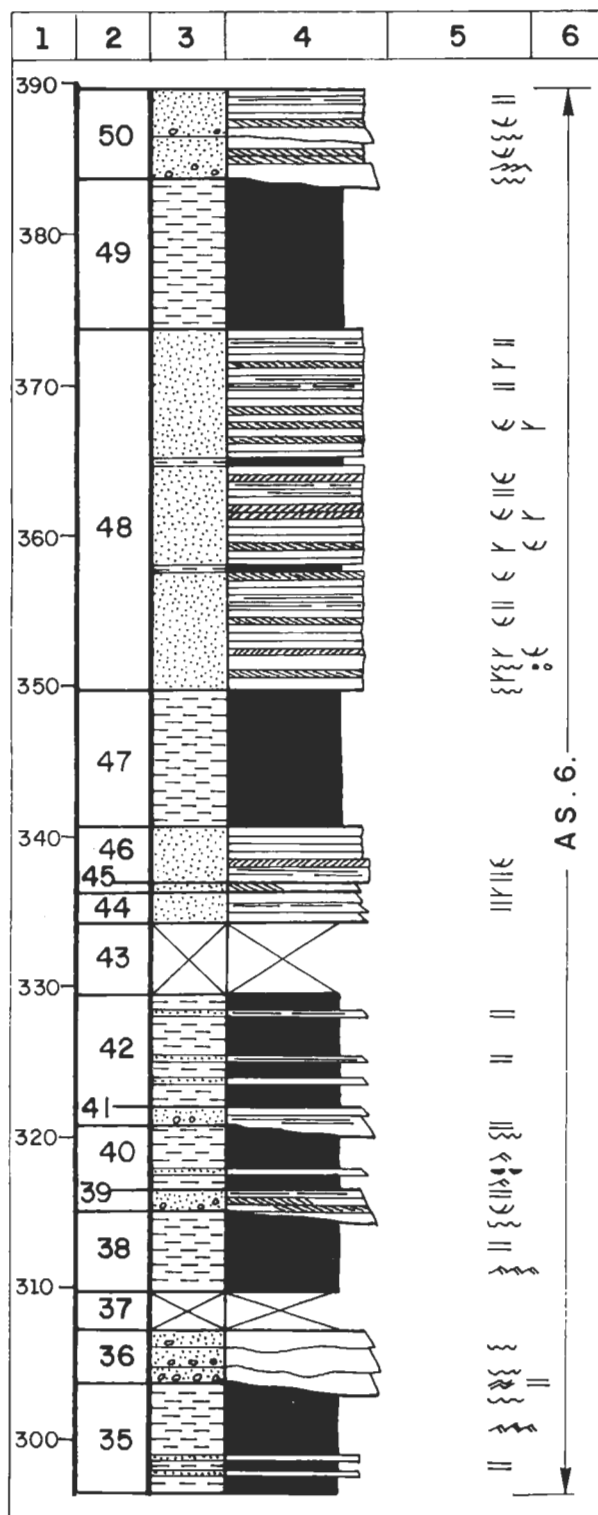


Figura 26: Columna Puente de Almaraz

50. 6 m. Grauvacas de grano fino a grueso, localmente muy grueso, en bancos deci a veces centimétricos con base erosiva en los niveles mas potentes y plana en los menos potentes, techos planos u ondulados. Presentan laminación paralela y cruzada de surco.

Techo: Materiales grauváquicos en el núcleo de sinclinal de la casa del Rosal.

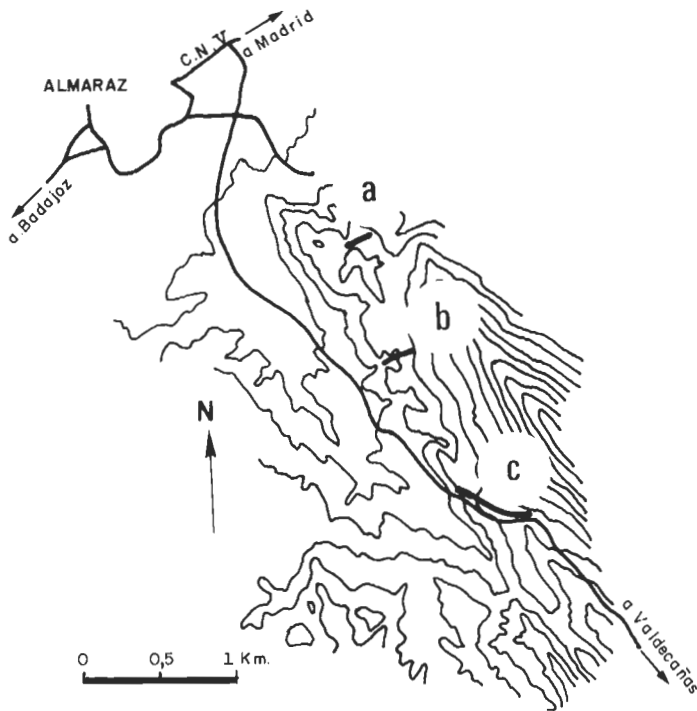


Figura 27: a, Columna Almaraz I
b, Columna Almaraz II
c, Col. Ctra. Almaraz-Valdecañas

Columna Almaraz I
(Fig. 5, nº 15; Fig. 27a; Fig. 28)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°39'21"W 39°48'28" N
Techo: 5°39'27"W 39°48'25" N

Se ha levantado en la cantera abandonada, situada unos 2 Km. al ESE de Almaraz, fig. 27a.

Base: Cubierta.

1. 0.4 m. Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas, claras, masivas en bancos centimétricos con bases planas y techos planos. Presentan intercalaciones milimétricas de lutitas verdosas, masivas.
2. 0.15 m. Lutitas blanquecinas, con algo de cemento dolomítico, alteradas, con laminación paralela.
3. 1.55 m. Alternancia de dolomías arenosas en niveles centimétricos, masivos o con escasas laminaciones cruzadas de bajo ángulo; con lutitas blanquecinas con laminación paralela y esporádicos niveles milimétricos de lutitas verdes.
4. 0.45 m. Alternancia de lutitas verdes masivas, con grauvacas de grano fino en niveles mili a centimétricos, masivos, con base y techo plano, que en ocasiones pueden formar lenticulas.
5. 0.95 m. Alternancia de dolomías arenosas en niveles centi a decimétricos mas potentes hacia techo, masivos; con lutitas blancas con laminación paralela y escasos niveles milimétricos de lutitas verdes masivas.
6. 1.2 m. Dolomías micro a macrocristalinas con bases y techos planos, alguna capa se acuña lateralmente, con laminación paralela, y escasas laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Presenta intercalaciones centi a milimétricas de lutitas blancas, con cemento dolomítico, que desaparecen hacia techo.
7. 0.4 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, presentan laminación paralela y lutitas verdosas masivas, con alguna intercalación centimétrica de dolomías claras masivas con base y techo plano.
8. 0.75 m. Dolomías arenosas claras, con base erosiva, laminación paralela, laminación cruzada planar de bajo ángulo y techos planos, en niveles centimétricos que hacia techo presentan intercalaciones lenticulares de lutitas blancas.
9. 0.25 m. Alternancia milimétrica de lutitas blancas con cemento dolomítico; con lutitas verdosas, ambas masivas.
10. 0.45 m. Dolomías pardas, con manchas grises irregulares en su interior, presenta laminación paralela planar irregular que hacia techo toma forma monticular, afloran en niveles centimétricos de base y techo planar

nos pero irregulares. Acaba en un nivel milimétrico de lutitas verde oscuras masivas.

11. 0.8 m. Dolomías pardas, masivas o con laminaciones paralelas, muy localmente monticulares. Todo el nivel se acuña lateralmente.
12. 0.35 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, masivas o con laminaciones paralelas y lutitas a lutitas grauvácicas verdes, masivas.
13. 2.85 m. Dolomías claras, masivas, en niveles centimétricos, hacia techo decimétricos, donde son dominantes, alternando con lutitas blancas con cemento dolomítico, masivas. Presenta algunas intercalaciones milimétricas de lutitas verde oscuras, masivas.
14. 0.95 m. Dolomías rosadas con láminas milimétricas, grises, paralelas e irregulares, en niveles centi. localmente decimétricos.
15. 1.5 m. Dolomías grises masivas, en bancos deci a centimétricos. Acaba en un nivel de lutitas negras, masivas.
16. 0.35 m. Dolomías pardo-marrones, masivas, en niveles centimétricos, con intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras, masivas.
17. 0.05 m. Lutitas negras masivas.
18. 0.25 m. Dolomías marrón oscuro, ankeríticas, masivas, en niveles centimétricos, con base y techo planos.
19. 0.85 m. Dolomías que a la base son rosadas con láminas milimétricas gris claras y a techo a marrón oscuro y gris oscuro, la laminación es paralela irregular, aparecen en capas centi a decimétricas, con bases y techos planos. Falla.
20. 2.3 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos con bases y techos planos, localmente irregulares.
21. 0.45 m. Lutitas grises a pardas, masivas. Su techo está alterado.
22. 2.3 m. Dolomías gris claras a la base y gris oscuro a techo, masivas o con laminación paralela por presentar intercalaciones milimétricas de lutitas verdes y blancas, masivas. Localmente presenta aspecto brechoide.
23. 0.45 m. Lutitas claras con cemento dolomítico, masivas o con locales zonas con laminación paralela planar.
24. 1.35 m. Dolomías gris oscuras a la base y marrones a techo masivas o con aspecto brechoide, sobre todo a la base. A techo contiene intercalaciones de lutitas verde oscuras a negras milimétricas, masivas.
25. 0.45 m. Lutitas verdes claras a blancas, con cemento dolomítico, con locales intercalaciones milimétricas de lutitas negras, localmente lenticular, a muro y techo.
26. 0.25 m. Dolomías marrones claras en corte, masivas en capas centimétricas de base y techo plano.
27. 0.2 m. Lutitas verdes claras, masivas.
28. 0.45 m. Dolomías marrones, claras en corte, masivas, en bancos centimétricos con bases y techos planos.
29. 0.3 m. Lutitas verdosas, a muro masivas, hacia techo presenta intercalaciones lenticulares de lutitas negras, las cuales pasan a ser dominantes justo a techo.
30. 0.6 m. Dolomías gris oscuras, masivas, en bancos centi a decimétricos de base a techo plano.
31. 0.2 m. Lutitas negras masivas.
32. 0.85 m. Dolomías gris oscuras masivas, acaba en un nivel muy fino de lutitas oscuras masivas.
33. 7.5 m. Dolomías gris oscuras o marrones, masivas, con aspecto brechoide que pasan a dolomías rosadas, masivas o con laminación paralela planar irregular, posteriormente presentan lutitas claras y verdosas, con cemento dolomítico, masivas a la base y con intercalaciones de lutitas negras lenticulares. Finalmente a techo presenta alternancia milimétrica de lutitas verdes y negras y por último un nivel mas o menos potente de lutitas negras, formando una serie de secuencias de tamaño métrico, que hacia muro son mas finas. Ocasionalmente algunos tramos presentan una fuerte alteración y un aspecto brechoide, debido a la acción de algunas fallas de pequeño salto, que las afectan.
34. 19.25 m. Dolomías predominantemente grises en corte y de variados tonos superficiales. Comienzan como niveles tableados centimétricos para pasar a formar grandes bancos métricos. Son fundamentalmente masivos, aunque muy localmente se aprecian laminaciones paralelas planares, discontinuas e irregulares, contiene algunas intercalaciones milimétricas de lutitas verdes a verde oscuras, masivas.
35. 1.8 m. Alternancia de lutitas verde claras y verde oscuras, en niveles centimétricos, con alguna intercalación de lutitas arenosas, masivas, en un tramo decimétrico con base y techo plano, hacia la base las lutitas presentan laminación paralela.
36. 22.4 m. Dolomías ankeríticas rojizas, masivas, aunque en algun bloque suelto se han apreciado laminaciones paralelas planares discontinuas. El limite con el tramo superior es transicional, pero rápido.
37. 30 m. visibles, son dolomías gris claras, localmente ankeríticas en manchas irregulares, masivas.
38. 20.5 m. Dolomías gris claras y rosadas masivas o con laminación paralela planar, en bancos decimétricos con base y techo plano.

Techo: Cubierto, por encima aparecen unos tramos lutíticos marrones y ocre masivos y de nuevo un fuerte tramo cubierto.

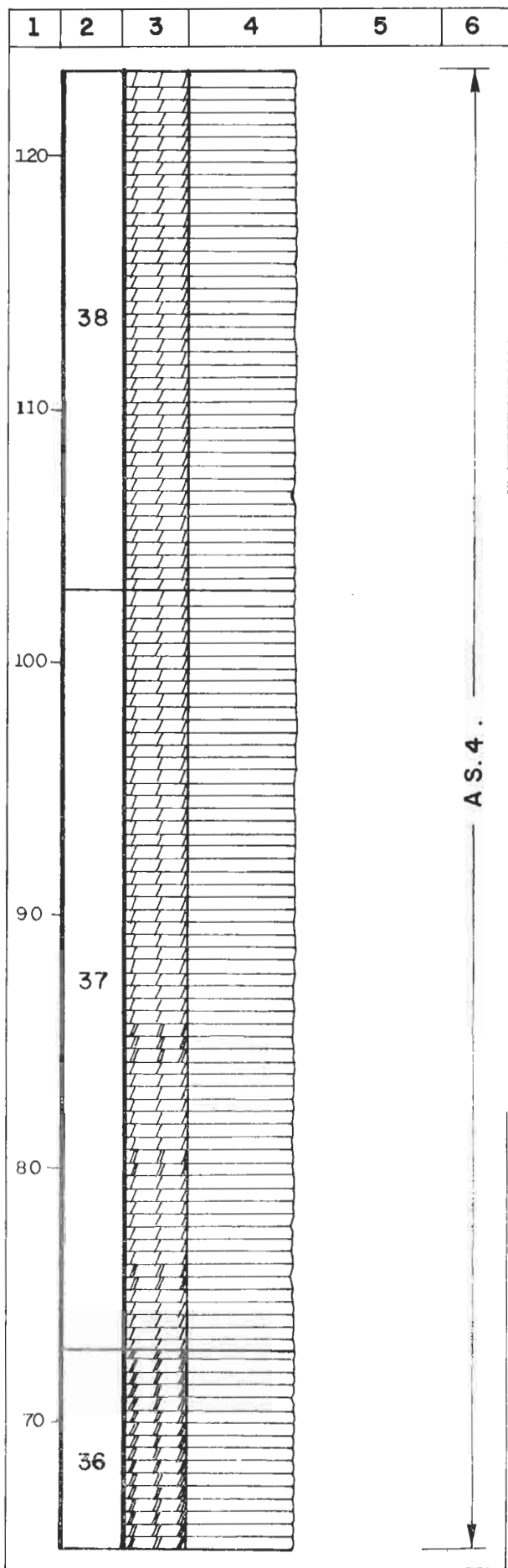
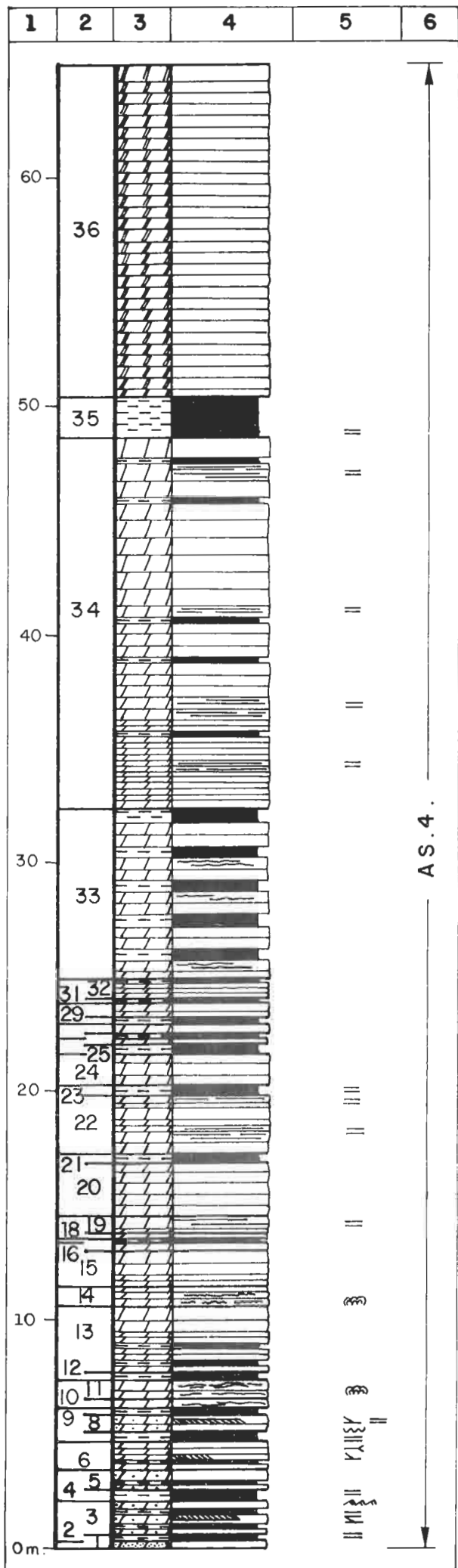


Figura 28: Columna Almaraz I

Figura 28: Columna Almaraz I

Columna Almaraz II
(Fig. 5, nº 14; Fig. 27b; Fig. 29)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°39'16"W 39°48'00" N
Techo: 5°39'06"W 39°48'06" N

Se ha levantado a lo largo de un pequeño arroyo, que baja de la Sierra de Almaraz, al NW del p. k. 2.700 de la carretera Almaraz-Valdecañas, fig. - 27b.

Base: Cubierta.

1. 19.5 m. Dolomías mesocristalinas gris claras a blanquecinas, masivas, lateralmente y hacia techo se aprecian laminaciones paralelas planares irregulares, se presentan en bancos decimétricos, localmente centimétricos.

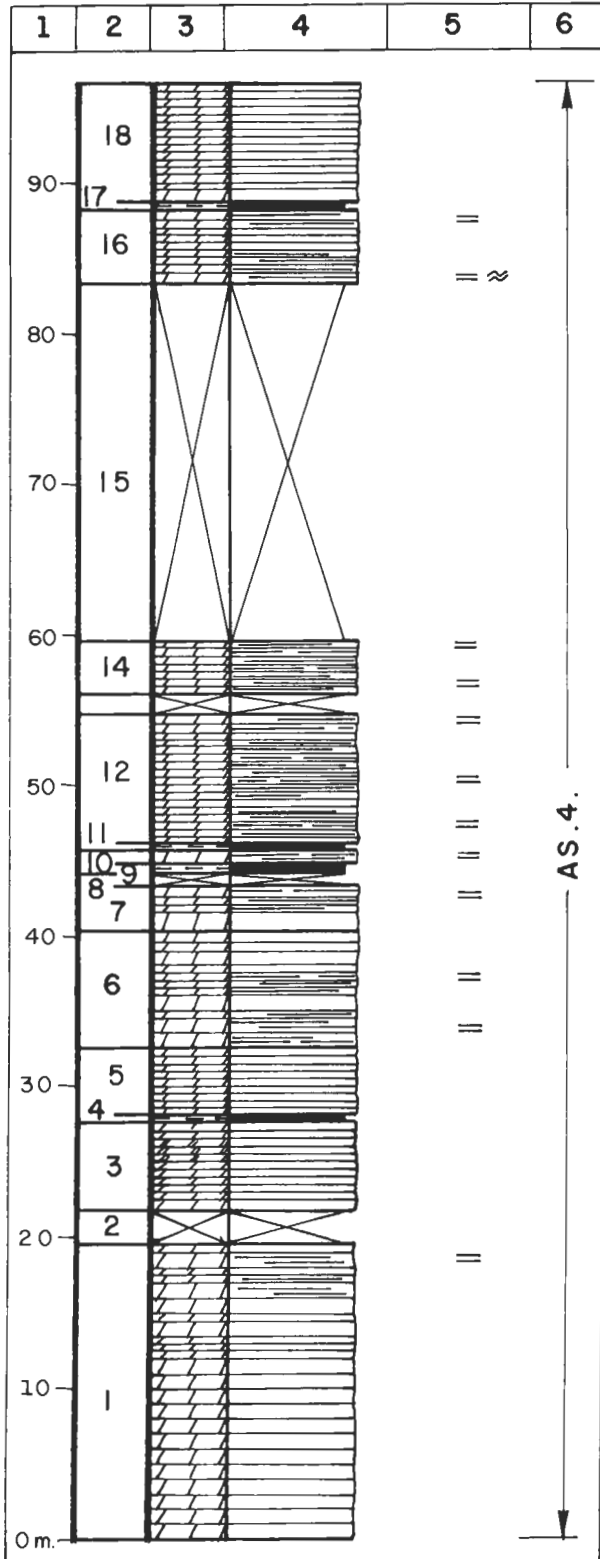


Figura 29: Columna Almaraz II

2. 2.4 m. Cubiertos, localmente afloran dolomías macrocristalinas grises o rojizas.
3. 5.2 m. Dolomías macrocristalinas, localmente amkeríticas, gris claras a oscuras o rojizas, en bancos centimétricos, masivos. Localmente pueden presentar alternancias de laminas ricas y pobres en óxidos de hierro.
4. 0.45 m. Lutitas blanquecinas, masivas.
5. 4.55 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris claras a gris oscuras - en bancos centimétricos masivos.
6. 7.7 m. Dolomías micro a mesocristalinas, rosáceas o gris claras, tabeada a techo y en bancos mas potentes en la base. Son masivas o con ténues laminaciones paralelas planares.
7. 3.4 m. Dolomías gris oscuras, de aspecto tableado con laminación paralela planar, a la base comienza con un nivel masivo potente, muy recristalizado.
8. 0.8 m. Cubierto.
9. 0.6 m. Lutitas blanquecinas con niveles lenticulares dolomíticos, masivos.
10. 0.8 m. Dolomías gris oscuras con laminación paralela planar, presenta láminas lutíticas blanquecinas a techo.
11. 0.35 m. Lutitas blanquecinas con intercalaciones milimétricas lenticulares de lutitas rojizas.
12. 8.45 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras en capas centimétricas de aspecto tableado con laminación paralela planar.
13. 1.2 m. Cubierto.
14. 3.55 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras en niveles centimétricos tableados, presentan laminación paralela planar e interestratos milimétricos de lutitas rojizas y blanquecinas, mas abundantes a muro y techo.
15. 23.8 m. Cubierto. Con un afloramiento cenca del techo de dolomías gris oscuras en un banco con laminación paralela.
16. 4.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas, gris oscuras, tableadas, con laminación paralela planar, localmente presenta intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas, y hacia techo de lutitas blanquecinas. Ocasionalmente son masivas, brechoides o presentan laminación ondulada formando pequeños montículos.
17. 0.5 m. Lutitas blanquecinas grauváquicas con algo de cemento dolomítico con finas laminas milimétricas de lutitas rojizas.
18. 7.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas, localmente arenosas gris oscuras en capas centimétricas con laminación paralela planar, algo ondulada, irregular debido a alternancias de láminas claras y oscuras con menor o mayor contenido de materia carbonosa y/o ferruginosa. Lateralmente presenta intercalaciones milimétricas de lutitas rojizas.

Techo: Cubierto, arcillas rojas con cantos de cuarcita.

Columna Carretera Almaraz-Valdecañas
(Fig. 5, nº 16; Fig. 27c; Fig. 30)

HOJA 652, Jaraicejo.
Base: 5°38'49"W 39°47'37" N
Techo: 5°38'31"W 39°47'31" N

Se ha levantado a lo largo de la carretera de Almaraz a Valdecañas, la do izquierdo de la carretera, su base se situa en el p. Km. 3.7 de dicha carretera, fig. 27c.

Base: Cubierta.

1. 2.3 m. Lutitas verdes y gris claras, algo alteradas, sobre todo las primeras con niveles lenticulares centimétricos de dolomías gris oscuras, masivas.
2. 10.35 m. Alternancia de lutitas gris claras, blanquecinas, masivas, en niveles decimétricos de mayor potencia hacia la base, con dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, en niveles centimétricos masivos, o con laminaciones paralelas, marcadas por alternancia de niveles ricos y pobres en terrígenos y/o óxidos de hierro. Las lutitas se adaptan a los niveles dolomíticos.
3. 10.5 m. Alternancia de lutitas verde oscuras masivas y lutitas gris - claras con esporádicos tramos dolomíticos lenticulares masivos.
4. 3.5 m. Semicubierto, afloran localmente lutitas blanquecinas.
5. 3.9 m. Lutitas gris claras, con alguna intercalación hacia techo de dolomías en niveles tabulares centimétricos con laminación paralela.
6. 1.5 m. Dolomías grises, con laminaciones paralelas groseras, en niveles tabulares y lenticulares centimétricos, decimétricos hacia techo, rodeados por lutitas finas grises en niveles centimétricos, masivos, que se adaptan a la morfología de los tramos dolomíticos.
7. 5.35 m. Lutitas gris claras y verdosas, masivas, con niveles intercalados centi a decimétricos de dolomías en niveles tabulares o lenticulares, mas potentes hacia techo, masivas.

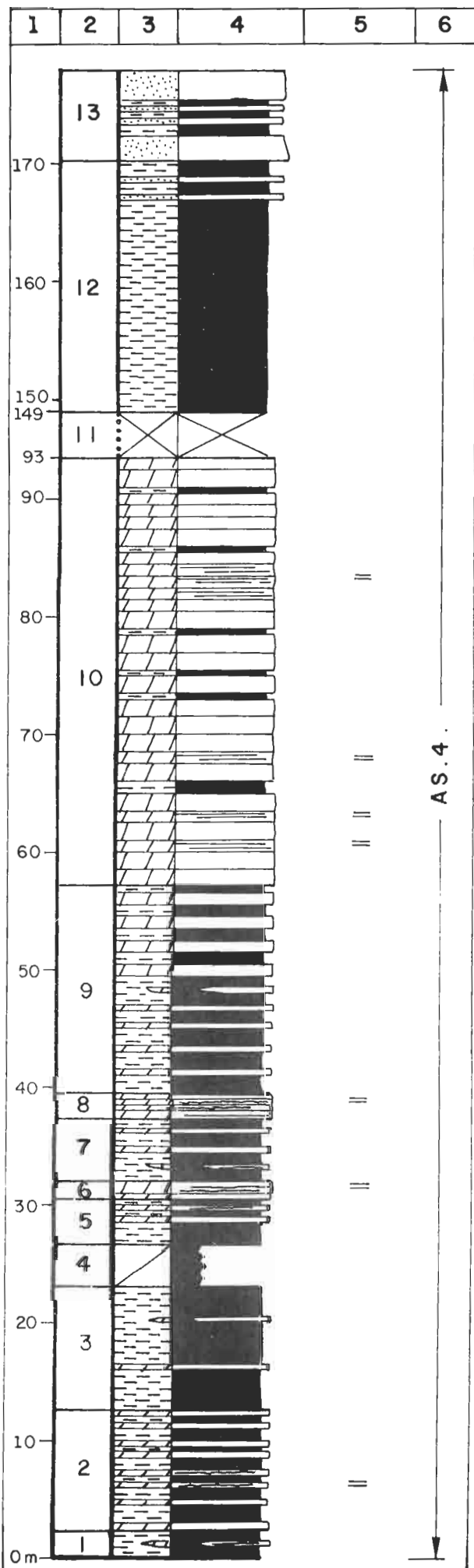


Figura 30: Col. Ctra. Almaraz-Valdecañas

- 8. 2.05 m. Dolomias grises tableadas, localmente alteradas, con lamina - ción paralela planar, presentan interestratos lutíticos mili a centimé - tricos, masivos.
- 9. 17.8 m. Alternancia de lutitas gris claras y verdosas en tramos métri - cos a muro y decimétrico a techo, masivas; con dolomias gris oscuras - en niveles centi a decimétricos, localmente lenticulares, con bases on - dulsdas y techos planos, masivos o con tenues laminaciones paralelas - planares.
- 10. 36 m. Dolomias meso a macrocristalinas en bancos decimétricos a métri - cos con bases y techos planos, masivos o con tenues laminaciones parale - las originadas por mayor o menor acumulación de terrigenos en lámí - nas. Están separados por interestratos lutíticos grises a verdes, masi - vos, que pueden adquirir cierta importancia.

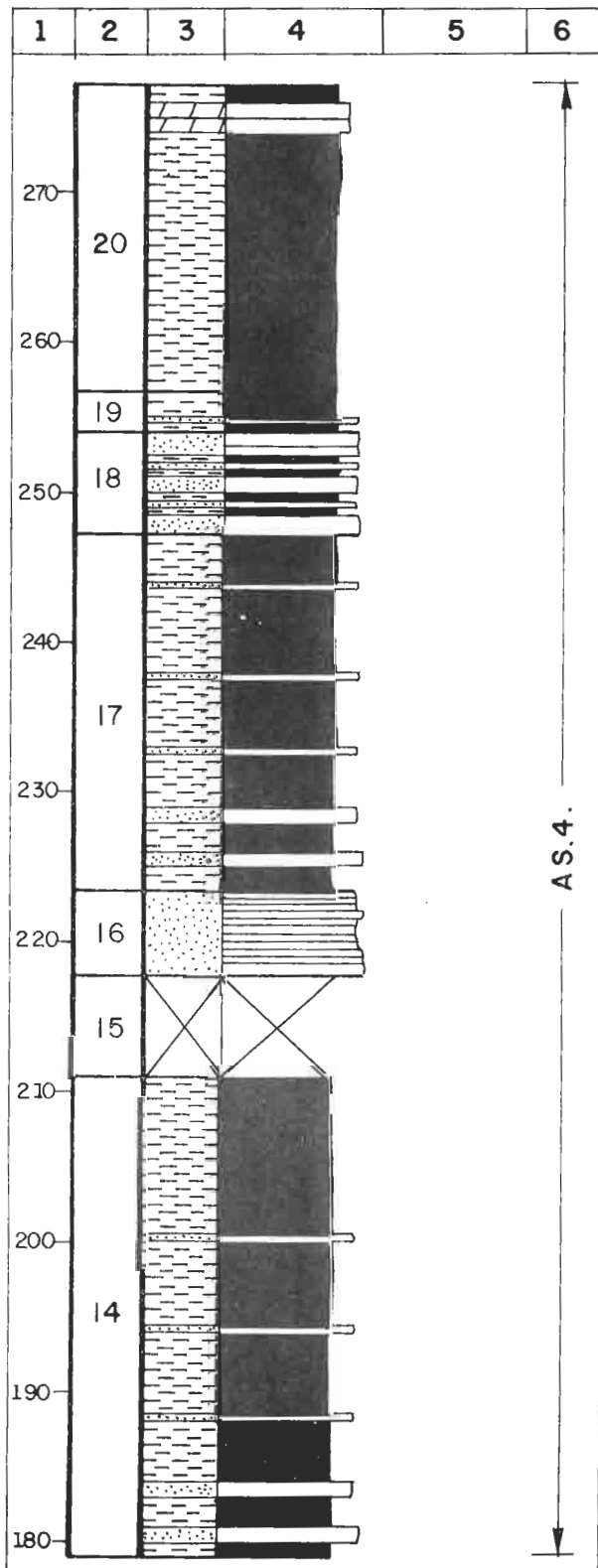


Figura 30: Col. Ctra. Almaraz-Valdecañas

11. 56 m. Cubiertos a semicubiertos, tanto a muro, como a techo afloran dolomias en bancos decimétricos con laminación paralela planar, que hacia la base es muy irregular.
12. 21.4 m. Lutitas finas grises, con finas intercalaciones hacia techo de grauvacas de grano muy fino, masivas, con base y techo plano.
13. 7.8 m. Grauvacas de grano fino a medio con base y techo plano, masivo y grauvacas de grano fino a muy fino también masivas, con base y techo plano. Entre ambos niveles lutitas finas grises masivas con intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas - con bases y techos plano.
14. 32 m. Alternancia de lutitas finas grises y lutitas ocreas, grauváquicas, con intercalaciones tabulares centimétricas, decimétricas hacia la base, de grauvacas de grano fino a medio, masivas.
15. 6.7 m. Cubierto, localmente semicubierto, aflorando lutitas finas grises masivas.
16. 5.6 m. Grauvacas de grano fino a medio, con cemento dolomítico, en niveles tabulares centimétricos, de base y techo plano masivos, se aprecian algunas capas con granoclasificación positiva.
17. 23.9 m. Alternancia de lutitas finas grises y lutitas grauváquicas - ocreas, masivas con intercalaciones centimétricas, hacia la base decimétricas de grauvacas de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos.
18. 6.75 m. Grauvacas de grano fino a medio en niveles tabulares decimétricos, masivos, con intercalaciones de lutitas verdes que alternan centimétricamente con niveles grauváquicos de grano fino a medio, masivos, con bases y techos planos.
19. 2.75 m. Lutitas grises en corte verdes, masivas. Su base se situa en un tramo grauváquico de grano fino a medio, masivo, con base y techo plano.
20. 20.6 m. Lutitas gris claras a blancas, masivas, con algunas intercalaciones centi a decimétricas (raras) de lutitas verdosas, masivas. Hacia techo presenta una potente intercalación (2 m.) dolomítica, gris oscura, en bancos centi a decimétricos masivos.

Techo: Cubierto a semicubierto, con locales afloramientos de lutitas gris claras a blancas y lutitas verdosas, ambas masivas, con alguna intercalación grauváquica de grano fino a medio, masiva con base y techo plano.

HOJA 652 JARAICEJO

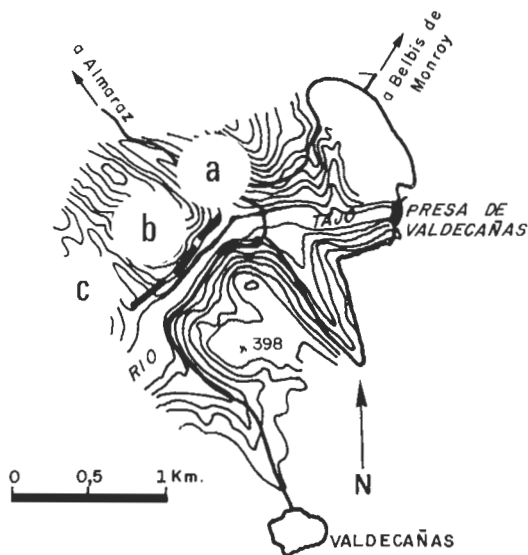


Figura 31: a, Columna Valdecañas I
b, Columna Valdecañas II
c, Columna Valdecañas III

Columna Valdecañas I

(Fig. 5, nº 17; Fig. 31a; Fig. 32)

HOJA 652, Jaraicejo.

Base: 5°37'34"W 39°46'33" N

Techo: 5°37'28"W 39°46'37" N

Se ha levantado a lo largo de la margen derecha del rio Tajo, aguas abajo de la presa de Valdecañas, unos 2 Km. al NNW de Valdecañas, fig. 31a.

Base: No aflora.

1. 22 m. Dolomias micro a macrocristalinas, localmente arenosas masivas o con laminaciones paralelas por alternancias de láminas ricas o pobres

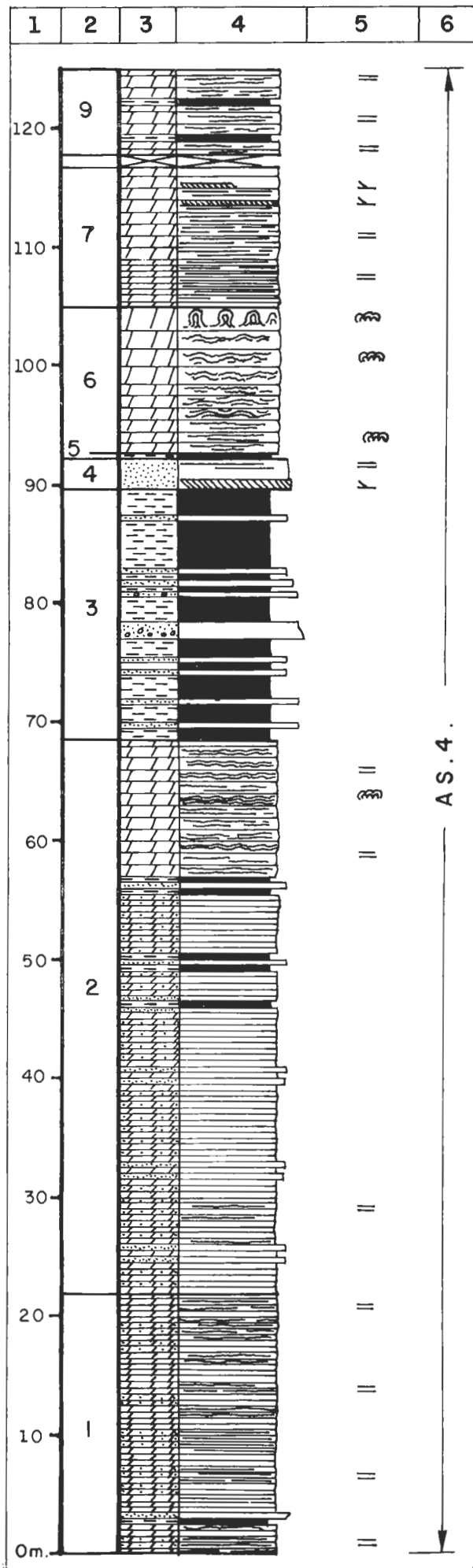


Figura 32: Columna Valdecañas I

en terrígenos. Se presentan en bancos centimétricos de base y techo plano. Hacia la base presenta un episodio terrígeno "coarsening upward" a cuyo techo se sitúan grauvacas de grano fino a medio, masivas, con matriz cuarcítica y cemento dolomítico.

2. 46.55 m. Es un tramo compuesto por un subtramo basal de dolomías cuarcíticas con laminación paralela alternando con dolomías micro a macrocristalinas, gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas y areniscas cuarcíticas masivas con cemento dolomítico. Se presentan en niveles tabulares centi a decimétricos.

A continuación comienzan a desaparecer los tramos terrígenos, dominando los dolomíticos que presentan laminación paralela. En este subtramo existen algunas intercalaciones de lutitas finas oscuras masivas.

Por último, a techo, solo aparecen dolomías micro a macrocristalinas con laminación paralela originada por alternancia de láminas oscuras y claras, las primeras con un tamaño cristalino, en general, menor con materia carbonacea, en las segundas parecen existir dos generaciones de cristales dolomíticos, una mas fina y otra mas gruesa que parecen rellenar una serie de poros lenticulares irregulares que podrían atribuirse a porosidad fenestral. Hacia la base dominan las láminas oscuras.

3. 21 m. Alternancias de lutitas grises grauvácuas y lutitas finas oscuras casi negras con intercalaciones centi a decimétricas de grauvacas de grano grueso a muy grueso granosoportadas, masivas, localmente cemento dolomítico, con grauvacas de grano fino a muy fino que pueden presentar intercalaciones milimétricas de lutitas grises u oscuras. Presentan bases y techos planos pudiendo en ocasiones formar secuencias "coarsening upward".

4. 2.6 m. Grauvacas grises con laminación paralela y laminación cruzada planar, presenta base y techo plano.

5. 1 m. Lutitas grises masivas.

6. 12.2 m. Dolomías micro a macrocristalinas grises oscuras en niveles tabulares que poco a poco se hacen mas potentes (secuencias thickening upward), con laminación paralela mas frecuente y mas fina cuanto menos potentes son los bancos pasando a grandes bancos masivos, separados por niveles centimétricos cubiertos, posiblemente lutíticos. Acaba con un nivel estromatolítico tipo LLH.

7. 11.8 m. Dolomías mesocristalinas, localmente micro a macrocristalinas grises, en bancos decimétricos mas masivas hacia la base, mientras que hacia techo presentan laminación paralela planar grises, por alternancias de láminas ricas y pobres en terrígenos que en algunas láminas pueden llegar a ser muy abundantes. Hacia techo parece observarse al menos un nivel con laminación cruzada muy tendida.

8. 1.2 m. Cubierto. Lateralmente está formado por una alternancia de dolomías con laminación paralela y lutitas blanquecinas masivas.

9. 8.05 m. Dolomías micro a macrocristalinas en bancos decimétricos, con laminación paralela, mas fina hacia la base; los límites entre las láminas son muy irregulares. En ocasiones son masivas y presentan intercalaciones de lutitas blanquecinas.

10. 13 m. Cubierto a semicubierto, solo afloran los niveles mas resistentes que en la primera mitad estan formados por areniscas con cemento dolomítico, masivas o con laminaciones cruzadas de surco. Hacia techo son dolomías micro a macrocristalinas con laminación paralela.

11. 5.8 m. Dolomías micro a macrocristalinas, que localmente pueden ser cuarcíticas, grises en bancos decimétricos a métricos con estructuras estromatolíticas LLH, aunque en general lo que domina es la laminación paralela planar con montículos restringidos a algunos niveles.

12. 8.3 m. Dolomías micro a macrocristalinas, algo arenosas a arenosas, con niveles de areniscas dolomíticas hacia la base. Se presentan en bancos decimétricos masivos o con estratificación cruzada planar de gran escala y laminación paralela planar.

13. 4.4 m. Alternancia de dolomías micro a mesocristalinas arenosas, que dominan hacia techo el cual está karstificado; presentan laminación paralela planar a cruzada y dolomías meso a macrocristalinas grises, que dominan a la base con escasas laminaciones paralelas planares. Presentan tramos con niveles estromatolíticos tipo LLH-C.

14. 4.2 m. Dolomías meso, localmente microcristalinas que localmente pueden tener gran cantidad de terrígenos. Presentan locales niveles slumpizados de pequeño tamaño.

15. 2.3 m. Alternancia de areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico en niveles centi a decimétricos con bases y techos planos que presentan laminación cruzada planar; con lutitas gris oscuras masivas o con estratificación lenticular. Localmente contiene intercalaciones de dolomías arenosas masivas y a techo lutitas gris claras.

16. 1.2 m. Areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico y dolomías arenosas con estratificación cruzada planar, localmente de surco y laminación paralela en niveles centimétricos con bases y techos planos.

17. 1.05 m. Alternancias centimétricas de areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico en niveles tabulares con tenues laminaciones paralelas con dolomías arenosas masivas en niveles también tabulares.

Techo: Cubierto, arenas y arcillas amarillentas.

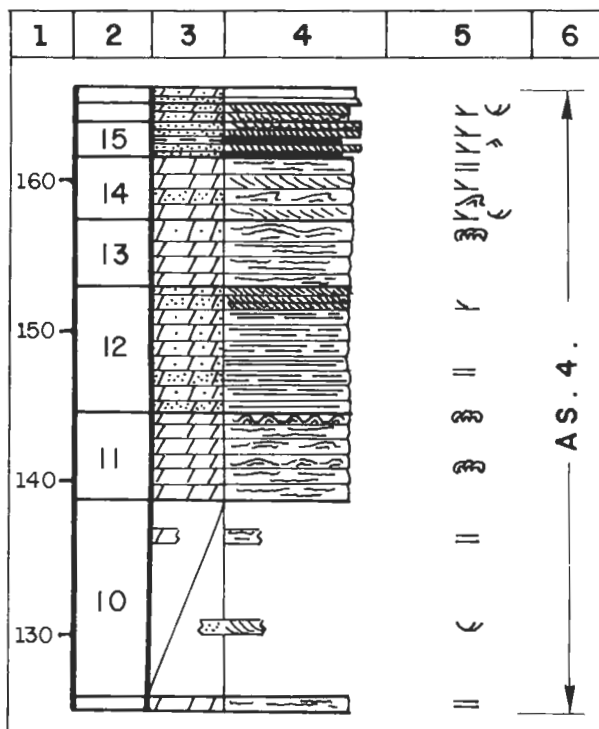


Figura 32: Columna Valdecañas I

Columna Valdecañas II (Fig. 5. nº 18; Fig. 31b; Fig. 33)

HOJA 652, Jaraicejo
Base: 5°37'34"W 39°46'33" N
Techo: 5°37'41"W 39°46'24" N

Se ha levantado a lo largo de la margen derecha del río Tajo, 1.5 Km. aguas abajo de la presa de Valdecañas, 1.8 Km. al NNW de Valdecañas, fig. 31b.

Base: No alfora.

1. 7.9 m. Areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico, grises, en bancos decimétricos, localmente centimétricos con bases y techos planos, presentan laminación paralela planar, a veces laminación cruzada curva, los tramos mas potentes son masivos.
2. 9.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, en bancos centi a decimétricos, con laminación paralela planar, localmente irregular, formados por láminas amarillentas macrocristalinas ricas en cuarzo y opacos que alternan con láminas claras, microcristalinas sin cuarzo ni opacos. Lateralmente el tramo está cubierto.
3. 17 m. Dolomías micro a mesocristalinas, grises, en grandes bancos métricos, esporádicamente decimétricos, en general masivos, aunque se aprecian laminaciones que localmente son estromatolíticas tipo LLH.
4. 2.9 m. Lutitas grises y gris claras a blanquecinas, estas últimas con cemento carbonatado con una laminación paralela planar originada por alternancia de niveles ricos y pobres en óxidos de hierro. Esporádicamente aparecen tramos centimétricos de areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico o dolomías arenosas en niveles tabulares masivos.
5. 2.1 m. Dolomías microcristalinas grises que se organizan en una secuencia estratodecreciente ("thinning upward"), que comienza con un banco potente masivo con cemento silíceo, para continuar con un tramo tabulado, centimétrico, con laminación paralela planar, acabando con una alternancia de lutitas y dolomías, que están semicubiertas.
6. 48.4 Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, localmente micáceas, en bancos muy potentes, hasta mas de 2 m., masivos, solo a techo se hacen tableadas y justo a techo se encuentran capas que presentan laminación paralela e inicios de eslumpización, junto con niveles de aspecto brechoide eslumpizados. Todo el tramo forma un conjunto lenticular, acunándose en unas pocas centenas de metros a ambos lados del corte, con base curva y techo curvo.
7. 5 m. Alternancias de dolomías micro a macrocristalinas amarillentas masivas, que localmente están muy alteradas y lutitas oscuras también masivas.
8. 12.3 m. Lutitas finas gris oscuras y verdes muy esquistosadas, con intercalaciones de dolomías microcristalinas, arenosas, negras, muy ricas en opacos, que pueden ser lenticulares de base plana y techo curvo masivos, o tabulares, presentando laminación paralela planar, estos niveles se hacen mas abundantes hacia techo.
9. 1.9 m. Dolomías arenosas con todos los términos intermedios entre unas dolomías micro a macrocristalinas algo arenosas y unas areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico. Presentan laminación paralela en la que una de las láminas da resalte y otra no, lo cual es debido a la al-

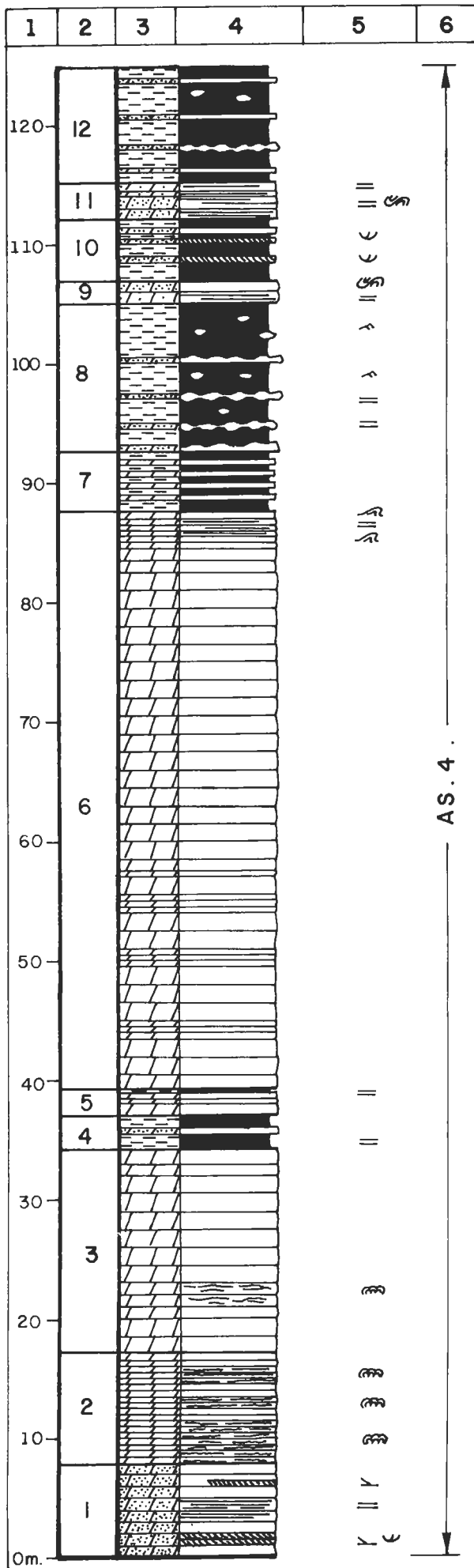


Figura 33: Columna Valdecañas II

ternancia de láminas mas areniscosas, duras y láminas mas dolomíticas, blandas. A techo y de forma local presenta zonas de aspecto brechoide en la que los "clastos" recuerdan a fantasmas de oolitos nucleados en cuarzo estos fantasmas son microcristalinos en una "matriz" macrocristalina, mas rica en opacos. La laminación presenta localmente aspecto convoluto.

- 10. 5.1 m. Alternancia de lutitas finas, verde oscuras, con algun nivel centimétrico o tabular, con laminación cruzada de surco o lenticular con base curva y techo plano de dolomias arenosas oscuras a negras, que se hacen mas abundantes hacia techo.
- 11. 3.2 m. Dolomias arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico con laminación paralela o convoluta, por alternancia de láminas centimétricas de dolomias (blandas), o arenosas (duras), que dan resalte.
- 12. 25 m. Lutitas finas, verde oscuras, que presentan intercalaciones tabulares o lenticulares de dolomias arenosas y gris oscuro a negro, que se hacen mas abundantes hacia techo.
- 13. 8.3 m. Dolomias arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico con laminación paralela mili a centimétrica por alternancia de láminas areniscosas que dan un pequeño resalte, frente a las láminas dolomíticas. A techo la laminación marcada por los niveles areniscosos, se hace mas espaciada.

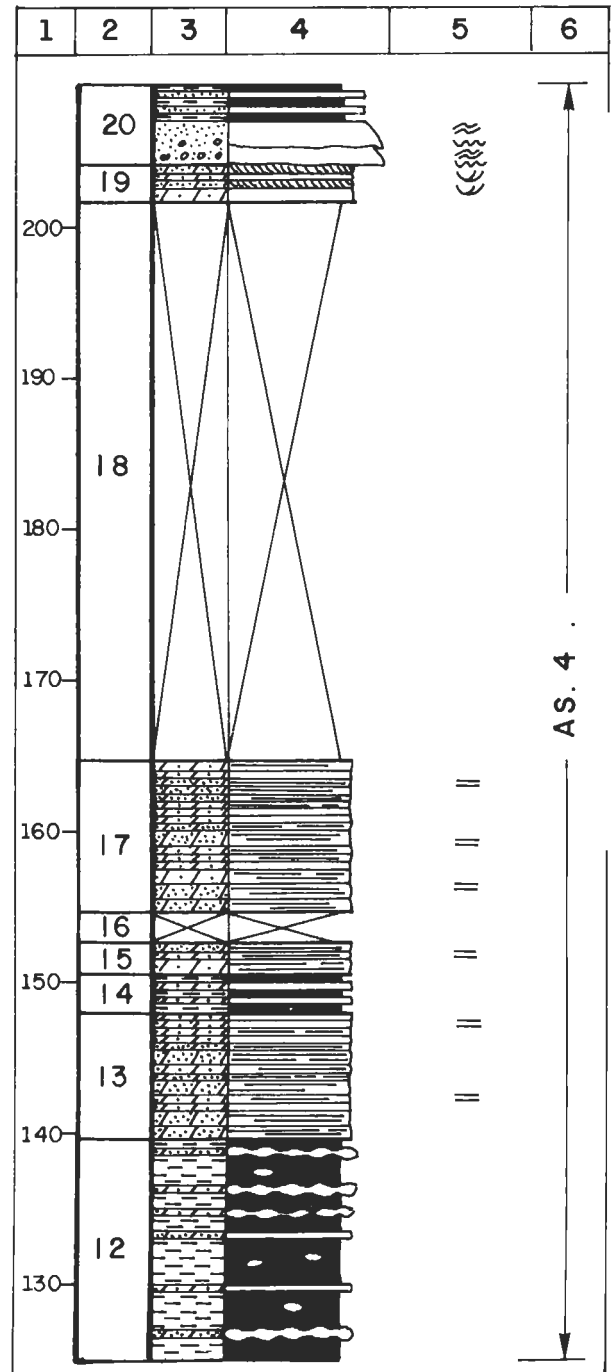


Figura 33: Columna Valdecañas II

- 14. 2.5 m. Lutitas finas, verde oscuras, con intercalaciones tabulares o lenticulares con base curva y techo plano, de dolomías arenosas gris - oscuras a negras, masivas, que se hacen abundantes hacia techo.
- 15. 2.3 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico, presentan laminación paralela planar, por alternancia de láminas - mili a centimétricas de dolomías y areniscas.
- 16. 1.8 m. Cubiertos.
- 17. 9.6 m. Dolomías arenosas y areniscas cuarcíticas con cemento dolomítico, con laminación paralela planar, por alternancias mili a centimétricas de láminas arenosas y dolomíticas.
- 18. 37 m. Cubiertos.
- 19. 2.45 m. Dolomías mesocristalinas grises, en bancos decimétricos, con bases y techos planos, masivas o con laminaciones cruzadas de surco; alternan con esporádicos tramos de areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, en bancos centimétricos con bases y techos planos, que presentan laminaciones cruzadas de surco o aspecto masivo, localmente se intercalan lutitas arenosas masivas.
- 20. 5.15 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso, localmente microconglomeráticas, que presentan bases onduladas, suavemente erosivas y techo plano. Estos niveles rellenan surcos, adelgazándose lateralmente y con una laminación paralela ondulada que se adapta a la forma de la base, atenuándose hacia techo. Se organizan en secuencias de granulometría decreciente, pasando a techo a grauvacas de grano mas fino hasta acabar con grauvacas de grano muy fino y lutitas arenosas en niveles centimétricos masivos.

Techo: cubierto.

Columna Valdecañas III
(Fig. 5, nº 19; Fig. 31c; Fig. 34)

HOJA 652, Jaraicejo.

Base: 5°37'49"W 39°46'19" N
Techo: 5°37'41"W 39°46'24" N

Se ha levantado en la margen derecha del rio Tajo, aguas abajo de la - presa de Valdecañas, la columna corta el arroyo del Oreganal, en su unión con el rio Tajo, 1.75 Km. al NW de Valdecañas, fig. 31c.

Base: La base del corte esta fallada por una serie de fracturas subparalelas a las estructuras que nos repiten o nos hacen desaparecer parte del flanco SW del sinclinal.

- 1. 3 m. Lutitas finas oscuras a negras.
- 2. 7 m. Dolomías microcristalinas y areniscas cuarcíticas dolomitizadas - formando niveles tabulares centimétricos que localmente pueden presentar silicificaciones, presentan laminación paralela planar, a veces ligeramente oblicua. Alternan con niveles centimétricos de lutitas finas oscuras, masivas.
- 3. 17.5 m. Dolomías micro a mesocristalinas, localmente macrocristalinas masivas o con laminaciones paralelas, hacia la base presentan intercalaciones lutíticas que desaparecen progresivamente, haciéndose la serie tableada con capas centimétricas dolomíticas, masivas e interestratos lutíticos milimétricos. Acaba el tramo con un nivel masivo mas potente que da al tramo un aspecto estratocreciente (secuencia thickening up - ward).
- 4. 14.9 m. Alternancias de grauvacas de grano fino a medio; con lutitas y lutitas grauváquicas. Las primeras son en general masivas y presentan base ondulada poco o nada erosiva. Tiene dos tramos cubiertos, uno a la base y otro hacia la mitad.
- 5. 8.3 m. Cubiertos.
- 6. 8.2 m. Lutitas finas oscuras y alternancias milimétricas paralelas de grauvacas de grano fino y lutitas grauváquicas. Presenta algunas intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino con base y techos planos, masivas o con laminaciones paralelas.
- 7. 3.1 m. Cubierto.
- 8. 3.3 m. Lutitas finas oscuras y grauvacas cuarcíticas que alternan en láminas paralelas milimétricas con lutitas grauváquicas.
- 9. 51.8 m. Semicubierto, afloran lutitas finas grises o verde oscuras, - que localmente presentan intercalaciones centi a decimétricas de grauvacas de grano fino, masivas, que pueden alternar esporádicamente de forma milimétrica con lutitas grauváquicas.
- 10. 6.85 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso. Hacia arriba pasan a grauvacas y posteriormente a lutitas grauváquicas. Presenta laminación paralela que en corte perpendicular es cruzado planar y de surco con locales aspectos de bidireccionalidad tipo espina de pescado ("herring bone"). Organizándose como secuencias de granulometría decreciente (fining upward).
- 11. 0.8 m. Lutitas finas verdes oscuras, masivas, localmente alteradas, - con escasas intercalaciones lenticulares centimétricas de dolomías amarillentas micro a macrocristalinas, masivas.
- 12. 0.6 m. Dolomías micro a macrocristalinas en niveles tabulares centimétricos compuestos por niveles lenticulares microcristalinos, localmente de aspecto brechoide, que son zonas de acumulación de terrigenos y opacos, rodeados por una matriz macrocristalina. Presentan interestratos lutíticos milimétricos.

Techo: Cubierto.

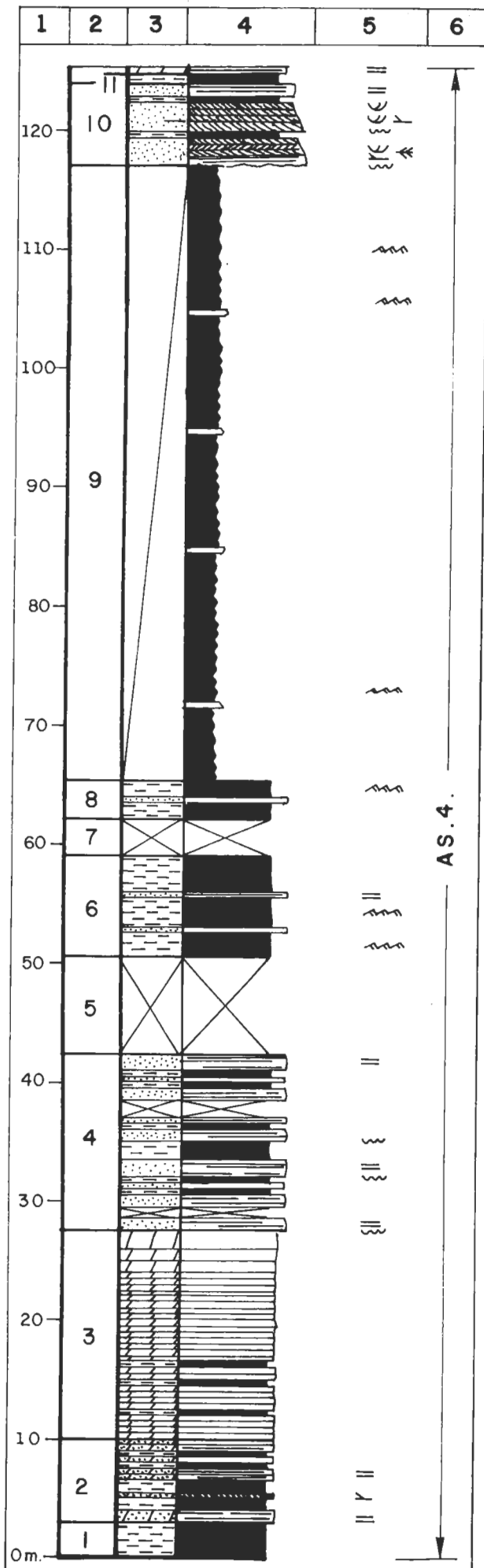


Figura 34: Columna Valdecañas III
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

HOJA 653. VALDEVERDEJA

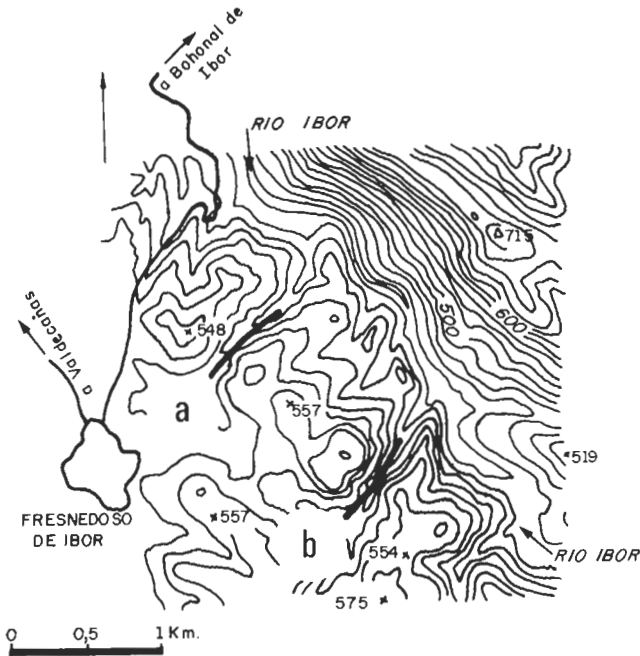


Figura 35: a, Col. Fresnedoso de Ibor I
b, Col. Fresnedoso de Ibor II

Columna Fresnedoso de Ibor I
(Fig. 5, nº 20; Fig. 35a; Fig. 36)

HOJA 653, Valdeverdeja.
Base: 5°29'42"W 39°41'33" N
Techo: 5°29'56"W 39°41'23" N

Se ha levantado por una senda que conduce desde Fresnedoso de Ibor al río Ibor, proximidades del molino de Santos, al E del paraje denominado Los Ce rritos, está situado aproximadamente 1 Km. al NE de Fresnedoso de Ibor, fig. - 35a.

Base: Cubierta.

1. 11.35 m. Lutitas muy finas, oscuras a negras, con lutitas verdes grauváquicas a la base, son masivas o con tenues laminaciones paralelas. A techo contiene una intercalación grauváquica de grano fino a muy fino masivo o con lenticulas lutíticas milimétricas, base y techo plano.
2. 8.45 m. Cubierto, con un par de afloramientos de poca potencia de lutitas verdosas y lutitas negras masivas.
3. 16.6 m. Lutitas finas a muy finas grises a gris oscuras, con laminaciones paralelas y lenticulas e intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino con laminación paralela. Las lutitas pueden estar alteradas y presentar tonos rojizos.
4. 20.5 m. Lutitas grises masivas, con piritas, a la base aparece un tramo ocre alterado. Presentan locales intercalaciones grauváquicas de grano fino con laminación paralela y cruzada de surco formada por alterancia milimétrica de grauvacas y lutitas, con bases y techos planos.
5. 6.6 m. Grauvacas de grano fino a medio, masivas, en bancos deci a centimétricos con base plana y techo plano u ondulado. Presenta locales intercalaciones de grauvacas de grano fino a muy grueso oscuras, masivas.
6. 5.75 m. Cubierto.
7. 7.85 m. Lutitas grises masivas, con locales láminas morado-violetáceas, solo a techo presenta laminación paralela, por alternancia con láminas milimétricas grauváquicas de grano fino, con bases y techos planos.
8. 1 m. Cubierto. A techo lutitas verdosas muy alteradas a tonos rojizos.
9. 17.9 m. Lutitas grises y lutitas arenosas, gris verdosas, con abundantes láminas violetas a la base, hacia techo desaparecen, presentando una laminación paralela por acumulación de clastos en láminas o por alternancia milimétrica con láminas grauváquicas de grano fino, con bases planas, localmente erosivas, que pueden presentar escapes de fluidos (estructuras en llama), de pequeño tamaño, su techo es plano.
10. 17.8 m. Cubierto, locales afloramientos de lutitas grises y gris verdosas.
11. 6.75 m. Dolomías micro a macrocristalinas, arenosas, gris oscuras, en bancos decimétricos hacia muro y centimétricos a techo donde presenta intercalaciones centimétricas de lutitas grises. Normalmente presentan laminación paralela, que localmente pueden ser irregulares.

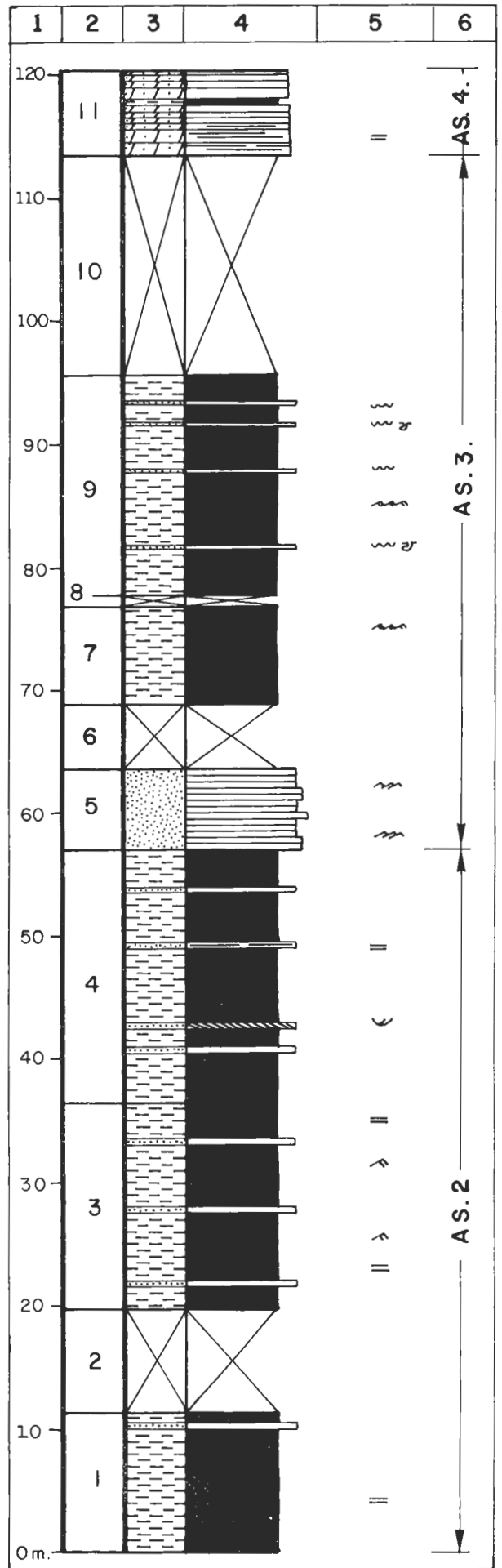


Figura 36: Columna Fresnedoso de Ibor I

- 12. 1.35 m. Alternancia de lutitas finas grises, masivas, con niveles centimétricos de dolomías micro a mesocristalinas, grises, que presentan tenues laminaciones paralelas, o son masivas, con base y techo planos.
- 13. 8.45 m. Dolomías micro a macrocristalinas, grises, en bancos centimétricos, con laminación paralela, debido a la existencia de láminas macrocristalinas ankeríticas, con acumulación de óxidos de hierro y terrígenos.
- 14. 4.15 m. Cubierto.
- 15. 3.2 m. Dolomías meso a macrocristalinas arenosas, masivas o con laminaciones paralelas planares, en bancos centimétricos que se adelgazan hacia techo hasta desaparecer, pasando a lutitas grises masivas o con tenues laminaciones paralelas, por acumulación de clastos en láminas.

Techo: Cubierto. Por encima aparecen dos tramos dolomíticos de 10.35 m y 27.8 m, separados por un tramo cubierto, que son repetición de los tramos dolomíticos anteriores, y están formados principalmente por dolomías macrocristalinas ankeríticas, pardo-rojizas a grises, masivas o con laminaciones paralelas, en bancos de centímetros, e incluso métricos, con bases y techos planos. Localmente presentan aspecto oqueroso.

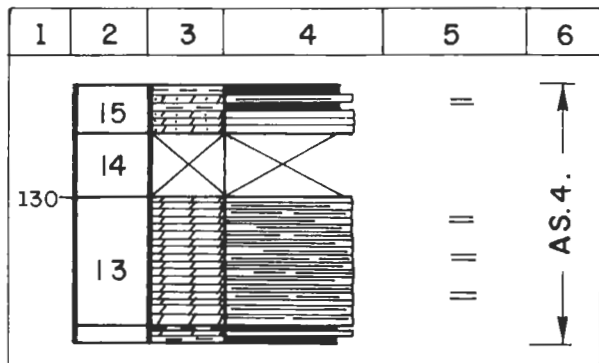


Figura 36: Columna Fresnedoso de Ibor I

Columna Fresnedoso de Ibor II
(Fig. 5, nº 21; Fig. 35b; Fig. 37)

HOJA 653, Valdeverdoja
Base: 5°29'18"W 39°40'56" N
Techo: 5°29'06"W 39°41'10" N

Se ha levantado a lo largo del arroyo del Moral, 1.75 Km. al E de Fresnedoso de Ibor, fig. 35b.

Base: Cubierta, por debajo niveles dolomíticos formando un anticlinal y un sinclinal, que en parte repite los primeros tramos.

- 1. 11.9 m. Dolomías micro a macrocristalinas gris oscuras, en bancos métricos, masivos.
- 2. 16.8 m. Cubierto, solo de forma local, afloran dolomías gris oscuras, masivas, en bancos decimétricos.
- 3. 5 m. Lutitas ocre, masivas, que pasan a grauvacas de grano fino en niveles tabulares de centímetros masivos. Se organizan como 3 secuencias grano y estratocrecientes con bases y techos planos.
- 4. 10.35 m. Cubierto, muy localmente se aprecian lutitas ocre-verdosas masivas.
- 5. 0.65 m. Dolomías ankeríticas, macrocristalinas, gris oscura-rojizas, masivas.
- 6. 16 m. Cubiertos, con un afloramiento de 1.5 m. hacia la base, en el que afloran lutitas verdes, masivas o con estratificación lenticular.
- 7. 7.8 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, localmente medio, grises alternando con lutitas y localmente con microconglomerados. Se organizan como secuencias granodecrescientes con bases erosivas, onduladas, si las secuencias se inician con microconglomerados y mas planas aunque también erosivas si lo hacen por grauvacas. Son niveles fundamentalmente masivos, aunque se aprecian laminaciones paralelas y cruzadas de surco. Hacia techo pasan a lutitas o lutitas grauváquicas, masivas o con laminaciones paralelas.
- 8. 2.8 m. Cubiertos.
- 9. 3.25 m. Lutitas grises, alternando milimétricamente con grauvacas de grano fino a muy fino, formando una laminación paralela que da a la roca un aspecto bandeado. A techo los niveles grauváquicos se hacen algo mas potentes y pueden contener estratificación flaser de las lutitas.
- 10. 9 m. Cubierto, con un afloramiento de dolomías ankeríticas rojizas en bancos decimétricos masivos.
- 11. 7.6 m. Grauvacas de grano muy fino, lutitas grauváquicas y lutitas que se organizan como secuencias granodecrescientes con bases y techos planos. Las grauvacas presentan laminación paralela y cruzadas planar, marcada por láminas lutíticas rojizas. Las lutitas pueden presentar laminación paralela ondulada milimétrica de las grauvacas o de las limolitas, estratificación lenticular, o ser masivas.
- 12. 22 m. Cubierto.

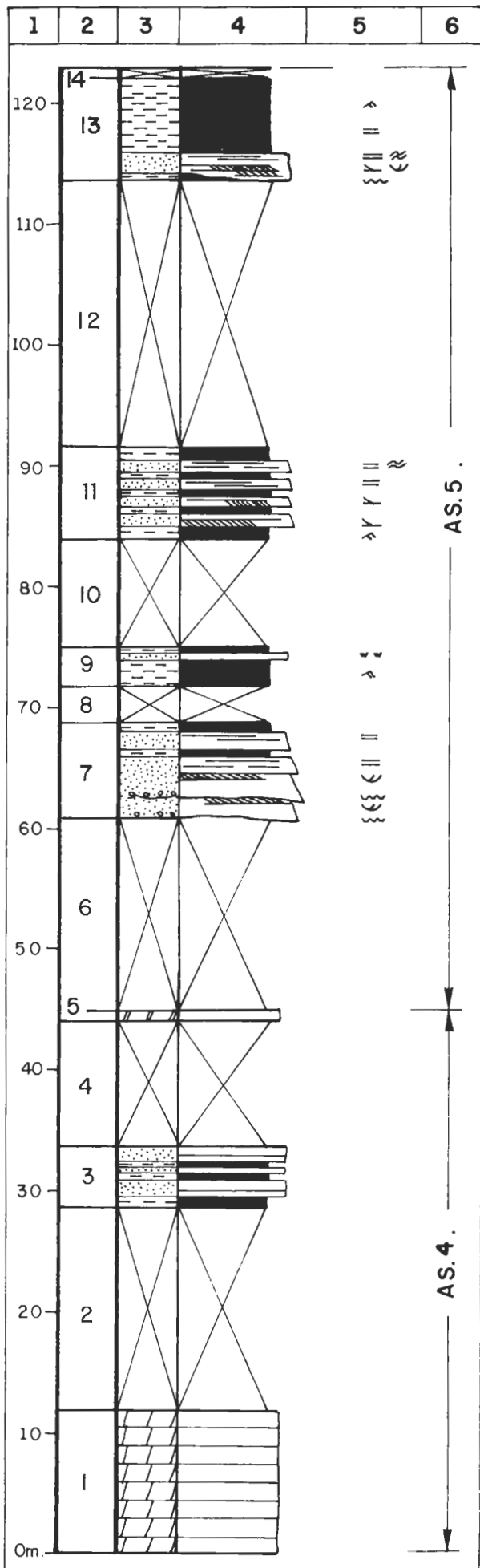


Figura 37: Columna Fresnedoso de Ibor II
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

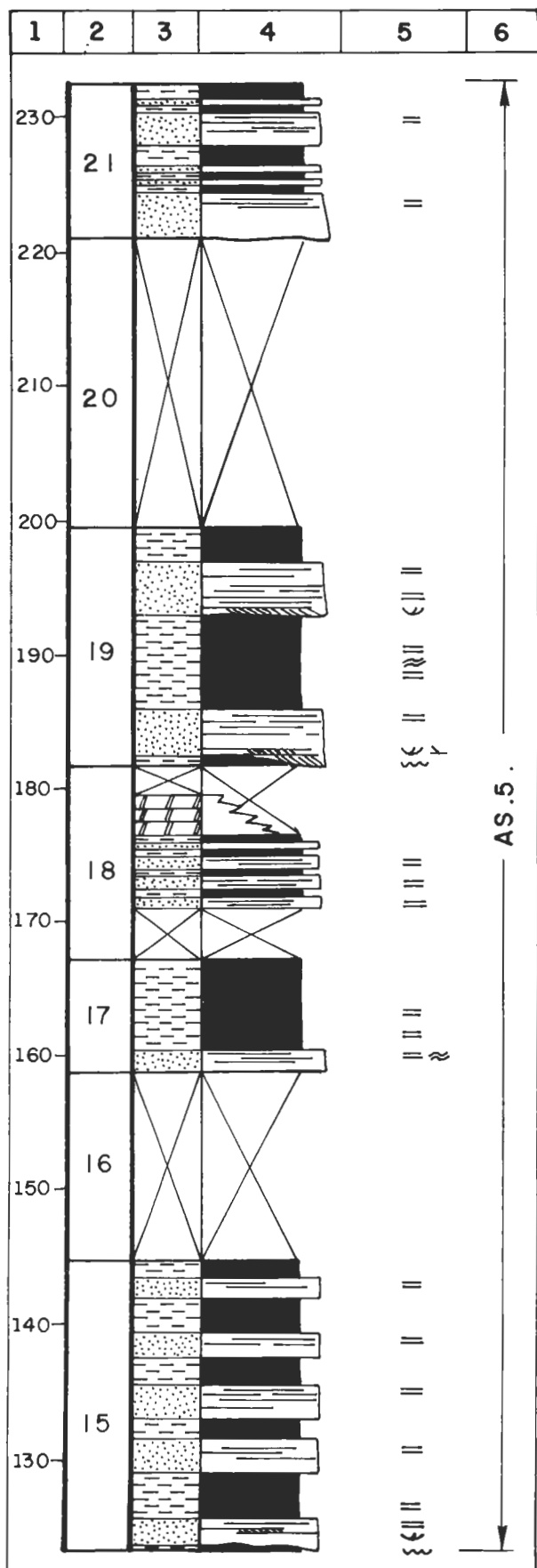


Figura 37: Columna Fresnedoso de Ibor II

13. 8.5 m. Grauvacas de grano fino a medio con laminación paralela fundamentalmente, a veces laminación cruzada planar y de surco, en cuerpos de pequeña escala, base plana, muy poco erosiva y techo plano, pasan a una laminación paralela planar, algo ondulada y localmente irregular. Por último, pasan a lutitas masivas o con tenues laminaciones paralelas, localmente con estratificación lenticular. Se organizan como una única secuencia grano y estratodecreciente.
14. 0.95 m. Cubiertos.
15. 21,8 m. Grauvacas de grano fino a medio con laminaciones cruzadas de surco o laminación paralela, que pasan a alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas formando una laminación paralela planar finalmente pasan a lutitas masivas con laminación paralela o a veces con estratificación lenticular. El tramo presenta una base suavemente erosiva, apareciendo los niveles grauváquicos solo en la base, organizándose como 5 secuencias con alternancias milimétricas-lutitas, con bases y techos planos.
16. 14 m. Cubiertos.
17. 8.5 m. Limolitas a grauvacas de grano muy fino, masivas localmente con laminaciones paralelas onduladas, que pasan a una alternancia de lutitas y limolitas que forman una laminación paralela y finalmente a lutitas masivas.
18. 14.5 m. Cubiertos. Lateralmente presentan una intercalación terrígena de 6 m. de potencia, hacia la mitad del tramo, que están formadas por limolitas y grauvacas de grano muy fino, alternando milimétricamente, que pasan a una alternancia también milimétrica de lutitas y limolitas y a techo lutitas, organizándose como sucesivas secuencias granoderecientes. A techo de la última afloran dolomías ankeríticas, macrocristalinas marrones achocolatadas, con morfología lenticular, que puede ser debida a problemas de afloramiento, su potencia máxima son 3 m.
19. 17.65 m. Grauvacas de grano fino a medio, con laminación paralela dominante y laminación cruzada, su base es erosiva. Por encima aparecen niveles tabulares formados por alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y limolitas, que hacia techo pasan a alternancias limolitas lutitas, todas formando una laminación paralela planar muy continua. Hacia techo presenta otra intercalación de grauvacas de grano fino a medio con base suavemente erosiva, masiva o con algunas laminaciones cruzadas en surco.
20. 21.6 m. Cubiertos.
21. 11.5 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, masivas o con laminaciones paralelas, con base plana suavemente erosiva y techo plano, que pasan a alternancias milimétricas, primero grauvaca-lutita y luego lutita-limolita, para acabar finalmente con lutitas masivas o finalmente laminadas. Organizándose todo el tramo como una serie de secuencias de granulometría decreciente de este tipo.

Techo: Cubierto.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

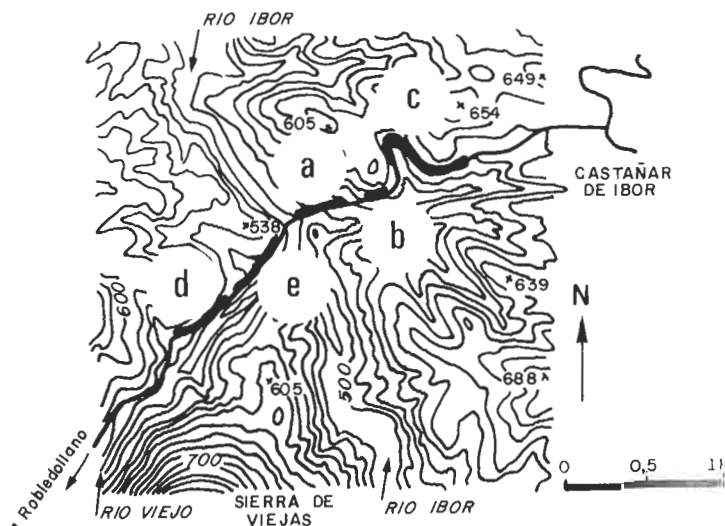


Figura 38: a, Col. Castañar de Ibor I
 b, Col. Castañar de Ibor II
 c, Col. Castañar de Ibor III
 d, Col. Ctra. Castañar-Robledollano I
 e, Col. Ctra. Castañar-Robledollano II

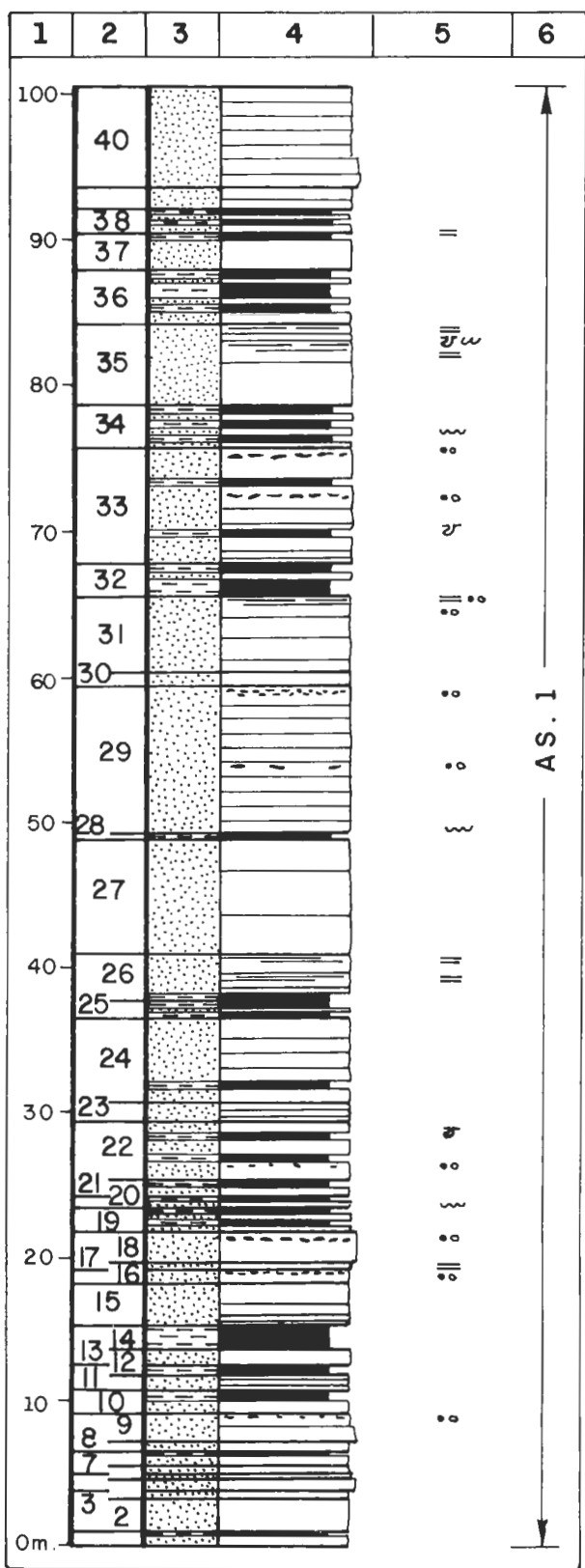
Columna Carretera Castañar-Robledollano I (Fig. 5, nº 23; Fig. 38d; Fig. 39)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'59"W 39°36'56" N
Techo: 5°27'06"W 39°36'49" N

Se ha levantado a lo largo de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado derecho de la carretera en dirección a Robledollano 3.2 Km. al SW de Castañar de Ibor, fig. 38d.

Base: Lutitas y grauwacas gris oscuras, dominan los niveles lutíticos presentan do zonas muy tectonizadas.

1. 1.05 m. Grauwacas gris oscuras con punteado blanco, masivas, muy fracturado por la intrusión del dique de cuarzo que se sitúa a muro. Hacia techo pasa a lutitas verdes y posteriormente negras masivas.
2. 2.3 m. Grauwacas de grano medio a fino verdosas masivas.
3. 0.5 m. Grauwacas verdosas grano fino en 3 bancos decimétricos masivos, con base y techo plano. A techo culminan con un tramo centimétrico de lutitas verde oscuro a negras, masivas.
4. 0.9 m. Grauwacas gris a gris oscuras de grano medio, con bases y techos planos. Finaliza con un tramo lutítico ocre, centimétrico, masivo
5. 0.2 m. Grauwacas grises en dos tramos a cuyo techo se presentan lutitas ocre, milimétricas, ambos masivos
6. 0.6 m. Grauwacas grises masivas con base y techo plano.
7. 1.1 m. Grauwacas grises masivas con base y techo plano. A techo un tramo centimétrico de lutitas ocre, masivas.
8. 0.7 m. Grauwacas grises, masivas, con bases y techos planos, son 3 niveles, el segundo de los cuales presenta un intervalo lutítico, centimétrico, a techo, masivo.
9. 1.95 m. Grauwacas gris oscuras de grano medio a fino, con granoselección positiva. Son dos niveles el interior de los cantos presenta cantos blandos cerca del techo.
10. 1.6 m. Grauwacas de grano muy fino a lutitas grauwáquicas grises a ocre en este tramo no se pueden separar capas, son masivas.
11. 1.05 m. Grauwacas de grano fino, masivas, con bases y techos planos. Es un tramo compuesto por tres capas.
12. 0.6 m. Lutitas grises con dique de cuarzo que ocupa casi todo el tramo.
13. 1 m. Grauwacas grises masivas, muy tectonizadas, posiblemente por la intrusión del dique de cuarzo.
14. 1.65 m. Lutitas y lutitas grauwáquicas, verdes y gris-verdosas, masivos, su base está cubierta.
15. 2.95 m. Grauwacas grises de grano fino a medio, mas potentes hacia techo (thickening up), con bases y techos planos. Es un tramo formado por 4 capas, la tercera de las cuales presenta un moteado rojizo de carbonatos y contiene a techo una pequeña intercalación lutítica masiva. La base del tramo está afectada por una pequeña fractura.
16. 0.9 m. Grauwacas gris oscuras masivas, con bases y techos planos, forman dos niveles a cuyos techos existen tramos lutíticos milimétricos masivos. El nivel superior presenta cantos blandos a techo.
17. 0.5 m. Grauwacas gris oscuro, con base y techo plano, masivas a techo parece presentar una tenue laminación paralela.
18. 2.15 m. Grauwacas de grano medio gris oscuras, con locales manchas rojizas debido a que contiene carbonatos. Su base no se parecía bien, es masivo y presenta cerca del techo cantos blandos de tamaño variable, mas o menos orientados paralelamente a la estratificación.
19. 1.6 m. Alternancias decimétricas de grauwacas gris oscuras masivas con bases y techos planos; con lutitas oscuras masivas, los tramos lutíticos son mas potentes.
20. 0.75 m. Grauwacas gris oscuras masivas, con base plana, suavemente erosiva y techo plano. A techo existen alternancias centi a milimétricas de grauwacas gris oscuras, masivas, en niveles tabulares o lenticulares y lutitas oscuras, negras.
21. 1.25 m. Grauwacas gris oscuras, masivas con base y techo plano.
22. 4 m. Grauwacas grises con bases y techos planos en bancos masivos que pueden tener cantos blandos de pequeña talla a techo. Este tramo presenta hacia techo niveles menos potentes que presentan estructuras en llama, cuya posición indica inversión de las capas por lo que su parte alta está esculpida.
23. 1.25 m. Grauwacas ocre verdosas masivas o con tenues laminaciones paralelas, formado por 3 tramos decimétricos, con bases y techos planos cuyo techo está fallado.
24. 5.8 m. Alternancias decimétricas de grauwacas de grano fino verdosas, masivas con bases y techos planos, hacia la base presentan intercalaciones lutíticas negras o verdosas masivas. Es un tramo también fuertemente tectonizado.
25. 1.2 m. Lutitas verde oscuras a negras con locales intercalaciones centimétricas grauwáquicas, masivas.
26. 3.4 m. Alternancias centimétricas de niveles grauwáquicos de grano fino, masivos, con intercalaciones milimétricas lutíticas a techo de los niveles grauwáquicos. A techo desaparecen los intervalos lutíticos y las grauwacas presentan laminación paralela espaciada a techo. Presentan un moteado rojizo por la presencia de carbonatos en los niveles grauwáquicos asi como una tendencia estratocreciente (thickening up).
27. 7.75 m. Grauwacas gris oscuras con manchas marrones de carbonatos, masivas, está formado por 2 6 3 niveles grauwáquicos, aunque no es muy claro por estar movido tectonicamente.
28. 0.35 m. Lutitas verdes masivas, con una fina intercalación de grises, masivas.
29. 10.3 m. Grauwacas gris oscuro a verdosas. La base presenta irregularidades y puede ser algo erosiva, hacia la parte media aparecen cantos blandos de lutitas negras con formas discoidales y muy aplanadas, a techo hay un tramo con numerosos cantos blandos orientados mas o menos paralelamente a la estratificación. Son niveles decimétricos con base y techo plano.
30. 0.8 m. Grauwacas de grano fino gris oscuras a negruzcas con punteado blanco, son masivas.
31. 5.3 m. Grauwacas gris oscuras en potentísimos bancos de hasta 1,4 m. son cinco bancos, separados por niveles de lutitas de 5 cm. máximo, masivos, solo en el último nivel a techo, aparecen laminaciones paralelas con pequeños cantos blandos entre el tramo masivo y el laminado.
32. 2.25 m. Lutitas negruzcas a verde oscuras con locales tramos de grauwacas gris oscuras o verde claras, que dominan en la parte alta, son niveles masivos con bases y techos planos.
33. 7.35 m. Grauwacas gris oscuras de grano fino a medio, en niveles centi a decimétricos, con una ligera tendencia estratocreciente (thickening-up), presentan base plana, con, en un caso, estructuras en llama, los tramos mas gruesos presentan cantos blandos a techo o cerca de el, normalmente en un nivel definido, pudiendo ser muy grandes (hasta 10 cm.) alternan con niveles lutíticos oscuros masivos.
34. 3.1 m. Grauwacas gris oscuras en tramos centimétricos, masivos, con base plana, en un caso erosiva y techo plano; alternan con lutitas oscuras masivas.
35. 5.55 m. Grauwacas gris oscuras masivas en bancos tabulares o con laminaciones paralelas a techo de los bancos superiores. Presentan localmente aspecto fluidificado. A techo, algunos niveles contienen intercalaciones centimétricas de lutitas negras. Forman una megasecuencia estratodecreciente ocupando el primer nivel la mitad del tramo.
36. 3.75 m. Grauwacas gris oscuras de grano medio a fino, en capas decimétricas, masivas o con raras laminaciones paralelas; con niveles centi a decimétricos de lutitas oscuras masivas, que dominan a techo del tramo. Forman una secuencia estratodecreciente.
37. 2.5 m. Grauwacas en un banco masivo (2 m.) con base y techo plano. A techo presenta grauwacas de grano mas fino con laminación paralela y finalmente lutitas negruzcas masivas.
38. 1.6 m. Grauwacas de grano fino, masivas, constituido por dos niveles con lutitas oscuras masivas a techo.
39. 1.5 m. Grauwacas masivas con base y techo plano, el tramo lo forman dos bancos, el segundo está cortado por una fractura a techo.
40. 7 m. Grauwacas gris oscuras, su base está fuertemente tectonizada por lo que no se aprecian claramente niveles, salvo a techo del tramo, son grauwacas de grano medio a fino, masivas, en bancos decimétricos con base y techo plano.
41. 1 m. Grauwacas de grano medio a fino, masivas a la base y con laminación paralela a techo, en un nivel entre el tramo masivo y el laminado se encuentran cantos blandos de gran tamaño (hasta 20 cm.) que se disponen en un nivel subparalelo a la estratificación. Son dos niveles decimétricos con base y techo planos.
42. 1.8 m. Grauwacas de grano medio, en bancos centi a decimétricos, masivos, con bases y techos ondulados, que se amalgaman lateralmente. A techo presentan algunas intercalaciones de lutitas gris verdosas masivas localmente laminadas.
43. 3,1 m. Grauwacas grises, de grano medio a fino, masivas, en bancos centi a decimétricos con bases y techos planos, presenta una intercalación de lutitas gris verdosas oscuras, masivas.
44. 2.6 m. Lutitas gris oscuras a verde negruzcas, masivas o con tenues laminaciones paralelas, presentan una intercalación de grauwacas claras, masivas, con base y techo plano.
45. 6.75 m. Grauwacas de grano medio a fino, masivas a la base y con laminación paralela a techo, en niveles centi a decimétricos, con bases y techos planos. Presentan algunas intercalaciones lutíticas oscuras, masivas a techo de las laminaciones paralelas.
46. 12 m. Lutitas masivas o con muy locales laminaciones paralelas, presentan algunas intercalaciones dispersas de grauwacas ocre-verdosas de grano fino a medio, masivas, algunos niveles presentan laminación paralela a techo, tienen bases y techos planos.
47. 1.65 m. Cubierto. Zona fuertemente tectonizado con aspecto milonítico
48. 16.35 m. Máximo visible. Grauwacas de grano medio a fino oscuras que parecen organizarse como una secuencia estratodecreciente (thinning up) formada por tramos decimétricos fundamentalmente masivos o con laminaciones paralelas en el techo de algunos bancos se presentan esporádicamente lutitas verdosas masivas.



- 51. 0.85 m. Conglomerados a grauvacas de grano grueso, formando un nivel lenticular, con base erosiva y techo plano, masivo.
- 52. 2.15 m. Lutitas grises o verdosas masivas, localmente tectonizadas.
- 53. 1.6 m. Conglomerados, microconglomerados y grauvacas, disminuyendo la cantidad de cantos tanto lateralmente como verticalmente, hacia techo. Presentan base erosiva con aspecto masivo y cantos blandos de lutitas negras de hasta 7 cm. Es cortado oblicuamente por una pequeña fractura hacia el tramo superior.
- 54. 2 m. Lutitas grises o verdosas muy tectonizadas.
- 55. 0.65 m. Lutitas negras, con masas irregulares, subtabulares, de conglomerados masivos, con cantos blandos alargados.
- 56. 1.8 m. Conglomerados a grauvacas microconglomeráticas, localmente grauvacas de grano medio a grueso, su base es erosiva, presenta aspecto masivo con cantos blandos dispersos y esporádicos. A techo los cantos dejan de estar en contacto presentando aspectos paraconglomerático.
- 57. 4.3 m. Lutitas grises a verdes muy tectonizadas, contiene tramos microconglomeráticos lenticulares, masivos y tramos tabulares grauváquicos también masivos.
- 58. 2.45 m. Grauvacas de grano fino a medio gris oscuras, a techo presenta intercalaciones de lutitas oscuras masivas y grauvacas microconglomeráticas. Los niveles de la base contienen lutitas masivas con formas muy irregulares, con aspecto eslampizado.

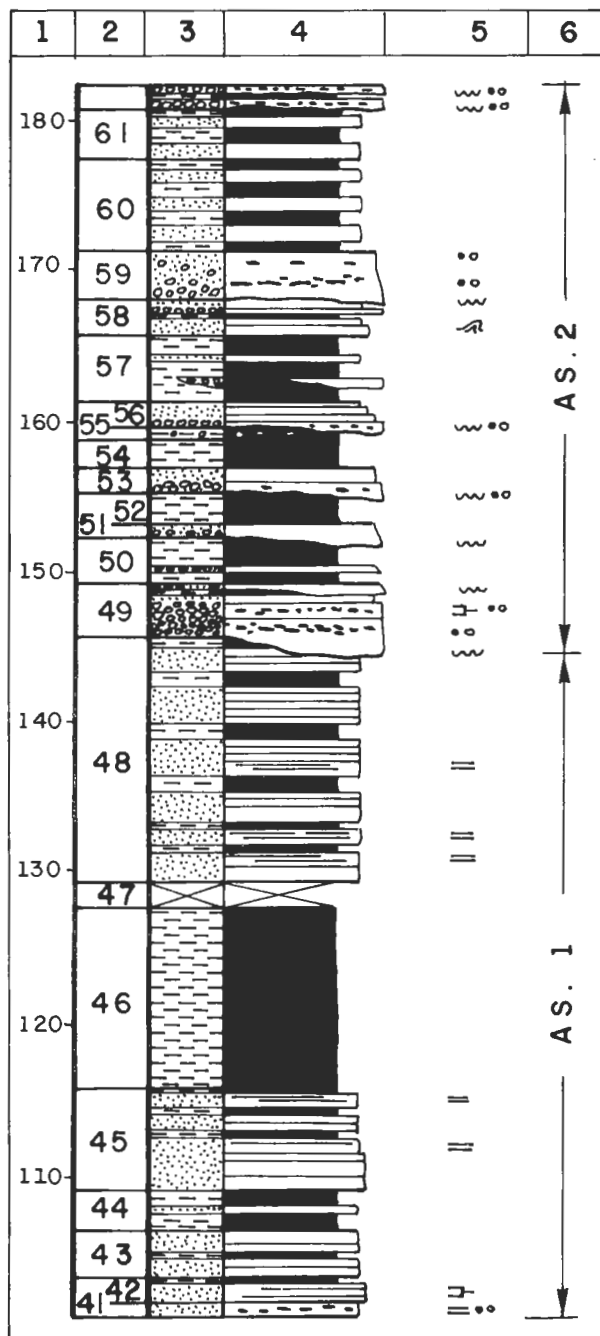


Figura 39: Columna Ctra. Castañar-Robledollano I

49. 3.45 m. Conglomerados, microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas con locales intercalaciones lutíticas, presenta una tendencia es -trato y granodecreciente (thining and fining up). Se organizan como niveles centi a decimétricos, que lateralmente pueden amalgamarse o desaparecer, siendo sus límites difusos, localmente erosivos, son masivos y pueden contener cantos blandos, normalmente de gran tamaño, e intercalaciones hacia muro de grauvacas masivas. Localmente los conglomerados no son granoportados siendo por lo tanto paraconglomerados. Todo el tramo es erosivo sobre el tramo inmediatamente inferior.

50. 3.1 m. Lutitas grises o verdosas, masivas, con una intercalación decimétrica de grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas, masiva con base y techo plano.

Figura 39: Columna Ctra. Castañar-Robledollano I

- 59. 3.3 m. Grauvacas conglomeráticas gris oscuras con base fuertemente erosiva, masiva con numerosos cantos blandos que pueden ser de gran tamaño, dispersos o acumulados en niveles subparalelos a la estratificación.
- 60. 6 m. Alternancia de niveles decimétricos de grauvacas ocre, masivas con bases y techos planos, con lutitas ocre, masivas en niveles decimétricos a métricos. Este tramo está muy tectonizado.
- 61. 3.25 m. Alternancias decimétricas de grauvacas y lutitas rojizas (alteradas), con límites planos, ambos masivos presenta algunas pequeñas fracturas transversales a las capas que están con horizontales.
- 62. 1.6 m. Conglomerados rojizos con numerosos cantos blandos, aparecen en dos niveles separados por un tramo grauváquico masivo rojizo. Están muy alterados y sus bases no se aprecian con claridad. Lateralmente está fallado, repitiéndose serie.

Techo: Lutitas y grauvacas muy tectonizadas, por encima cubierto.

Columna Carretera Castañar-Robledollano II
(Fig. 5, nº 22; Fig. 38e; Fig. 40)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'52"W 39°37'00" N
Techo: 5°26'47"W 39°37'10" N

Se ha levantado ha lo largo de la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado izquierdo de la carretera en dirección a Castañar de Ibor, 2.8 Km. al SW de dicho pueblo, en las proximidades de la central eléctrica. Sus últimos tramos se sitúan bajo una casa que se encuentra cerca del río Ibor fig. 38e.

Base: Grauvacas y lutitas grises, fundamentalmente masivas.

- 1. 2.5 m. Conglomerados cuarcíticos ocre, granosoportados, localmente con abundante matriz grauváquica. Son niveles tabulares deci a centimétricos con bases y techos planos, masivos. Contienen tramos de grauvacas de grano medio a grueso, grises y ocre, con laminación paralela.
- 2. 30 m. Grauvacas grises de grano fino a muy fino y lutitas grises y ocre, localmente grauváquicas, que localmente son los materiales dominantes en el tramo. Presentan esporádicos niveles de grauvacas marroñes, que contienen clastos carbottados, masivas. Además, también contiene, hacia la base, dos pequeñas intercalaciones de lutitas con cantos (tamaño máximo 1 cm.), los cuales se presentan dispersos en la matriz (paraconglomerado), los cantos son predominantemente de fragmentos de rocas.
- 3. 53.5 m. Grauvacas gris oscuras, de grano fino a medio, con locales tramos ocre, alterados, de aspecto noduloso, presentan zonas y moteados rojizos a marronáceos, que indican la presencia de material carbonatado en los niveles grauváquicos. Forman grandes bancos (hasta 2 m.) o capas centi a decimétricas masivas o con intercalaciones de los tramos nodulosos con aspectos eslampuzados y slumps de pequeño tamaño, aislados, que contienen fragmentos de capas. Los niveles mas finos (centimétricos), presentan, a veces, en la base, estructuras en llama, son frecuentes las laminaciones paralelas y localmente cruzadas, junto a tramos totalmente desorganizados con indicios de fluidificación.
- 4. 8 m. Lutitas grises masivas, localmente semicubiertos.
- 5. 11 m. Cubierto.
- 6. 150 m. Máximo visibles. Lutitas gris oscuras a negras o verde oscuras fundamentalmente masivas, con locales láminas milimétricas de tonos mas claros. Presenta numerosos tramos cubiertos y semicubiertos, sobre todo hacia techo.
- 7. 3 m. Visibles, microconglomerados cuarcíticos grises y ocre, en bancos decimétricos, con bases y techos planos, masivos.

Techo: Cubierto.

Columna Castañar de Ibor I
(Fig 5, nº 24; Fig. 38a; Fig. 41)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'32"W 39°37'16" N
Techo: 5°26'27"W 39°37'16" N

Se ha levantado en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado izquierdo de la carretera hacia Castañar de Ibor. Su base se situa en los primeros afloramientos a lado del puente sobre el río Ibor, 2.5 Km. Al WSW de Castañar de Ibor, fig. 38a.

Base: Materiales similares, aparentemente, a los que forman los primeros tramos de este corte en la margen derecha del río Ibor en zonas de muy difícil acceso. Su potencia no se ha podido medir.

- 1. 1.3 m. Alternancia de grauvacas grises, de grano fino y pardas de grano medio, ambas masivas, con intercalaciones de lutitas grauváquicas con laminación paralela y lenticular grauváquicas de base plana y techo curvo (ripples).
- 2. 0.95 m. Grauvacas grises y verdosas de grano fino a muy fino, masivas o con esporádicas laminaciones paralelas y estratificación flaser de lutitas verdes.
- 3. 2.05 m. Grauvacas de grano grueso a muy grueso, grises y pardas, masivas, localmente están muy alteradas, se presentan en bancos centi a decimétricos de granulometria decreciente, con bases levemente erosivas

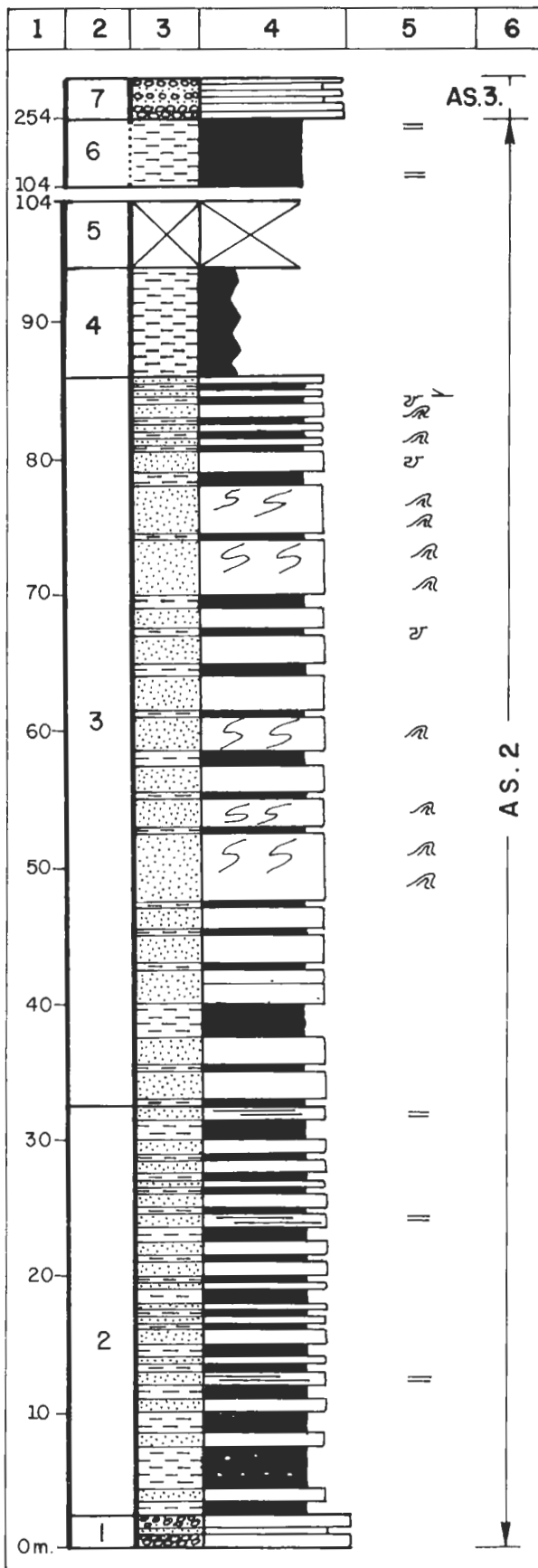


Figura 40: Columna Ctra. Castañar-Robledollano II

y techo planos. Algunos niveles, a techo, presentan esporádicas laminaciones paralelas.

4. 16.4 m. Alternancia de grauwacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas oscuras masivas. El tramo presenta intercalaciones lenticulares de grauwacas de grano medio a grueso, oscuras, marrones, muy alteradas, con laminaciones paralela planar y ondulada, laminaciones cruzadas de surco y ripples de corriente, algunas lenticulas son masivas.
5. 3 m. Alternancia de grauwacas grises y pardas de grano fino a muy fino con lutitas oscuras, masivas, en niveles centi a milimétricos que le dan al tramo un aspecto bandeado.
6. 2.8 m. Alternancias mili a centimétricas de grauwacas grises y pardas de grano fino y lutitas oscuras, con intercalaciones lenticulares de grauwacas marrón oscuras, de grano medio a grueso, muy alteradas, con laminaciones cruzadas de surco, paralelas y a veces aspecto masivo.
7. 2.05 m. Grauwacas de grano fino a muy fino, grises y pardo grisáceas, con piritas, que presentan halos circulares, y aspecto masivo, aunque por zonas relacionadas con secuencias de granulometría decreciente, presentan de base a techo de secuencias laminación cruzada, laminación paralela (WAVY) y estratificación flaser y lenticular.
8. 0.85 m. Grauwacas de grano grueso, pardas y grises, masivas, algo alteradas, con base plana levemente erosiva sobre la que aparecen cantos blandos estrechos y alargados. A techo presentan estratificación flaser.
9. 0.85 m. Alternancias centimétricas de grauwacas de grano medio a fino con base plana, laminación paralela ondulada y techo ondulado por ripples; con alternancias milimétricas de grauwacas de grano fino a muy fino grises y lutitas oscuras, localmente alguna de estas láminas se corta con muy bajo ángulo.
10. 1.85 m. Grauwacas de grano fino a muy fino, masivas, a techo presentan intercalaciones milimétricas de lutitas grises, masivas.
11. 2.65 m. Grauwacas oscuras, de grano grueso a medio, con base erosiva con cantos blandos, son masivas, aunque en un caso aparece laminación cruzada de surco. Se organizan como secuencias de granulometría decreciente con tendencia estratodecreciente, intercalándose hacia el techo de cada secuencia niveles lutíticos grises con láminas grauwáquicas onduladas (wavy)
12. 1.4 m. Alternancias milimétricas de grauwacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas grises a gris oscuras, formando una laminación paralela.
13. 1.55 m. Grauwacas de grano medio, con base erosiva, que presenta cantos blancos, masiva, pasan a lutitas grises con láminas grauwáquicas, organizándose como secuencia de granulometría decreciente.
14. 7.7 m. Alternancias milimétricas de grauwacas grises y pardas de grano fino a muy fino, con lutitas oscuras. Presentan intercalaciones de niveles lenticulares de grauwacas marrón oscuro, de grano medio a grueso muy alterados, masivos o con laminaciones paralelas o cruzadas de surco.
15. 1.6 m. Grauwacas de grano fino a medio, grises, masivas, su base está algo cubierta, a techo presenta alternancias milimétricas de grauwacas y lutitas con niveles lenticulares de grauwacas de grano medio alterados.
16. 2.05 m. Alternancia de grauwacas ocre de grano fino en bancos centimétricos y lutitas grises, masivas, en nivelillos mili a centimétricos. los tramos grauwáquicos están con frecuencia ondulados (aspecto "wavy") y presentan estratificación flaser de lutitas grises.
17. 0.7 m. Grauwacas oscuras a ocre, masivas, de grano grueso a medio, con base y techo planos.
18. 1.4 m. Grauwacas grises y ocre de grano fino a muy fino, masivas su parte alta está semicubierta. No se aprecia bien la geometría de los cuerpos.
19. 2.05 m. Alternancias milimétricas raramente centimétricas de grauwacas grises y pardas de grano fino a muy fino y lutitas grises. Presenta pasadas tabulares o lenticulares, grauwáquicas, centimétricas, con base plana o erosiva y techo plano.
20. 4.55 m. Grauwacas de grano fino a grueso, pardas a negruzcas, en bancos centi a decimétricos, tabulares, masivos en algun caso se aprecian bases algo erosivas. Localmente parecen organizarse en secuencias grano y estratodecrecientes.
21. 7.3 m. Alternancias milimétricas de grauwacas de grano fino a muy fino grises y lutitas grises a gris oscuras, con abundantes intercalaciones tabulares y lenticulares de grauwacas masivas, con base plana, localmente erosiva y techo plano. Estos niveles pueden estar alterados.
22. 1 m. Cubierto.
23. 4 m. Grauwacas de grano fino a grueso, pardas a negruzcas, en bancos centi a decimétricos, masivos, con bases planas, en ocasiones algo erosivas y techos planos. A techo presenta intercalaciones compuestas por alternancias milimétricas de grauwacas grises de grano fino y lutitas oscuras.
24. 1 m. Cubierto.
25. 8.2 m. Grauwacas de grano grueso pardas a negruzcas, o de grano fino grises, en niveles centi a decimétricos, con bases planas, en ocasiones erosivas y techos planos. Son masivas o con tenues laminaciones pa-

rales y cruzadas de surco, en algunas bases se aprecian cantos blandos. A techo pasan a alternancias mili a centimétricas de grauwacas de grano fino con lutitas, con dominio de las primeras, esporádicamente se observan masas lenticulares, irregulares, de grauwacas grises de grano fino, que presentan cantos de hasta 3 mm. con pasadas laminares mas o menos onduladas e irregulares de lutitas oscuras. En el techo del tramo los bancos se hacen menos potentes siendo sus bases planas.

Techo: Cubierto.

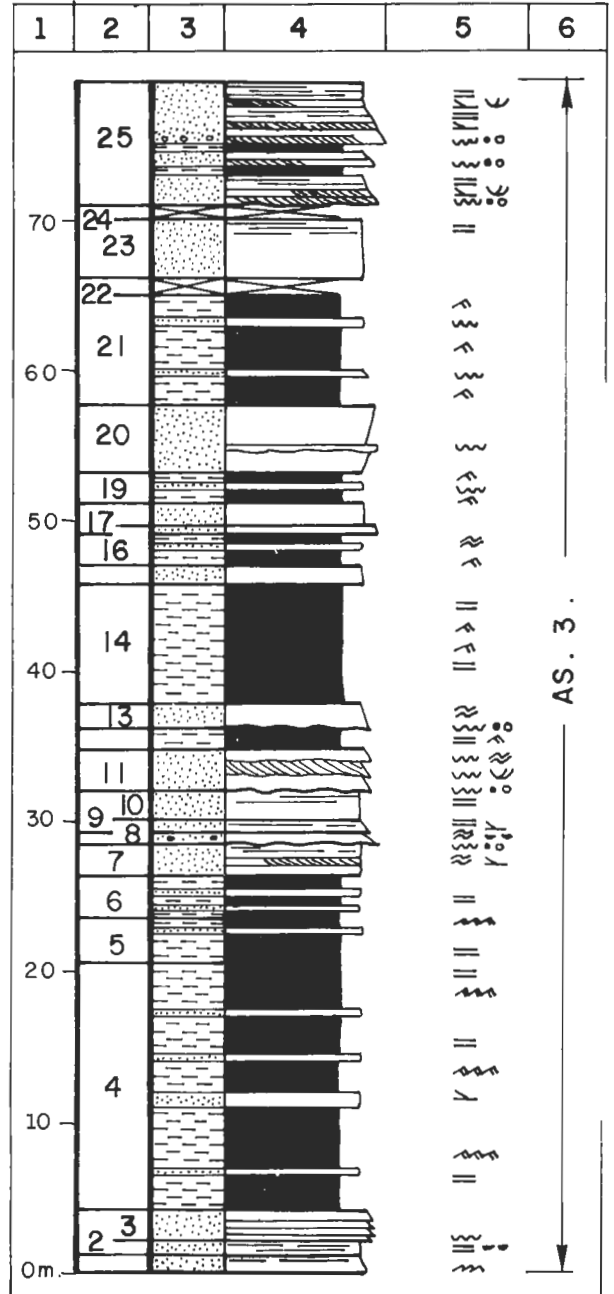


Figura 41: Columna Castañar de Ibor I

Columna Castañar de Ibor II
(Fig. 5, nº 25; Fig. 38b; Fig. 42)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'15"W 39°37'19" N
Techo: 5°26'09"W 39°37'20" N

Se ha levantado en la cantera de dolomías que se encuentra en la carretera de Castañar de Ibor a Rabledollano, 1,7 Km. al WSW de Castañar de Ibor, - fig. 38b.

Base: Cubierta.

1. 1.5 m. Dolomías macrocristalinas, ankeríticas, achocolatadas, con base plana y techo con formas monticulares. En su interior se aprecia la laminación paralela planar irregular.

2. 2.65 m. Grauvacas de grano fino a muy fino en niveles tabulares masivos, se aprecian localmente láminas de lutitas, mas o menos oscuras, que pueden llegar a ser lenticulares.
3. 3.1 m. Dolomias ankeríticas, marrones, achocolatadas, masivas o con laminaciones paralelas planares irregulares. En algunos puntos está formada por varios cuerpos tabulares con tendencia estratodecreciente.
4. 0.2 m. Arcillas rojizas, nivel de alteración a techo de las dolomias con base y techo fuertemente irregulares.
5. 3 m. Lutitas grauváquicas y lutitas negruzcas masivas o con tenues laminaciones originadas por alternancias de láminas ricas y pobres en óxidos de hierro. Hacia techo se intercalan algunos niveles de grauvacas de grano fino a muy fino con cemento dolomítico pardos a negruzcos, tienen bases y techos planos, excepto los mas gruesos cuya base puede ser erosiva.
6. 2.2 m. Dolomias ankeríticas oscuras, casi negras a cuya base se situa un nivel de arcillas rojizas fino e irregular. Presentan laminación paralela planar irregular o son masivos. Su techo está semicubierto.
7. 1.55 m. Cubierto.

8. 5.5 m. Grauvacas grano fino a muy fino, masivas o con algunas laminaciones cruzadas planares muy tendidas, en niveles tabulares de hasta 15 cm. de potencia con bases y techos planos. Su techo está localmente alterado.

Techo: Zona muy tectonizada, arenas y arcillas marrón oscura, con fragmentos de capas en su interior.

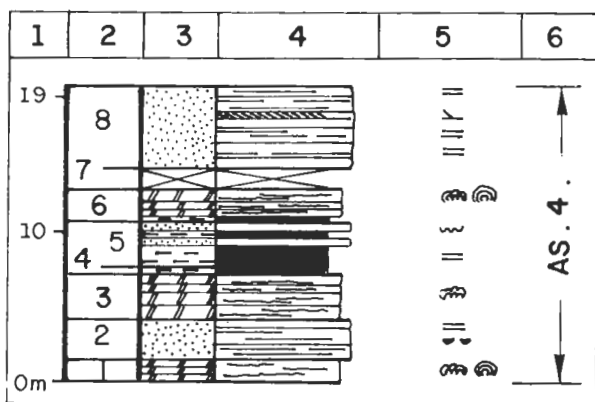


Figura 42: Columna Castañar de Ibor II

Columna Castañar de Ibor III
(Fig. 5. nº 26; Fig. 38c; Fig. 43)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°26'04"W 39°27'24" N
Techo: 5°25'35"W 39°37'27" N

Se ha levantado en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, lado izquierdo hacia Castañar de Ibor, 1.5 Km. al WSW de Castañar de Ibor fig. - 38c.

Base: Cubierta. Zona muy tectonizada. Arenas y arcillas marrón oscuras.

1. 24.65 m. Lutitas y limolitas, localmente grauváquicas con tonos variables ocres, marrones y grises. Su estructura dominante es la laminación paralela. El tramo está tectonizado presentando un pequeño pliegue sinclinal-anticlinal, cuyo flanco sur sinclinal está verticalizado y fallado.
2. 12 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, grises y ocres masivas, contactos blandos a la base la cual es plana, levemente erosiva. Presenta intercalaciones de una alternancia de lutitas y limolitas cuarcíticas con límites planos localmente irregulares. El tramo acaba en una pequeña fractura.
3. 11.8 m. Grauvacas gris verdosas grano medio a muy fino, en niveles tabulares, masivos con locales laminaciones cruzadas de surco en zonas donde existe alteración. Presenta algunas intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas y limolitas con grauvacas de grano muy fino en nivelillos tabulares.
4. 3.7 m. Cubiertos.
5. 17.7 m. Grauvacas de grano fino a medio-grueso, grises, verdes y pardos, masivas. Presentan predominantemente laminación paralela por alternancias de láminas con mas o menos matriz. Ocasionalmente la laminación es ondulada y raras veces cruzada de surco. Aparecen en niveles tabulares con tendencia estratodecreciente (chickning). Localmente se encuentran intercalados lutitas oscuras masivas en niveles centimétricos.
6. 3 m. Cubierto, posible fractura.
7. 1 m. Grauvacas grises grano fino a medio, masivas. No se aprecia bien la morfología de las capas debido a sus malos afloramientos y a la intensa esquistosidad que presentan.

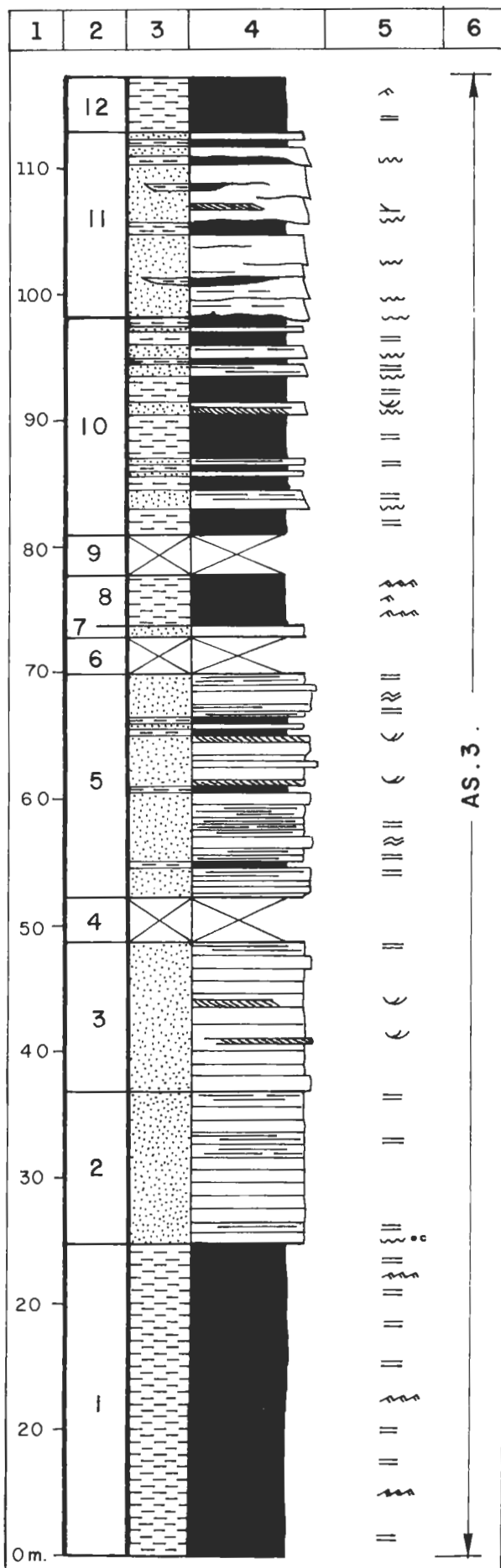


Figura 43: Columna Castañar de Ibor III

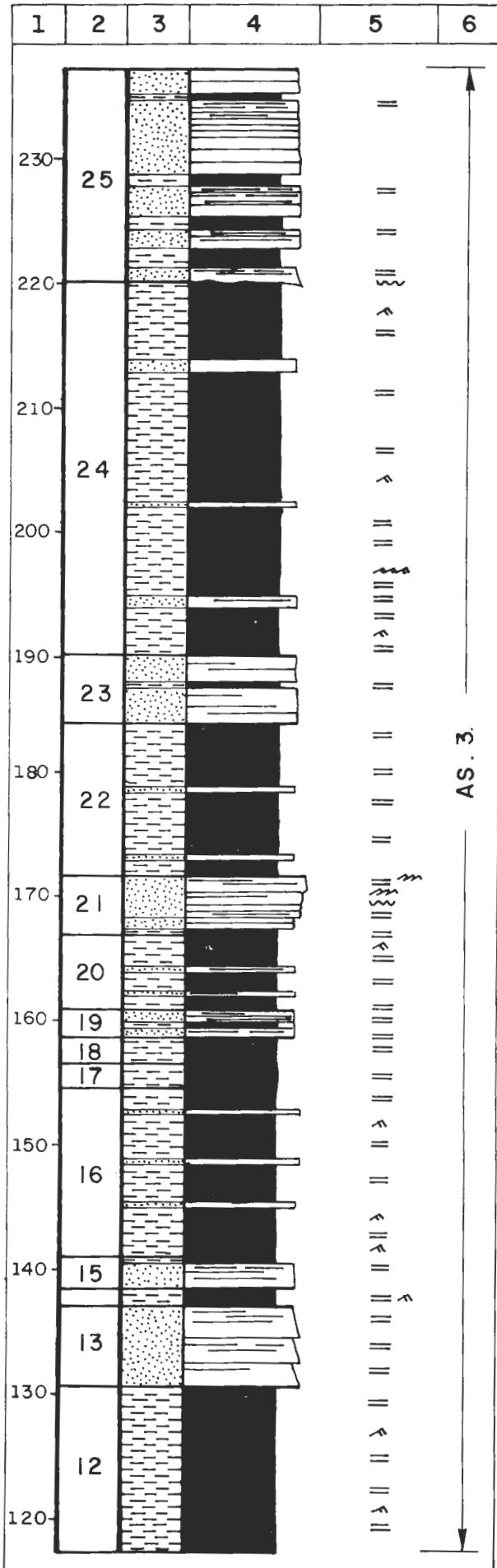


Figura 43: Columna Castañar de Ibor III

8. 4 m. Lutitas ocre y violáceas con laminaciones paralelas milimétricas formadas por niveles de limolitas grauváquicas con algunos clastos de tamaño arena grano fino, estos en ocasiones pueden ser lenticulares.
9. 3.2 m. Cubierto hacia techo afloran grauvacas ocrea de grano fino masivas y lutitas amarillentas.
10. 17.35 m. Alternancias de grauvacas grises y gris verdosas de grano fino, masivas, a veces con laminaciones paralelas, que pueden formar surcos; con lutitas ocre, amarillentas y violáceas que se presentan interlaminadas entre si. Los niveles grauváquicos son tabulares pudiendo presentar algunas bases erosivas y techos planos. Se observan algunas secuencias estrato y grandecrecientes (thining-fining up), pero ninguna tendencia general.
11. 14.05 m. Grauvacas de grano fino gris verdosas a verdosas con bases planas, erosivas, masivas, alternando con lutitas masivas, formando 2 cuerpos lenticulares. Entre estos cuerpos lenticulares afloran dispersamente lutitas y limolitas cuarcíticas con laminación paralela dominante, lo que les da un aspecto bandeado.
12. 17.9 m. Lutitas y limolitas con laminación paralela y lenticular, por cambios de color, aspecto bandeado, tonos desde negros a violáceo-morados y blanco amarillentos.
13. 6.85 m. Grauvacas de grano fino, gris verdosas a oscuras con una fina laminación paralela. Una zona está ligeramente alterada. Forma un tramo de aspecto lenticular.
14. 1.2 m. Lutitas y limolitas con laminación paralela, aspecto bandeado.
15. 2.5 m. Grauvacas de grano fino gris a verdes con laminación que sigue siendo paralela, pero mas amplia, por alternancias con limolitas cuarcíticas.
16. 13.8 m. Lutitas y lutitas grauváquicas con laminación paralela, negras, violáceas, etc, con intercalaciones tabulares centimétricas de grauvacas violáceas de grano medio, masivas e intercalaciones tabulares decimétricas de grauvacas marrones masivas alteradas.
17. 1.9 m. Limolitas cuarcíticas con laminaciones paralelas.
18. 2.15 m. Lutitas con tonos variados con una esquistosidad intensa.
19. 2.1 m. Limolitas cuarcíticas y grauvacas de grano muy fino. Forman cuerpos tabulares con base y techo plano centi a decimétricos, con laminación paralela.
20. 6 m. Lutitas oscuras y blanco-amarillentas con otros tonos de menos abundancia que le dan un aspecto laminado. Contien varias intercalaciones grauváquicas centi a decimétricas, masivas, alteradas.
21. 4.9 m. Alternancia centimétrica de limolitas cuarcíticas y grauvacas de grano muy fino, con aspecto de conjunto laminado. Hacia arriba pasan a grauvacas de grano fino a medio, grises y amarillentas, masivas con bases planas a onduladas (erosivas) y techos ondulados por ripples. Finalmente pasan a grauvacas grano medio a grueso alterados, forman una secuencia estrato y granocreciente (thickening coarsening up).
22. 12.1 m. Lutitas negruzcas y violáceas con aspecto laminado, presenta intercalaciones de lutitas grauváquicas verdes y grauvacas marrones, masivas, centimétricas alteradas. Hacia la mitad está cortado por una pequeña fractura.
23. 5.75 m. Grauvacas de grano fino, verdosas y gris oscuras, masivas. No se aprecia bien la morfología de las capas, contiene una pequeña intercalación de lutitas negruzcas y violáceas con aspecto laminado.
24. 29.9 m. Lutitas negras a violáceas con aspecto laminado con frecuentes intercalaciones de lutitas masivas y grauvacas de grano fino, grises y marrones, alteradas, ambas masivas. Acaba con un tramo alterado grauváquico sobre el que hay un nivel con base fuertemente ondulada.
25. 30.45 m. Grauvacas masivas, con esporádicas laminaciones paralelas. Contiene algunas intercalaciones lutíticas laminadas mas importantes hacia la base, la cual está fuertemente ondulada.
26. 13.6 m. Grauvacas moradas y violáceas en niveles tabulares centimétricos, contiene tramos con laminación paralela, por alternancias de grauvacas verdosas y ocre. También contiene tramos subordinados de lutitas, acabando por uno de estos.
27. 3.8 m. Cubierto.
28. 14.7 m. Lutitas marrón verdosas y ocre, masivas, con alguna intercalación tabular de grauvacas marrón rojizas, masivas.
29. 3 m. Cubierto.
30. 1.55 m. Grauvacas grises y rojizas a pardo-amarillentas, ambas masivas con base y techo plano. La base del tramo está semicubierta.
31. 3.2 m. Grauvacas grano fino, rojizas (alteradas), ocre pardos y marrones alternando con lutitas grauváquicas y lutitas dando un aspecto de laminación paralela milimétrica.
32. 8.45 m. Grauvacas de grano medio claras a la base y de grano fino a muy fino, gris oscuras a techo. Son predominantemente masivas, con esporádicas laminaciones paralelas y cruzadas de surco. En general en los tramos mas finos la laminación también es mas fina.
33. 1.4 m. Lutitas blancuzcas y amarillentas, alteradas, con pasadas milimétricas de grauvacas moradas que dan resalte.
34. 3.75 m. Grauvacas de grano fino marrones, alteradas con laminación paralela. A techo del tramo alternancia en láminas milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas con grauvacas de grano muy fino.

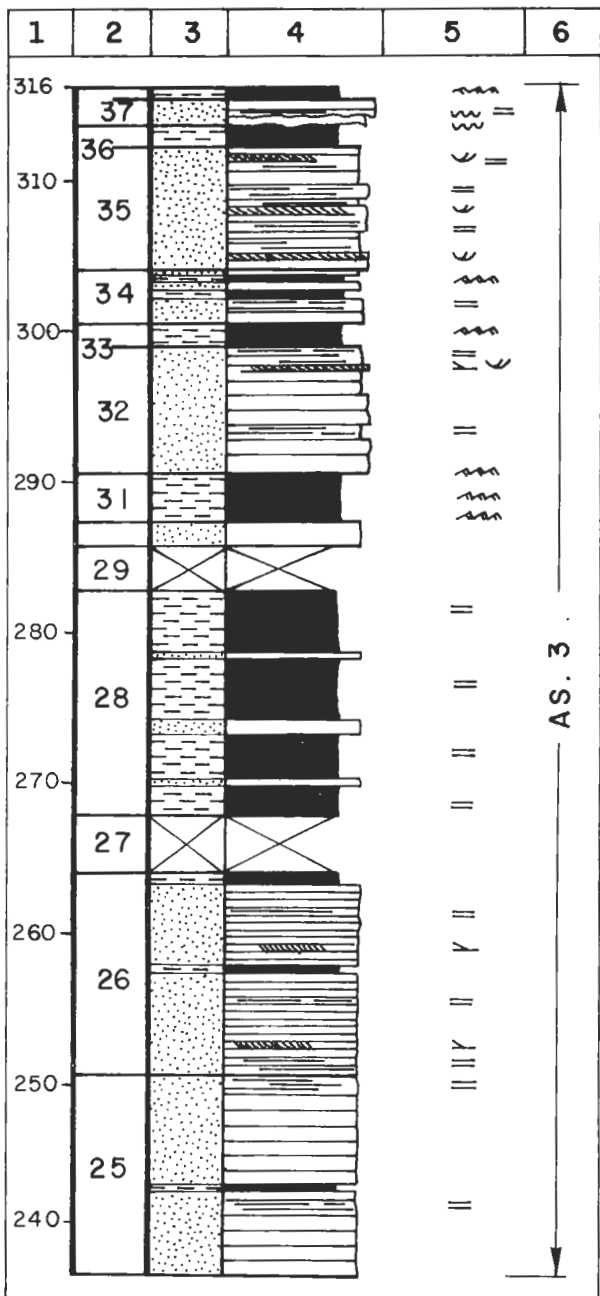


Figura 43: Columna Castañar de Ibor III

- 35. 8.05 m. Grauvacas de grano medio a muy fino desde grises a negras y marrones, con zonas rojizas debido a la existencia de grandes piritas. - Presenta laminación paralela y laminación cruzada de surco.
- 36. 1.45 m. Lutitas y lutitas grauváquicas negras a ocre masivas.
- 37. 1.7 m. Grauvacas de grano medio a grueso, las mas gruesas a techo, son rojizas y pardas a la base, con laminación paralela irregular, bases planas, localmente erosivas y techos planos. Acaba en un tramo gris de grano grueso, masivo, con base y techo plano.
- 38. 0.8 m. Visibles lutitas con algunos tramos grauváquicos, ambos masivos y de tonos ocre-amarillentos.

Techo: Cubierto.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

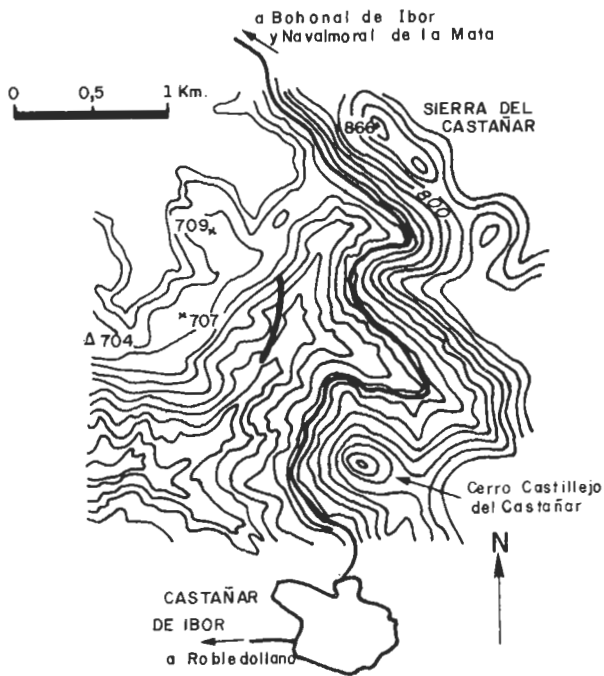


Figura 44: Columna Castañar de Ibor IV

Columna Castañar de Ibor IV
(Fig. 5, nº 27; Fig. 44; Fig. 45)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 05°25'19"W 39°30'37" N
Techo: 05°25'17"W 39°38'51" N

Se ha levantado en las proximidades del paraje denominado La Rañuela, al E de dicho paraje y a 2.25 Km. al N de Castañar de Ibor, fig. 44.

Base: Cubierta. Lateralmente se aprecian grauvacas ocre masivas en bancos decimétricos y pizarras gris y gris azuladas, no pudiendo apreciarse su relación con las calizas.

1. 7.8 m. Dolomias gris oscuras, marrones y marrón pálido, masivas localmente brechoides, con cantos de hasta 15 cm. alguno de los cuales tiene laminaciones tractivas, la matriz es carbonatada, localmente grauváquica muy recrystalizada. El resto de las dolomias son totalmente masivas, muy recrystalizadas con muchas venas rellenas de calcita. Todo el tramo tiene forma lenticular, que posiblemente se deba a problemas de afloramiento y no a una verdadera morfología lenticular.
2. 16.8 m. Semicubierto, localmente afloran dolomias gris claras u oscuras, muy recrystalizadas, presentan formas tabulares de hasta 40 cm. de potencia, generalmente masivas, pero que pueden tener laminaciones cruzadas planares, con interestratos oscuros. Donde no afloran dolomias aparecen esporádicamente lutitas oscuras, localmente grauváquicas que pueden presentar cemento dolomítico, alternando con láminas o lenticulas milimétricas de dolomias microcristalinas con esporádicos cuarzos de tamaño arena de grano muy fino con algunas bases levemente erosivas.
3. 5.65 m. Dolomias arenosas gris oscuras, localmente marrones, gris claras y blanquecinas en corte gris oscuras muy recrystalizadas, en potentes bancos, de hasta 60 cm. de espesor, masivos que esporádicamente presentan laminación paralela. Hacia techo las capas disminuyen de espesor, siendo en general de tonos mas claros que alternan con dolomias microcristalinas verdosas, masivas o con tenuous laminaciones paralelas algo irregulares, por alternancias de láminas mas o menos ricas en cuarzos. Las dolomias claras son ricas en cuarzo, tienen bases erosivas muy suaves y presentan laminación paralela y laminación cruzada planar. Hacia techo los tramos oscuros son muy finos y localmente inexistentes.
4. 4.75 m. Grauvacas de grano fino a muy fino que pueden presentar cemento carbonatado, alternando con láminas de lutitas grauváquicas que tambien pueden presentar cemento dolomítico, dando lugar a una laminación milimétrica muy regular y un aspecto bandeado a la roca.
5. 12.05 m. Dolomias gris claras microcristalinas con cuarzos tamaño arena de grano fino, que localmente parecen agruparse en láminas. Se presentan en bancos de potencia variable, con bases erosivas, laminación cruzada y paralela y techos ondulados. Alternan con facies láminadas similares a las del tramo anterior o con lutitas verde oscuras masivas que desaparecen hacia techo donde solo quedan los tramos dolomíticos con base y techo planos, masivos o con laminación paralela con numerosas estilolitos, todo lo cual le da un aspecto tableado.

6. 7.8 m. Alternancias milimétricas de lutitas oscuras y grauvacas de grano muy fino que pueden presentar cemento dolomítico y abundantes óxidos de hierro y opacos (minusculas PY). Hacia techo aparecen niveles con aspectos lenticulares por problemas de afloramiento de las que no se ve ni su base ni su techo, están formados por alternancias milimétricas irregulares de dolomías criptocristalinas localmente ricas en micas y láminas areniscosas de grano muy fino con cemento dolomítico. Al final del tramo aparecen niveles dolomíticos microcristalinos y ricos en cuarzo, lenticulares, con base erosiva, laminación paralela y cruzada planar y techo plano.
7. 3.5 m. Cubierto, hacia techo aparecen niveles dolomíticos microcristalinos ricos en cuarzo de grano muy fino, aparentemente tabulares, centimétricos, con laminaciones paralelas.
8. 2.4 m. Alternancia centimétrica de dolomías gris claras y dolomías arenosas ocre amarillentas que dan al tramo un aspecto acintado, ambas masivas. Lateralmente pasan a dolomías gris masivas en bancos decimétricos que esporádicamente presentan laminaciones paralelas.
9. 3.9 m. Semicubierto, afloran dolomías ankeríticas marrones, en corte gris oscuras, masivas.
10. 11.9 m. Dolomías grises, en corte gris claras a gris oscuras, micro a macrocristalinas algo cuarcíticas en bancos decimétricos con bases y techos planos, algo irregulares, quizás por fenómenos de disolución bajo presión, masivas, también pueden presentar laminación paralela y laminación cruzada tanto planar como de surco. Hacia techo son mas masivos, de tamaño cristalino menor y sin o casi sin terrígenos, en bancos centí a decimétricos.
11. 1.35 m. Cubierto.
12. 6.75 m. Dolomías grises, microcristalinas masivas, alternando hacia la base con láminas centimétricas de dolomías ocre microcristalinas, el color ocre se debe a la existencia de películas de óxidos de hierro alrededor de los cristales dolomíticos, presentan laminación paralela. Hacia techo no existen las dolomías ocre, dominando las grises con cuarzo abundante de tamaño fino a medio que se pueden agrupar en láminas, las cuales macroscópicamente son paralelas con escasas cruzadas planares, pudiendo ser también masivas.
13. 9.6 m. Cubierto, localmente semicubierto, con esporádicos afloramientos de dolomías microcristalinas cuarcíticas, ocre, con laminación cruzada planar y laminación paralela.
14. 2.3 m. Alternancias en capas centimétricas de dolomías grises micro, localmente mesocristalinas con escasos cuarzos de grano fino dispersos o localmente ordenados en láminas lo que produce una laminación paralela planar gruesa, irregular, con dolomías mas claras micro a mesocristalinas con cuarzo de grano fino desde ausente a abundante, masivas o con tenues laminaciones paralelas por diferencias de tamaño cristalino y de contenido en terrígenos.
15. 2.25 m. Dolomías grises en capas centimétricas, masivas, micro a mesocristalinas con bases levemente erosivas, alternan con lutitas verdosas masivas.
16. 2.15 m. Cubierto.
17. 2.75 m. Dolomías grises con laminación paralela planar muy espaciadas en capas tabulares de hasta 15 cm. Contiene algunos nivelillos lutíticos a la base y a techo una intercalación de dolomías negruzcas masivas cuya base parece erosiva.
18. 6.8 m. Semicubierto, lateralmente afloran grauvacas de grano muy fino, con laminación paralela, que localmente pueden alternar con lutitas grauváquicas ocre formando una laminación paralela planar, a veces ondulada. Existen también esporádicos tamos de dolomías micro escasamente macrocristalinas donde los cristales macro contienen inclusiones subidioformas de óxidos de hierro.
19. 3 m. Dolomías microcristalinas gris claras, en corte gris rojizas. Se presentan en capas centimétricas con laminación paralela planar espaciada.
20. 0.4 m. Alternancia milimétrica de dolomías microcristalinas sin terrígenos y dolomías micro a mesocristalinas con cuarzo abundante, de grano fino a muy fino, éstas láminas pueden presentar base ondulada, localmente erosivas con microestructuras de escape de fluidos ("flame structure") y techo plano.
21. 3.05 m. Alternancias centimétricas de dolomías ocre areniscosas y lutitas grises con laminación paralela planar a veces ondulada e intercalaciones lenticulares de los tramos dolomíticos.

Techo: Tras un tramo cubierto aparece una serie fina alterada a tonos ocre-rojizos y amarillentos, con intercalaciones de areniscas rojizas hacia techo que ha sido asimilado a materiales de edad cambro-ordovícica, aun que no se aprecia discordante, claramente, con los materiales infrayacentes.

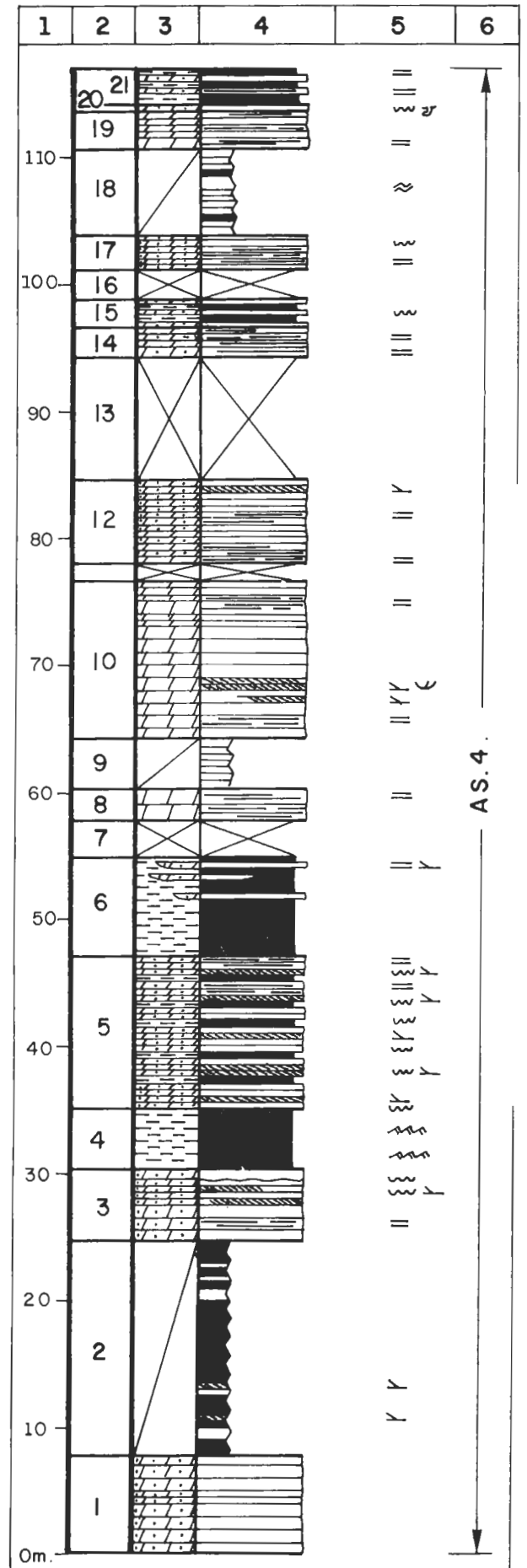


Figura 45: Columna Castañar de Ibor IV

HOJA 681. CASTAÑAR DE IBOR

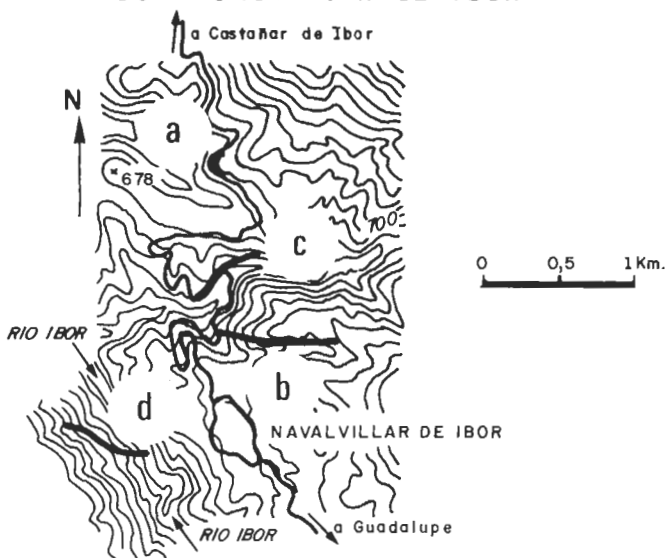


Figura 46: a, Col. Ctra. Castañar-Navalvillar
 b, Columna Navalvillar de Ibor I
 c, Columna Navalvillar de Ibor II
 d, Columna Navalvillar de Ibor III

Columna Carretera Castañar-Navalvillar
 (Fig. 5, nº 28; Fig. 46a; Fig. 47)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
 Base: 5°24'50"W 39°35'56" N
 Techo: 5°24'50"W 39°35'59" N

Se ha levantado en el p.K. 30 de la carretera de Castañar de Ibor a Navalvillar de Ibor, 3 Km al sur de Castañar de Ibor y 1.5 Km. al N de Navalvillar de Ibor, fig. 46a.

Base: Cubierta.

1. 5.55 m. Lutitas grises, masivas, con niveles tabulares centi a decimétricos de grauvacas de grano fino gris oscuras a rojizas y amarillentas, alteración de las anteriores, masivas o con laminación paralela, presentan bases y techos planos.
2. 1.35 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, en niveles centimétricos, con bases y techos planos, que le dan aspecto tableado, con laminaciones paralelas gris oscuras y gris claras.
3. 2.8 m. Lutitas grises con laminaciones paralelas.
4. 3.3 m. Grauvacas de grano fino en niveles tabulares centimétricos, con base y techo plano, con laminación paralela a muro, presenta intercalaciones de lutitas grises con laminaciones paralelas, que son mas potentes hacia techo del tramo, lo que le da un aspecto estratodecreciente (thining up). Acaba en un nivel rojizo centimétrico, masivo.
5. 0.6 m. Cubierto, localmente lutitas ocre-amarillentas.

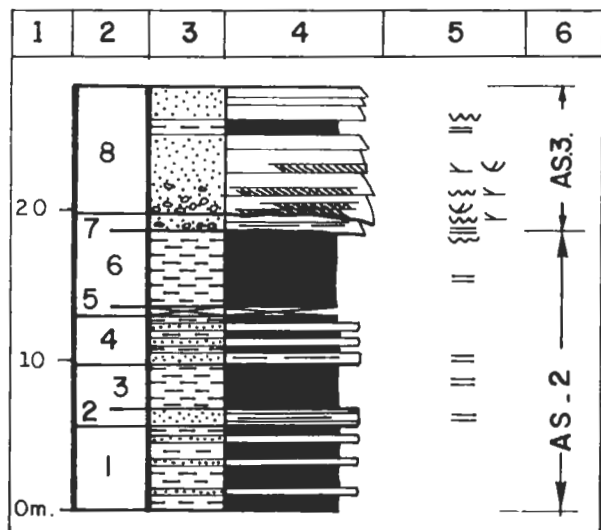


Figura 47: Columna Ctra. Castañar-Navalvillar

6. 5 m. Lutitas ocre-amarillentas masivas o con laminaciones paralelas localmente tectonizado y alterado.
7. 1.2 m. Grauvacas de grano medio a fino grises en cuerpos centi a decimétricos tabulares, con bases suavemente erosivas y laminaciones paralelas, formada por láminas lutíticas milimétricas.
8. 8,4 m. Grauvacas cuarcíticas de grano grueso a fino, formando cuerpos - deci a centimétricos con bases onduladas, erosivas que presentan laminación cruzada planar y de surco. Hacia techo los niveles son mas finos y presentan menor tamaño de grano (tendencia thining y fining up). Hacia techo presenta una intercalación rojiza mas fina formada por lutitas y grauvacas de grano muy fino, masivas las primeras y con laminación paralela planar, formada por láminas lutíticas las segundas.

Techo: Grauvacas de grano fino y lutitas oscuras, masivas, con aspecto tectonizado, posteriormente cubierto.

Columna Navalvillar de Ibor I
 (Fig. 5, nº 29; Fig. 46b; Fig. 48)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
 Base: 5°24'45"W 39°35'27" N
 Techo: 5°24'17"W 39°35'18" N

Se ha levantado en las proximidades de Navalvillar de Ibor, 500 metros al N de dicho pueblo. Su base se situa en la carretera de Castañar de Ibor a Navalvillar de Ibor, p. Km. 27,5, su techo se encuentra al N del manantial del Madroñal, fig. 46b.

Base: Cubierta.

1. 1.9 m. Dolomias grises, masivas o con laminaciones paralelas muy finas a techo de algunas capas. Lo componen bancos centimétricos con bases y techos planos.
2. 3.4 m. Dolomias micro a macrocristalinas, en bancos decimétricos, con bases erosivas y techos planos o mas normalmente ondulados, masivas, con intercalaciones centimétricas de lutitas grises, masivas, que localmente son lenticulares.
3. 1.5 m. Cubierto.
4. 3.05 m. Lutitas y lutitas grauváquicas grises claras y oscuras a negras, presentando laminación milimétrica, de ambas, que puede ser ondulada o planar, localmente se aprecian como grupos de láminas forman surcos y se cortan unas a otras, ademas existen tramos masivos. Presentan intercalaciones de grauvacas de grano medio a grueso muy alterados al contener cemento carbonatado y que presentan formas lenticulares con base plana y techo ondulado, con laminación cruzada planar y de surco.
5. 0.4 m. Dolomias micro a macrocristalinas, en bancos centimétricos con base y techo planos, masivos o con esporádicas laminaciones paralelas onduladas.
6. 0.5 m. Cubierto.
7. 4.85 m. Dolomias grises, micro a macrocristalinas, localmente arenosas en bancos decimétricos masivos. Presentan intercalaciones lutíticas centimétricas hacia techo.
8. 4 m. Cubierto.
9. 2.75 m. Alternancia de grauvacas grises de grano fino, masivas, en niveles decimétricos, con alternancia de lutitas y lutitas grauváquicas en láminas milimétricas con laminación paralela planar a ondulada y con algunas intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino, medio alteradas, masivas.
10. 45.9m. Dolomias gris oscuras a gris claras micro a macrocristalinas, localmente ankeríticas, marrón-rojizas. Se presentan en bancos desde potentes (0,5 - 2 m.) a tableados (2 - 6 cm.), siendo generalmente masivas, en ocasiones se aprecian laminación paralela planar. Tienen bases y techos planos, paralelos, levemente irregulares (por fenómenos de disolución). Contiene alguna intercalación terrígena de aspecto lenticular compuesta por lutitas grises y ocre, masivas.
11. 1.5 m. Dolomias ankeríticas macrocristalinas, en capas centi a decimétricas, masivas con bases y techos ondulados. Alternan con lutitas grises oscuras que presentan láminas milimétricas de lutitas amarillentas, con cemento dolomítico, en niveles centi a milimétricos.
12. 4 m. Alternancia milimétrica de lutitas gris oscuras y ocre, que pasan a techo a lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino grises, masivas. Fractura con una pequeña zona milonitizada, arenoso-arcillosa con fragmentos de pizarras.
13. 7 m. Lutitas gris oscuras, con láminas ocre, con intercalaciones de lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino masivas, con esporádicas intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino a medio alteradas, masivas.
14. 1.75 m. Cubierto.
15. 6.45 m. Lutitas violáceo-amarillentas con lutitas grauváquicas ocre, subordinadas, masivas. Las lutitas son masivas o con laminación paralela y pueden presentar también intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino alteradas.
16. 12.6 m. Lutitas grises, masivas, con locales zonas de laminación paralela. Hacia la base presentan finas intercalaciones grauváquicas de grano muy fino masivas, con bases y techos planos.

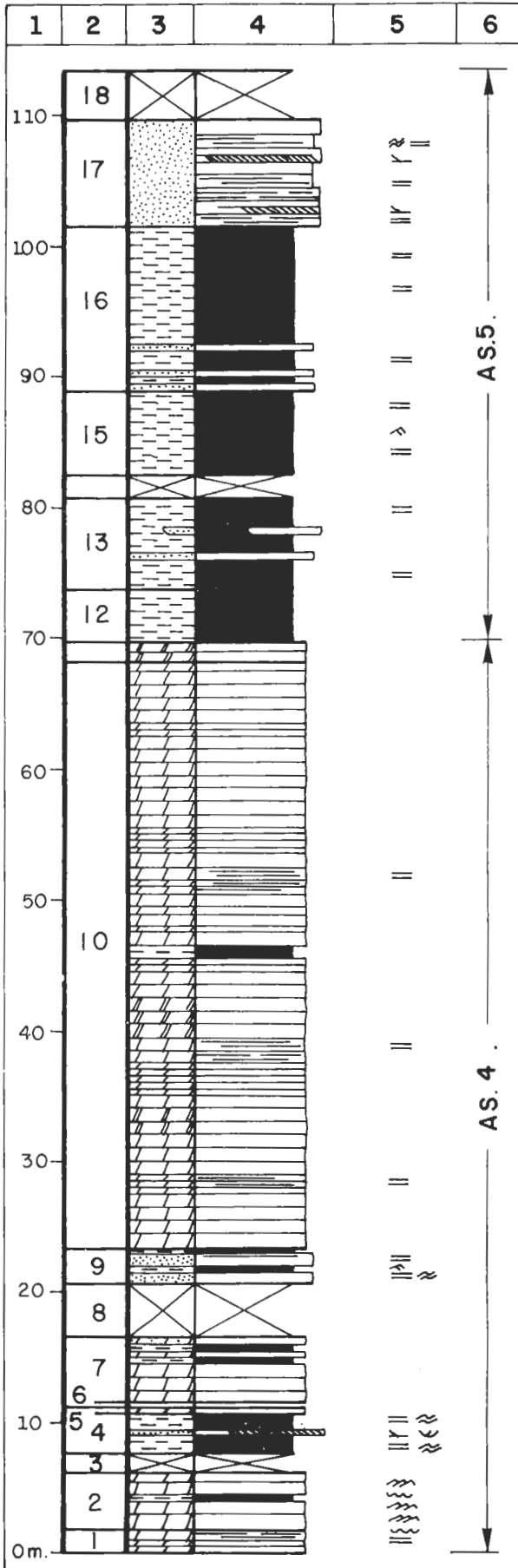
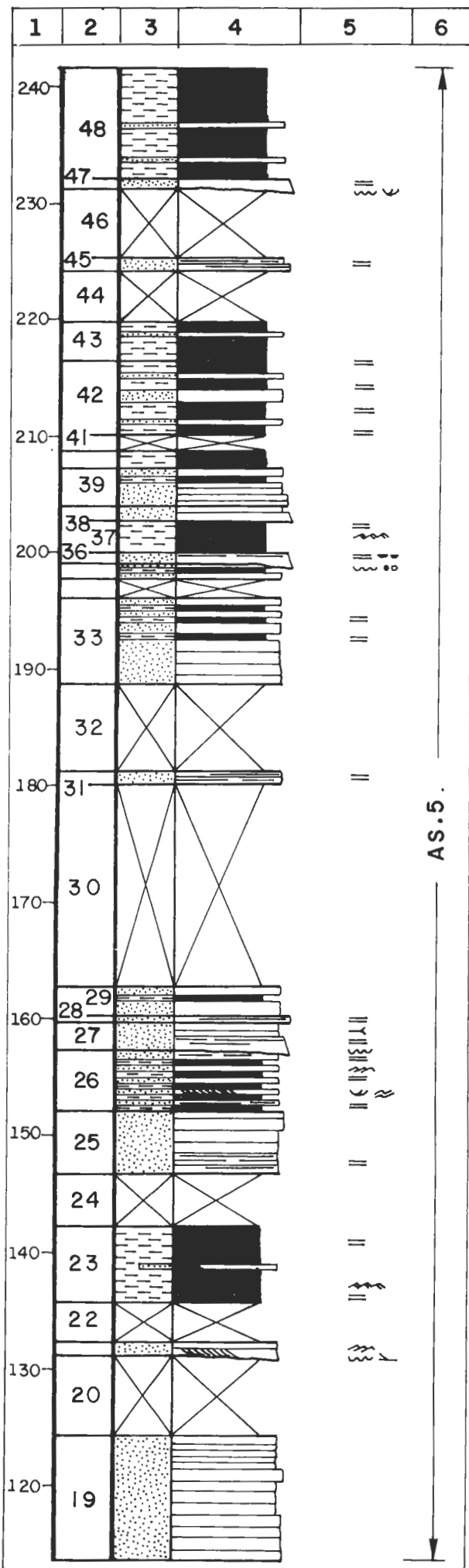


Figura 48: Columna Navalvillar de Ibor I

17. 8.2 m. Grauvacas de grano fino a medio, grises y ocres, masivas o con laminación paralela y a veces cruzada, en bancos decimétricos con bases y techos planos.
18. 3.75 m. Cubierto, los pocos materiales que afloran son grauvacas de grano fino, ocres, masivas.
19. 10.8 m. Grauvacas de grano fino a medio grises y ocres, masivas, en bancos decimétricos con base y techo planos masivos. A techo los bancos son menos potentes.
20. 6.55 m. Cubierto, lateralmente afloran grauvacas de grano fino en capas centimétricas, masivas, con base y techo plano.
21. 1.3 m. Grauvacas grises grano fino a muy fino, con ripples a techo son amarillentas y marrones con bases suavemente erosivas y algunas laminaciones cruzadas.
22. 3.35 m. Cubierto.
23. 6.55 m. Alternancias milimétricas de láminas lutíticas y lutítico grauváquicas; con grauvacas de grano muy fino, presentan locales intercalaciones lenticulares de grauvacas de grano fino que pueden tener cemento dolomítico.
24. 4.3 m. Cubiertos.
25. 5.45 m. Grauvacas grises y ocres de grano fino, que parecen ser mas gruesas a techo, son masivas con esporádicas laminaciones paralelas grosseras, se presentan en bancos decimétricos con base y techo plano.
26. 5.3 m. Alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino, con lutitas grauváquicas con dominio de las primeras, presentan laminación paralela, laminación paralela ondulada, cruzada de surco y ripples de corriente. En capas centimétricas con bases y techos planos.
27. 2.4 m. Grauvacas de grano grueso a fino, masivas, con bases y techos planos, la base puede ser algo erosiva y presentar tenues laminaciones paralelas. Alguna capa se acuña lateralmente. Su techo está semicubierto.
28. 0.65 m. Grauvacas de grano grueso a medio masivas, con tenue laminación a techo, formada por láminas milimétricas paralelas grauváquicas de grano fino y lutíticas o lutítico grauváquicas grises masivas.
29. 2.95 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, grises, masivas o en aspecto tableado, contiene lutitas verdes masivas en tramos milí a centimétricos, subordinadas. Su base está cubierta.
30. 17.3 m. Cubierto, localmente afloran grauvacas marrones y amarillentas masivas y facies bandeadas.
31. 1.1 m. Grauvacas grano fino a muy fino, amarillas, marrones y rojizas en niveles centimétricos, masivas, con base y techo plano, alternando con lutitas marrones y amarillentas, masivas o localmente con laminación paralela.
32. 7.35 m. Cubiertos. Localmente afloran alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas grises y amarillentas y grauvacas grises de grano muy fino, masivas.
33. 7.5 m. Grauvacas rojizas de grano fino, masivas, en bancos decimétricos de base y techo plano. Hacia techo comienzan a intercalarse facies bandeadas grauváquico-lutíticas, rojizas y oscuras, con laminación paralela. También se intercalan algun nivel de lutitas verdosas masivas.
34. 1.6 m. Cubierto.
35. 1.35 m. Grauvacas rojizas de grano muy fino, masivas, alternando con facies bandeadas grauváquico-lutíticas con láminas milí a centimétricas paralelas.
36. 1.45 m. Grauvacas de grano medio a grueso grises a rojizas en bancos decimétricos con base levemente erosiva, masivas, con algunas laminaciones paralelas a techo de los bancos mas potentes, cantos blandos a la base y estratificación flaser a techo. Parecen presentar una tendencia estratodecreciente y localmente granodecreciente, aunque esto menos marcado.
37. 2.7 m. Alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas, con láminas milimétricas paralelas de grauvacas rojizas de grano muy fino y lutitas amarillentas.
38. 1.3 m. Grauvacas de grano fino a grueso, grises y rojizas, masivas. A muro existe un tramo muy alterado con manchas irregulares marrones y amarillentas con numerosas venas de cuarzo.
39. 3.2 m. Grauvacas rojizas y amarillentas de grano fino a medio, en capas centimétricas, masivas. A techo parece disminuir el tamaño de grano apareciendo intercalaciones centí a milimétricas lutíticas que le dan aspecto bandeado.
40. 1.35 m. Alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas amarillentas, con intervalos lutíticos amarillentos, masivos, localmente importantes.
41. 1.55 m. Cubierto.
42. 6.45 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas con intercalaciones tabulares centí a decimétricos de grauvacas rojizas de grano fino masivas.
43. 3.3 m. Lutitas, lutitas grauváquicas y grauvacas de grano muy fino, verdosas y amarillentas, todas masivas, con algunas laminaciones paralelas las lutitas.



44. 4.55 m. Cubierto. Localmente grauvacas grano muy fino, verdes, masivas y lutitas negras, violáceas y amarillentas, con laminación paralela - por cambios de color.
45. 1 m. Grauvacas de grano fino a medio, en niveles centi a decimétricos masivos o con laminaciones paralelas a muro y techo, base y techos planos.
46. 5.8 m. Cubierto a semicubierto, con esporádicos afloramientos de grauvacas de grano medio, grises y marrones; masivas o con gruesa laminación paralelas y lutitas negras con láminas blancas, rojizas o amarillentas.
47. 0.85 m. Grauvacas de grano medio a grueso, masivas o con laminación - cruzada de surco, en niveles decimétricos con base erosiva y techo plano. Presenta una intercalación formada por alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas de grano fino.
48. 9.6 m. Alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas, masivas, rojizas y marrones.

Techo: Cubierto.

Columna Navalvillar de Ibor II
(Fig. 5, nº 30; Fig. 46c; Fig. 49)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 5°24'52"W 39°35'31" N

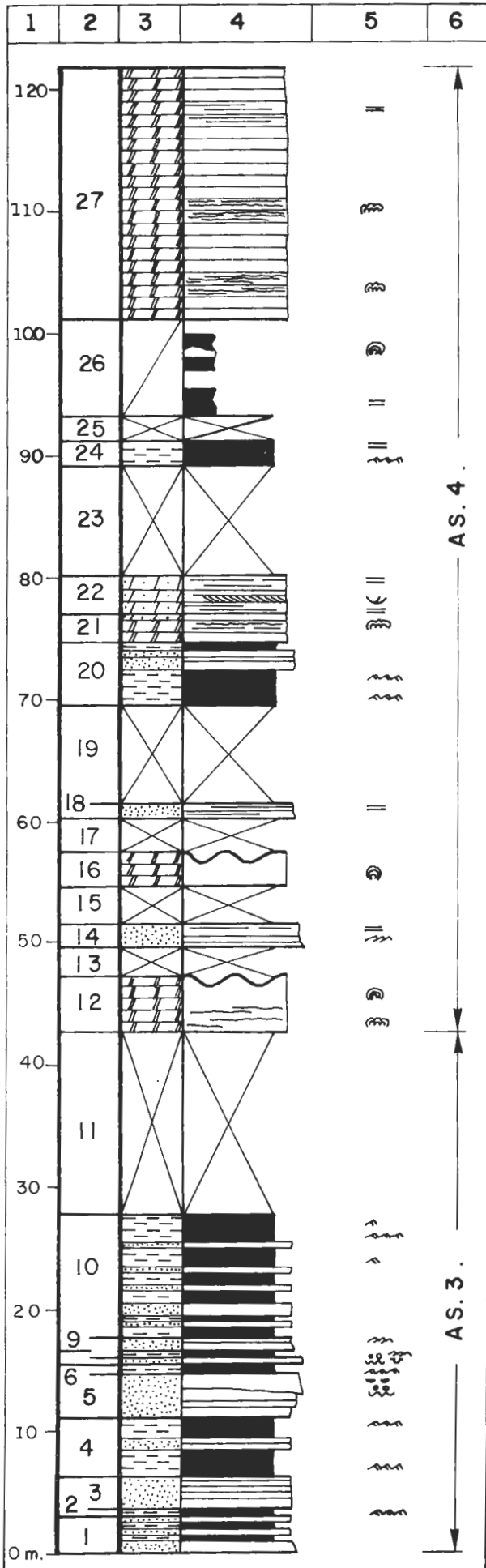
Techo: 5°24'40"W 39°35'38" N

Se ha levantado su parte basal en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, situándose su base en las proximidades del p. Km. 28,1, hasta las proximidades del puente sobre la Garganta Solobriga, prosiguiéndose a continuar por la margen derecha de dicha Garganta hasta finaliza la columna, fig. 46b.

Base: Cubierta.

- 3.05 m. Alternancia de tramos decimétricos de grauvacas grises y gris verdosas, de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos; - con tramos centimétricos de finas alternancias milimétricas grauváquico-lutíticas formando láminas paralelas.
- 0.7 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino muy alterados, marrón oscuros con límites muy irregulares debido a la esquistosidad, masivos o con tñues laminaciones paralelas milimétricas, con - alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas que forman una laminación paralela muy fina.
- 2.65 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris verdosas, masivas, en capas centi a decimétricas con bases y techos planos. Presenta dos intercalaciones de alternancias milimétricas grauvacalutita.
- 4.9 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino y lutitas con intercalaciones grauváquicas masivas, de grano fino, que son dominantes hacia la mitad del tramo.
- 3.45 m. Grauvacas grises de grano fino a medio, localmente gruesos, masivas, en bancos centi a decimétricos, con bases y techos planos y tendencia estratocreciente (thickening up). Localmente la base puede ser algo erosiva, con cantos blandos y cemento dolomítico. También pueden presentar estratificación flaser de lutitas oscuras, que pueden formar surcos.
- 0.75 m. Alternancia centimétrica de grauvacas de grano fino marrones, masivas; con alternancias milimétricas de grauvacas de grano muy fino y lutitas que forman una laminación paralela.
- 0.55 m. Grauvacas de grano grueso a medio con base plana, algo erosiva con cantos blandos y una huella de corriente indeterminada, debido a - la imposibilidad de acceder a ella, Su techo está ondulado. Masivo.
- 0.55 m. Alternancia centimétrica de grauvacas de grano fino, marrones, masivas; con alternancias milimétricas de grauvacas de grano muy fino y lutitas que forman una laminación paralela.
- 1.1 m. Grauvacas de grano fino a medio, en niveles deci a centimétricos con tendencia estratodecreciente (thinning up), con bases y techos planos, masivos con locales alternancias mili a centimétricas formada por alternancia milimétrica de lutitas y grauvacas las láminas de grauvacas con bases planas, en ocasiones erosivas y techos planos u ondulado. Las láminas lutíticas se adaptan a las inferiores, ambas son masivas. El tramo acaba en una pequeña fractura.
- 10.1 m. Grauvacas grises y verdosas, masivas, en capas centi a decimétricas con bases y techos planos. Alternan con láminas milimétricas de lutitas y grauvacas que se hacen dominantes a techo, donde se intercalan algunos niveles tabulares y lenticulares de grauvacas marrones de grano fino, alteradas, son masivos o presentan laminaciones cruzadas - de surco, muy tendidas.
- 15 m. Cubiertos.
- 4.5 m. Dolomías ankeríticas, marrones, muy recrystalizadas; masivas, - todo el tramo presenta formas monticulares, posiblemente debido a que su techo está cubierto.
- 2.5 m. Cubierto.
- 1.85 m. Grauvacas grises y ocres de grano medio a grueso, masivas o - con laminaciones paralelas. Son capas centi a decimétricas con tendencia estratocreciente (thickening up), con bases planas y techos planos u ondulado.
- 3 m. Cubierto.

Figura 48: Columna Navalvillar de Ibor I



16. 2.8 m. Máximo. Dolomias gris oscuras cripto a macrocristalinas masivas en un nivel con base plana y techo con formas monticulares, lo que hace que su potencia sea variable, posiblemente debido a que está cubierto.

17. 2.8 m. Cubiertos.

18. 1.2 m. Grauvacas gris verdosas y ocrea, masivas o con laminaciones paralelas, de grano fino a muy fino, en niveles tableados centimétricos con bases y techos planos.

19. 8 m. Cubierto.

20. 4.7 m. Alternancias milimétricas de grano fino a muy fino y lutitas - formando laminación paralela. A techo dominan grauvacas de grano fino, masivas, en niveles centimétricos con bases y techos planos, con locales intercalaciones de alternancias milimétricas grauváquico-lutítica.

21. 2.4 m. Dolomias ankeríticas, macrocristalinas, marrón-rojizas, masivas o con laminación paralela difusa, que pasan a dolomias arenosas, masivas.

22. 3.05 m. Dolomias micro a macrocristalinas, algo arenosas, grises, con laminación paralela planar o cruzada de surco de muy bajo ángulo, aunque es predominantemente masivo, con bancos decimétricos (hasta 60 cm.) - de bases planas y techos planos, localmente ondulados.

23. 9 m. Cubierto.

24. 2.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas, son marrones y clara; y forman láminas paralelas.

25. 2 m. Cubierto.

26. 8 m. Semicubierto, localmente alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas y un nivel monticular de dolomias ankeríticas, masivas.

27. 21 m. Dolomias ankeríticas marrones, macrocristalinas, masivas o con un bandeado que se traduce en una laminación paralela.

Techo: Cubierto, por encima alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas en tonos marrones, que forman una laminación paralela.

Columna Navalvillar de Ibor III (Fig. 5, nº 31; Fig. 46d; Fig. 50)

HOJA 681, Castañar de Ibor.

Base: 05°25'06"W 39°34'54" N

Techo: 05°25'26"W 39°35'02" N

Se ha levantado unos 750 m. al W de Navalvillar de Ibor, su base se sitúa sobre el río Ibor, unas decenas de metros al SE del puente sobre el río, - fig. 46c.

Base: Cubierta. Lateralmente y por debajo, grauvacas gris oscuras de grano fino a medio en bancos centí a decimétricos, en ocasiones métricos, con bases y techos planos, masivos, con intercalaciones de lutitas oscuras, masivas.

1. 19 m. Grauvacas gris oscuras de grano fino a medio, masivas, localmente con algunas laminaciones paralelas dispersas, a techo de algunas capas, estas son decimétricas, raramente centimétricas, con bases y techos planos. Localmente contiene alguna intercalación de grano grueso, ocre, cuya base es irregular por la existencia de huellas de carga, al nivel está algo esculpado. Una capa presenta clastos de cuarzo y de grauvacas grises, en esta capa se aprecia una laminación paralela - por orientación de los ejes de los clastos. Existen algunas intercalaciones de lutitas oscuras masivas.

2. 10.6 m. Lutitas grises, rara vez grauvacas de grano fino, todas con cantos, desde aislados hasta formando niveles centí a decimétricos, - presentan límites irregulares, incluso lateralmente, solo a veces parecen algo organizados. Hacia techo aumenta la cantidad de lutitas y disminuye la de cantos. Los clastos son de cuarzo, cuarcita, alguno de lídita, y posibles feldespatos, localmente aparecen de grauvacas, son de 6 cm. de tamaño máximo, con 0,5 cm. de media, fundamentalmente subredondeados a angulosos, localmente están orientados. Las lutitas son masivas, aunque si no presentan cantos se aprecia una tenue laminación paralela irregular.

3. 75 m. Visibles. Lutitas gris oscuras, masivas o con laminaciones paralelas milimétricas blancas a ocre-marrones. Son mas masivas hacia la base y hacia techo.

4. 20. m. Cubierto.

5. 3.5 m. Grauvacas de grano fino a medio, localmente microconglomeráticas. La base del tramo no se ve bien. Son bancos decimétricos masivos, que a veces presentan una laminación paralela amplia por alternancia - de tamaños de grano.

6. 12.5 m. Visibles. Alternancia mili a centimétrica de lutitas grises y verdes, con grauvacas de grano fino a medio, ocre, que presentan bases y techos planos, en algun nivel se ven ripples de corriente.

Techo: Alternancia mili a centimétricas de lutitas y grauvacas.

Figura 49: Columna Navalvillar de Ibor II

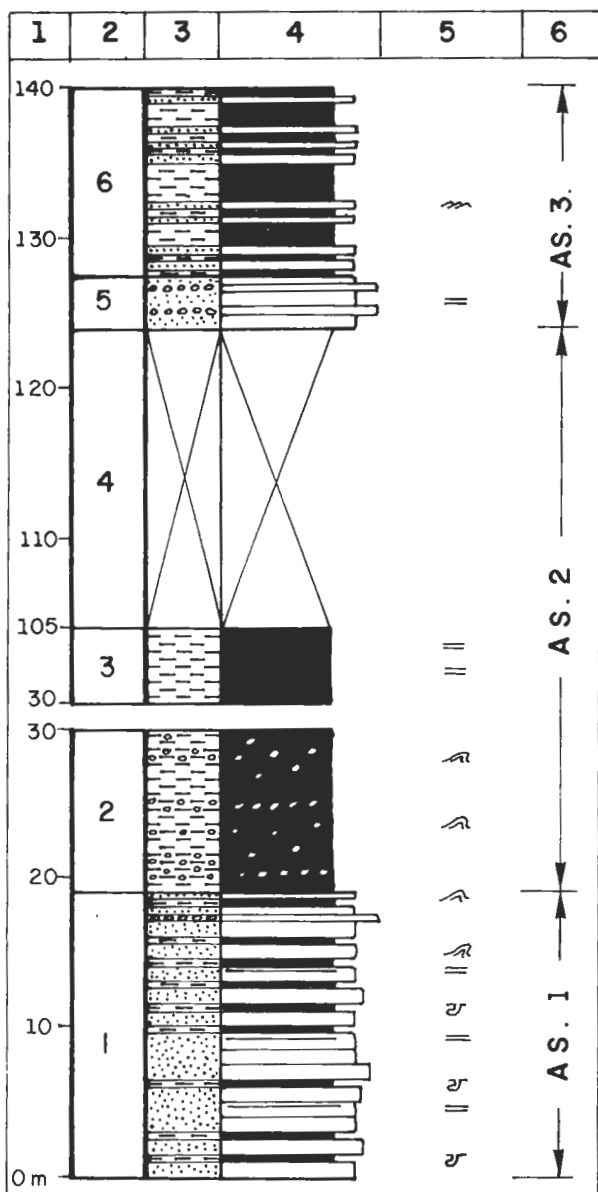


Figura 50: Columna Navalvillar de Ibor III

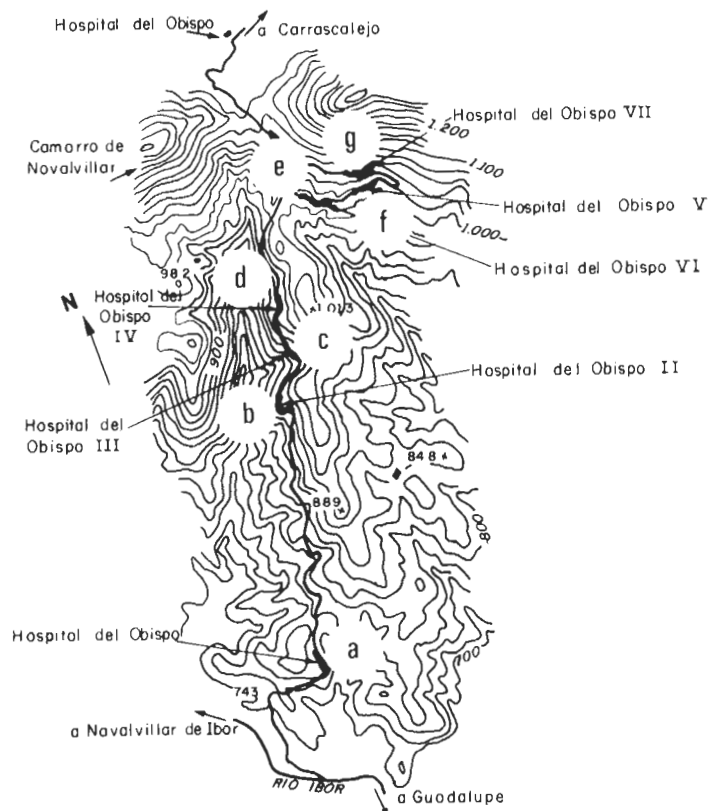


Figura 51: a-g, Columnas Hospital del Obispo I a VII

Columna Hospital del Obispo I (Fig. 5, nº 32; Fig. 51a; Fig. 52)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°21'28"W 39°32'00" N
Techo: 5°21'28"W 39°32'02" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalmoral de la Mata-Guadalupe, Km. 42.7. - Al N del pareje denominado La Venta Real, fig. 51a.

Base: Lutitas verdosas masivas o con locales laminaciones paralelas mili a centimétricas, espaciadas, en un tramo potente.

1. 1.35 m. Conglomerados a microconglomerados cuarcíticos con clastos subredondeados a redondeados (centil 2 cm., media 4 mm.) Totalmente masivo con una ligera tendencia granocreciente (coarsening up). Su base está fuertemente tectonizada.
2. 0.7 m. Lutitas verdosas a grises con laminación paralela milimétrica - ocre espaciadas. Presentan una intercalación lenticular microconglomerática masiva en la base del tramo. El tramo está fuertemente tectonizado, presentando lateralmente mayor potencia.
3. 2.4 m. Microconglomerados a conglomerados cuarcíticos, muy intruido - por venas de cuarzo. Su base y su techo son planos. Masivo (centil 15 mm. media 2 mm).
4. 2 m. Lutitas verdes a grises, en un tramo muy tectonizado, con numerosos diques de cuarzo. Acaba con un tramo centimétrico de microconglomerados cuarcíticos masivos, con base y techo plano.
5. 0.5 m. Cubierto, posible fractura.
6. 0.9 m. Lutitas grises a verdes, masivas.
7. 0.45 m. Microconglomerados cuarcíticos, masivos, no se aprecia bien su límite inferior. Presenta disminución de tamaño de grano hacia techo, pasando a niveles arenosos de grano medio masivos.
8. 1.05 m. Lutitas verdes masivas muy tectonizadas con un entramado de venas rojizas.
9. 4.1 m. Alternancia de conglomerados y microconglomerados cuarcíticos, masivos, en bancos decimétricos con límites planos que normalmente no se aprecian bien, dominan hacia la base, mientras que hacia techo pasan a grauvacas de grano medio a grueso, verdosas, masivas.

- 10. 0.3 m. Cubierto.
- 11. 1.8 m. Lutitas amarillentas masivas con locales intercalaciones de grauvacas de grano fino a muy fino, masivas, con límites difusos con las lutitas.
- 12. 0.85 m. Cubierto.
- 13. 0.6 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, masivas, que presentan malos afloramientos.
- 14. 9.5 m. Lutitas gris oscuras con colores superficiales amarillos, rojos o verdes, son masivas o con esporádicas laminaciones paralelas rojizas, por acumulación de clastos con halos rojizos en láminas. Presenta intercalaciones hacia la mitad y a techo de grauvacas grises a blanquecinas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela, siendo sus límites difusos.

Techo: Cubierto.

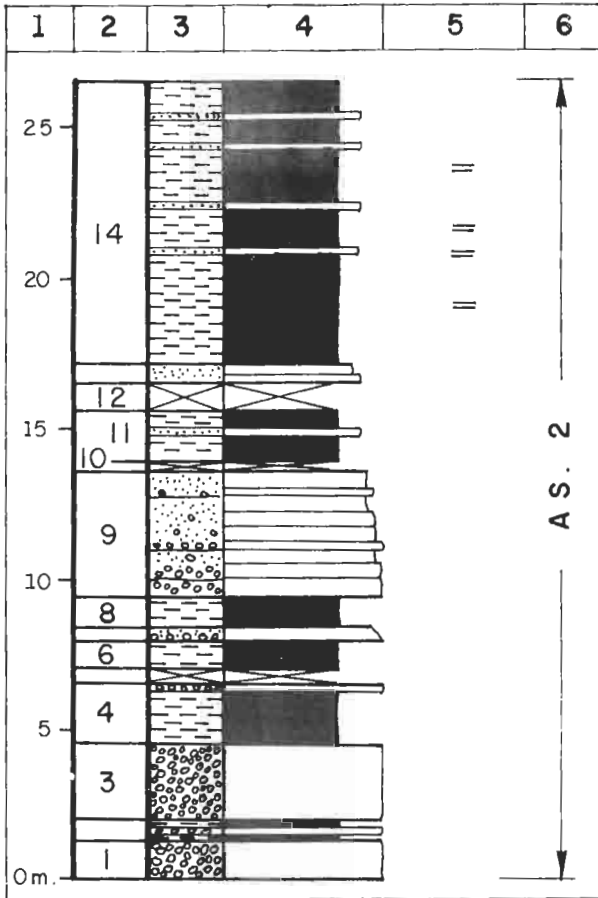


Figura 52: Columna Hospital del Obispo I

- 6. 11 m. Cubiertos.
- 7. 5.45 m. Dolomias macrocristalinas ankeríticas, marrones, gris oscuras en corte, masivas. Hacia la base los niveles presentan formas monticulares decimétricas, mientras que a techo son mas tabulares y centimétricas, tendencia estratodecreciente.
- 8. 2.05 m. Cubiertos.
- 9. 1.3 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en óxido de hierro y lutitas grauváquicas que definen una laminación paralela planar.
- 10. 3.25 m. Cubierto.
- 11. 0.65 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y lutitas grauváquicas.
- 12. 5.1 m. Cubierto, localmente alternancia milimétrica de lutitas mas o menos ricas en terrígenos.
- 13. 1.55 m. Alternancias milimétricas de láminas grauváquicas de grano fino a muy fino amarillentas masivas y láminas lutíticas oscuras, masivas. La laminación es planar, raramente ondulada (wavy) y esporádicamente parecen cortarse láminas. Hacia la base presentan una intercalación de grauvacas de grano fino a medio, marrones, masiva, alteradas en un nivel centimétrico de base y techo plano.
- 14. 4.05 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y niveles grauvacas marrones, alterados, que se presentan en niveles centimétricos con bases y techos irregulares, debido a la esquistosidad.
- 15. 1.3 m. Cubierto.
- 16. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a medio amarillas y marrones, masivas en bancos centimétricos de base y techo plano. A techo alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos. Algun nivel presenta acumulación de vendotaenidos.
- 17. 1.8 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y niveles de grauvacas marrones, alteradas que se presentan en niveles centimétricos con bases y techos irregulares debido a la esquistosidad.
- 18. 10 m. Semicubierto, con locales alternancias de lutitas y grauvacas con niveles con vendotenias.

Techo: Grauvacas de grano fino a muy fino y lutitas masivas formando láminas de unos materiales en los otros. Mas arriba presenta tramos alterados marrones.

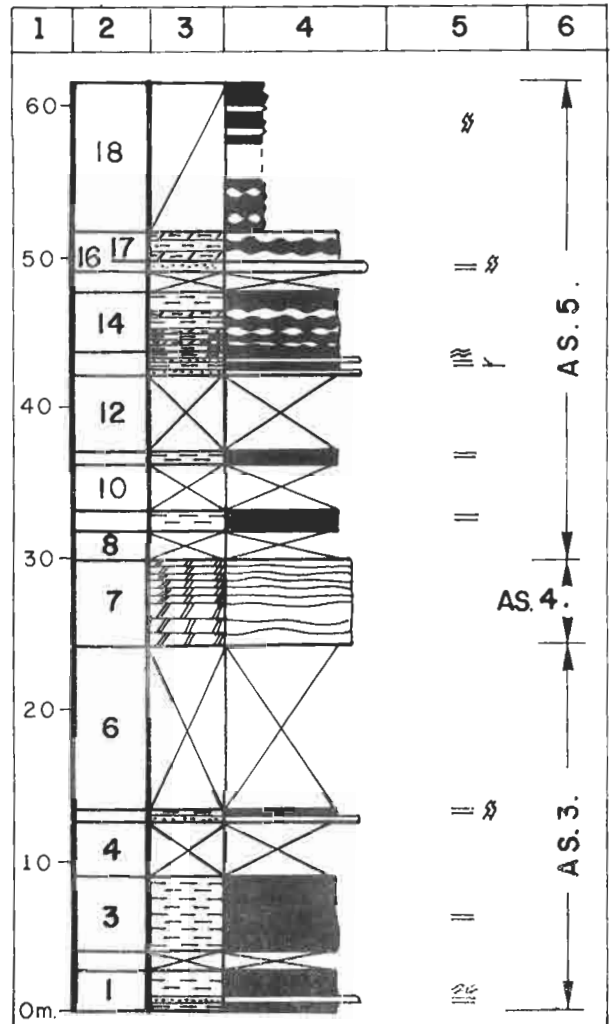


Figura 53: Columna Hospital del Obispo II

Columna Hospital del Obispo II
(Fig. 5, nº 33; Fig. 51b; Fig. 53)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°21'16"W 39°33'10" N
Techo: 5°21'21"W 39°33'11" N

Se ha levantado en la carretera que sube al collado del Hospital del Obispo; carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalморal de la Mata - Guadalupe, Km. 39.6, fig. 51b.

Base: Cubierta.

- 1. 2.9 m. Alternancia milimétrica de lutitas mas o menos ricas en terrígenos, grises y verdes, hacia la base pueden presentar láminas grauváquicas de grano muy fino que localmente pueden estar onduladas.
- 2. 1.1 m. Cubierto.
- 3. 5 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos que pueden presentar láminas paralelas de lutitas grauváquicas grises claras y oscuras a negruzcas.
- 4. 3.55 m. Cubiertos.
- 5. 0.7 m. Grauvacas de grano fino, amarillas, masivas o con laminación paralela irregular en capas centimétricas con bases y techos planos. Presenta algunas intercalaciones centimétricas alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en terrígenos, grises y verdes. Presenta niveles con vendotaenidos.

Columna Hospital del Obispo III
(Fig. 5, nº 34; Fig. 51c; Fig. 54)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 05°21'09"W 39°33'23" N
Techo: 05°21'11"W 39°33'26" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera Navalmoral de la Mata-Guadalupe, Km. 39.

Base: Cubierta.

1. 0.7 m. Alternancias milimétricas de lutitas mas o menos ricas en óxido de hierro y opacos que provoca una alternancia de láminas claras, oscuras y rojizas. Presentan a techo una intercalación grauváquica de grano fino amarillenta. masiva.
2. 0.85 m. Alternancias milimétricas de lutitas gris oscuras y gris claras, con niveles de lutitas oscuras masivas.
3. 2.35 m. Grauvacas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela en niveles mili a centimétricos con base ondulada, levemente erosiva o plana y techo plano. Alternan con láminas milimétricas de lutitas gris oscuras, masivas. Presenta localmente niveles con decantación de *Vendotaenidos*.
4. 1.4 m. Alternancia de lutitas mas o menos ricas en terrígenos y de grauvacas de grano fino a medio, masivas o con locales laminaciones paralelas.
5. 0.8 m. Cubierto.
6. 0.7 m. Lutitas grises masivas, a techo presentan estratificación lenticular.
7. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a medio, en la base, masivas a muro y con laminación paralela a techo, que pasa a lutitas grises con estratificación lenticular y por último lutitas finas grises masivas, con algunas lenticulas justo a techo, formando una secuencia de granulometría decreciente.
8. 2 m. Lutitas finas grises, masivas, con tramos que presentan estratificación lenticular. A la base presentan un tramo arcilloso marrón, alterado.
9. 3.9 m. Cubierto, localmente lutitas grises masivas y grauvacas amarillas de grano fino.
10. 1.6 m. Lutitas grises masivas, con locales estratificaciones lenticulares y niveles tabulares de base y techo plano de grauvacas de grano fino, amarillentas, masivas.
11. 3.55 m. Cubierto, locales afloramientos de lutitas grises.
12. 0.9 m. Lutitas grises con lenticulas de lutitas grauváquicas verdes.

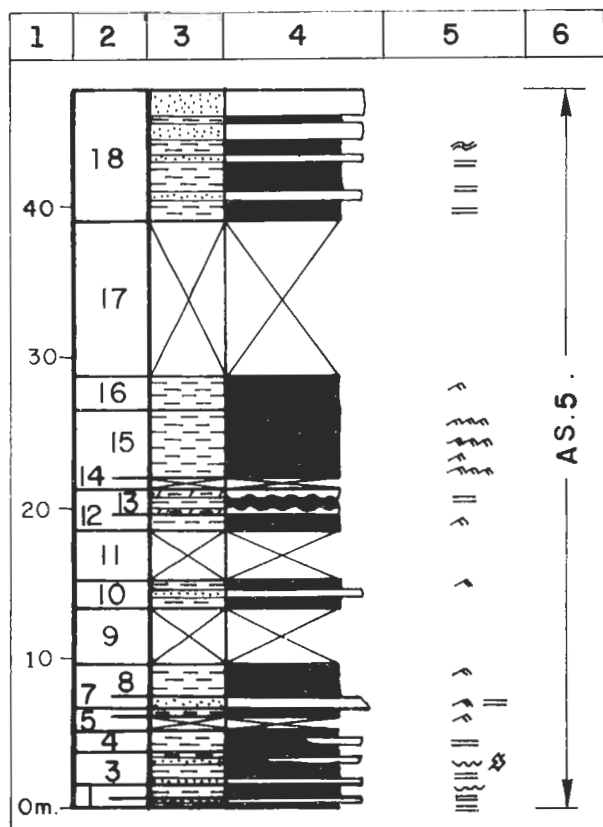


Figura 54: Columna Hospital del Obispo III

13. 1.85 m. Lutitas gris claras masivas o con laminación paralela esporádica. A muro presentan intercalaciones lenticulares de grauvacas amarillentas masivas.
14. 0.6 m. Cubierto.
15. 4.55 m. Alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino masivas y lutitas con una microlaminación interna por acumulación de óxidos de hierro en láminas. La laminación general es paralela, pero puede ser cruzada planar o presentarse lenticulas grauváquicas.
16. 2.4 m. Lutitas gris oscuras, localmente grauváquicas con estratificación lenticular. A muro presenta pequeñas intercalaciones de grauvacas de grano fino marrones, alteradas, masivas.
17. 1.35 m. Cubierto, a muro presentan locales afloramientos de lutitas gris claras con laminaciones paralelas, con niveles nodulosos de grauvacas marrones alteradas.
18. 8.6 m. Lutitas grauváquicas gris verdosas con laminación paralela, hacia techo aumenta el tamaño de grano pasando a grauváquicas de grano fino, masivas, en niveles tabulares de base y techo plano. A techo, alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, que pueden formar lenticulas y lutitas oscuras, la laminación puede estar ondulada.

Techo: Cubierto. Al seguir por la carretera se repite serie.

Columna Hospital del Obispo IV
(Fig. 5, nº 35; Fig. 51d; Fig. 55)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 05°21'10"W 39°33'36" N
Techo: 05°21'12"W 39°33'30" N

Se ha levantado en la carretera que sube al collado del Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. 38,7, fig. 51d.

Base: Cubierta.

1. 5.95 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas, formando una laminación paralela, en alguna lámina mas gruesa se aprecia granoclasificación negativa y laminación cruzada de muy bajo ángulo. Presentan intercalaciones de grauvacas de grano fino, ocres y amarillentas, en niveles tabulares centi a decimétricos con bases planas y techos planos a ondulados. Son masivas o con escasas laminaciones paralelas.
2. 3 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas, grises y con grauvacas de grano muy fino, que presentan una laminación paralela. Fractura, zona tectonizada.
3. 3.55 m. Alternancias milimétricas de lutitas oscuras y grauvacas de grano fino a muy fino. Son dominantes las primeras.
4. 6.5 m. Lutitas grises con esporádicas láminas de lutitas grauváquicas gris claras a oscuras, masivas o con laminación paralela.
5. 3 m. Lutitas gris oscuras, alteradas a tonos amarillos y ocres, son masivas o con laminación paralela. Presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino, marrones, masivas, con bases y techos planos.
6. 0.9 m. Cubierto. Hacia la mitad aflora un banco de grauvacas de grano fino a medio, masivo con base y techo plano.
7. 1.65 m. Lutitas gris oscuras a verdes, masivas, con locales laminaciones paralelas de colores blanquecinos.
8. 0.6 m. Cubierto.

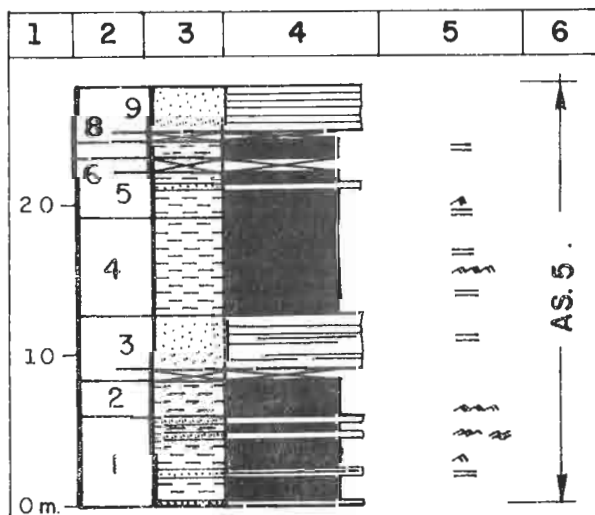


Figura 55: Columna hospital del Obispo IV

- 3 m. Grauvacaas de grano fino a medio, en niveles centi a decimétricos - con bases y techos planos, masivos, localmente alterados a tonos negro amarillentos.

Techo: Cubierto.

Columna Hospital del Obispo V
(Fig. 5. nº 36; Fig. 51e; Fig. 56)

HOJA: 681, Castañar de Ibor
Base: 5°20'21"W 39°33'59" N
Techo: 5°20'30"W 39°33'57" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso, a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. - 36.2, fig. 51e.

Base: Semicubierta, afloran lutitas negruzcas, mas abajo, cubierto.

1. 1.2 m. Lutitas negruzcas con láminas centimétricas blancas.
2. 1 m. Cubierto. En la base grauvacas de grano fino gris verdosas, masivas, de las que no se aprecian ni su muro ni su techo.
3. 2.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino verdes, dominantes a techo y láminas lutíticas negras que dominan hacia muro, donde pueden presentar láminas blancas de lutitas grauváquicas.
4. 1.5 m. Cubierto.
5. 3.5 m. Grauvacas de grano fino gris claro a rojizas, masivas en capas centimétricas cuya morfología no se aprecia bien, parecen tener bases y techos planos. Presentan laminaciones paralelas de lutitas grauváquicas oscuras. En contacto con el tramo siguiente, mediante falla.
6. 4.25 m. Lutitas negras con bandas blancas de lutitas grauváquicas, localmente alteradas. Presentan intercalaciones centimétricas de grauvacas de grano fino rojizas, masivas o con laminación paralela que pueden ser lenticulares. Su techo está fallado.
7. 13.2 m. Alternancias milimétricas de lutitas y lutitas grauváquicas negras y blancas o gris claras y gris oscuras.

Techo: Cubierto.

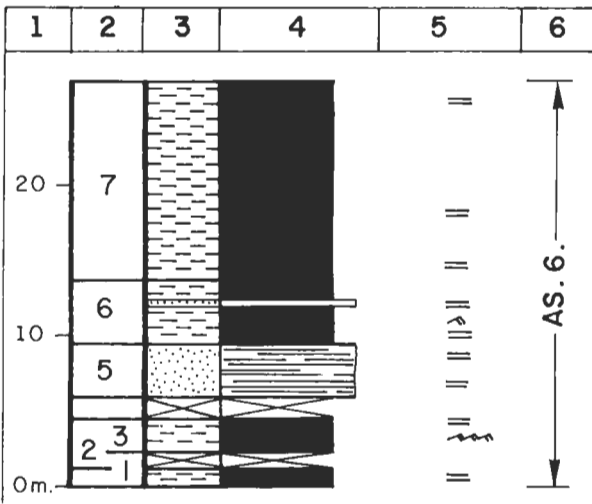


Figura 56: Columna Hospital del Obispo V

Columna Hospital del Obispo VI
(Fig. 5. nº 37; Fig. 51f; Fig. 57)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°20'35"W 39°33'58" N
Techo: 5°20'41"W 39°34'00" N

Se ha levantado en la carretera al Hospital del Obispo, carretera de Villar del Pedroso a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. - 36.8, fig. 51f.

Base: Cubierta.

1. 1.3 m. Alternancias milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino rojizas con bases y techos irregulares, con lutitas verde-negruzcas - que puede contener estratificación lenticular con lenticulas muy finas (pin stripe). Las lutitas pueden estar alteradas a tonos rojizos.
2. 4.45 m. Grauvacas grises a rojizas de grano fino, masivas, en bancos centi a decimétricos con bases planas, que pueden ser algo erosivas y techos planos. Presenta localmente hacia la base tramos con laminación paralela.

3. 6 m. Lutitas gris oscuras y gris claras, las oscuras son mas finas, - pueden estar alteradas y presentar otros colores, presentan laminación paralela o estratificación lenticular muy fina.

4. 3 m. Alternancias de grauvacas grises y ocres de grano fino y lutitas gris oscuras a negras. Las primeras en bancos centimétricos con bases y techos planos. Ambas masivas.

5. 1.5 m. Cubierto.

6. 1.5 m. Lutitas gris oscuras masivas, con una intercalación de lutitas gris clara muy alteradas con nódulos amarillentos y rojizos. Contienen algunos tramos centimétricos grauváquicos con láminas paralelas de lutitas oscuras.

7. 1.35 m. Lutitas grauváquicas gris oscuras, con pasadas laminares de grauvacas de grano fino verdosas, que raramente son lenticulares. Los niveles gruesos presentan base plana u ondulada con local desarrollo de pseudonódulos y techo plano.

8. 0.4 m. Grauvacas de grano fino a medio gris oscuras, con láminas lutíticas milimétricas. Tanto la base como el techo del tramo están ondulados.

9. 0.15 m. Grauvacas de grano medio, localmente grueso, gris verdosas, - con cantos blandos. Aparecen en niveles centimétricos con bases y techos planos separados por láminas lutíticas oscuras, masivas milimétricas.

10. 1.05 m. Grauvaca cuarcíticas de grano grueso, gris oscuras, masivas. - Tanto su base como su techo está ondulado, siendo su base suavemente erosiva.

11. 0.5 m. Lutitas finas negruzcas, que presentan láminas grauváquicas verdes de grano fino. Ambas pueden presentar tenues laminaciones por acumulación de opacos en láminas, que le dan al tramo el tono negruzco. Presenta a techo un nivel con decantación de *Vendotaenidos*.

12. 1.2 m. Grauvacas de grano fino a medio, grises, ocres y verdosas, en niveles tabulares decimétricos con bases planas y techos planos localmente ondulados, son masivos o con laminaciones de grano mas fino, grauváquicas o lutíticas negruzcas, planares, sobre todo a techo. A muro contiene una pequeña intercalación centimétrica de lutitas negruzcas. Parecen presentar una leve tendencia estratodecreciente (thinning up), no muy marcada.

13. 0.85 m. Lutitas gris oscuras masivas, con láminas milimétricas grauváquicas, verdes, masivas. A techo contiene algunas intercalaciones de grauvacas de grano fino, localmente medio que presentan una tenue laminación paralela, con bases suavemente erosivas y techos planos.

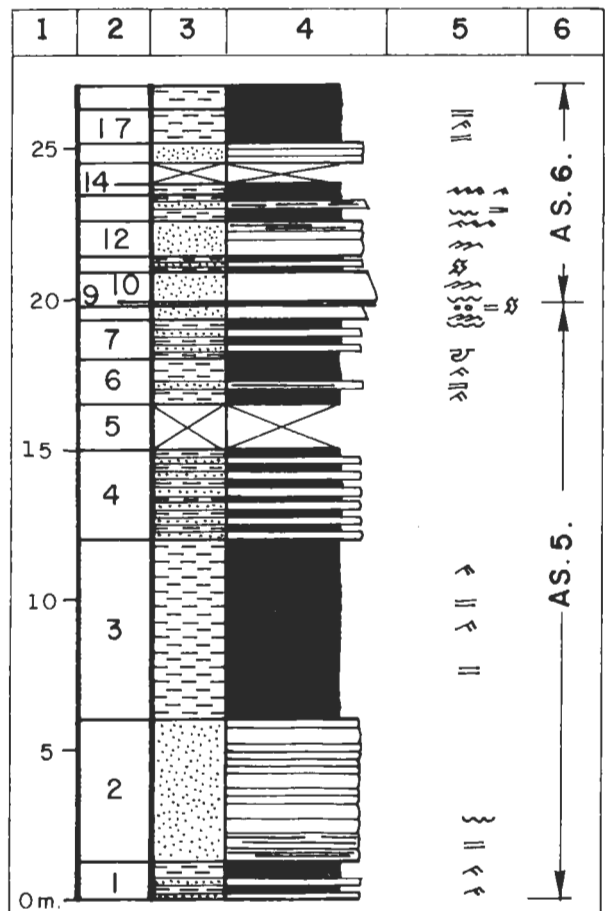


Figura 57: Columna Hospital del Obispo VI

14. 0.4 m. Alternancia milimétrica de lutitas negras y grauvacas o lutitas grauváquicas blancas que localmente pueden ser lenticulares, sobre todo a techo.
15. 0.65 m. Cubierto.
16. 0.65 m. Grauvacas grises de grano fino, masivas. Tanto su base como su techo no se aprecian bien.
17. 1.1 m. Alternancias milimétricas de blancas, negras, grises, amarillas y rojizas, algunas de las cuales pueden ser lenticulares. Formadas por lutitas, lutitas grauváquicas y localmente grauvacas de grano muy fino, con diversos contenidos en opacos y óxidos de hierro, los cuales pueden alterarse.
18. 0.8 m. Lutitas negras masivas, con locales pasadas de láminas milimétricas de lutitas grauváquicas verdes masivas.

Techo: Cubierto.

Columna Hospital del Obispo VII
(fig. 5, nº 38; Fig. 51g; Fig. 58)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°20'19"W 39°34'01" N
Techo: 5°20'23"W 39°34'02" N

Se ha levantado en la carretera de Villar del Pedroso a la carretera de Navalmoral de la Mata a Guadalupe, Km. 35,7, en las proximidades del collado del Hospital del Obispo, fig. 51g.

Base: Cubierta.

1. 7.55 m. Grauvacas rojizas, amarillentas y ocre, masivas, en bancos centi a decimétricos con muy esporádicas laminaciones paralelas. Su base está semicubierta.
2. 1 m. Cubierto.
3. 5.05 m. Lutitas negruzcas masivas o con esporádicas láminas blanquecinas se alteran a muchos colores.
4. 9.55 m. Alternancia milimétrica de lutitas y limolitas cuarcíticas, con abundantes opacos, negras y blancas con alteraciones a otros tonos similares a las del tramo anterior, a la base parecen ser mas grauváquicas
5. 1.9 m. Cubierto a semicubierto, afloran lutitas y limolitas cuarcíticas en alternancias milimétricas.
6. 1.3 m. Lutitas grauváquicas verdes con laminaciones paralelas muy finas pasa insensiblemente al tramo superior.
7. 9.3 m. Grauvacas amarillo-rojizas de grano fino y ocre-verdosos con tamaño de grano algo mas grueso, en bancos centi a decimétricos con bases y techos planos que hacia la base presentan laminación paralela que desaparece hacia techo siendo los bancos masivos.
8. 1 m. Cubierto hacia la base, para pasar a niveles grauváquicos centimétricos con base y techo plano, con laminación paralela o masivos. Acaba con una capa decimétrica de grauvacas de grano medio a grueso, ocre y grises, masivas, cuya morfología no se ve bien.

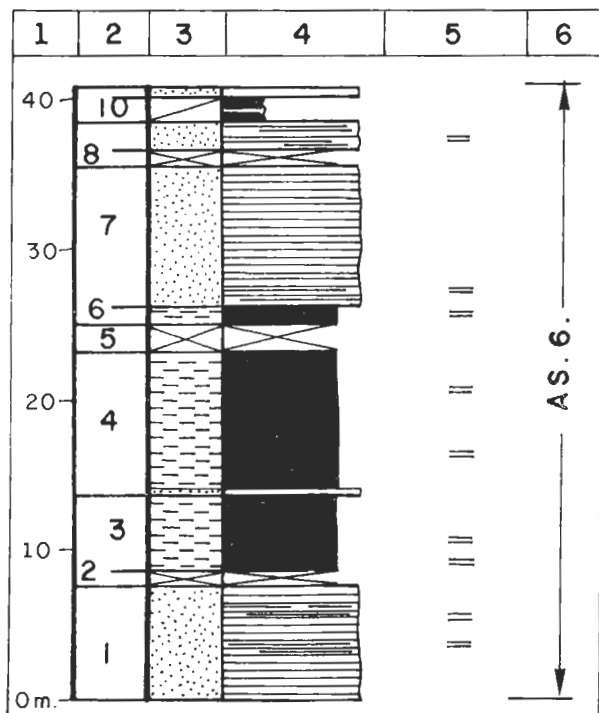


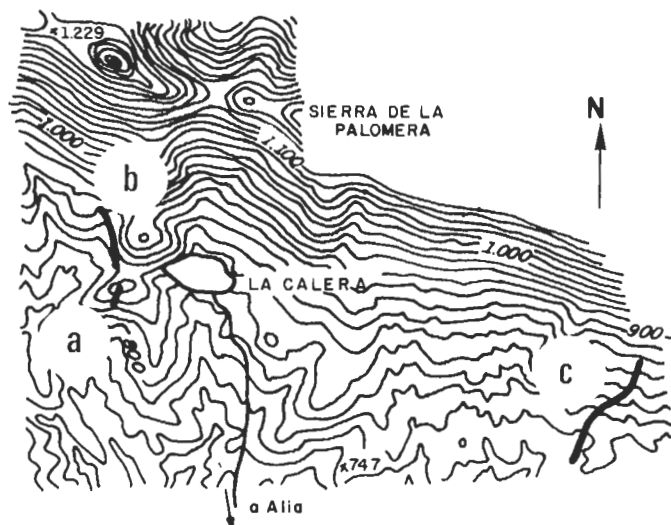
Figura 58: Columna Hospital del Obispo VII

9. 1.9 m. Grauvacas rojizas-ocres, de grano fino a medio con locales laminaciones paralelas.
10. 1.8 m. Semicubierto, locales afloramientos de lutitas grauváquicas verdes y grauvacas grises de grano fino con láminas lutíticas oscuras.
11. 0.55 m. Grauvacas rojizas de grano fino, en capas centimétricas con bases y techos planos, masivas.

Techo: Cubierto, canchales con afloramientos dispersos de materiales grauváquicos y lutíticos.

HOJA 681 CASTAÑAR DE IBOR

0 0,5 1Km.



**Figura 59: a, Columna La Calera I
b, Columna La Calera II
c, Columna La Calera III**

Columna La Calera I
(Fig. 5, nº 39; Fig. 59a; Fig. 60)

HOJA 681, Castañar de Ibor
Base: 5°15'25"W 39°30'54" N
Techo: 5°15'25"W 39°30'56" N

Se ha levantado en las antiguas explotaciones de cal, 400 m. al WNW de la Calera, fig. 59a.

Base: Cubierta.

1. 2.4 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos, localmente muy potentes (hasta 75 cm.), con intercalaciones mili a centimétricas de dolomías arenosas, amarillentas, con laminación paralela, muy localmente masivas, que parecen tapizar superficies irregulares, posiblemente erosivas, a las que se adapta la laminación.
2. 11 m. Dolomías grises masivas, hacia la base contienen intercalaciones lenticulares de dolomías arenosas amarillentas. A techo son grises con láminas amarillentas que pueden ser paralela planar y cruzada tanto planar como de surco. Localmente presentan aspecto brechoide.
3. 4.45 m. Dolomías grises masivas, en bancos decimétricos, con bases y techos planos, aunque irregulares, debido posiblemente a fenómenos de disolución bajo presión (estilolitos).
4. 0.5 m. Dolomías gris amarillentas arenosas, muy recrystalizadas, con base claramente erosiva, en niveles centimétricos, que presentan acunamientos laterales. Su techo no se ve bien.
5. 5.5 m. Cubierto a semicubierto, localmente afloran hacia la base dolomías grises, masivas, en bancos decimétricos, con bases y techos planos aparentemente.

Techo: Cubierto, unos 50 m. por encima aproximadamente, se situa el corte La Calera (II).

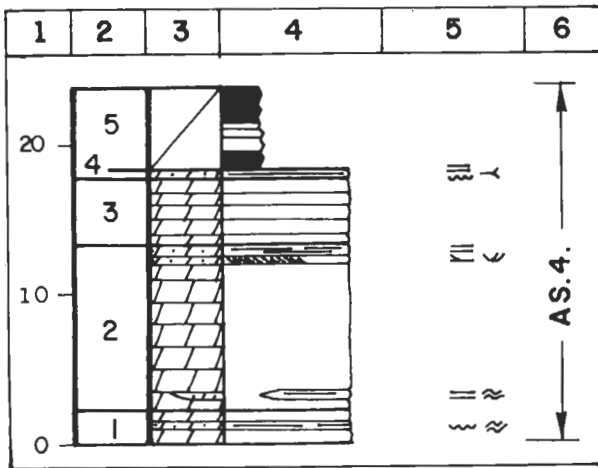


Figura 60: Columna La Calera I

Columna La Calera II
(Fig. 5, nº 40; Fig. 59b; Fig. 61)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°15'29"W 39°31'01" N
Techo: 5°15'30"W 39°31'07" N

Se ha levantado sobre un camino que sale de la pista de La Calera al Hospital del Obispo, en el collado de la Era de La Calera y sube hacia el vértice Sobacorbas, aunque no llega a él, 500 m. al NW de La Calera, fig. 59b.

Base: Cubierta, por debajo, estratigráficamente, se sitúa el corte La Calera - (I).

1. 11 m. Lutitas verdes, con láminas milimétricas lutíticas rojas y amarillentas, aunque fundamentalmente son masivas.
2. 17.8 m. Lutitas verdes localmente grises, masivas, con intercalaciones mili a centimétricas formadas por alternancias milimétricas de lutitas y limolitas formando una laminación paralela.
3. 1.6 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris oscuras, con tenues laminaciones paralelas mas claras. Su base está levemente tectonizada y su techo es plano, aunque desaparece lateralmente, presentando morfología suavemente lenticular.
4. 10.7 m. Lutitas verdes masivas o con laminaciones paralelas. Presenta algunas pequeñas fracturas.
5. 32 m. Grauvacas de grano fino, ocre-amarillentas, masivas o con escasas laminaciones paralelas y ripples en bancos centi a decimétricos - con base y techo plano. Presentan intercalaciones de lutitas verdes - con láminas paralelas de grauvacas de grano fino a medio, rojizas, que son mas abundantes a muro. A techo presenta alternancias centimétricas de grauvacas de grano fino.
6. 19.7 m. Lutitas verdes, finas, masivas o con laminación paralela. Esporadicamente, a techo, presenta intercalaciones lenticulares y tabulares mili a centimétricas de grauvacas de grano fino, masivas.
7. 2.55 m. Cubierto.
8. 3 m. Semicubierto, a muro afloran localmente lutitas verdes y rojas, - masivas.
9. 7.35 m. Lutitas verdes con láminas paralelas blanquecinas. A muro lutitas rojizas, masivas.
10. 1.5 m. Cubierto.
11. 26 m. Lutitas verdes y rojizas, masivas con algunas intercalaciones tabulares centimétricas de grauvacas de grano fino, masivas o localmente con laminación paralela.
12. 8.7 m. Cubierto, afloran lutitas rojizas muy tectonizadas, con aspecto milonítico.
13. 13.2 m. Lutitas verdes y rojizas, masivas, con intercalaciones de grauvacas de grano fino y lutitas grauváquicas. Algunos niveles presentan aspecto fluidificado. Con zonas tectonizadas de aspecto milonítico.
14. 1 m. Cubierto.
15. 4 m. Grauvacas de grano fino grises, masivas o con laminaciones paralelas en niveles decimétricos, con bases y techos planos.
16. 2.75 m. Lutitas finas grises, muy compactas, en niveles centimétricos, alternando también con tramos centimétricos de grauvacas de grano fino a grueso, mas grueso hacia techo, masivas, que se presentan en niveles tabulares con base plana o erosiva, hacia techo, y techos planos.
17. 4.45 m. Grauvacas de grano grueso a fino, grises con cantos blandos en la base y laminaciones cruzadas de surco dispersas, aunque lo mas normal es que sea masivo. Se presenta en tramos centi a decimétricos (máximo 40 cm.) cuyo nivel basal presenta base claramente erosiva, los de

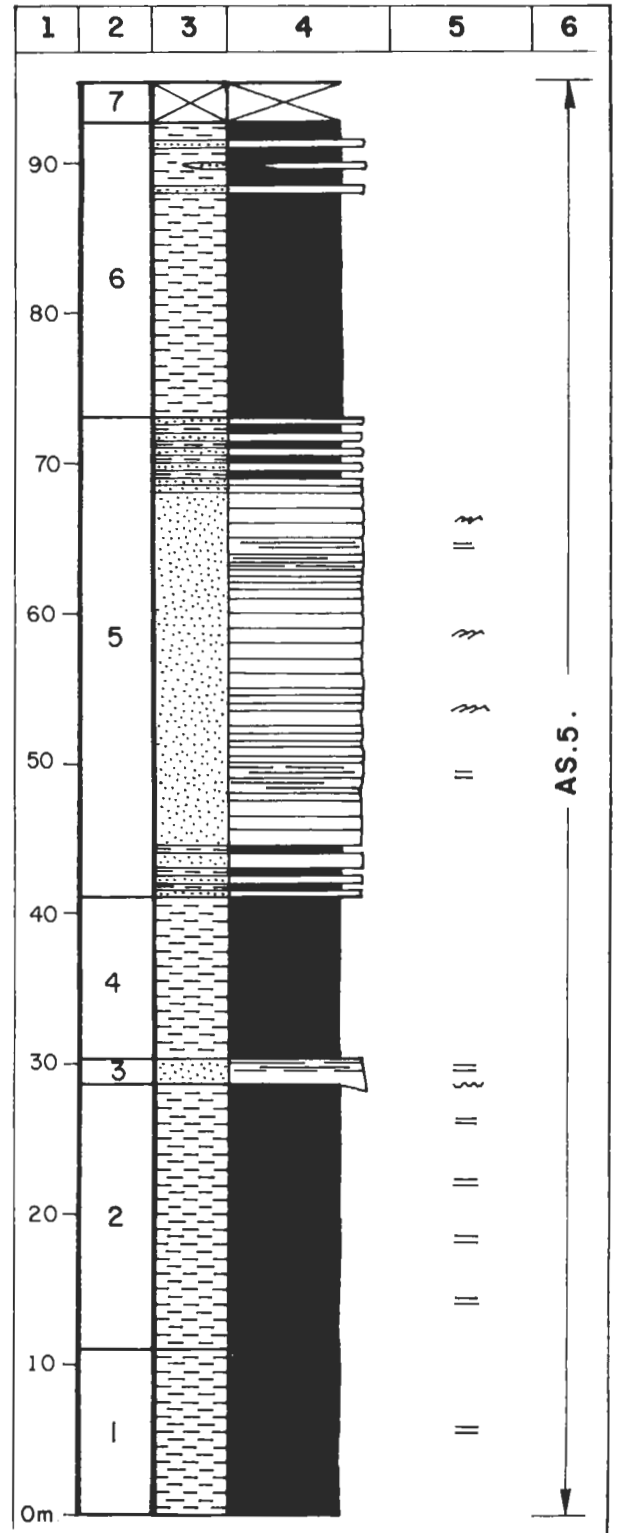


Figura 61: Columna La Calera II

mas niveles presentan bases mas planas, erosivas pudiendo apoyarse sobre el primer nivel, la base del segundo, con techos planos a ondulados. Parece estar formado por 3 secuencias estratodecrecientes, posiblemente granodecrecientes (thinning y fining upward), con una macrotenencia también estratodecreciente.

18. 7.55 m. Grauvacas de grano medio a fino con base erosiva, que puede tener cantos blandos y techo plano localmente ondulado y con estratificación flaser. Pasa a una alternancia milimétrica de grauvacas de grano fino, claras, con base y techo plano, masivas, que localmente son lenticulares; con lutitas y limolitas oscuras muy compactas, masivas. Finalmente se presentan alternancias milimétricas de lutitas negras y - blancas, con estas últimas dominando hacia techo. El tramo acaba en un nivel arcilloso marrón, alterado, formando una serie de secuencias granodecrecientes.
19. 28.4 m. Alternancias centi a decimétricas de grauvacas de grano fino a

muy fino, en ocasiones medio, claras, en niveles tabulares, con bases ligeramente erosivas, en ocasiones masivas; con lutitas negras y/o grises, masivas y locales intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas. Hacia techo disminuye el tamaño de grano y la potencia de las intercalaciones grauváquicas dominando las últimas facies descritas.

Techo: Cubierto.

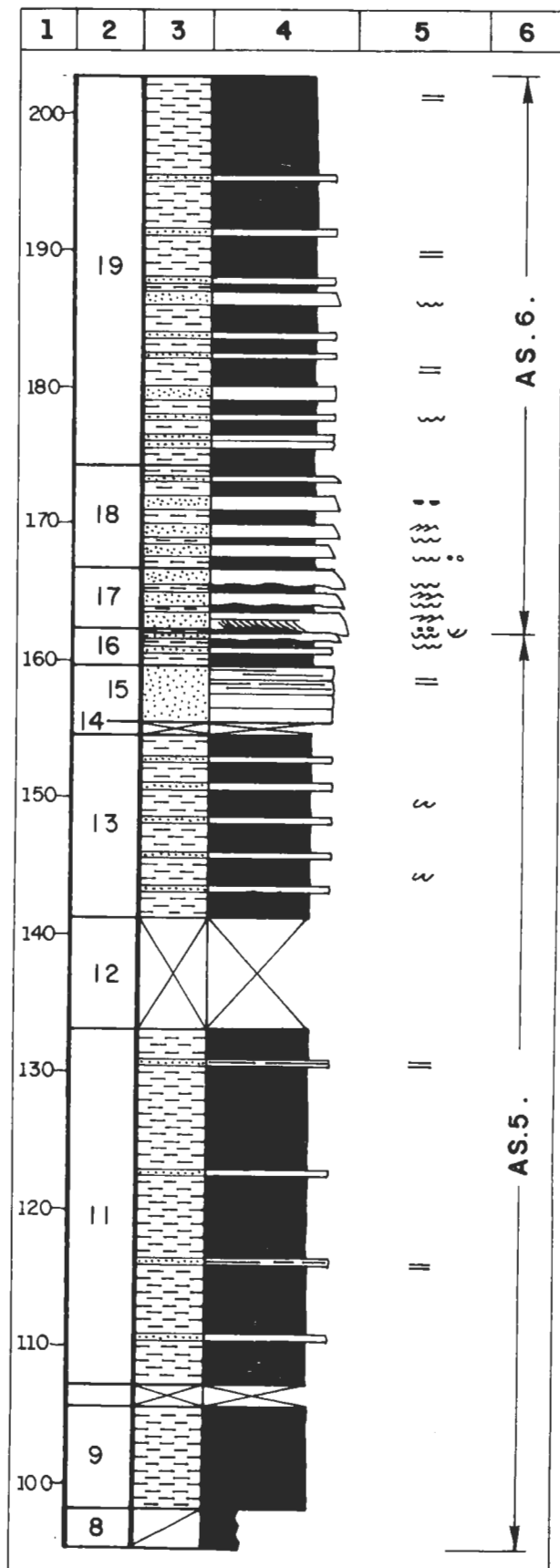


Figura 61: Columna La Calera II

Columna La Calera III
(Fig. 5, nº 41; Fig. 59c; Fig. 62)

HOJA 681, Castañar de Ibor.
Base: 5°12'29"W 39°30'04"N
Techo: 5°13'10"W 39°30'20"N

Se ha levantado en las proximidades del paraje denominado El Robledo - llo, 3 Km. al ESE del pueblo de La Calera, fig. 59c.

Base: Cubierta.

1. 3.9 m. Grauvacas ocre de grano fino a muy fino y lutitas grauváquicas verde claro, masivas o con laminación paralela y cruzadas planares de bajo ángulo. No se aprecia bien la morfología de los tramos.
2. 1.1 m. Grauvacas de grano fino, verdes en niveles centimétricos, con bases planas a veces algo erosivas, con laminación paralela planar y cruzada planar de bajo ángulo, los techos son planos. Hacia techo parece disminuir el tamaño de grano.
3. 2.15 m. Alternancias en tramos centimétricos de grauvacas de grano fino ocre-verdosas, en niveles tabulares, masivos, que en ocasiones pueden presentar laminaciones paralelas formadas por láminas lutíticas oscuras, con alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas.
4. 0.4 m. Grauvacas de grano fino, verdes, masivas, en niveles centimétricos con bases planas o erosivas y techos planos.
5. 3.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas, contiene algún tramo grauváquico tabular, de grano fino, ocre-verdoso, masivo.
6. 0.9 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, gris oscuras, en bancos centimétricos, con base plana, levemente erosiva y laminaciones paralela planar, a veces ondulada y laminación cruzada planar de bajo ángulo, techos planos.
7. 0.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas, con algunos intervalos mili localmente centimétricos de grauvacas de grano fino ocre-verdosas con bases y techos planos, masivas.
8. 2 m. Grauvacas de grano fino, gris oscuras o marrones en bancos decimétricos, masivos o con tenues laminaciones paralelas.
9. 9 m. Grauvacas de grano fino, ocre-amarillentas en niveles centimétricos, masivos, con algunas intercalaciones de alternancias milimétricas de lutitas negras y blancas.
10. 24 m. Alternancias centi a decimétricas de lutitas grises oscuras con láminas milimétricas de dolomías marrones; con lutitas grises oscuras masivas, en ocasiones aparecen intercalaciones mili a centimétricas de grauvacas ocre amarillentas, con bases y techos planos, masivas.
11. 3 m. Cubiertos.
12. 6 m. Lutitas verdes masivas o con tenues laminaciones paralelas, presentan una fuerte esquistosidad.
13. 35 m. Visibles, lutitas gris oscuras con locales intervalos cubiertos que pueden ser importantes, a techo son lutitas gris-verdosas oscuras, con manchas ocre irregulares.
14. 8.1 m. Alternancias en tramos centi a decimétricos de grauvacas grises de grano fino a medio, masivas, con lutitas gris oscuras, masivas. Son dominantes las grauvacas que presentan bancos mas potentes hacia la base.
15. 5.6 m. Cubierto.
16. 4.8 m. Grauvacas de grano muy fino a fino, localmente medio grises y ocre con punteado rojizo, masivas, aparecen en capas mili a centimétricas, con un tramo final decimétrico, con bases y techos planos.
17. 5 m. Cubiertos, a la base afloran capas dispersas de grauvacas de grano fino a muy fino, grises y ocre, masivas.
18. 4.8 m. Alternancia de tramos decimétricos de lutitas verdes masivas y tramos centimétricos de grauvacas de grano fino a medio, grises, masivas o con laminación paralela de lutitas oscuras, con bases y techos planos.
19. 4.6 m. Lutitas gris verdosas, masivas.
20. 13.1 m. Grauvacas grises, en niveles deci localmente centimétricos tabulares o lenticulares, pues se acuñan lateralmente, pero de cierta extensión lateral. Suelen ser masivos, aunque presentan estratificación flaser de lutitas oscuras, laminación paralela planar y laminación cruzada planar de bajo ángulo.
21. 30.6 m. Lutitas gris verdosas, claras y oscuras, masivas o con láminas paralelas de lutitas mas oscuras.
22. 5.6 m. Grauvacas grises de grano grueso a fino masivas o con laminación paralela, en niveles tabulares deci a centimétricos, lateralmente su morfología no se aprecia bien.
23. 1.6 m. Lutitas grises con láminas paralelas blancas.
24. 40.5 m. Grauvacas desde microconglomeráticas hasta de grano fino en niveles tabulares centi a decimétricos, con laminación paralela planar, localmente ondulada, laminación cruzada de bajo ángulo y escapes de fluidos de pequeño tamaño (estructura en llama); presentan también alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso y fino, conglomerados cuarzcíticos (cantos hasta 3 cm.) con base fuertemente erosiva. Los niveles grauváquicos tienen base plana o erosiva y techo plano.

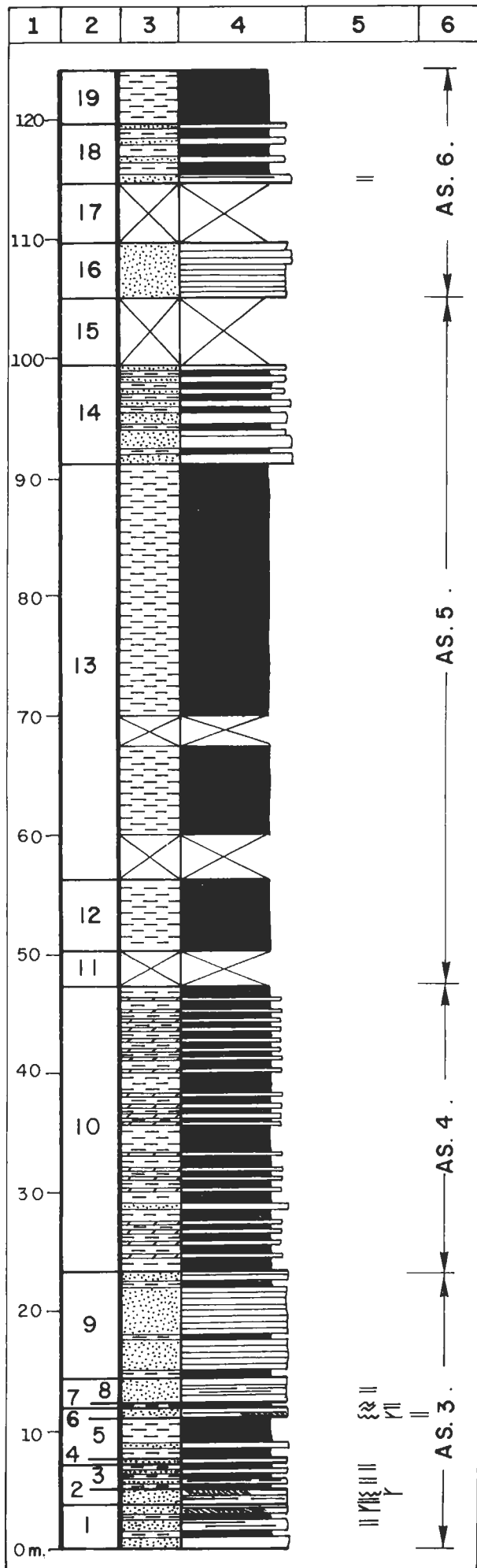


Figura 62: Columna La Calera III

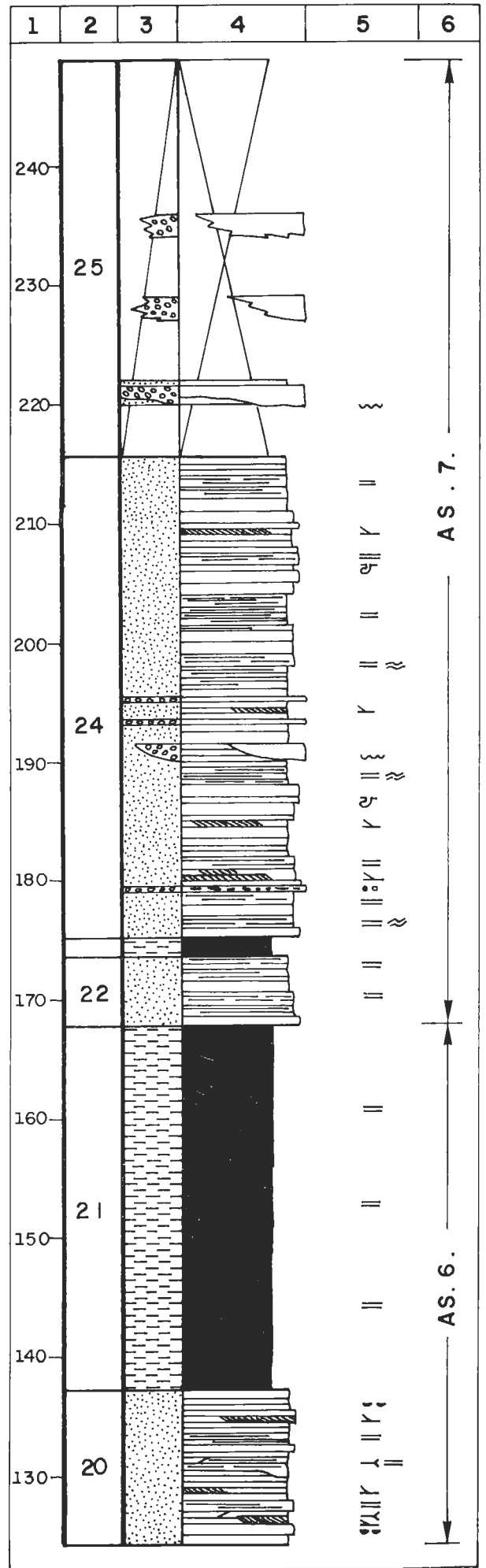


Figura 62: Columna La Calera III

25. 30 a 40 m. Visibles, semicubierto, son grauvacas microconglomeráticas y conglomerados, los cuales pueden contener mucha matriz arenosa verde o ser totalmente granosportados con cantos fundamentalmente de cuarzo lechoso y cuarcitas, pero también de otros fragmentos de rocas, son masivos con bases erosivas. Las grauvacas son masivas y afloran peor.

Techo: Cubierto, canchal.

HOJA 708 MINAS DE SANTA QUITERIA

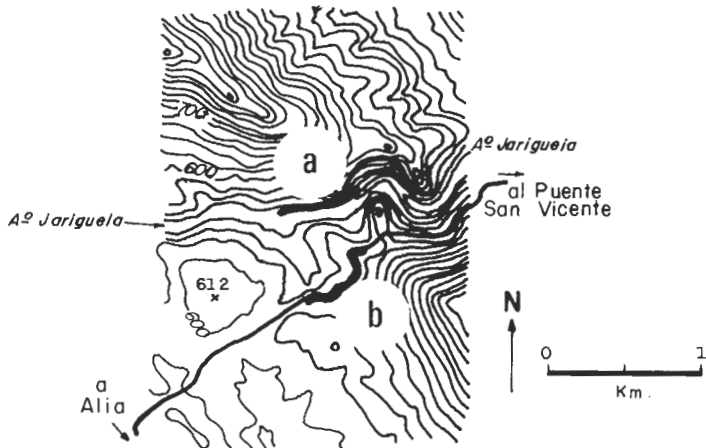


Figura 63: a, Col. Arroyo Jarigüela
b, Col. Estrecho la Peña

Columna Arroyo Jarigüela
(Fig. 5, nº 42; Fig. 63a; Fig. 64)

HOJA 708, Minas de Santa Quitena.
Base: 5°09'49"W 39°28'25" N
Techo: 5°09'30"W 39°38'32" N

Se ha levantado en el arroyo Jarigüela en las proximidades del Estrecho de la Peña, fig. 63a.

El corte se ha realizado sobre una serie de materiales formados por grauvacas grises de grano medio a grueso en paquetes métricos compuestos por niveles decimétricos que presentan bases erosivas con zonas esculpizadas, laminaciones cruzadas planares de bajo ángulo, laminación paralela o son masivas, techo plano alternando con niveles decimétricos de lutitas laminadas negras y blanquecinas con laminación paralela. A techo pasan a unas alternancias de grauvacas y lutitas en niveles decimétricos masivos con base plana (algo ondulada, los niveles grauváquicos tenuemente erosiva) y techo plano. Este tramo presenta una potencia de 40-50 metros. Por encima cubierto.

Base: Cubierta.

1. 3.3 m. Conglomerados grises claros a oscuros cuarcíticos y lutíticos (cantos blandos) en bancos de 5 a 15 centímetros con límites difusos e irregulares que le dan un aspecto anárquico. Solo a techo manifiesta organización, este está compuesto por dos capas de 25 centímetros cada una que presentan un tramo basal micro conglomerático con granoclasificación positiva y base plana que pasan a grauvacas de grano grueso a medio, masivas, con techo plano. La capa superior desaparece lateralmente por erosión del tramo suprayacente. Los conglomerados están formados por cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, microconglomerados y grauvacas con centil 5 cm. Los conglomerados lutíticos están compuestos por clastos de cuarzo y grauvacas, algunos con cemento carbonatado con centil de 20 cm. Los cantos cuarcíticos tienen formas redondeadas a subredondeadas y pueden presentar un diaclasado que raramente penetra en la matriz. Los cantos blandos son redondeados o alargados (elipsoidales). La matriz es grauváquica de grano fino a grueso estando los clastos, normalmente, flotando en ella.
2. 1.1 m. Alternancia centimétrica de niveles grauváquicos, gris claros, con base plana, algo erosiva, localmente con estructuras en llama (escapes de fluidos) y láminas lutíticas; con niveles lutíticos gris oscuros masivos que se adaptan a los niveles grauváquicos. El tramo se acuna lateralmente.
3. 0.95 m. Lutitas masivas grises con niveles lenticulares (discontinuos) de conglomerados, ocasionalmente se encuentran clastos dispersos en la masa de lutitas. Los niveles conglomeráticos están formados por clastos de cuarzo, cuarcita, lidita (raros) con 6 centímetros de tamaño máximo, también presentan cantos blandos dispersos y algunos de grauvacas con cemento dolomítico. La matriz son grauvacas de grano fino a medio, estando los clastos flotando en ella.
4. 0.65 m. Alternancia centimétrica de grauvacas gris claras con lutitas gris oscuras masivas. Su techo es erosionado por el tramo siguiente. Las capas grauváquicas mas potentes tienen hasta 10 centímetros, son masivas, con basea irregulares, erosivas y granoclasificación positiva. Presentan ripples abundantes, aunque menos frecuentes que en el tramo 2º, laminación paralela y estructuras en llama (escapes de fluidos).
5. 1.6 m. Lutitas grises con cantos de cuarzo y cuarcitas (tamaño máximo 3 cm.) que se acumulan en niveles y cantos dispersos fundamentalmente

de lutitas y grauvacas de hasta 10 cm. de tamaño máximo. contiene fragmentos de capas redondeadas con laminaciones paralelas por alternancias milimétricas de láminas blancas y negras, que recuerdan las facies laminadas de niveles lutíticos infrayacentes (ver Base de la Columna). Abundan los niveles grauváquicos desorganizados con aspecto fluidificado.

6. 6 m. Lutitas grises con cantos dispersos, normalmente de cuarzo y cuarcita de hasta 3 cm. Contiene también bloques de gran tamaño 30x15 cm. de niveles laminados similares al tramo 4, con posiciones que parecen

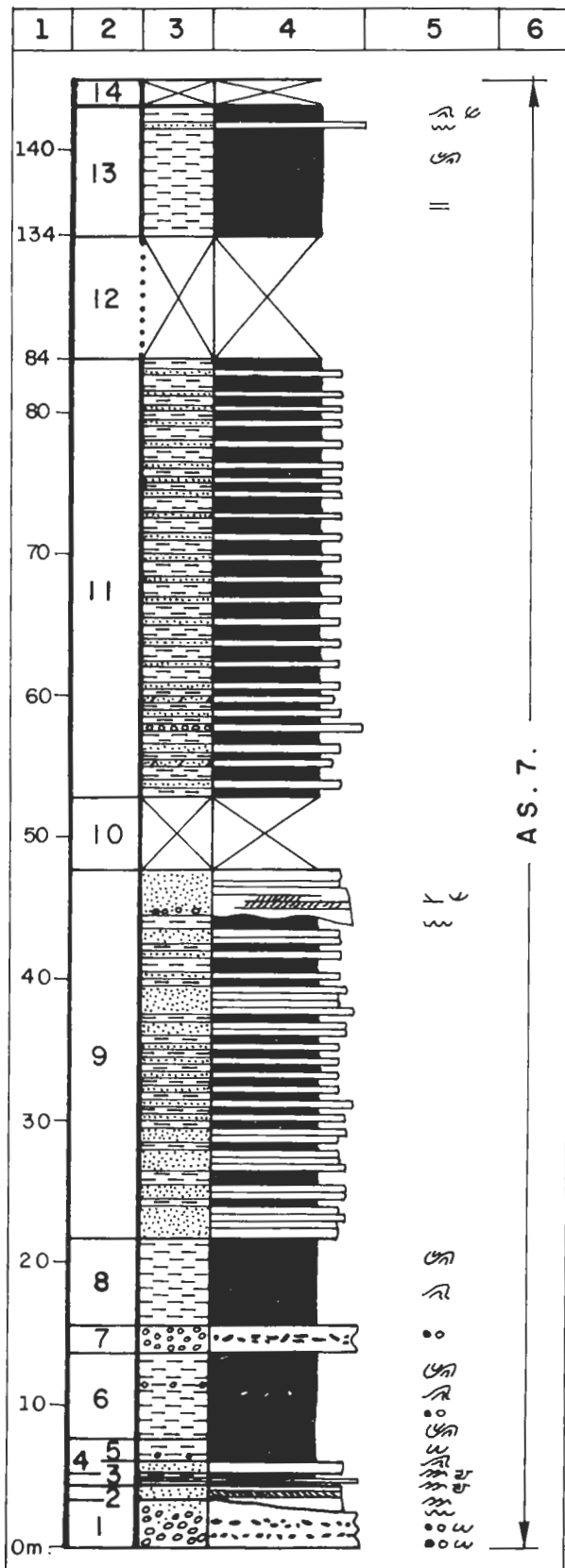


Figura 64: Columna Arroyo Jarigüela
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

no aer concordantes con la estratificación, alguno de estos fragmentos presentan cemento carbonatado. Se observan también cantos blandos de lutitas gris oscuras (casi negras) y conglomerados y laminación convoluta. Los cantos presentan un diaclasado paralelo a la esquistosidad.

7. 1.9 m. Alternancias de conglomerados cuarcíticos y conglomerados lutíticos (cantos blandos), aunque a techo son fundamentalmente lutitas grises con cantos cuarcíticos dispersos. Los conglomerados cuarcíticos están compuestos por cantos de cuarzo cuarcita y algunos de lidita, redondeados a subredondeados, con tamaños máximo de 6.5 cm. que se encuentran flotando en una matriz grauvaquica de grano grueso. Los conglomerados de cantos blandos están compuestos esencialmente por lutitas gris oscuras redondeadas con morfologías elipsoidales a esféricas, de hasta 14 cm. de tamaño máximo, con algunos clastos de cuarzo de pequeño tamaño y alguno muy raro de carbonato, en una matriz grauvaquica de grano medio a grueso que localmente puede presentar cemento carbonatado.
8. 6.2 m. Lutitas grises finas, predominantemente masivas o con algunas láminas grauvaquicas que presentan inicio de procesos de esculpización, pueden presentar también laminación convoluta. A techo presenta cantos dispersos de cuarzo y cuarcita de hasta 7 cm. de tamaño máximo.
9. 26 m. Alternancias deci a centimétricas de grauvacas de grano fino a medio. localmente grueso, masivas, con base y techo plano, y alternancias milimétricas grauvacas-lutita con laminación paralela, con niveles lutíticos gris oscuros posiblemente masivos, aunque la esquistosidad

es tan penetrativa que oblitera las estructuras sedimentarias. Casi a techo aparece un nivel grauvaquico de grano grueso a muy grueso, localmente microconglomerático, masivo, ocasionalmente se ven laminaciones cruzadas planares de alto ángulo y laminaciones cruzadas de surco con láminas basales microconglomeráticas. Su base levemente ondulada, posiblemente erosiva, presenta una tendencia thinning y posiblemente fining aunque la granulometría mas gruesa no se situa justo en la base sino un poco mas alta.

10. 5.15 m. Cubierto hacia la mitad del tramo afloran grauvacas verdosas de grano grueso a medio, masivas, de las que no se aprecia ni base ni techo.
11. 31. m. Alternancias de niveles deci a centimétricos con bases y techos planos de lutitas grises masivas y niveles mili a centimétricas de alternancias lutita-grauvaca. Hacia la base contiene delgados niveles de calcoesquistos, niveles de pocos centímetros de dolomias ankeríticas gris oscuro-marrones y locales niveles conglomeráticos con clastos de cuarzo, cuarcita, liditas, de tamaño máximo 3 mm. presentan cemento dolomítico. El techo del tramo está semicubierto.
12. 50 m. Cubierto en la orilla opuesta parece existir serie continua con las mismas características de alternancias de lutitas con alternancias milimétricas grauvacas-lutita con dominio de la laminación paralela.
13. 9 m. Lutitas gris oscuras, con láminas milimétricas grauvaquicas (laminación paralela), en ocasiones presentan laminaciones convolutas y "crescent-cast". Casi a techo aparece un nivel centimétrico de microconglomerados con base erosiva, techo plano y aspecto masivo.
14. 2 m. Cubierto.
15. 7.5 m. Semicubierto, afloran lutitas grises con intercalaciones centimétricas de grauvacas y lutitas laminadas milimétricamente, con laminación paralela.
16. 11.8 m. Cubierto. A techo afloran grauvacas verde-grisáceas de grano fino a medio con delgadas intercalaciones de lutitas grises masivas, los límites visibles son plano paralelos.
17. 65 m. Visible. Alternancias centimétricas de lutita gris oscuras masivas y niveles centimétricos, raramente decimétricos de grauvacas pardo grisáceas de grano fino a grueso, con bases planas, a veces erosivas, estructuras en llama (escapes de fluidos) y laminación paralela o ripples, que parecen de corriente, formados por alternancias de láminas milimétricas grauvaca-lutita. Las facies finas dominan hacia la base, mientras que hacia la mitad y a techo existen dominios alternos. Junto a techo existen niveles conglomeráticos, tanto cuarcíticos como de cantos blandos (vistos solo en la orilla opuesta).

Techo: Cubierto, por encima se situa la cuarcita armoricana, en la orilla opuesta los niveles ordovicicos presentan un corte recto, levemente angular sobre los materiales precambricos.

Columna Estrecho la Peña
(Fig. 5, nº 43; Fig. 63b; Fig. 65)

HOJA 708, Minas de Santa Quiteria.
Base: 5°09'40"W 39°28'08" N
Techo: 5°09'33"W 39°28'18" N

Se ha levantado en la carretera de Alia a Puerto San Vicente, Km. 153.7 en las proximidades del Estrecho de la Peña, fig. 63b.

Base: Cubierta.

1. 1.1 m. Lutitas ocre a verdes, masivas, a muro se aprecia levemente un nivel grauvaquico de grano fino, ocre, masivo.
2. 0.7 m. Grauvacas de grano fino ocre a verdosas, con un moteado rojizo producido por la presencia de carbonatos en la roca. Aflora un único nivel, masivo con base erosiva y techo plano.
3. 1.5 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
4. 2 m. Grauvacas de grano fino a medio, ocre a verdosas. El tramo está formado por 3 bancos masivos que parecen amalgamarse lateralmente.
5. 0.5 m. Grauvacas de grano fino, oscuras, masivas, que en la base presenta un pequeño nivel de lutitas ocre a verdes con estratificación lenticular.
6. 0.75 m. Grauvacas de grano fino ocre a verdosa; con moteado rojizo de carbonatos, masivo.
7. 0.4 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
8. 1.25 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, con base plana y laminación paralela planar, a techo pasa insensiblemente a lutitas grauvaquicas verdes masivas, formando un conjunto de 6 secuencias granodecrecientes con tendencia estratodecreciente.
9. 0.5 m. Grauvacas de grano muy fino, ocre a verdosas, con moteado rojizo de carbonatos, masivas.
10. 0.3 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
11. 0.8 m. Lutitas grauvaquicas, masivas, que pasan a lutitas verdes también masivas.
12. 1.2 m. Grauvacas de grano fino, ocre a verdosas, masivas, su límite superior es transicional al tramo siguiente.
13. 0.8 m. Lutitas ocre a verdosas, masivas.

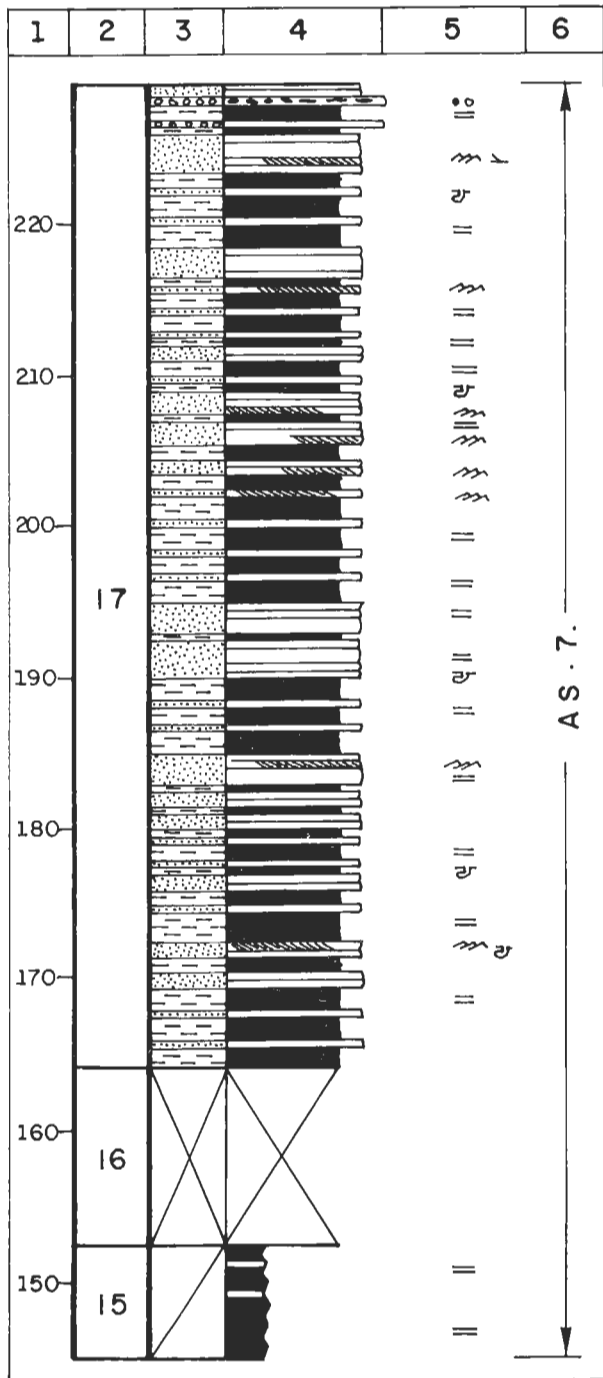


Figura 64: Columna Arroyo Jarigüela

- 14. 0.25 m. Grauvacas de grano fino, ocre a verdosas, con moteado rojizo de carbonatos, son masivas.
- 15. 1.65 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
- 16. 0.75 m. Grauvacas de grano fino a muy fino ocre-verdoas, masivas.
- 17. 0.2 m. Lutitas ocre a verdosas, masivas.
- 18. 0.55 m. Grauvacas de grano fino, ocre a verdes con moteado rojizo, masivas.
- 19. 0.95 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
- 20. 0.5 m. Grauvacas de grano fino a medio, ocre, en bancos decimetricos siendo el basal el mas potente. Presenta laminación paralela o cruzada planar de muy bajo ángulo, su base es plana o suavemente ondulada, el tramo se acuña lateralmente.
- 21. 3 m. Alternancias de grauvacas ocre-verdosas de grano muy fino y lutitas grauváquicas verdes, en niveles decimetricos. Presenta intercalaciones también decimétricas de lutitas verdes masivas. El tramo acaba con un banco grauváquico de grano medio.
- 22. 4.05 m. Lutitas ocre a verdes, masivas.
- 23. 6.6 m. Grauvacas de grano medio a fino, masivas, que pasan insensiblemente a lutitas grauváquicas y lutitas masivas, formando un conjunto de secuencias granodecrescientes con base plana.
- 24. 1 m. Grauvacas de grano fino ocre con moteado rojizo, masivas.
- 25. 1 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base plana, que pasan a lutitas con esporádicas laminaciones paralelas.
- 26. 0.25 m. Grauvacas de grano fino, verdosas, masivas, con base y techo planos.
- 27. 1.7 m. Lutitas verde claro, grauváquicas a muro y lutitas verde oscuro mas finas a techo.
- 28. 2.9 m. Grauvacas de grano fino, masivas, con base plana, que pasan a lutitas grauváquicas y lutitas, formando 4 secuencias granodecrescientes.
- 29. 9.6 m. Grauvacas de grano medio, ocre-verdosas, masivo, con dos intercalaciones de lutitas verdes masivas a techo, siendo una el techo del tramo.
- 30. 4.2 m. Grauvacas de grano fino, masivas con base plana, que pasan insensiblemente a lutitas grauváquicas y lutitas formando varias secuencias granodecrescientes.
- 31. 1.45 m. Grauvacas de grano fino a muy fino, rojizo-amarillentas, con laminación paralela milimétrica, las capas se acuñan lateralmente. Presentan una intercalación centimétrica de grauvacas marrones, alteradas con aspecto de nódulo.
- 32. 0.6 m. Grauvacas de grano medio, ocre-verdosas, con moteado rojizo masivas localmente tramos lutíticos verdes masivos.
- 33. 15 m. Grauvacas de grano medio a fino, rojizo-amarillentas a gris verdosas, masivas o con laminación paralela, en bancos centimétricos con base y techo plano. Presentan también lutitas verdes con estratificación lenticular o con niveles milimétricos grauváquicos, intercalados. Esporadicamente contiene capas grauváquicas de tonos marrones, alteradas.
- 34. 35 m. Cubierto, es posible que exista alguna fractura.
- 35. 9.55 m. Alternancia milimétrica de lutitas oscuras y claras, apreciándose localmente ripples de corriente y laminación convoluta, en niveles decimétricos, que alternan con tramos centimétricos de grauvacas de grano fino, gris oscuras, masivas y ocre-amarillentas, también masivas, con bases y techos planos. Algunos niveles contienen fragmentos de Vendoténias.
- 36. 4.55 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas claras, con láminas dolomíticas milimétricas, con lutitas oscuras, masivas que pueden tener laminación paralela milimétrica de lutitas claras. Presentan, también intercalaciones de grauvacas grises de grano fino, masivas y grauvacas de grano fino a medio, ocre-amarillentas, masivas, localmente alteradas a tonos marrones, con aspecto noduloso.
- 37. 4.3 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas gris claras a gris oscuras, que pueden contener una laminación paralela de lutitas gris claras, aunque habitualmente son masivas. Presenta algunas intercalaciones de grauvacas de grano fino, grises, masivas.
- 38. 2.2 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas gris claras con láminas dolomíticas o de calcoesquistos, milimétricas; con lutitas oscuras que presentan una laminación paralela, al contener láminas de lutitas gris claras. Presenta, además, intercalaciones de grauvacas de grano fino, grises, masivas y grauvacas de grano fino a medio, ocre-amarillentas, masivas, localmente alteradas a tonos marrones. Dominan las lutitas con láminas dolomíticas.
- 39. 3.6 m. Lutitas gris claras a gris oscuras alternando en niveles centi a decimétricos masivos con alguna intercalación de grauvacas de grano fino, grises, masivas, con base y techo plano.
- 40. 40 a 50 m. Cubierto a techo existe un tramo con aspecto milonizado.
- 41. 9.5 m. Lutitas gris oscuras, masivas y grauvacas de grano fino verdosas. El tramo está muy tectonizado y por zonas presenta aspecto milonítico.

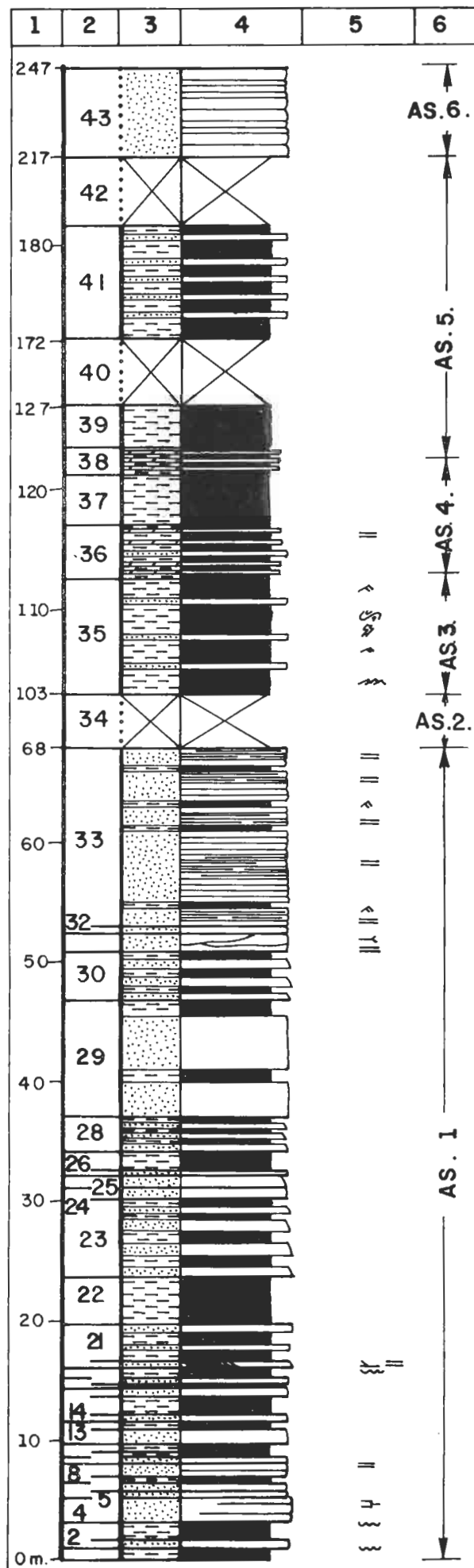


Figura 65: Columna Estrecho la Peña
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

42. 30 a 40 m. Cubiertos.

43. 30 m. Máximo visible. Grauvacas de grano fino a medio, grises, ocres, amarillas y rojizas, masivas o con escasas laminaciones paralelas planares en bancos decimétricos con base y techo plano. Tramo tectonicizado con algunos repliegues y fracturas, por lo que el espesor puede ser exagerado.

Techo: Cubierto.

HOJA. 707 LOGROSAN

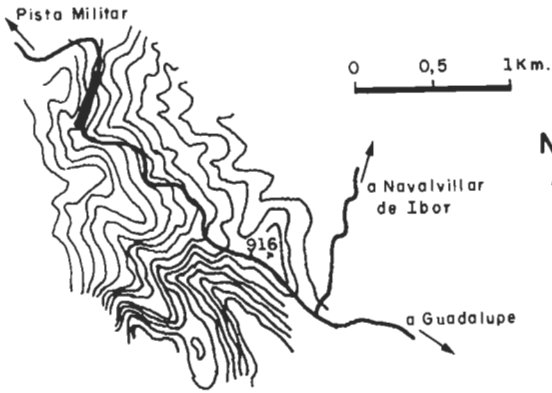


Figura 66: Columna Pista Militar

Columna Pista Militar
(Fig. 5, nº 44; Fig. 66; Fig. 67)

HOJA 707, Logrosan.
Base: 5°21'58"W 39°28'42" N
Techo: 5°22'02"W 39°28'33" N

Se ha levantado en la pista militar, que sale frente a la ermita del Humilladero, Km. 5.8 de la carretera de Guadalupe a Navalvillar de Ibor, y que sube al pico Villuercas. Se situa al NE de la Sierra de Ballesteros, 4.5 Km. al NW de Guadalupe, fig. 66.

Base: Alternancias de lutitas ocres y grauvacas grises.

1. 4.25 m. Alternancia de lutitas ocre amarillentas, masivas y grauvacas de grano fino a medio, grises, alteradas a tonos amarillentas, también masivas, solo a techo de algun nivel se ven laminaciones paralelas.
2. 6.5 m. Alternancia mili a centimétrica de limolitas amarillentas y lutitas verde-negruzcas, a veces esta alternancia está ondulada. Presenta intercalaciones de grauvacas amarillentas y violáceas de grano fino a muy fino, que contienen piritas, las grauvacas son mas frecuentes hacia la base, presentando bases y techos planos, hacia arriba estos niveles son lenticulares.
3. 9.6 m. Lutitas verde oscuras, localmente limolitas formando laminación paralela. Contiene algún banco grauváquico con base y techo plano, pero principalmente con formas lenticulares, que les dan aspectos brechoide.
4. 4.8 m. Alternancias mili a centimétricas de lutitas verde oscuras y limolitas amarillentas, con intercalaciones de grauvacas ocres de grano fino, abundantes por zonas. A techo dominan las lutitas.
5. 5.7 m. Grauvacas grises claras y ocres, que se presentan como niveles mili a centimétricos con láminas muy finas de lutitas o limolitas oscuras, a veces estas láminas forman suaves surcos. En ocasiones las grauvacas son lenticulares estando rodeadas por las películas lutíticas, lo que les da un aspecto brechoide. En un punto se aprecia un pequeño slump
6. 2.5 m. Lutitas oscuras con abundantes lenticulas de grauvacas de grano fino, gris claras, con aspecto brechoide.
7. 26.25 m. Grauvacas grises en grandes o pequeños niveles lenticulares, rodeados por lutitas oscuras como láminas, a veces con formas irregulares, con aspecto brechoide. Todas las láminas están perfectamente orientadas, paralelas a la estratificación, igual que en los tramos anteriores. Localmente y hacia la base aflora algun nivel tabular grauváquico.
8. 3.45 m. Lutitas oscuras con niveles lenticulares, raramente tabulares, de grauvacas de grano fino a medio, muy ricas en carbonatos (moteado rojizo), que hacia la base presentan aspectos nodulosos. Hacia techo desaparecen los niveles grauváquicos.
9. 3.75 m. Grauvacas de grano fino a grueso, con tendencia granocreciente (coarsening up), en niveles centi a decimétricos, rara vez métricos, con tendencia estratocreciente (thickening up), presentan algunas laminaciones paralelas de lutitas oscuras que localmente engloban lenticulas grauváquicas.

10. 8.7 m. Alternancias de tramos decimétricos de lutitas gris oscuras a negruzcas, masivas o con laminaciones paralelas, con tramos centi, raramente decimétricos, de grauvacas de grano fino a medio, masivas, con bases y techos planos, que a veces contienen gran cantidad de carbonatos, alguna capa está localmente alterada.

11. 11.85 m. Alternancia centi a decimétrica de limolitas o lutitas oscuras, localmente grauvacas de grano muy fino, gris oscuras, con piritas masivas o con tenues laminaciones paralelas blanquecinas, que son de grano mas grueso; con grauvacas de grano grueso a muy grueso, en bancos decimétricos, casi métricos, ocres a pardas, masivas o con algunas láminas, muy finas, de lutitas, a techo de algun nivel. En un caso se ha observado laminación cruzada planar.

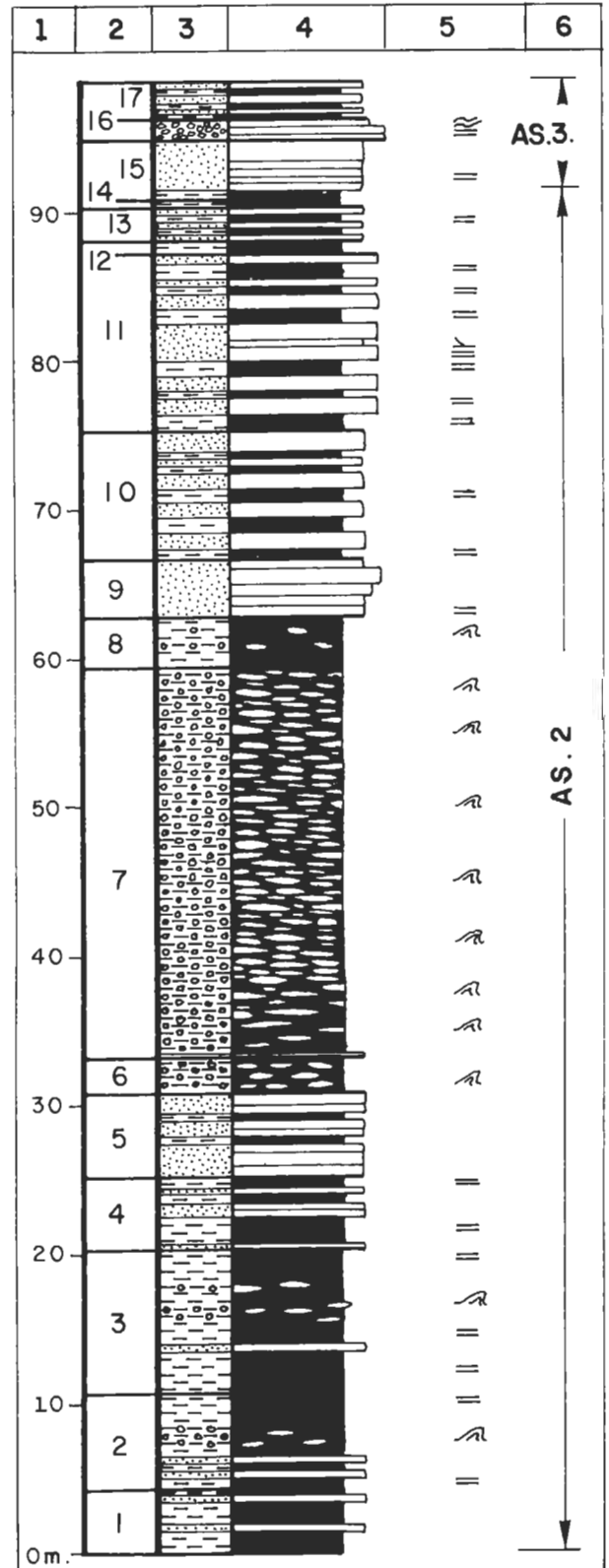


Figura 67: Columna Pista Militar

12. 0.7 m. Alternancia de niveles centimétricos de lutitas gris oscuras, - con láminas paralelas claras; con niveles, también centimétricos, de - grauvacas de grano fino, ricas en carbonatos, que forman niveles tabulares, con bases y techos planos, o lenticulares, son masivas.
13. 2.1 m. Alternancia centi a decimétrica de lutitas y localmente limolitas gris oscuras masivas o con laminaciones paralelas; con grauvacas - gris oscuras con moteado rojizo, que denota la presencia de carbonatos en niveles lenticulares o tabulares, con bases y techos planos, masivos o con laminaciones paralelas.
14. 0.7 m. Alternancias centimétricas de lutitas oscuras, masivas o con la - minación paralela y grauvacas de grano fino, gris oscuras con moteado rojizo de carbonatos en niveles tabulares o lenticulares, localmente - abundados.
15. 4.05 m. Grauvacas de grano fino, localmente medio, verdes a ocre, ma - sivas o con laminaciones paralelas, en niveles centi a decimétricos - con bases y techos planos. A muro presenta alguna intercalación de lutitas oscuras.
16. 1.3 m. Grauvacas microconglomeráticas, muy recristalizadas, claras, - en bancos deci a centimétricos, mas finos hacia techo, masivos o con - laminación paralela, que a veces está algo ondulada. Los clastos pre - sentan un tamaño máximo de 4 mm. con tamaños medios variables depen - diendo de las capas, estos son fundamentalmente cuarcíticos.
17. 2.55 m. Alternancias de grauvacas ocre de grano fino, en niveles tabe - leados, masivos, con lutitas y limolitas gris oscuras a pardas, masi - vas o con laminación paralela. En general es un tramo que aflora mal.

Techo: Cubierto.

HOJA 707 LOGROSAN

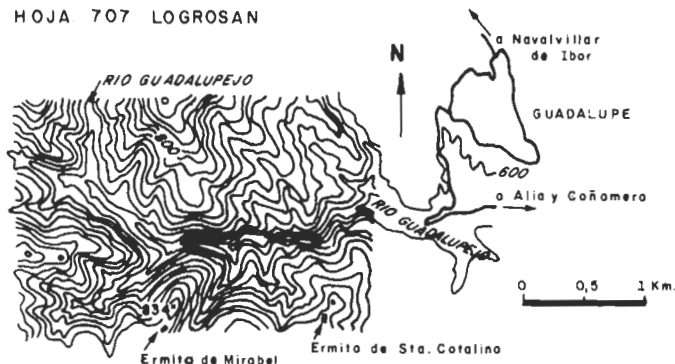


Figura 68: Columna Río Guadalupejo

Columna Río Guadalupejo (Fig. 5, nº 45; Fig. 68; Fig. 69)

HOJA 707, Logrosan
Base: 5°21'02"W 39°26'40" N
Techo: 5°21'24"W 39°26'42" N

Se ha levantado en la pista que sale del Km. 2 de la carretera de Guadalupe a Alia, en la antigua fábrica abandonada y que corre paralela al río - Guadalupejo por su margen izquierda, 2.5 Km. al SW de Guadalupe, fig. 68.

Base: Cubierta. Los niveles infrayacentes están formados por alternancias deci - métricas, localmente métricas de grauvacas grises y pardas de grano fino a grueso, masivos, con base plana que puede presentar flutes y techo pla - no, ocasionalmente contienen clastos lutíticos (cantos blandos) y áreas con cemento carbonatado; con lutitas grises a gris oscuras masivas. Lo - calmente se aprecian alternancias milimétricas grauvaca-lutitas con lam - inación paralela y ripples.

1. 4.2 m. Semicubierto. Lutitas grises masivas, con esquistosidad muy pe - netrativa, aparecen también algunos bancos grauváquicos pardo gris - ceos, masivos, con bases y techos planos.
2. 12.95 m. Grauvacas de grano fino a medio gris claras o pardas, masivas con bases y techos planos, en bancos decimétricos. Hacia la base pre - sentan una alternancia centimétrica de grauvacas grises de grano fino y lutitas gris oscuras, ambas masivas y con bases y techos planos.
3. 2.15 m. Cubierto, en su base afloran bancos decimétricos de grauvacas grises masivas, cuyos límites no se aprecian bien.
4. 4.6 m. Alternancias mili a centimétricas de grauvacas de grano fino - gris claras y lutitas gris oscuras, dominando la laminación paralela. Hacia muro afloran lutitas con laminación paralela mas tenue y dispersa.
5. 7.6 m. Cubierto. Hacia la base afloran lutitas grises con láminas gra - uaváquicas milimétricas. Hacia la mitad aflora un banco decimétrico de - grauvacas de grano grueso masivas cuya base y techo no es visible.
6. 19.45 m. Alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas de grano fi - no y niveles de calcoesquistos, que localmente pueden ser exclusivamen - te de dolomías arenosas. La laminación es fundamentalmente paralela, - aunque localmente pueden ser cruzadas planares de bajo ángulo. Hacia - techo la laminación es mas difusa y contienen menos carbonatos. Apare - cen en bancos deci a centrimétricos con bases y techos planos.

7. 0.65 m. Microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 4 mm), con base - plana erosiva y techo plano. Son masivos. Contiene también algunas pasadas que se pueden considerar láminas de clastos de cuarzo y cuarcita con aspecto de "lag"; con alternancias milimétricas lutita-grauvaca de grano fino, algún nivel grauváquico presenta cemento dolomítico.
8. 1.35 m. Conglomerados cuarcíticos pardos, de grano fino (tamaño máximo 10 mm.), compuesto por clastos de cuarzo, cuarcita y lidita. Presentan base plana, erosiva con granoclasificación positiva muy localmente tie - nen cemento carbonatado, pasan a grauvacas gris verdosas masivas o con - ténues laminaciones cruzadas planares de alto ángulo. La morfología ge - neral del tramo no se observa debido a las malas condiciones de aflora - miento.
9. 4.2 m. Grauvacas de grano medio a grueso y conglomerados y microcon - gomerados cuarcíticos verdes a pardo-grisáceos. No se distinguen capas y por lo tanto no se ven morfologías de cuerpos sedimentarios. Son habi - tualmente masivos, solo localmente parecen presentar tendencias coar - se ning upward (granocreciente). Justo techo el tamaño de grano es algo - mas fino y contienen intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras - masivas con bases y techos planos.
10. 3.1 m. Grauvacas gris-verdosas, de grano medio a fino, masivas, con al - gunas láminas de lutitas gris oscuras. Hacia techo pasan insensiblemen - te a alternancias de grauvacas y lutitas con aspecto bandeado al aumen - tar de número y espesor las láminas lutíticas. Siendo una alternancia centi a milimétrica de grauvacas verdes y grises de grano medio a grue - so y lutitas gris oscuras, los límites son plano-paralelos con alguna - base erosiva en los niveles grauváquicos, los cuales parecen contener en ocasiones cemento carbonatado.

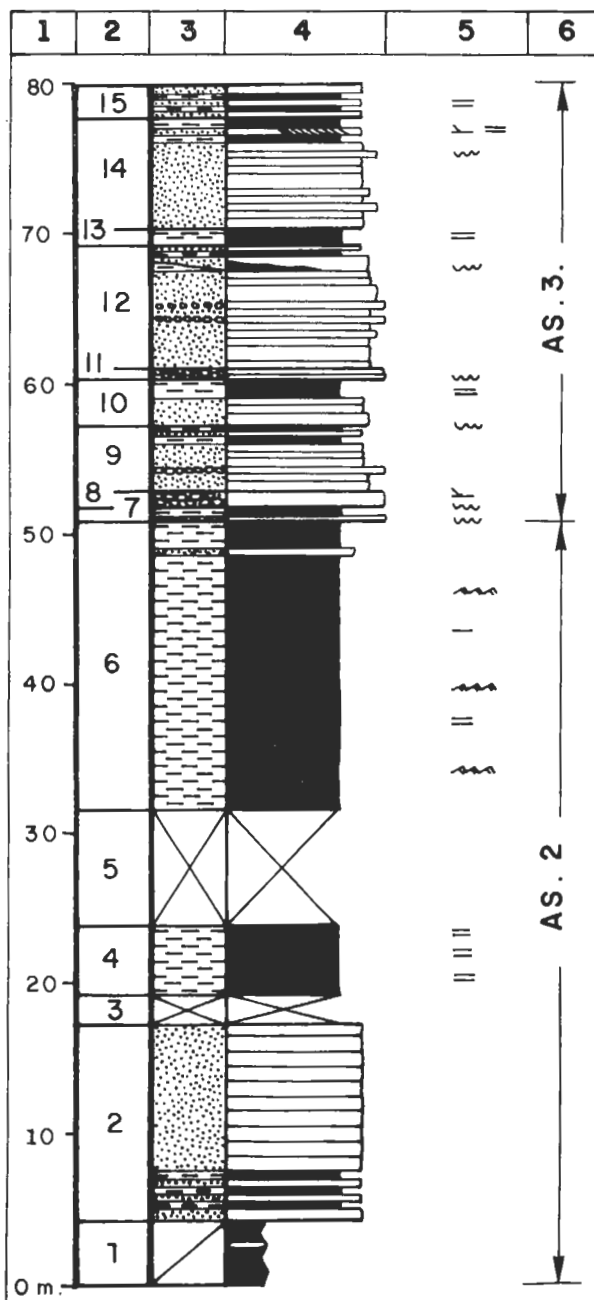


Figura 69: Columna Río Guadalupejo
Sem. Estr. Ser. Mon. 12

11. 0.75 m. Alternancias centi a milimétricas de microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 5 mm.) con grauvacas de grano grueso a medio de tonos pardos a verdes y grises y lutitas gris oscuras. Son todos masivos, alguna base de los niveles conglomeráticos son algo erosivas, aunque en general son planas.
12. 8.2 m. Grauvacas verdosas de grano fino a medio, localmente grueso en bancos que pueden alcanzar hasta 1 metro de potencia, con bases y techos planos, aspecto masivo. Hacia la mitad contiene delgadas intercalaciones centimétricas de microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 5 mm.) en alternancias milimétricas con grauvacas y lutitas o hacia la mitad de niveles grauváquicos. Hacia techo dominan materiales con granulometrias mas finas (tendencia fining) con algunas intercalaciones de lutitas gris oscuras masivas, centimétricas, que se acuan lateralmente por erosión de los niveles grauváquicos suprayacentes. Localmente a techo de algunos tramos existe laminación paralela por alternancias milimétricas grauvaca-lutita.
13. 1.2 m. Lutitas gris oscuras masivas o con tenues laminaciones paralelas.
14. 7.2 m. Grauvacas de grano fino a medio verde grisáceas, localmente grueso, en algun caso con posible cemento carbonatado, pardo-verdosas, con bases planas a poco erosivas, masivas, a techo las grauvacas presentan intercalaciones milimétricas de lutitas oscuras. Hacia techo del tramo se intercalan lutitas gris oscuras, masivas, alternando con facies laminadas compuestas por alternancias grauvaca-lutita, con laminación paralela y laminación cruzada planar de bajo ángulo.
15. 5.85 m. Alternancias de niveles centimétricos, raramente decimétricos, de grauvacas verdes y grises de grano fino a medio, normalmente con láminas lutíticas milimétricas, rara vez masivas; con niveles centimétricos de lutitas masivas. Esporadicamente aparece alguna capa decimétrica de grauvacas de grano grueso con base y techo plano, masiva.
16. 5.1 m. Alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas formando láminas paralelas. Esporadicamente pueden existir láminas lutíticas de tamaño centimétrico.
17. 2.15 m. Grauvacas de grano medio a grueso ocre a grises, en bancos centi a decimétricos, masivas o con tenue laminación paralela a techo de las capas, presentan bases y techos planos. Entre los bancos grauváquicos aparecen pasadas mili a centimétricas de lutitas oscuras masivas.
18. 15.8 m. Alternancias milimétricas grauvaca-lutita; que presentan abundantes intercalaciones de grauvacas ocre a grises de grano medio a muy fino y lutitas gris oscuras, ambas masivas.
19. 10.8 m. Alternancias centimétricas de grauvacas de grano grueso localmente microconglomerados cuarcíticos (tamaño máximo 4 mm.), grises a pardos, que localmente pueden presentar morfologías lenticulares, masivos y lutitas gris oscuras masivas. Existen intercalaciones decimétricas de grauvacas grises a verdes de grano grueso a medio, con bases y techos planos, masivas, que presentan una tendencia a ser de grano mas fino hacia la parte alta del tramo, a la vez que pueden presentar láminas centimétricas de lutitas gris oscuras masivas.
20. 4.2 m. Cubierto. Afloran algunos bancos decimétricos dispersos de grauvacas gris verdosas de grano fino a grueso, masivos con bases y techos aparentemente planos.
21. 32 m. Lutitas gris oscuras en capas centimétricas con laminaciones paralelas milimétricas de grauvacas de grano fino a muy fino gris claras. Aparecen con frecuencia niveles también centimétricos de lutitas masivas y raramente algun banco decimétrico de grauvacas grises de grano medio, localmente grueso, masivos, con base y techo plano.

Techo: Cubierto, potencia indeterminada. Por encima continúan las alternancias mili a centimétricas de lutitas oscuras y grauvacas gris claras de grano fino a grueso, las cuales pueden presentar ripples.

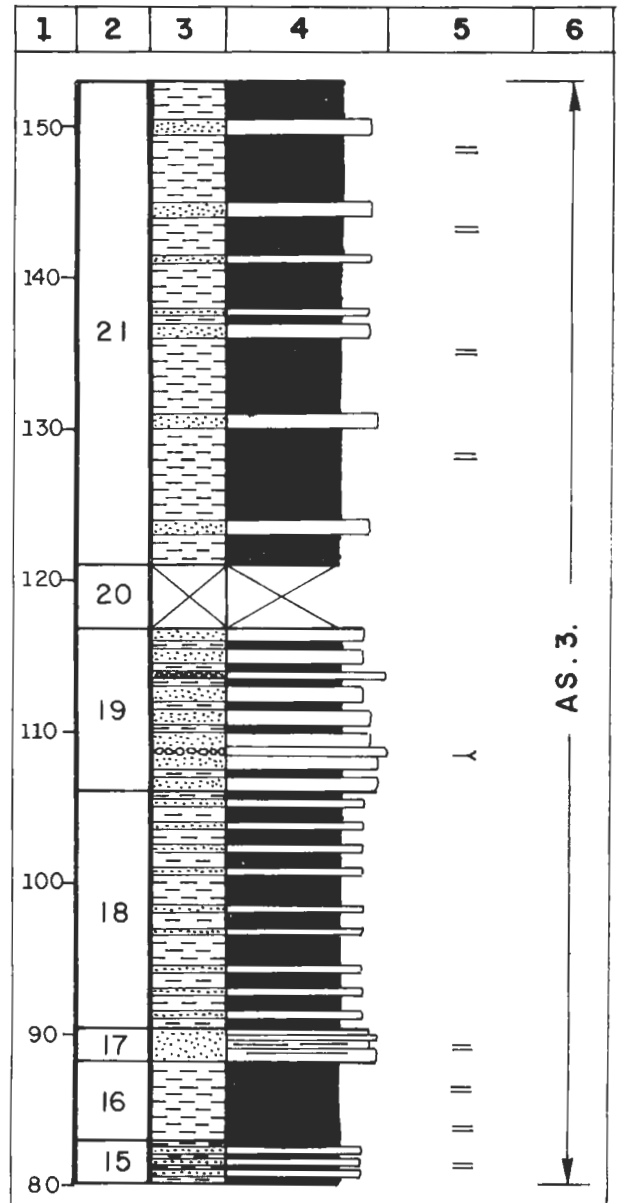


Figura 69: Columna Río Guadalupejo

4. UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

4.1. Introducción

Dentro de los materiales que afloran en los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano hemos distinguido siete unidades de carácter informal, con posible rango de formación. Para evitar confusiones hemos preferido no darles ningún tipo de denominación que implique localidad geográfica o litología, en su lugar se han usado las siglas "AS.", abreviatura de Alcudiense Superior, y una serie de numerales arábigos que indican su posición de muro a techo; así pues tenemos desde la unidad AS.1. cuya base no aparece en el área estudiada, hasta AS.7, que sólo aflora localmente y cuyo techo esta siempre erosionado.

Estas unidades las hemos incluido en dos grupos, también con carácter informal, los cuales se diferencian por sus características sedimentológicas regionales. Para ellos hemos usado las siglas "AS.", seguidas, en este caso, de un numeral romano; de este modo tenemos el grupo AS.I, con características fundamentalmente turbidíticas, compuesto por las unidades AS.1 y AS.2; y el grupo AS.II, con características de plataforma, que lo componen las unidades AS.3 a AS.6.

La unidad AS.7 debido a sus escasos afloramientos y a que presenta unas características especiales, de momento no se puede situar en el último grupo. Estudios más detallados en otras áreas próximas podrán permitir su ubicación exacta.

4.2. Grupo AS.I

Es una unidad litoestratigráfica informal con carácter de Grupo, en ella hemos distinguido dos unidades, también informales, que podrían tener rango de Formación: AS.1 y AS.2, dentro de esta última unidad hemos diferenciado localmente dos miembros.

En la cartografía hemos representado ambas unidades por separado, en las zonas donde en la base de AS.2 no aflora el miembro conglomerático basal su separación es difícil, por lo que sus contactos son supuestos, situándose éstos donde dejan de ser dominantes los niveles grauváquicos, aumentando la potencia de los tramos lutíticos. En la cartografía el miembro conglomerático basal se designa como AS.2.a.

La formación inferior, AS.1, esta compuesta esencialmente por alternancias de grauvas y lutitas, con claro dominio de las primeras.

La formación AS.2, que como ya hemos indicado, la componen dos miembros: uno inferior, discontinuo, compuesto por conglomerados y paraconglomerados; y un miembro superior, AS.2.b, lutítico con intercalaciones locales de grauvas, paraconglomerados y niveles eslampizados.

4.2.1. Unidad AS.1

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango, en principio, de formación. Su base no aflora en el área estudiada, por lo que un estudio más detallado en otras zonas podría permitir diferenciar en ella uno o más miembros; tampoco se puede descartar que con ese estudio se le pudiera atribuir el carácter de Grupo.

Sinonimias: A esta unidad se le han asignado diferentes nombres, según autores y áreas de estudio. Así, en un principio, los materiales de esta unidad fueron asimilados a la "serie de Valcasa", LOTZE (1961), por éste y otros autores.

Por otro lado, esta unidad sería mas o menos equivalente a las siguientes unidades descritas tanto en el área de estudio, como en sus proximidades:

"Formación intermedia con horizontes guijarrosos" ("Übergangsschichten mit Geröllhorizonten"), HUFNAGEL (1969), citado por CUVÉLIER *et al.* (1982).

"Formación Aldeacentenera", TEJERO (1976), empleando además el mismo criterio para precisar su límite superior; esto es, la aparición de niveles conglomeráticos. Es también equivalente a la "Unidad Ca", "alternancia de areniscas y pizarras", TEJERO (op. cit.), del anticlinal de Navezuelas- Robledollano.

Sería equivalente, al menos en parte, a la "unidad A", VILAS *et al.* (1979), quienes plantean en sus correlaciones la doble posibilidad de que dicha unidad pueda ser el techo del Alcudiense inferior o la base del Alcudiense superior.

"Serie del Ibor inferior", CUVÉLIER *et al.* (1982), exceptuando el nivel conglomerático que sitúan a techo, el cual lo incluimos aquí en la base de la unidad suprayacente.

Finalmente, es posible que sea equivalente en su totalidad al "Guadalupe complex", LIÑAN *et al.* (1984), aunque la cita de niveles conglomeráticos en esta unidad nos hace pensar en una relación parcial, siendo al menos equivalente a su parte inferior.

Litología: esta compuesta por alternancias de grauvas y lutitas. Las grauvas son de color gris claro a gris oscuro, en ocasiones verdosas, alteradas a tonos verdes y ocres; son de grano fino a grueso, pudiendo llegar a ser microconglomeráticas, localmente en la base de algunos niveles más potentes.

Petrográficamente, varían desde grauvas a litarenitas, siendo en algunos casos sublitarenitas, McBRIDE (1963). Están compuestas principalmente por cuarzo, fragmentos de rocas (dominantemente cuarcita, chert y algunos de esquistos micáceos), feldespatos (siendo más abundantes las plagioclasas que el feldespato potásico), junto con algunas biotitas detríticas, a veces muy alteradas. Numerosas capas presentan abundantes "clastos" carbonatados, su actual dolomitización nos impide precisar si son realmente clastos, o bien una alteración diagénica (cemento dolomítico); en ocasiones

aparecen cantos lutíticos de origen sinsedimentario (cantos blandos), normalmente de gran tamaño. Como accesorios aparecen minerales opacos ferruginosos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita). La matriz es fundamentalmente micácea, a veces cuarzomícácea, microcristalina, compuesta por cloritas, sericitas y cuarzo.

Las lutitas son de color gris verdoso a gris oscuro y negruzcas, en alteración presentan diversos tonos ocres a rojizo-amarillentos. Sus componentes principales son cloritas y sericitas, junto a moscovitas y biotitas en cantidades variables. Otros componentes son cuarzo microcristalino (que puede ser muy abundante) y plagioclasas. Como accesorios aparecen minerales ferruginosos y, en ocasiones, posible materia carbonosa.

Extensión: a falta de estudios más detallados que permitan su separación clara de AS.2, sus afloramientos se sitúan en el núcleo de los anticlinales, tanto de Ibor como de Navezuelas-Robledollano. Sus mejores puntos de observación son la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, carretera de Guadalupe a Alía, Estrecho la Peña y trinchera del ferrocarril abandonado al sur y sureste de Guadalupe, entre otros.

Espesor: dado que la base de esta unidad no aflora en el área estudiada, y que no se ha realizado un estudio exhaustivo de ella que permitiera controlar sus espesores, consideramos sus espesores como mínimos aproximados.

En la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano afloran, en el núcleo del anticlinal de Ibor, de 175 a 200 m de esta unidad, puesto que hacia el sureste se separan los flancos del anticlinal su potencia, por tanto, debe ser superior; en ésta zona, terminación suroriental del anticlinal de Ibor, la existencia de pliegues a escala hecto y decamétrica (controlados sólo los primeros) y la posible existencia de fracturas paralelas o subparalelas a las estructura (como se pone de manifiesto en algunos puntos al sur de Navalvillar de Ibor), hace difícil calcular su potencia exacta. Así pues, estimamos una potencia mínima aproximada para esta unidad, en el anticlinal de Ibor, que oscile entre 700 y 800 m.

En esta misma área CUVELIER *et al.* (1982). calculan algo menos de 500 m para su "serie del Ibor inferior", aunque no especifican si lo consideran su potencia mínima. TEJERO (1976) indica para su "formación Aldeacentenera" una potencia de varios miles de metros de espesor, espesor que consideramos exagerado en función de la tectónica existente (ver apartado 6.2); sin embargo es en esa región, Aldeacentenera, o más al sur, donde podría aparecer completa esta unidad y donde se podría calcular su espesor.

Relaciones infra y suprayacentes: como ya hemos dicho, el muro de esta unidad no aflora en el área de estudio, por lo que en esta zona se desconocen sus relaciones de yacencia. Asimilando esta unidad a la base del Alcudiense superior, cabe pensar que su base debe corresponder a una discordancia con salto estructural sobre el Alcudiense inferior; discordancia que se pone de manifiesto en el valle de Alcudia, CRESPO y REY (1971), aunque las facies basales del Alcudiense superior sean distintas a las de AS.1. Recientemente, PIEREN

(1985), al sur de Herrera del Duque, cita en la base del Alcudiense superior local, discordante sobre Alcudiense inferior, una unidad con conglomerados y paraconglomerados sobre la que se apoya, en la parte norte de su área de estudio, una unidad con características turbidíticas claramente equiparable a la unidad AS.1.

Su límite superior es siempre concordante, con la unidad AS.2 tanto con las facies finas, como con los niveles conglomeráticos de su base, como se pone de manifiesto en el río Ibor (en Navalvillar de Ibor), río Guadalupejo y flanco norte del anticlinal de Ibor en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, entre otros. Localmente, existen disarmonías con la unidad superior, disarmonías que sólo aparecen cuando AS.2 comienza por los niveles conglomeráticos de base, como en la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo), y en el flanco sur del anticlinal de Ibor, en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano. En el primer caso el contacto está fuertemente mecanizado y creemos que este es el origen de la disarmonía; en el segundo caso el contacto no está mecanizado, y al repetirse por fractura se sigue observando la disarmonía, ésta, en este caso, la explicamos como originada por el mecanismo sedimentario de emplazamiento de los niveles conglomeráticos, en canales con bases fuertemente erosivas, la poca extensión de este afloramiento no permite mayores precisiones, sin embargo, análisis estructurales de lineaciones de intersección entre S_0 y S_1 por debajo y por encima de este nivel, no indican diferencias que pueda hacernos pensar en una discordancia bajo los niveles conglomeráticos.

Edad: a los materiales de esta unidad se les ha atribuido una edad precámbrica, bien por correlación litoestratigráfica con el anticlinal de Valdelacasa, LOTZE (1961), o bien por correlación con los datos de este último autor, como CUVELIER *et al.* (1982), entre otros.

También por correlación litoestratigráfica, pero con el anticlinal de Navalpino, HERRANZ *et al.* (1977) suponen una edad precámbrica para los materiales del anticlinal de Ibor, puesto que en aquél, aparece una sucesión estratigráfica comparable, al menos en parte, a la que se describe aquí, SAN JOSÉ (1980, 1.983); la cual se situaría discordante bajo materiales que se asimilan al primer ciclo Fanerozoico, cuya edad sería Vendense alto-Cámbrico inferior, BRASIER *et al.* (1979), SAN JOSÉ (1983).

Recientemente, LIÑAN *et al.* (1984) citan acritarcos, concretamente *Bavlinella faveolata*, en la parte alta de la unidad que denominan "Guadalupe complex", equivalente en su mayor parte de AS.1, su edad sería Rifeense alto-Vendense superior; aunque, en función de la asociación de *Bavlinella* con otras formas, asignan a materiales suprayacentes una edad Vendense inferior alto-Vendense medio.

4.2.2. Unidad AS.2

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación; en ella se pueden distinguir, local-

mente, dos miembros: uno basal de carácter conglomerático (AS.2.a), que desaparece lateralmente, y otro, que forma la mayor parte de la unidad, de carácter lutítico (AS.2.b) con intercalaciones de grauvacas, paraconglomerados y niveles eslumpizados.

Sinonimias: Dentro del área estudiada es equivalente a las "pizarras con areniscas subordinadas" ("Tonschiefer mit untergeordneten Sandsteinen"), HUFNAGEL (1969), citado por CUVELIER *et al.* (1982).

También a la "formación Retamosa-Cabañas del Castillo", TEJERO (1976), con sus mismas facies y características petrológicas; así como a parte de la "unidad Ca", TEJERO (op. cit.), como se puede observar con estudios más regionales.

Sería correlacionable con parte de las "pizarras del Guadiana", HERRANZ *et al.* (1977), e incluiría parte de la "Unidad A", VILAS *et al.* (1979), equivaliendo exclusivamente a la parte alta de esta unidad.

Corresponde, casi exactamente, a la descripción de la "Serie del Ibor superior", CUVELIER *et al.* (1982).

Finalmente, pensamos que se puede equiparar a la parte más alta del "Guadalupe complex", LIÑAN *et al.* (1984), sin poder precisar más, debido a la ausencia de una descripción detallada por parte de estos autores.

Litología: puesto que las características litológicas son similares entre los materiales de ambos miembros, vamos a describir juntas las tres litologías que componen la unidad: conglomerados, grauvacas y lutitas.

Los conglomerados pueden ser desde conglomerados a microconglomerados cuarcíticos, desde grano-soportados a no grano-soportados (paraconglomerados) en cuyo caso presentan matriz lutítica. Los clastos que los componen son cuarcíticos, normalmente de cuarcita y cuarzo, con algunos de lidita y chert; con frecuencia presentan otros tipos de fragmentos de rocas, como grauvacas, en algún caso grauvacas microconglomeráticas, y de rocas volcánicas; normalmente, existe una litología dominante en los clastos, así sí estos son cuarcíticos no suelen aparecer clastos grauváquicos, y viceversa. Por zonas suelen presentar clastos de lutitas oscuras a negras, como cantos blandos, que pueden llegar a ser abundantes. Los clastos presentan formas subredondeadas a redondeadas, pudiendo estar estirados tectónicamente y presentar sombras de presión, rodeándolos la esquistosidad, lo cual les da un aspecto más redondeado. Su tamaño máximo varía entre 2 y 6 cm en los conglomerados, y entre 0.8 y 1 cm en los microconglomerados, con tamaños medios variables; los cantos lutíticos son mayores, con tamaños máximos de 20 a 30 cm.

La matriz puede ser o bien grauváquica, o bien lutítica. En el primer caso, las grauvacas son de grano fino a grueso, grises o verdes; están compuestas predominantemente por cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, presentando frecuentes plagioclasas, como accesorios turmalina y como secundarios pirita; la fracción lutítica de los mismos está formada por clorita, sericita

y moscovita, con raras biotitas. Si la matriz es lutítica, es de tonos grises a verde oscuros, estando compuesta principalmente por cloritas y sericitas, localmente puede contener abundante cuarzo de tamaño limo.

Las grauvacas, que petrográficamente varían desde grauvacas a litarenitas y sublitarenitas, McBRIDE (1963), pueden ser de grano fino a grueso; de colores grises, negruzcos y verdes; presentando normalmente aspecto masivo.

Sus componentes principales son: cuarzo, cuarcita y plagioclasa; como accesorios aparecen chert, feldespato potásico, algunas biotitas detríticas y minerales pesados (turmalina y algunos zircones); y como secundarios minerales ferruginosos idiomorfos (pirita). Ocasionalmente pueden presentar "clastos" carbonatados, su actual dolomitización impide precisar si todo el carbonato es diagenético, o sólo lo es en parte, estos carbonatos en algunas capas están totalmente disueltos, adoptando éstas unos tonos marrones y aspecto noduloso siendo más blandas que los niveles grauváquicos que las rodean, en ellas, al microscopio, se observa un porcentaje muy alto de óxidos de hierro.

Su matriz suele ser cuarcítica a cuarzo-micácea, compuesta por cuarzo monocristalino tamaño limo y por minerales micáceos: cloritas, sericitas y algunas moscovitas. En raras ocasiones la matriz es exclusivamente micácea. Como alteraciones diagenéticas presenta cemento silíceo y los "clastos" carbonatados.

Las lutitas, materiales dominantes en esta unidad, están formadas fundamentalmente por minerales micáceos (cloritas, sericitas y moscovitas), esporádicamente contienen cuarzo monocristalino, que puede ser muy abundante, cuyo tamaño varía entre limo y arena de grano fino; como secundarios presentan minerales ferruginosos, que pueden ser idiomorfos (pirita) y estar muy alterados. En ocasiones aparecen dispersos clastos de mayor tamaño, que también pueden estar acumulados en lenticulas o en láminas milimétricas, éstos son normalmente de cuarzo y, más raramente, de fragmentos de rocas (cuarcita y chert) y de plagioclasa; localmente incluyen, como las grauvacas, "clastos carbonatados. Sus colores son variables grises, verdes y negruzcos, alterados a diversos tonos, blanquecinos, amarillentos, rojizos, etc. Son materiales frecuentemente laminados, con láminas de distintos colores; estando marcada la laminación por diferencias granulométricas, acumulación o no de clastos, o composicionales, presencia o ausencia de minerales ferruginosos.

Extensión: al situarse sobre la unidad AS.1 ocupa, por zonas, parte de los núcleos de los anticlinales (por ejemplo, en el de Miravete y partes del de Navezuelas-Robledollano). Sus mejores puntos de observación son la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, en ambos flancos del anticlinal de Ibor (miembros AS.2.a y AS.2.b, conglomerados, lutitas y slumps); carretera nacional V, en la subida al puerto de Miravete (miembro AS.2.b, lutitas y paraconglomerados); pista forestal de Higuera a Campillo de Deleitosa (miembro AS.2.b, lutitas y paraconglomerados); oeste y noroeste de

Navezuelas (miembros AS.2.a y AS.2.b, conglomerados y lutitas), etc.

Espesor: el difícil control de su muro, en aquellas zonas donde no aparece claramente el miembro AS.2.a, hace que su potencia sea difícil de calcular. Esta varía entre 130-180 m en el anticlinal de Navezuelas-Robledollano; 260 m en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano; y un máximo de aproximadamente 400-450 m en Miravete, aunque ésta puede estar sobreestimada en este último punto, donde quizás existan una serie de pliegues que repitan parte de la sucesión.

TEJERO (1976) para su "formación Retamosa-Cabañas del Castillo", al suroeste del área estudiada, calcula un espesor de unos 1.000 m, espesor, que a falta de estudios más detallados en esa región, parece algo excesivo. Más acorde con nuestras propias observaciones son los datos de CUVÉLIER *et al.* (1982), que asignan a su "serie del Ibor superior" una potencia entre 200-250 m en la región de Castañar de Ibor y la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo).

Relaciones infra y suprayacentes: como ya se dijo al hablar del contacto superior de AS.1, pensamos que su límite inferior es concordante con esa unidad, y que las posibles disarmonías entre ambas se deben, o bien a contactos mecanizados originados por el distinto comportamiento estructural entre los niveles lutíticos y grauvácicos de la unidad infrayacente, y los conglomerados de la base de AS.2; o bien a erosión en los bordes de canales y cañones turbidíticos, que se encajan en esta unidad.

El contacto con la unidad AS.3 es concordante, neto donde aparecen niveles conglomeráticos en la base de éste; mientras que es transicional, con límite difícil de situar, donde no existen esos niveles conglomeráticos, como al noroeste de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano.

Edad: siguiendo el esquema de LOTZE (1961), GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971) citan en el anticlinal de Ibor las "capas conglomeráticas de transición" asignándolas una edad cámbrica. TEJERO (1976), sigue también este mismo esquema comparando las "capas de transición" con la "formación Retamosa-Cabañas del Castillo", aunque le asigna una edad precámbrica.

HERRANZ *et al.* (1977), VILAS *et al.* (1979) y VILAS *et al.* (1981) al asignar una edad precámbrica a las calizas de Valdecañas, por correlación litoestratigráfica con el anticlinal de Navalpino, consideran también de esa edad los materiales infrayacentes a ellas. También MORENO (1977 a y b) con los mismos criterios, de edad precámbrica de las calizas, considera de esta edad todos los niveles del anticlinal de Ibor.

CUVÉLIER *et al.* (1982) no citan las "capas de transición", comparando su "serie del Ibor superior" con las "capas de Valcasa", atribuyéndolas una edad precámbrica.

LIÑAN *et al.* (1984), citan en la parte alta del "Guadalupe complex" *Bavlinella faveolata*, asignándole una edad Rifeense alto-Vendiense superior, suponiendo, en función de la asociación paleontológica que

aparece en niveles suprayacentes, una edad Vendiense inferior alto-Vendiense medio para dicha unidad.

4.3. Grupo AS.II

Es una unidad litoestratigráfica informal con carácter de Grupo, en ella se han distinguido cuatro unidades, también informales, con rango de formación: AS.3, AS.4, AS.5 y AS.6.

No proponemos ningún tipo de nombre, ni litológico, ni geográfico, para ninguna de estas unidades, en espera de trabajos más regionales que permitan definir las con la mayor validez posible. Coloquialmente la denominamos "unidad de plataforma" o "Alcudiense superior de plataforma".

En la cartografía se distinguen por separado cada una de sus unidades constituyentes. Dentro de la unidad basal AS.3 se han distinguido, cuando existen, los niveles areniscosos, conglomeráticos o microconglomeráticos, que se sitúan generalmente en su base.

La unidad AS.3 está compuesta principalmente por niveles grauvácicos y microconglomerados con abundantes tramos lutíticos, más importantes y frecuentes a techo. La unidad AS.4 es una unidad esencialmente dolomítica, con intercalaciones de lutitas, grauvacas y microconglomerados. La unidad AS.5 está formada principalmente por lutitas con intercalaciones grauvácicas, con algunos niveles, dispersos, microconglomeráticos. Por último, la unidad AS.6 está formada por lutitas y grauvacas, muy similares a las anteriores, conteniendo además abundantes intercalaciones lenticulares de grauvacas y microconglomerados.

4.3.1. Unidad AS.3

Es una unidad de carácter totalmente terrígeno, está compuesta por niveles de grauvacas y pizarras, estas últimas dominantes hacia el techo de la unidad, con intercalaciones de grauvacas microconglomeráticas y microconglomerados en su base.

Sinonimias: es equivalente, tanto a parte de la "unidad Cm" ("microconglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras"), TEJERO (1976), en el flanco noreste del anticlinal de Navezuelas-Robledollano; como a la "unidad Cp" ("pizarras con laminaciones"), al menos en parte, TEJERO (op. cit.), en el flanco suroeste de dicho anticlinal.

Debería corresponder a los "microconglomerados del Cerro del Cesto", MORENO (1977 a y b), puesto que los sitúa bajo la unidad carbonatada, que denomina "calizas de Valdecañas", situación similar a la de AS.3; sin embargo, pese a que AS.3 también contiene microconglomerados, parecidos a los del Cerro del Cesto, estos se encuentran intercalados en la unidad carbonatada y no por debajo de ella.

Podría ser equivalente a parte de las "pizarras del Guadiana", HERRANZ *et al.* (1977), más concretamente a su parte superior; así como a la parte superior de la "unidad A", VILAS *et al.* (1979). Todas las cuales están

situadas en los niveles basales del Alcudiense superior, HERRANZ *et al.* (1977), SAN JOSÉ (1983).

Es comparable a la "serie de Navalvillar inferior", CUVELIER *et al.* (1982), con quienes discrepamos fundamentalmente en la expresión cartográfica de la unidad y en algunas cuestiones litológicas menores. AS.3 es también equivalente en parte a la "Serie coloreada" ("Bunte serie"), CUVELIER *et al.* (op. cit.), aunque esta unidad, que es diferenciada por su coloración, comprende varias de nuestras unidades; la coloración de los materiales pensamos que es poligénica, afectando de forma similar a distintas unidades y por lo tanto es un criterio que no se puede usar en la subdivisión de unidades.

Por último, se puede correlacionar con la base de las "calcareous beds", LIÑAN *et al.* (1984), pudiendo incluir la parte más alta del "Guadalupe complex", LIÑAN *et al.* (op. cit.), a partir de cuyo trabajo no se puede precisar más.

Litología: está compuesta por grauvacas, que localmente pueden ser microconglomeráticas, lutitas y microconglomerados.

Los niveles microconglomeráticos y de grauvacas microconglomeráticas (petrográficamente litarenitas a sublitarenitas, McBRIDE (1963), con clastos de tamaños conglomeráticos dispersos), son siempre granosportados, con matriz escasa, intersticial, fundamentalmente masivos y de tonos grises u ocre a marronáceos.

Los clastos son principalmente de cuarcita y cuarzo, siendo también a veces abundantes otros fragmentos de rocas cuarcíticas (chert y lidita). Como componentes accesorios aparecen escasos feldespatos (casi exclusivamente plagioclasa), algunos fragmentos de rocas esquistosas y grauváquicas, minerales pesados (turmalina) y raras biotitas detríticas. Como secundarios existen minerales opacos ferruginosos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita) y moscovitas. Localmente, en la base de algunos niveles, aparecen cantos blandos lutíticos de pequeña talla, de origen sinsedimentario. Los clastos son subredondeados a subangulosos, dominando los primeros; sus tamaños máximos son variables entre 1 y 2 cm según capas.

La matriz es escasa, del 0 al 10%, intersticial, fundamentalmente micácea, formada por cloritas, sericitas y raras moscovitas; en algunas ocasiones es cuarzo-micácea, con cuarzo monocristalino tamaño limo, desde escaso a muy abundante.

Las grauvacas varían petrográficamente desde grauvacas (frecuentemente cuarzovacas) a litarenitas y sublitarenitas, McBRIDE (1963), son de tonos oscuros, grises y verdes, pero pueden alterarse y entonces presentar diversas tonalidades, rojizas, amarillentas, ocre, etc.

Los clastos varían de angulosos a redondeados, más normalmente subredondeados; el tamaño de grano oscila entre muy fino y grueso (hasta 1 mm). La proporción clastos/matriz es muy variable, con una gradación continua entre el 30 y el 90% de clastos, pudiendo

situarse la media entre 60-75%. En algún caso aislado pueden estar estirados presentando colas de presión.

Sus componentes principales son cuarzo y cuarcita (en un caso se ha observado un clasto de cuarcita con una venilla de cuarzo que no penetraba en la matriz), a veces son también abundantes otros fragmentos de rocas cuarcíticas criptocristalinas. Como componentes accesorios hay fragmentos de rocas esquistosas, en algunas ocasiones con deformación tectónica presedimentaria; fragmentos de rocas ígneas, que pueden ser frecuentes; feldespatos, casi exclusivamente plagioclasa; biotitas detríticas, a veces muy alteradas disgregándose en la matriz; y minerales pesados, normalmente turmalina y algún zircón. Sus componentes secundarios son minerales opacos ferruginosos, que a veces presentan hábito cúbico (pirita) y otras veces aparecen como películas recubriendo clastos; micas blancas de neoformación, que se suelen disponer oblicuas a la esquistosidad; y algunas moscovitas, también de neoformación.

La matriz es micácea o cuarzo-micácea, siendo sus componentes principales: clorita, sericita y cuarzo monocristalino, cuyo tamaño varía desde limo a arena muy fina; aparecen también moscovitas y biotitas, éstas normalmente muy alteradas. Pueden presentar cemento dolomítico, que si se altera da a la roca un aspecto noduloso, y cemento ferruginoso.

Las lutitas presentan una transición en cuanto a tamaño de grano con las grauvacas, apareciendo con asiduidad alternancias mili a centimétricas de láminas más lutíticas con láminas más grauváquicas, que dan a los materiales los típicos aspectos laminados o acintados dominantes en esta unidad.

Están compuestas por micas (clorita, sericita y escasas moscovitas y biotitas, éstas muy degradadas), es también común el cuarzo monocristalino de tamaño limo o menor, que puede dar a la roca un aspecto cuarzo-micáceo. Es frecuente la existencia de minerales ferruginosos, a veces muy abundantes, tanto de pequeño tamaño y formas irregulares, como grandes cristales de hábito cúbico que pueden presentar halos rojizos. A veces existen moscovitas y otras micas blancas de crecimiento secundario, éstas últimas como grandes cristales idiomorfos que crecen oblicuos a la esquistosidad. Presentan a veces cemento ferruginoso o dolomítico, el cual si se altera da a la roca un aspecto noduloso. Existe una proporción variable de clastos entre el 0 y el 30%, con una media entre el 5 y el 10%, los cuales son de cuarzo monocristalino, fragmentos de rocas cuarcíticas y de rocas volcánicas, su tamaño medio es arena de grano fino.

Estos niveles pizarrosos son habitualmente laminados, rara vez masivos; están formados por alternancias milimétricas de láminas con mayor o menor proporción en clastos o en óxidos de hierro. Sus alteraciones diferenciales, en función de su composición, provoca la aparición de un amplio abanico de tonos, desde muy oscuros (negros y verdes) en rocas no alteradas, a rojos, morados, violetas, amarillos, etc., en rocas alteradas, lo que les da un aspecto característico.

Extensión: aflora continuamente en el flanco noreste del anticlinal de Ibor. En el flanco suroeste aflora con continuidad desde Campillo de Deleitosa hacia el noroeste; mientras que hacia el suroeste sus afloramientos son discontinuos en función de la erosión preordovícica. En el anticlinal de Navezuelas-Robledollano presenta afloramientos casi continuos desde la carretera Robledollano-Deleitosa hacia el noroeste, mientras que desde esa carretera hacia el sureste sus afloramientos son discontinuos en ambos flancos. En el anticlinal de Miravete aflora únicamente en el flanco noreste.

Sus mejores puntos de observación son: la carretera nacional V en los alrededores del arroyo Giraldo; carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, desde el río Ibor hacia Castañar; a lo largo de la carretera de Navezuelas a Cañamero, así como al oeste y suroeste de Navezuelas; oeste de Guadalupe, siguiendo la pista paralela al río Guadalupejo y otras próximas. El mejor punto de todos se encuentra en las proximidades del puente de Almaraz, sobre el río Tajo, en el arroyo Arrogato, donde se ha levantado la columna del puente de Almaraz (figs. 25 y 26).

Espesor: es una unidad con espesores muy variables. En el flanco noreste del anticlinal de Ibor aparecen desde 25 m en la zona de La Calera-Estrecho la Peña, a 100 m en las proximidades de Valdecañas, con máximos alrededor de 220 m en el área comprendida entre la carretera a Carrascalejo y Castañar de Ibor. En general se puede decir que sus máximos espesores coinciden con los mínimos de la unidad carbonatada suprayacente, con excepción de la zona de La Calera-Estrecho la Peña.

En el anticlinal de Miravete presenta de 100 a 125 m de potencia; mientras que en el flanco suroeste del anticlinal de Navezuelas-Robledollano, en las proximidades de Romangordo, aparecen de 25 a 30 m.

En este aspecto coincidimos con CUVELIER *et al.* (1982), que dan una potencia de 150 a 200 m a la "serie de Navalvillar inferior", equivalente de AS.3. Creemos que los espesores que presenta TEJERO (1976) 200 m para la "unidad Cp" y 300 m para la "unidad Cm" en el anticlinal de Navezuelas-Robledollano, son ligeramente altos en función de la tectónica existente; el hecho de que la unidad no aflore completa, aparentemente, en dicho anticlinal, nos impide calcular su potencia exacta, como aproximación afloran de 100 a 150 m de la unidad AS.3.

Relaciones infra y suprayacentes: La unidad infrayacente a AS.3 es siempre AS.2, con la excepción, quizás, de la columna del Estrecho la Peña, figs. 63 b y 65), donde quizás su base se apoye sobre AS.1, estando el contacto tectonizado. El límite entre ambas es siempre concordante, pudiendo ser neto o gradual.

En la mitad suroriental del área estudiada la base de AS.3 la componen niveles de grauvacas de grano grueso y microconglomerados, con pasadas conglomeráticas, que la separan de AS.2, excepto en el extremo más suroriental del anticlinal de Ibor (zonas de La Calera-Estrecho la Peña y Pico Agudo), donde no existen niveles de grano grueso y la base de AS.3 es transicional con los niveles más altos de AS.2.

En la mitad noroccidental el tránsito es siempre gradual, con existencia de esporádicos niveles canalizados conglomeráticos hacia la base de AS.3. El límite lo situamos en las proximidades de los primeros niveles conglomeráticos, si existen, o en las primeras facies atribuibles a medios de plataforma.

Su límite superior es siempre concordante, normalmente con la unidad AS.4, aunque si ésta falta se apoya sobre AS.3 la unidad AS.5 también concordantemente, en éste caso es difícil de precisar el límite entre ambas, pues se sitúa en un tramo, algo potente, de granulometría más fina.

Edad: siguiendo las ideas de LOTZE (1961), los autores que estudiaron estos materiales posteriormente los asignaron al Cámbrico, GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971), TEJERO (1976), etc.; esta última autora atribuye una edad Cámbrico superior-Tremadoc a su "unidad Cm", que hemos correlacionado con AS.3 (aunque hemos de indicar que ella misma la separa, tanto de forma cartográfica, como descriptiva, de los materiales que denomina "capas rojas infracuarcita armoricana de la zona de Retamosa", a las que asigna claramente esa misma edad).

MORENO (1977 a y b), por correlaciones litoestratigráficas con el anticlinal de Valdelacasa, supone que todos los materiales del anticlinal de Ibor son de edad precámbrica, sin mayores precisiones.

HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1981), correlacionan litoestratigráficamente el anticlinal de Ibor con el de Navalpino; asignando a las pizarras de Guadiana, correlacionables con AS.3, una edad precámbrica, por situarse discordantes bajo Cámbrico datado.

Recientemente, CUVELIER *et al.* (1982), siguiendo las ideas de LOTZE (1961), asignan la "serie de Navalvillar" al Cámbrico y, en concreto, la "serie de Navalvillar inferior" al Cámbrico inferior por la presencia de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados", sin mayores especificaciones, pudiendo ser éstos los "restos de trilobites dudosos" que cita LOTZE a techo de las calizas en Castañar de Ibor.

Finalmente, LIÑAN *et al.* (1984) citan en la unidad que denominan "calcareous beds", que en su parte inferior deben ser equivalentes a AS.3, *Bavlinella faveolata*, *Cochlichnus sp.*, Vendoténias y fósiles tubulares (ejemplares de Vendoténias también hemos encontrado nosotros, de forma abundante, en las facies lutíticas de esta unidad en la carretera del Hospital del Obispo y algún ejemplar mal conservado por otras zonas). Esta asociación indicaría una edad Rifeense alto-Vendiense superior, LIÑAN *et al.* (op. cit.), no aportando mayores precisiones, aunque en su cuadro de correlaciones la parte inferior de las "calcareous beds" es correlacionada con la unidad que denominan "upper detrital beds" de la sección del río Uso, en el anticlinal de Valdelacasa, a la cual asignan una edad Vendiense superior.

4.3.2. Unidad AS.4

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asigna ningún nombre para no aumentar la nomenclatura de las unidades regionales. Tiene un carácter mixto carbonatado- terrígeno, siendo precisamente los materiales carbonatados los que dan carácter distintivo a esta unidad. Está compuesta por dolomías, dolomías arenosas, areniscas dolomíticas, pizarras y, de forma subordinada, grauvacas y microconglomerados.

Sinonimias: Correspondería en parte a las "dolomías y calizas", LOTZE (1961); "calizas", GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971); "unidad calcárea", TEJERO (1976); y "calizas de Valdecañas", MORENO (1977 a y b).

También a las "calizas de Villarta", HERRANZ *et al.* (1977), quienes correlacionan estas calizas del anticlinal de Navalpino con las existentes en ambos flancos del anticlinal de Guadalupe (Ibor), y en el de Robledollano. Es asimismo equivalente a la parte inferior de la "unidad B", VILAS *et al.* (1979).

Es equivalente a la "serie de Navalvillar media", CUVELIER *et al.* (1982); mientras que las calizas intercaladas en la "Serie coloreada", y en la "serie del Ibor superior", CUVELIER *et al.* (op. cit.), corresponden al mismo nivel carbonatado incluyéndose en la unidad AS.4, en el primer caso, la separación por estos autores, se debe a la distinta coloración de la "serie" en la que están incluidas. Por características regionales creemos que en el anticlinal de Ibor existe sólo una unidad que contenga niveles carbonatados (AS.4), puesto que, aunque en la zona entre Navalvillar de Ibor y Fresnedoso de Ibor parecen existir varios niveles, éstos hacia el noroeste tienden a unirse formando un único nivel carbonatado, localmente muy replegado; mientras que en otros puntos existe exclusivamente un nivel carbonatado (La Calera, suroeste de Guadalupe, Roturas, etc.).

De una forma amplia sería comparable con la parte media de las "calcareous beds", LIÑAN *et al.* (1984).

Litología: los materiales carbonatados se pueden dividir en dos grupos: por un lado las dolomías en sentido estricto, apenas sin terrígenos; y, por otro lado, dolomías arenosas y areniscas dolomíticas.

Las dolomías son de color gris claro y gris oscuro a pardas, con frecuencia azuladas y, a veces amarillentas y rosadas; pueden ser ankeríticas, en cuyo caso son de tonos marrones, achocolatadas, o gris oscuras, casi negras; a veces son calcíticas, con cristales idiomorfos de calcita que se habrían originado por dedolomitización.

Petrográficamente son doloesparritas a dolomicrocritas de aspecto masivo, no se aprecian texturas deposicionales originales por lo que la dolomitización que se observa actualmente debe ser tardía, RICKETTS (1983), MORROW (1984); excepcionalmente, en un caso, parece observarse fantasmas de aloquímicos, los cuales presen-

tan formas con morfología redondeada que podrían ser equivalentes a oolitos. Están compuestas por cristales idiomorfos a alotriomorfos de dolomita con grandes variaciones de tamaño cristalino, desde cripto a macrocristalinos, presentándose con frecuencia varios tamaños en la misma muestra; los contactos entre los cristales son desde rectos a interpenetrados. Son frecuentes los fenómenos de disolución bajo presión, apareciendo numerosos estilolitos que se disponen, normalmente, subparalelos a la estratificación y en los cuales quedan residuos de los elementos no disueltos como terrígenos, materia carbonosa y minerales ferruginosos.

Como componentes accesorios presentan minerales micáceos, esencialmente cloritas y sericitas, con algunas moscovitas y biotitas, que pueden presentar procesos de alteración, se presentan como cristales alargados que se disponen paralelos, o casi paralelos, a las superficies de estratificación, acumulándose en láminas lutíticas o, mas normalmente, dololutíticas, siendo raro que se presenten dispersos. Esporádicamente contienen cuarzo monocristalino tamaño limo, cuarcita, plagioclasa y turmalina.

Como elementos secundarios aparecen minerales ferruginosos opacos, localmente con hábito cúbico (pirita), que son muy abundantes en los niveles ankeríticos y escasos en los demás, éstos se encuentran o bien dispersos, o acumulados en láminas muy finas, en ocasiones recubriendo cristales idiomorfos lo que acentúa la morfología de éstos. También contienen, con frecuencia, pequeños restos de materia carbonosa acumulada en láminas o estilolitos y raramente dispersa.

Las dolomías aparecen formando desde láminas milimétricas a grandes bancos de tamaño métrico, sus límites son plano paralelos, localmente ondulados e irregulares, presentando a veces grandes morfologías monticulares. Su estructura, o es masiva, o, más frecuentemente, laminada dando a la roca un aspecto acintado. La laminación es paralela, planar e irregular, continua a discontinua, pudiendo presentar formas monticulares de pequeña talla que no son muy extensas lateralmente. La laminación se debe a alternancias de láminas con y sin terrígenos, pudiendo presentar, ambas láminas, tamaños de cristales dolomíticos equidimensionales o no, finalmente, como causa menor están las alternancias de tamaños cristalinos dolomíticos, incluyendo una de las láminas minerales micáceos o ferruginosos.

Las areniscas dolomíticas y dolomías arenosas presentan toda una serie de términos que corresponden a una transición continua entre ambos extremos. Además, existe una transición continua de términos tanto entre estos materiales y las dolomías anteriormente descritas, mientras que por el otro puede llegarse a areniscas y grauvacas casi sin elementos dolomíticos.

Petrográficamente se podrían clasificar como doloarenitas a sublitarenitas dolomíticas, no apreciándose ningún tipo de fantasmas de aloquímicos.

Los componentes principales son: dolomía micro a macrocristalina, con morfologías desde idiomorfos a alotriomorfos, y cuarzo, que presenta un tamaño de

grano variable entre limo y arena de grano medio a fino, con una proporción que puede oscilar entre el 15 y el 60% de la roca, con lo cual, dependiendo del porcentaje de terrígenos, éstos pueden estar o bien flotando, o bien en láminas granosoportadas.

Como elementos accesorios principales presentan minerales micáceos, fundamentalmente moscovita y biotita, y en menor grado clorita y sericita. En mucha menor proporción aparecen: minerales pesados (turmalina y raros zircones), feldespatos (plagioclasa y algún feldespato potásico) y otros fragmentos de rocas ígneas y cuarcíticas.

Estos niveles, como los dolomíticos, son de tonos grises, claros y oscuros, a pardos; forman cuerpos tabulares a lenticulares, centi a decimétricos, raramente métricos, con bases planas o cóncavas, erosivas, y techos planos, en ocasiones ondulados. Pueden ser masivos, o más normalmente laminados, presentando laminación paralela y laminación cruzada, tanto planar como de surco, originada por alternancias de láminas más o menos ricas en terrígenos.

Estas litologías aparecen predominantemente en la mitad noroccidental del área de estudio; en general hacia el sureste de ésta disminuye, no sólo la proporción de estos tipos de litologías, sino que además disminuye el tamaño de grano de los componentes terrígenos; éstos sólo vuelven a tener cierta importancia en las zonas donde la potencia de la unidad es superior a la normal, por ejemplo en los alrededores de Navalvillar de Ibor (columna Navalvillar de Ibor I, figs. 46 b y 48).

Los materiales terrígenos están compuestos por lutitas y, en menor grado, por grauvacas, presentando ocasionalmente intercalaciones de microconglomerados.

Las lutitas contienen como componentes principales minerales micáceos (cloritas y sericitas); además casi todas las muestras presentan proporciones variables de cuarzo (5 a 25%), generalmente monocristalino, de tamaño limo, que puede presentar colas de presión. Como componentes accesorios aparecen algunas biotitas detríticas que ocasionalmente pueden estar muy alteradas.

Los componentes secundarios son minerales ferruginosos, a veces con hábito cúbico (pirita), que normalmente aparecen dispersos aunque se pueden acumular en láminas. También se observa materia carbonosa opaca, así como grandes micas blancas con formas tabulares que crecen oblicuas a la esquistosidad principal. Por último, presentan elementos dolomíticos, en cuyo caso nos encontraríamos frente a calcoesquistos (dololutitas), los cuales son más abundantes en la terminación suroriental del área estudiada coincidiendo con la práctica desaparición de los niveles dolomíticos (zona de La Calera-Estrecho la Peña).

Las lutitas son habitualmente laminadas, rara vez aparecen como pequeños niveles masivos. La laminación se debe a múltiples causas, entre ellas a alternancias milimétricas lutita-grauvaca, dololutitas-lutitas y, en ocasiones, a alternancias de láminas ricas y pobres en óxidos de hierro o materia carbonosa. Estas diferentes alternancias, así como la alteración de alguno de los componentes, producen una variedad de tonalidades

amplia, lo que normalmente acentúa la laminación, sus colores dominantes son: grises (claros y oscuros), a veces negros, y verdes; alterándose a tonos marrones, pardos, rojizos, blanquecinos, etc., dependiendo de su mineralogía.

La laminación suele ser muy continua, excepto cuando viene marcada por la existencia de láminas grauváquicas, que pueden aparecer como formas lenticulares, o bien como láminas muy planas de cierta extensión. Finalmente, en algunas ocasiones, se aprecian pequeños cortes entre grupos de láminas con estructuras suavemente erosivas. Al microscopio los límites entre láminas son difusos, aunque en el caso de alguna lámina de granulometría más gruesa puede ser neto y localmente erosivo. No suelen presentar ningún tipo de microordenación interna, con la excepción de la orientación de los ejes mayores de los clastos (cuando los hay), paralelos o subparalelos a las superficies de las láminas; sólo en ocasiones se ha observado microlaminaciones cruzadas en alguna lámina grauváquica.

Petrográficamente, los materiales grauváquicos varían desde grauvacas hasta sublitarenitas y litarenitas de grano fino y muy fino a grueso, conteniendo a veces clastos mayores de 2 mm que les dan un aspecto microconglomerático. Composicionalmente presentan como elementos principales cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas; en ocasiones, si presentan cemento dolomítico, parecen existir corrosiones del cuarzo por los carbonatos.

Componentes accesorios son, de mayor a menor proporción: feldespatos (principalmente plagioclasa, algo de feldespato potásico y alguna microclina); biotitas detríticas, a veces alteradas; fragmentos de rocas ígneas y esquistosas; y turmalinas.

Los componentes secundarios son micas blancas, que aparecen como grandes cristales con hábito tabular, y óxidos de hierro con formas irregulares o hábito cúbico (pirita), siendo en ocasiones abundantes, con aspecto de cemento ferruginoso. La presencia de cemento dolomítico es habitual.

La matriz es micácea, a veces micáceo-cuarcítica, y sólo en raras ocasiones cuarcítica o cuarzo-micácea; su proporción varía entre el 5 y el 60% de la roca, con un máximo entre el 20 y 30%. Está formada por minerales micáceos, cloritas y sericitas con algunas moscovitas y biotitas, y por cuarzo monocristalino tamaño limo.

Las grauvacas forman cuerpos tabulares, centi a decimétricos, con base plana a cóncava y techo plano, a veces ondulado. Son masivas, aunque es frecuente la presencia de laminación paralela, laminación cruzada planar y de surco. La laminación se debe, o bien a variaciones de tamaños de clastos, o bien a variaciones en la cantidad de matriz, en ocasiones está marcada por la presencia de acumulaciones de minerales ferruginosos en algunas láminas. Son de tonos verdes, pardos o grises.

Con frecuencia aparecen como láminas milimétricas alternando con lutitas o con dolomías, presentando los materiales un aspecto bandeado o acintado característico. En estos casos la base de la capa grauváquica es neta, plana o suavemente irregular, localmente erosiva y su techo, o es transicional, o neto.

Los niveles de grano más grueso son microconglomerados cuarcíticos con tamaño de grano máximo variable entre 0.5 y 1 cm. Sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, incluyendo alguna lidita. Como accesorios presentan clastos de esquistos, biotita detrítica y turmalinas (raras). Como minerales secundarios aparecen elementos ferruginosos, en ocasiones con hábito cúbico (pirita). Pueden presentar cemento dolomítico.

La matriz es cuarcítica o cuarzo-micácea, siendo, en raras ocasiones, micácea; en el primer caso la matriz puede ser abundante, estando constituida por clastos cuarcíticos de tamaño arena de grano fino a muy fino, son granosoportados; en el segundo caso, son también granosoportados con matriz escasa, intersticial a casi inexistente, compuesta por cloritas y sericitas, al igual que la fracción micácea del caso anterior.

Forman cuerpos lenticulares centi a decimétricos, con base erosiva, plana u ondulada, y techo plano u ondulado. Son principalmente masivos, aunque pueden reconocerse laminación paralela o cruzada planar originadas por alternancias en los tamaños de clastos entre láminas o, en algún caso, por la orientación de los ejes mayores de los clastos subparalelos a la estratificación. Pueden presentar cantos blandos en las proximidades de las bases. Son de tonalidades grises claras o pardas.

Dentro de esta unidad los elementos terrígenos son importantes en la mitad noroccidental del área estudiada, aproximadamente desde Castañar de Ibor-Robledollano hacia el noroeste, mientras que en la mitad sureste son escasos o nulos, apareciendo esporádicamente alternancias de pizarras y calcoesquistos,

Extensión y espesores: En el flanco noreste del anticlinal de Ibor aflora continuamente desde el borde de la fosa del Tajo, al noroeste, hasta las "rañas" que limitan por el sureste el área estudiada. Su potencia en este flanco disminuye de noroeste a sureste variando desde un máximo de 210 metros en Valdecañas, a un mínimo de 0 a 25 m desde la carretera de Hospital del Obispo hasta la terminación suroriental del anticlinal, con 70 m en Navalvillar de Ibor. Los anteriores cortes se pueden considerar los más representativos de esta unidad en este flanco.

En el flanco suroeste del anticlinal de Ibor la unidad está mal representada, en parte por no deposición y en parte por erosión previa a la sedimentación de los materiales ordovícicos. Sólo aparecen, en el extremo noroeste, en los alrededores del río Tajo, unos 10 a 15 m de alternancias de lutitas y dolomías; y en el extremo sureste, al suroeste de Guadalupe, entre 0 y 20 a 25 metros de dolomías gris azuladas y dolomías ankeríticas en tres pequeños afloramientos.

En el flanco noreste del anticlinal de Navezuelas-Robledollano también presenta escasa extensión, limitada a su terminación noroccidental donde afloran 75 m de esta unidad, aunque los materiales carbonatados son enormemente minoritarios frente a los terrígenos. En el resto del flanco no aparece, bien por no deposición, o por erosión preordovícica.

En el flanco suroeste de éste anticlinal, también presenta fuertes variaciones de espesor con un máximo de 200 m en Arrocampo, mientras que hacia el sureste de Romangordo no aflora por erosión preordovícica; a partir de éste punto aparece sólo localmente a favor de grandes fracturas, con potencias de 50 m en las proximidades de Robledollano y unos 135 m en las proximidades de Roturas.

Finalmente, en el anticlinal de Miravete sólo aflora en su flanco noreste, debido a la disarmonía estratigráfica entre sus flancos, aunque lo hace de una forma continua; en la carretera nacional V afloran entre 100 y 125 m de esta unidad con dominio amplio de los materiales terrígenos.

En cuanto a potencias de esta unidad coincidimos con CUVELIER *et al.* (1982), que para la "serie de Navalvillar media" asignan unas potencias entre 5 y 50 m en los alrededores de Navalvillar de Ibor, y menos de 7 m en la zona de Hospital del Obispo. Asimismo, coincidimos con TEJERO (1976) que asigna a su "unidad calcárea" una potencia algo menor de 130 m en la región de Robledollano-Roturas.

Por el contrario, discrepamos con algunos autores que entre Navalvillar de Ibor y Castañar de Ibor indican la existencia de varios niveles carbonatados interestratificados en la serie, CUVELIER *et al.* (1982); I.G.M.E. (1985 a y b). Nosotros opinamos que esta repetición es puramente tectónica, lo cual se puede comprobar continuando los niveles carbonatados desde Castañar de Ibor hacia el noroeste (Fresnedoso de Ibor), donde todos esos niveles tienden a converger formando una serie de anticlinales y sinclinales que, a medida que avanzamos hacia el noroeste, son más y más apretados, con su máximo acortamiento entre Fresnedoso de Ibor y Valdecañas, donde sólo estudios muy detallados de polaridades de la serie y de relaciones entre la esquistosidad y la estratificación (como criterio de polaridad estratigráfica), así como su expresión cartográfica (con la aparición de ojales de niveles terrígenos entre los carbonatados), nos permite diferenciar la existencia de los pliegues, éstos se ponen claramente de manifiesto en el río Tajo, en las proximidades de Valdecañas, donde, tanto por criterios sedimentarios como tectónicos, se comprueba que unos niveles están invertidos (por ejemplo, la columna Valdecañas I, figs. 31 a y 32), lo cual viene apoyado por el hecho de que la esquistosidad buze menos que la estratificación; mientras que otros niveles presentan una posición normal (columna Valdecañas II, figs. 31 b y 33).

Relaciones infra y suprayacentes: Los límites de esta unidad, tanto inferior, con AS.3, como superior, con AS.5, son siempre concordantes.

Su muro es en algunos puntos bastante difuso, muy gradual, apareciendo finas intercalaciones de material carbonatado entre los terrígenos, que poco a poco se hacen más importantes, tanto en número como en potencia, llegando a formar grandes paquetes carbonatados. En otros puntos, la aparición de los niveles carbonatados es brusca, aunque contengan intercalaciones

terrágenas; en estos casos, sin embargo, por debajo de la unidad aparecen con frecuencia niveles terrígenos que contienen cemento dolomítico, aunque la base de la unidad la hemos situado donde aparecen los primeros bancos predominantemente carbonatados.

A techo el tránsito suele ser neto, situándose su límite donde desaparecen los niveles carbonatados, aunque por encima existan grauvacas con cemento dolomítico (por ejemplo, columna Hospital del Obispo II, figs. 51 b y 53). Localmente, las intercalaciones de niveles lutíticos entre las dolomías le dan un aspecto gradual; sin embargo, por razones sedimentológicas, pensamos que debe existir una discontinuidad a techo de estos materiales (ver apartados 7.2.1 y 7.2.2).

Localmente la unidad no existe debido a la desaparición de los niveles dolomíticos que la definen; su equivalente lateral correspondería a un conjunto de materiales de granulometría más fina, que es donde se sitúa convencionalmente el contacto entre AS.3 y AS.5, puesto que es materialmente imposible diferenciar las facies de una u otra unidad excepto por el hecho de que en amplias zonas las separan los materiales carbonatados.

Edad: En los años 60 y principios de los 70, siguiendo ideas anteriores, todos los materiales carbonatados que aparecían en esta región se asignaban al Cámbrico inferior; así, como más importante, se puede citar a LOTZE (1961), quien incluso citó "restos inclasificables de trilobites" a techo del nivel carbonatado de Castañar de Ibor. Más tarde GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971) y TEJERO (1976), entre otros, admitieron tal datación.

Con nuevos estudios regionales se observó la existencia de varios niveles que contenían carbonatos, éstos son: las "calizas de Los Navalucillos", datadas como Cámbrico inferior, GIL CID *et al.* (1976), MORENO GONZÁLEZ DE EIRIS (1979); el "nivel de Fuentes", MORENO (1974); y las "calizas de Villarta", HERRANZ *et al.* (1977).

Los trabajos anteriores propiciaron nuevas correlaciones, así MORENO (1977 a y b), correlaciona las calizas de Valdecañas con el nivel de Fuentes y las asigna una edad precámbrica, al situarse éste bajo las calizas de Los Navalucillos.

Por otro lado, HERRANZ *et al.* (1977), VILAS *et al.* (1979) y VILAS *et al.* (1981), han correlacionado los materiales carbonatados que afloran en el anticlinal de Ibor con las calizas de Villarta del anticlinal de Navalpino, las cuales aparecen discordantes bajo el nivel de Fuentes, siendo por tanto su edad precámbrica.

Más recientemente, CUVÉLIER *et al.* (1982) vuelven a asignar a las calizas una edad post-precámbrica, debido a la aparición de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados" por encima de los materiales carbonatados en Castañar de Ibor.

MARTÍN-CARO (1980) y SAN JOSÉ (1983) siguiendo las ideas de HERRANZ *et al.* (1977) y a partir de los datos aportados por BRASIER *et al.* (1979), suponen que la base del Cámbrico se sitúa en la base del nivel de Fuentes, el cual se apoyaría discordante sobre su sustrato Alcudiense; de esta forma, puesto que las

calizas del anticlinal de Ibor se sitúan en el Alcudiense superior, SAN JOSÉ (op. cit.), éstas deberían ser correlacionables con las del anticlinal de Navalpino, y todas ellas representarían un ciclo sedimentario diferente del ciclo basal Fanerozoico, al situarse éste discordante sobre el anterior.

LIÑAN *et al.* (1984) citan la presencia de *Mycrhystridium* en la parte superior de las "calcareous beds", lo que indicaría una edad Vendienne superior-Cámbrico inferior bajo para estos materiales, los cuales correlacionan con el nivel de Fuentes del anticlinal de Valdelacasa.

4.3.3. Unidad AS.5

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asigna ningún tipo de nombre, ni litológico, ni geográfico, para no aumentarla nomenclatura de unidades de la región. Cartográficamente se representa como una unidad diferenciada con las siglas AS.5. Está compuesta fundamentalmente por materiales terrígenos, pizarras y grauvacas, con algunas intercalaciones microconglomeráticas en zonas muy concretas; sólo en un punto han aparecido unos bancos de dolomías ankeríticas que forman un único afloramiento de unos metros de extensión (columna Fresnedoso de Ibor II, fig. 37).

Sinonimias: Es equivalente a parte de la "unidad Cm": microconglomerados, areniscas, cuarcitas y pizarras de TEJERO (1976), en el flanco suroeste del anticlinal de Navezuelas-Robledollano (mientras que en flanco noreste la "unidad Cm" es equivalente a AS.3, como ya hemos indicado).

Es comparable a la parte basal de las "pizarras del Torilejo", HERRANZ *et al.* (1977), que se incluyen en la parte alta del Alcudiense superior. Asimismo, se corresponde con parte de la "Unidad B", VILAS *et al.* (1979), quienes a su vez la correlacionan con las pizarras del Torilejo.

Es equiparable a la "serie de Navalvillar superior", CUVÉLIER *et al.* (1982), con características litológicas similares; y a parte de la "serie Coloreada", CUVÉLIER *et al.* (op. cit.), que, como ya hemos indicado, comprende parcialmente varias de nuestras unidades debido a las similitudes litológicas entre ellas.

Podría ser equivalente a las "detrital beds", LIÑAN *et al.* (1984), quienes sitúan esta unidad sobre las "calcareous beds"; aunque debido al contenido paleontológico que indican estos autores, no creemos factible tal correlación, por lo que la unidad AS.5 habría que correlacionarla con las "calcareous beds", LIÑAN *et al.* (op. cit.).

Litología: Es una unidad terrígena formada por lutitas y grauvacas, con intercalaciones microconglomeráticas; sólo en un caso afloran unos metros de dolomías.

Las lutitas están compuestas principalmente por minerales micáceos (cloritas y sericitas); su contenido en clastos oscila entre el 0 y el 40%, siendo casi exclusivamente cuarzo monocristalino tamaño limo, rara vez

tamaño arena muy fina a fina, en ocasiones aparecen fragmentos de rocas cuarcíticas y alguna biotita detrítica. Es frecuente la existencia de minerales ferruginosos, acumulados en láminas o dispersos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita) e incluso aspecto de cemento ferruginoso.

Estos niveles lutíticos son habitualmente laminados, aunque a veces pueden ser masivos, están formados por alternancias milimétricas de lutitas con diferentes proporciones de clastos o de minerales ferruginosos que forman una laminación paralela planar, en ocasiones ondulada, algo irregular; sólo esporádicamente se aprecian pequeños grupos de láminas cruzadas con las infra-yacentes. Presentan diferentes tonos que dependen de la composición y de la alteración de sus elementos, por lo que presentan un aspecto laminado versicolor típico.

Son muy frecuentes también las alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas que dan a los materiales un aspecto bandeado o acintado. En éste caso las láminas lutíticas contienen con frecuencia cuarzo monocristalino (hasta un 20%) de tamaño limo a arena de grano fino, otros clastos son muy raros, apareciendo sólo fragmentos de rocas cuarcíticas; como componentes secundarios es abundante la presencia de minerales ferruginosos, apareciendo sólo localmente micas blancas con hábito tabular y cemento dolomítico. Las láminas grauváquicas, que petrográficamente varían entre litarenitas y grauvacas, presentan entre el 10 y el 60% de matriz detrítica (micáceo-cuarcítica principalmente), sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, en general el tamaño de grano varía de muy fino a medio. Como componentes accesorios aparecen otros fragmentos de rocas, ígneas y esquistosas, y minerales pesados (turmalina). Sus componentes secundarios son minerales ferruginosos, que pueden presentar hábito cúbico (pirita), y minerales opacos de aspecto carbonoso. En alguna muestra se ha observado cemento dolomítico.

En éstas alternancias milimétricas la base de la capa grauváquica es neta, con frecuencia erosiva, pudiendo presentar escapes de fluidos y seudonódulos; su límite superior, puede ser transicional o, en menos ocasiones, neto con aparición de microripples. En su interior es normal la presencia de una microlaminación interna debido a la existencia de diferentes porcentajes de matriz, la laminación normalmente es paralela, aunque puede llegar a ser cruzada de bajo ángulo. En la lámina lutítica es también frecuente la existencia de microlaminaciones, en este caso siempre paralelas, debido a la presencia de mayor o menor porcentaje de clastos o de minerales ferruginosos en las láminas. Por último, algunas láminas grauváquicas pueden contener pequeños intervalos lutíticos, y algunas láminas lutíticas, lenticulas grauváquicas.

Las grauvacas se clasifican petrográficamente, como grauvacas, litarenitas y sublitarenitas, McBRIDE (1963), con tránsitos graduales entre los diferentes términos. Son de grano fino a muy fino, en ocasiones medio y grueso, localmente con clastos de 2 mm de

tamaño máximo. Componentes principales son cuarzo monocristalino y fragmentos de rocas cuarcíticas cuyo porcentaje oscila entre el 25 y el 50% de los clastos. Componentes accesorios son: otros fragmentos de rocas cuarcíticas, cuando no son el elemento principal; y, en menores proporciones, fragmentos de rocas ígneas y esquistosas, biotita detrítica, raros feldespatos (plagioclasa) y escasos minerales pesados (turmalina). Como elementos secundarios son muy abundantes los minerales ferruginosos que, en ocasiones, rodean los clastos con aspecto de cemento y, a veces, presentan hábito cúbico (pirita); minerales opacos negruzcos (posible materia carbonosa) y micas blancas de neoformación, a veces con hábito tabular.

Su matriz oscila entre el 0 y el 80% de la muestra, con una media entre el 5 y el 30%, ésta es fundamentalmente micácea (cloritas y sericitas), localmente cuarcómica e incluso, a veces, cuarcítica, en estos casos con cuarzo monocristalino tamaño limo. En general es más micácea al aumentar la proporción de matriz en la muestra. Como cemento pueden presentar cemento ferruginoso y dolomítico.

Se presentan en niveles centi a decimétricos con bases planas, localmente cóncavas, erosivas a no erosivas, localmente cóncavas, y techos planos. Presentan estructura masiva, laminación paralela y, a veces, laminación cruzada. La laminación se debe a alternancias de láminas más o menos ricas en matriz, o más o menos ricas en óxidos de hierro (raro) que al alterarse dan tonos distintos a las diferentes láminas. Ocasionalmente presentan cantos blandos de pequeño tamaño e intercalaciones lutíticas con formas lenticulares (flaser) o, más normalmente, como láminas con características semejantes a las descritas anteriormente para los niveles laminados grauvaca-lutita. Son de tono verde claro a pardo.

Finalmente, los niveles de grano más grueso son grauvacas microconglomeráticas a microconglomerados, los cuales están compuestos por fragmentos de rocas cuarcíticas y cuarzo, con algunos fragmentos de esquistos (raros). Normalmente la matriz es casi inexistente, intersticial, cuarcítica a cuarcítico-micácea, con clastos de cuarzo de tamaño limo y minerales micáceos (cloritas y sericitas).

Son niveles lenticulares con base cóncava, erosiva, que puede presentar cantos blandos, y techo plano. Son masivos, aunque en ocasiones contienen láminas o lenticulas lutíticas. Presentan tonos grises claros a pardos.

Extensión: los afloramientos de esta unidad, aunque localmente extensos, son con frecuencia pobres y malos para su estudio, con numerosas áreas cubiertas. En la mitad noroccidental del área estudiada (desde Fresnedoso de Ibor y Robledollano hacia el noroeste), es en amplias zonas la unidad más alta aflorante, estando generalmente muy cubierta excepto en el sector central (prolongación del sinclinal ordovícico de Río Viejas), donde está mejor desarrollada al aparecer sobre ella la unidad AS.6, siendo en esta zona donde presenta

los mejores afloramientos (columna del puente de Almaraz, figs. 25 y 26).

En el resto del anticlinal de Navezuelas-Robledollano (desde Robledollano hacia el sureste), sólo aflora en la carretera de Robledollano a Deleitosa y en la de Roturas a Retamosa, en ambos casos con poca potencia y techo tectonizado.

En el anticlinal de Ibor entre Fresnedoso y Navalvillar de Ibor sólo aflora en su flanco noreste, estando su techo erosionado. Los mejores afloramientos aparecen en el río Ibor en las proximidades de La Avellaneda.

Desde Navalvillar de Ibor hacia el sureste (también en el flanco noreste del anticlinal de Ibor), aparece completa excepto en algunas zonas donde es erosionada por el Ordovícico. Sus afloramientos tampoco son muy buenos, los mejores se sitúan en la carretera del Hospital del Obispo y en La Calera.

Por último, en el flanco suroeste del anticlinal de Ibor, sólo aflora al suroeste de Guadalupe, con escasos y malos afloramientos.

Espesores: es una unidad de la que disponemos de pocos datos de espesores debido a la mala calidad de sus afloramientos; además, son datos muy dispersos, no estando, generalmente, la unidad completa por desaparición de su techo, debido a fracturas o a la erosión preordovícica.

En la zona central del extremo noroccidental del área estudiada su potencia máxima aflorante son 50 a 60 m (columna del Puente de Almaraz, figs. 25 y 26).

En el resto del anticlinal de Navezuelas-Robledollano afloran 15 m en la columna arroyo del Colmenar, fig. 19, formando la unidad un pequeño sinclinal cuyo flanco suroeste está fallado. Con la misma potencia y características (excepto que no forma un sinclinal), aflora en el corte del río Almonte, fig. 16.

En el resto del anticlinal de Ibor sus potencias son muy variables, así de noroeste a sureste presenta 180 a 190 m en Fresnedoso de Ibor, donde no aflora su techo; 120 a 150 m en la carretera del Hospital del Obispo; 150 m en La Calera, donde su base está tectonizada; y, finalmente, 50 a 60 m entre La Calera y el Estrecho la Peña.

Estos espesores son similares, aunque algo menores, a los citados para la "serie de Navalvillar superior", CUVÉLIER *et al.* (1982), que citan "con muy poca exactitud" entre 150 a 250 m.

Relaciones infra y suprayacentes: la unidad se sitúa estratigráficamente entre las unidades AS.3, AS.4 y AS.6, siendo sus límites siempre concordantes.

A muro lo normal es que se apoye concordantemente sobre AS.4, el tránsito es neto y se sitúa donde desaparecen los niveles dolomíticos, aunque localmente la unidad AS.5 contiene escasos niveles carbonatados. Localmente, cuando no aparece la unidad carbonatada (AS.4), se apoya sobre AS.3 también de forma concordante; el contacto, cartográficamente, se ha situado de forma aproximada entre ambas unidades.

Cuando el techo de la unidad es visible se pone siempre en contacto concordante con la unidad AS.6, el límite entre ambas lo situamos en el momento en que

empiezan a aparecer niveles de granulometría más gruesa, con morfologías canalizadas, que dan resalte y son fácilmente distinguibles en campo.

Solamente en una zona sobre AS.5 se sitúa la unidad AS.7 (suroeste de Guadalupe), en ésta zona, pese a la mala calidad de los afloramientos, la ausencia de los niveles canalizados, distintivos de la unidad AS.6, y la existencia de fragmentos de distintas litologías de las unidades infrayacentes como clastos en AS.7, nos hace pensar en la ausencia de AS.5 por erosión previa a la sedimentación de AS.7 (ver apartados 4.4. y 5.10.).

Edad: al igual que para las unidades precedentes, se dispone de pocos datos paleontológicos que nos permitan atribuir a esta unidad una edad determinada, hasta hace relativamente poco tiempo sólo se disponía de correlaciones litoestratigráficas para asignar edad a los materiales.

Así, HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1979) correlacionan los materiales que están situados por encima de los niveles carbonatados en el anticlinal de Ibor, con las pizarras del Torilejo, en el anticlinal de Navalpino; ésta unidad, en Navalpino, se sitúa discordante bajo niveles asignados al primer ciclo Fanerozoico, cuya base sería Vendense superior-Cámbrico inferior, SAN JOSÉ (1983).

Por otra parte, tanto LOTZE (1956) como muy posteriormente CUVÉLIER *et al.* (1982) citan la presencia, a techo del horizonte de calizas (unidad AS.4) en Castañar de Ibor, de "restos de fósiles esqueléticos aún no determinados", lo que les hace suponer una edad cámbrica para estos materiales (más concretamente Cámbrico medio-superior, según se desprende de su fig. 2, CUVÉLIER *et al.*, op. cit.).

De una forma similar, LIÑAN *et al.* (1984) indican la existencia de Cámbrico inferior en continuidad con los materiales precámbricos en el anticlinal de Ibor, denominando a ésta unidad cámbrica "detrital beds". Varios datos nos inducen a pensar que ni AS.5, ni posiblemente ninguna de las unidades precámbricas suprayacentes, AS.6 y AS.7, pueden ser correlacionadas con las "detrital beds": en primer lugar, ésta está formada por arcosas y pizarras, mientras que dentro de los materiales estudiados no hemos encontrado, en las casi 600 muestras realizadas, ninguna a la que se pueda aplicar esa denominación litológica, litología que si existe en unidades suprayacentes, claramente discordantes sobre los materiales estudiados (ver apartado 4.5.1.). Por otro lado, estos mismos autores indican que usando criterios de fitoplancton el límite Precámbrico-Cámbrico se debe localizar por la desaparición de las Vendoténias y de *Bavlinella faveolata* en la secuencia, así nosotros hemos encontrado ejemplares de Vendoténias por encima de la unidad carbonatada a lo largo de la carretera de Hospital del Obispo, en las unidades AS.5 y AS.6, por lo que ambas, en base a esos criterios, deben ser consideradas precámbricas.

4.3.4. Unidad AS.6

Como ya hemos indicado es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asignan nombres ni litológicos ni geográficos para no aumentar la nomenclatura de unidades y en espera de su definición formal con validez regional. Cartográficamente la representamos por separado, designándola con las siglas AS.6.

Es la unidad más alta que hemos distinguido dentro del Grupo AS.II (Alcudiense superior de plataforma), coloquialmente denominamos a esta unidad como "unidad con canales", por ser esa su característica más distintiva.

Es una unidad totalmente terrígena, compuesta por lutitas y grauvacas, que localmente pueden ser microconglomeráticas. En ocasiones aparecen niveles de microconglomerados.

Sinonimias: Debe ser equivalente a parte de las "pizarras del Torilejo", HERRANZ *et al.* (1977). También es equivalente a parte de la "unidad B", VILAS *et al.* (1979), quienes también la correlacionan con las pizarras del Torilejo.

Por su situación estratigráfica debería ser comparable a la "serie coloreada", CUVÉLIER *et al.* (1982), aunque esta unidad debido a las características con las que está definida comprende, por zonas, diversas partes de las unidades infrayacentes, además de a la unidad AS.6.

Por último, debe ser equivalente a parte de las "calcareous beds", LIÑAN *et al.* (1984), puesto que como hemos indicado anteriormente (ver apartado 4.3.3.) las unidades suprayacentes a los niveles carbonatados no pueden ser relacionadas con las "detrital beds", LIÑAN *et al.* (op. cit.), en base a criterios de fitoplancton. La imprecisión de los datos aportados por esos autores nos impiden ser más exactos.

Litología: como ya hemos indicado es una unidad terrígena, formada por lutitas, grauvacas y microconglomerados.

Las lutitas presentan como componentes principales minerales micáceos y cuarzo monocristalino, presente en casi todas las láminas realizadas en proporciones variables entre 0 y 30%, con tamaños desde limo a arena de grano fino. Como accesorios presentan muy esporádicos fragmentos de rocas cuarcíticas e ígneas, éstas en mucha menor proporción que aquéllas. Es muy frecuente la presencia de minerales ferruginosos, dispersos o agrupados en láminas, que rara vez presentan hábito cúbico (pirita).

Estos materiales son de tonos grises claros a grises azulados; pueden ser masivas, aunque con frecuencia presentan laminaciones paralelas originadas por alternancias milimétricas de láminas con mayor o menor proporción de cuarzo. Ocasionalmente, aparecen pasadas milimétricas de lutitas negras que pueden ser lenticulares.

Aparecen también formando alternancias mili a centimétricas con grauvacas, presentando un aspecto bandeado típico. En estas facies, las lutitas son lutitas grauváquicas similares a las descritas anteriormente, están compuestas por minerales micáceos (cloritas y sericitas) y cuarzo monocristalino como minerales principales y casi exclusivos. Las grauvacas son de grano fino a muy fino, con un 25 a 60% de matriz micácea (a veces contienen menos del 15% de matriz, en cuyo caso habría que clasificarlas como litarenitas); sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas; como accesorios aparecen algunos fragmentos de rocas ígneas y esquistosas, y minerales pesados (fundamentalmente turmalina); como secundarios presentan minerales ferruginosos y algunas micas blancas de gran tamaño y hábito tabular.

La laminación es paralela, localmente algo irregular, en algunas ocasiones se aprecian cortes suaves entre grupos de láminas. La base de la capa grauváquica es neta; el techo es también neto, rara vez transicional a la lámina lutítica. Las láminas grauváquicas contienen en ocasiones cantos blandos de pequeño tamaño y pueden presentar una microlaminación interna por la mayor o menor abundancia de minerales opacos.

Las grauvacas, petrográficamente varían entre litarenitas y grauvacas, sólo en contadas ocasiones se pueden clasificar como sublitarenitas; son de grano fino a grueso, presentando esporádicamente clastos de 1 mm de tamaño máximo.

Sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas que pueden ser abundantísimos, siendo frecuente que sólo aparezcan minerales cuarcíticos y secundarios en numerosas muestras.

Como elementos accesorios, que pueden no existir, aparecen, de mayor a menor frecuencia: minerales pesados (casi exclusivamente turmalina), que pueden alcanzar proporciones del 1 al 3% de la muestra, biotita detrítica, algunos fragmentos de rocas ígneas y, en una menor proporción, fragmentos de rocas esquistosas y algunas plagioclasas.

Como secundarios contienen minerales ferruginosos, fundamentalmente dispersos, y minerales micáceos de gran tamaño y hábito tabular, a veces dispuestos oblicuos a la esquistosidad principal.

En comparación con la unidad infrayacente (AS.5) cabe destacar el aumento en proporción de fragmentos de rocas cuarcíticas y de minerales pesados, así como la disminución, casi desaparición, de otros tipos de fragmentos de rocas, tanto ígneas como esquistosas, aunque éstas desaparecen en mayor proporción; por último, también hay que señalar la casi desaparición de feldespatos.

Los materiales grauváquicos forman niveles tabulares o lenticulares con base erosiva y techo plano u ondulado. Son masivos o presentan laminación paralela y localmente estratificación cruzada, tanto planar como de surco; también presentan cantos blandos, granoclasificación positiva y esporádicas láminas o lenticulas de lutitas. Son niveles de tonos claros, grises, pardos y ocreos.

Finalmente, los niveles microconglomeráticos son tabulares o lenticulares, con las mismas características que los anteriores, base erosiva y techo plano. Son masivos, o presentan granoclasificación positiva, pasando hacia techo a niveles grauváquicos similares a los descritos anteriormente.

Sus componentes principales y casi exclusivos son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas. Como accesorios se han observado minerales pesados y algunos fragmentos de rocas esquistosas. La matriz está casi ausente (menos del 5%), es cuarcítica e intersticial, con cuarzo de tamaño limo. El tamaño de grano máximo observado ha sido de 1 cm, mientras que el tamaño medio es variable, según los niveles, entre 2 y 5 mm.

Extensión: el área de afloramiento de esta unidad se reduce, por un lado, al flanco noreste del anticlinal de Ibor (desde Navalvillar de Ibor hacia el sureste), desapareciendo en la terminación suroriental del área estudiada (al sureste de la carretera de Alía a Puerto San Vicente); y, por otro lado, al núcleo de la prolongación al noroeste del sinclinal de Río Viejas, desapareciendo en los alrededores de Campillo de Deleitosa, flanco noreste de dicho sinclinal, y hacia el noroeste de Robledollano en el flanco suroeste del mismo.

En la prolongación hacia el sureste del sinclinal de Río Viejas (al suroeste de Guadalupe), no se ha reconocido esta unidad debido a que no aparecen los niveles canalizados que la caracterizan. Esto creemos que, más que un posible cambio lateral de facies, indicaría la existencia de procesos erosivos previos a la sedimentación de la unidad AS.7, la cual se apoyaría, en esta zona, sobre AS.5; habiendo, pues, desaparecido por erosión parte de AS.5 y parte de AS.6. Como datos a favor de la existencia de procesos erosivos previos a la sedimentación de la unidad AS.7, hay que indicar dos: por un lado, las potencias anómalamente bajas de los materiales entre la unidad dolomítica (AS.4) y AS.7; y, por otro lado, la existencia en las capas basales de AS.7 de clastos que proceden, con bastante probabilidad, de diversas unidades infrayacentes. Con estos datos pensamos que es improbable la existencia de un cambio lateral de facies en AS.6 que, caso de existir, debería ir acompañado de una reducción de espesores.

Espesor: es una unidad de la que también se disponen de pocos datos de espesores, y de los que disponemos son generalmente incompletos al haber sido erosionado el techo de la unidad.

En la prolongación NW del sinclinal de Río Viejas, hemos medido 140 m de potencia en la columna del puente de Almaraz, fig. 26, donde su techo está erosionado; en esta misma zona la potencia máxima no debe ser superior a 150, 160 m, puesto que la mayor amplitud de afloramiento se debe a la apertura hacia el SE del sinclinal formando un sinclinorio.

En el otro área de afloramientos (flanco NE del anticlinal de Ibor) presenta potencias similares, así en la carretera al Hospital del Obispo afloran 170 a 190 m; en La Calera 40 m, no apareciendo su techo por fractura; más al SE vuelve a aparecer completa con 80 m de potencia y dominio de facies finas y escasa presencia de niveles que pueden ser equivalentes a los canalizados de

otras áreas; finalmente, en el Estrecho la Peña, uno de sus puntos más meridionales de afloramiento, aparecen 60 m estando la unidad ligeramente tectonizada, por lo que su potencia podría ser algo inferior.

Los únicos datos de otros autores con los que poder contrastar éstos son los de CUVÉLIER *et al.* (1982), quienes citan de 500 a 700 m para la "Serie coloreada"; espesores que pensamos son muy exagerados, aunque hay que tener en cuenta que en dicha unidad se incluyen materiales que para nosotros pertenecen a otras unidades infrayacentes, lo que aumentaría considerablemente su espesor.

Relaciones infra y suprayacentes: La unidad AS.6 se apoya siempre sobre la unidad AS.5 mediante un contacto concordante y gradual, contacto que lo situamos donde aparecen niveles canalizados de granulometría más gruesa, con morfologías lenticulares a pequeña o gran escala. Las facies finas son similares en ambas unidades, apareciendo en ambas ejemplares de Vendoténias, que nos hablan de continuidad en la sedimentación, aunque la unidad AS.6 presenta facies de mayor energía. Esta similitud de facies plantea problemas donde no aparecen los niveles de alta energía, como sucede al SW de Guadalupe, o incluso en zonas al SE de La Calera. El área más problemática es la primera, donde suponemos que la unidad AS.6 no existe por erosión previa a la sedimentación de AS.7, apoyándose ésta sobre la unidad AS.5.

Su límite superior, cuando aparece, es siempre con la unidad AS.7; a escala de afloramiento el contacto parece ser concordante (por ejemplo, columna La Calera III, fig. 62; y zona del arroyo Jarigüela-Estrecho la Peña, que son las zonas donde mejor se aprecia), sin embargo, creemos que a escala regional su techo ha sido erosionado por la base de AS.7 (ver asimismo el subapartado de Extensión dentro de este mismo apartado).

Edad: esta unidad al ser correlacionada con las "pizarras de Torilejo", del anticlinal de Navalpino, por HERRANZ *et al.* (1977) y VILAS *et al.* (1979), fue asignada al Precámbrico, por situarse aquellas discordantes bajo materiales que podrían ser correlacionados con el primer ciclo basal Fanerozoico, del anticlinal de Valdelacasa, SAN JOSÉ (1983), en cuya parte media y alta aparecen materiales de edad Cámbrico inferior.

Por otro lado, debido a la presencia de Vendoténias hallados por nosotros en esta unidad en la carretera al Hospital del Obispo, y siguiendo los criterios fitoplanctónicos expresados por LIÑAN *et al.* (1984), esta unidad hay que incluirla en el Proterozoico.

Puesto que en base a esos criterios esta unidad debe ser considerada proterozoica, no puede ser correcta la asignación de edad a la "Serie coloreada", CUVÉLIER *et al.* (1982), quienes le atribuyen una edad Cámbrico superior-Tremadoc, con el único hallazgo de "restos de plantas", que suponemos deben ser ejemplares de Vendoténias. También pensamos que su correlación con la unidad que en el anticlinal de Valdelacasa ha sido datada como Tremadoc por braquiópodos (suponemos que debe ser la "serie de Carrascalejo"), es también incorrecta.

4.4. Unidad AS.7

Es una unidad litoestratigráfica informal con rango de formación. No se le asigna ningún tipo de nombre, ni litológico, ni geográfico, para no aumentar la nomenclatura de unidades de la región y esperando que en un futuro próximo podamos definirla formalmente, con la mayor validez regional posible. En la cartografía se la representa independiente y se la designa con las siglas AS.7

Es la unidad proterozoica más alta que aparece en el anticlinal de Ibor. Su techo no aparece nunca en este área, pues ha sido eliminado por la erosión preordovícica; su situación bajo los materiales ordovícicos hace que esté habitualmente recubierta por derrubios de ladera procedentes de la erosión de éstos (canchales), por lo que sus afloramientos se reducen a algunos cauces de arroyos y bordes de caminos, lo cual hace que sea una unidad mal conocida y con un límite inferior impreciso.

Debido a sus características sedimentológicas distintivas, la hemos separado del Grupo AS.II. Es una unidad eminentemente terrígena, compuesta por conglomerados, grauvacas y lutitas, sólo localmente contiene pequeños nivelillos dolomíticos.

Sinonimias: es una unidad sobre la que se han realizado pocos estudios, por lo que habitualmente es incluida junto a las inferiores en grandes macrounidades. No ha sido distinguida como unidad independiente por ningún otro autor anterior en esta región.

Sería equivalente a la parte más alta de la "unidad B", VILAS *et al.* (1979), quienes la correlacionan con las "pizarras del Torilejo" del anticlinal de Navalpino.

Por último, debido a sus características litológicas (ausencia de arcosas), y paleontológicas (ausencia de icnofauna cámbrica), pensamos que podría ser equivalente en parte a las "calcareous beds", LIÑAN *et al.* (1984).

Litología: Es una unidad compuesta por lutitas, grauvacas y conglomerados. Las lutitas están formadas por minerales micáceos (sericitas y cloritas), esporádicamente contienen cuarzo monocristalino de tamaño limo y arena de grano fino a muy fino, en proporciones variables entre 0 y 30%, rara vez aparecen otros fragmentos de rocas (principalmente cuarcíticas) y algunos feldspatos. Como minerales secundarios presentan minerales ferruginosos dispersos o acumulados en láminas.

Las lutitas son masivas, en ocasiones laminadas, laminación que se debe a alternancias de láminas más o menos ricas en cuarzo o en minerales ferruginosos. Son de tonos grises, fundamentalmente oscuros, a negruzcas.

Las grauvacas se pueden clasificar petrográficamente como grauvacas y sublitarenitas a litarenitas, McBRIDE (1963); son de grano fino a medio, en ocasiones grueso y a veces microconglomeráticos, con clastos de tamaño máximo 1 mm y tamaño medio variable. Como componentes principales presentan cuarzo y

fragmentos de rocas, tanto cuarcíticas, como lutíticas y grauvácicas. Componentes accesorios son feldspatos (feldespato potásico y plagioclasa) y clastos dolomíticos. Como elementos secundarios aparecen minerales ferruginosos dispersos, que en ocasiones pueden presentar aspecto de cemento rodeando los clastos; minerales micáceos de neoformación y cemento dolomítico.

La matriz oscila entre el 0 y el 30% de la roca, su media oscila entre 10 y 15%; es micácea (cloritas y sericitas) y muy raras veces micáceo-cuarcítica. Son de tonos grises, pardas o verdes. Forman niveles tabulares o lenticulares centi a decimétricos con base plana o cóncava, erosiva, y techo plano u ondulado por ripples de corriente de tamaño centimétrico, que pueden presentar láminas lutíticas en las caras de avalancha.

Son frecuentes las alternancias mili a centimétricas de lutitas y grauvacas que presentan las mismas características que las descritas para esos términos anteriormente. En este caso la base de la capa grauvácica es plana, erosiva, o con escapes de fluidos; su techo es plano y neto. Ocasionalmente los niveles grauvácicos están compuestos por pequeños ripples de corriente.

Los niveles conglomeráticos son de dos tipos: con matriz grauvácica, granosoportados a no granosoportados; y con matriz lutítica no granosoportados.

Los primeros presentan cantos de cuarzo y de fragmentos de rocas cuarcíticas, subredondeados a redondeados; y como accesorios otros fragmentos de rocas (grauvácicas y, en menor cantidad, lutíticas) y feldspatos. Su tamaño máximo es de 6 cm y su tamaño medio variable, dependiendo de los niveles. La matriz es grauvácica, de tonos verdosos que da color a la roca, variando su proporción entre 5 y 75%, sus componentes principales son cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, y como accesorios feldspatos y minerales micáceos.

Los segundos presentan cantos de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas subredondeados a redondeados, cuyo tamaño máximo es de 7 cm, así como otros fragmentos de rocas incluyendo microconglomerados, lutitas laminadas, dolomías, grauvacas con o sin cemento dolomítico y lutitas, subredondeados a angulosos, con formas irregulares, discoidales, tabulares, etc., su tamaño máximo es de 20 cm y sus tamaños medios son variables dependiendo de los niveles. La matriz es lutítica, gris oscura; su proporción varía entre el 15 y el 95%, esta compuesta por minerales micáceos, cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas, los dos últimos de tamaño limo o arena de grano fino a muy fino.

Los conglomerados se presentan como niveles tabulares o lenticulares, con base plana poco erosiva, o cóncava, erosiva, y techo plano, en ocasiones irregular. Son masivos aunque localmente pueden presentar grano-clasificación positiva.

Extensión: sólo aflora en la mitad suroriental del anticlinal de Ibor, tanto en su flanco NE, como en el SW. En el flanco NE aflora continuamente desde las proximidades de la carretera al Hospital del Obispo

hasta el Estrecho la Peña, donde desaparece erosionada por el Ordovícico.

En el flanco SW aflora en el núcleo de un sinclinal, al SW de Guadalupe, desapareciendo la unidad asimismo bajo el Ordovícico.

Espesor: sus espesores así como la variación de éstos los conocemos mal pues disponemos de pocos datos y aislados, debido a sus características de afloramiento; por otro lado, al no aflorar nunca su techo la unidad está siempre incompleta.

En el flanco NE del anticlinal de Ibor afloran 230 m en el arroyo Jarigüela; mientras que en el flanco SW afloran como máximo entre 80 y 100 m.

Relaciones infra y suprayacentes: La unidad AS.7 se apoya en el flanco NE del anticlinal de Ibor sobre la unidad AS.6; mientras que en el flanco SW de dicho anticlinal lo hace sobre AS.5. Este contacto aunque a escala local parezca concordante, al apoyarse AS.7 sobre distintas unidades infrayacentes es un contacto claramente erosivo y si no representa en campo una discordancia clara, debe corresponder al menos a una discontinuidad.

Sobre AS.7 no aparece ninguna otra unidad, apoyándose sobre ella, de forma siempre discordante, materiales de edad ordovícica, bien Tremadoc al NW de La Calera o, más frecuentemente la cuarcita armoricana. La discordancia, cuando se puede observar, es neta y suavemente angular, no presentando las cuarcitas ningún conglomerado basal; sus mejores puntos de observación son el arroyo Jarigüela y la carretera de Alía a Puerto San Vicente, en el Estrecho la Peña.

Edad: no se ha citado, ni hemos encontrado en esta unidad ningún tipo de resto orgánico, ni de icnofauna, que nos permita datarla, por lo que sólo se puede establecer por correlación litoestratigráfica y en función de su mayor continuidad con los materiales infrayacentes.

Suponemos para ella una edad Proterozoica superior alta, en función de su continuidad con los materiales infrayacentes; la discontinuidad que existe pensamos que es de rango menor, y a estos efectos podemos suponerlas continuas.

4.5. Unidades ligadas al ciclo Ordovícico

Por encima de los materiales estudiados en este trabajo, y por debajo de los materiales típicamente ordovícicos (cuarcita armoricana y unidades suprayacentes), afloran en el anticlinal de Ibor otras dos unidades, que se sitúan discordantes sobre las unidades proterozoicas anteriormente citadas. Estas unidades están siempre más relacionadas con la cuarcita armoricana que con los niveles infrayacentes en cuanto a litología, contenido faunístico y deformación tectónica. Por su proximidad a la cuarcita armoricana están habitualmente cubiertas por derrubios procedentes de ella, lo cual hace que sus afloramientos sean malos, estén dispersos y provoquen confusiones en cuanto a su relación con el resto de los materiales que afloran en el área estudiada.

Como ya hemos dicho hemos diferenciado dos unidades basándonos en criterios regionales y litológicos; puesto que es este área no se puede determinar la relación entre ambas, al no aparecer nunca juntas, pudiendo incluso tratarse de una única unidad con cambios laterales de facies.

Por criterios regionales y por los pocos datos paleontológicos que existen, pensamos que la unidad más baja podría tener una edad Cámbrico superior?-Ordovícico, en sentido amplio, mientras que la segunda es de edad Tremadoc. Cartográficamente sólo hemos distinguido la primera unidad, designándola como "unidad C-O"; la unidad superior la hemos cartografiado junto con el resto de materiales ordovícicos y silúricos de los sinclinales hercínicos, designándoles con las siglas "O-S".

4.5.1. Unidad inferior (C-O)

Es una unidad terrígena compuesta por lutitas, areniscas (en algunos casos arcosas), y conglomerados cuarcíticos de matriz rojiza, de desarrollo local. Son niveles de coloraciones rojizas, pardas, marrones, etc. Presenta tres áreas de afloramientos: norte y oeste de Castañar de Ibor; norte y oeste de Navalvillar de Ibor y suroeste de Guadalupe (Pico Agudo), en los dos primeros casos está claramente ligada a la cuarcita armoricana, mientras que en el tercero no hay una relación clara, sin embargo al presentar las mismas características litológicas y secuenciales que en los casos anteriores, suponemos que se trata de la misma unidad.

Sus espesores son muy variables, entre 0 m en la mayor parte del área estudiada, donde no existe posiblemente por no deposición, 40 a 60 m en Pico Agudo, donde no aflora su techo y 50 a 70 m mínimos en Castañar y Navalvillar de Ibor.

En todo los puntos aparece discordante sobre distintas unidades de los materiales infrayacentes, así en Pico Agudo se apoya sobre AS.2 y AS.3, mediante una discordancia angular clara, difícilmente reconocible aunque ya fue citada por SOS BAYNAT (1955), el problema de su reconocimiento se debe a que la unidad C-O comienza por materiales finos, pizarrosos, en todos los puntos del área estudiada, materiales que se apoyan discordantes también sobre pizarras de las unidades precámbricas, sus alteraciones, el hecho de que sean zonas más cubiertas y que ambas son afectadas de la misma manera por la primera esquistosidad hercínica, han impedido hasta el momento su reconocimiento generalizado.

En Castañar de Ibor se aprecia peor la discordancia, que sin embargo se observa cartográficamente, así la "unidad C-O" se apoya sobre AS.4 en el pueblo de Castañar de Ibor, mientras que hacia el NW, siguiendo la traza cartográfica de ambas unidades, la unidad C-O queda ligada a la cuarcita armoricana, mientras que AS.4 se separa, apareciendo encima de ella otra unidad con características distintivas, AS.5.

Finalmente, en Navalvillar de Ibor tampoco se aprecia con claridad la discordancia debido a las características de los afloramientos, aunque si se pueden

reconocer las litologías típicas de esta unidad, pese a que hasta ahora no había sido distinguida; CUVELIER *et al.* (1982) incluyen estos materiales en la "Serie Coloreada", que como ya hemos dicho es equivalente a varias unidades precámbricas infrayacentes, aunque principalmente a AS.6.

Su techo no ha sido observado en ningún punto, al estar siempre cubierto por los derrubios de la cuarcita armoricana. Por su trazado cartográfico, no parece existir una discordancia neta bajo la cuarcita armoricana, siendo a lo sumo el contacto disconforme. La existencia de otra unidad también discordante sobre el sustrato precámbrico y concordante con la cuarcita armoricana, con distintas características litológicas, de contenido faunístico, etc., que la unidad C-O, nos hace pensar también en un contacto disconforme bajo el Ordovícico basal.

La unidad comienza, como ya hemos dicho, por pizarras masivas que contienen algunos tramos con laminaciones paralelas; a medida que se asciende en la serie comienzan a aparecer intercalaciones, primero centimétricas y luego decimétricas, de areniscas. Hacia techo éstas son los términos litológicos dominantes, mientras que las pizarras aparecen como intercalaciones; asimismo hacia techo comienzan a aparecer microconglomerados y conglomerados cuarcíticos en finos niveles tabulares, en Castañar y Navalvillar de Ibor éstos son los materiales más altos que afloran; sin embargo, en Pico Agudo, justo en la cima, aparecen niveles tabulares, a escala de afloramiento, de granulometría más gruesa, con cantos de cuarcita de hasta 4 cm de tamaño máximo.

Suponemos que esta unidad C-O es equivalente a las "detrital beds", LIÑAN *et al.* (1984), estos autores sitúan dicha unidad concordantemente sobre las "calcareous beds", aunque por criterios regionales, que no indican, suponen la existencia de un hiato entre ambas. Tanto las "detrital beds", como la unidad C-O, presentan parecidas características litológicas; asimismo, ninguna de las dos contiene ejemplares de Vendoténias, por lo que con criterios fitoplanctónicos, LIÑAN *et al.* (op. cit.), no tendrían edad precámbrica; y finalmente, ambas contienen icnofauna, aunque escasa, LIÑAN *et al.* (1984), citan *Phycodes pedum*, *Treptichnus sp.* y *Planolites sp.*, en esta unidad nosotros también hemos encontrado pequeñas huellas de bioturbación vertical y trazas horizontales, que de momento no han sido clasificadas.

LIÑAN *et al.* (1984) le asignan una edad Cámbrico inferior en función de su aparente continuidad con los materiales infrayacentes y por su contenido paleontológico. Sin embargo, puesto que realmente se sitúan discordantes sobre los materiales precámbricos, es más difícil de precisar su edad, puesto que con esa icnofauna ésta podría abarcar desde el Cámbrico inferior al Ordovícico.

4.5.2. Unidad superior

Es una unidad sobre la que, directamente, no hemos realizado ningún tipo de estudio, únicamente constatar su aparición en distintas zonas. Debido a su aparente continuidad bajo la cuarcita armoricana la hemos cartografiado junto a los demás materiales paleozoicos (ordovícicos y silúricos), de los núcleos sinclinales del área de estudio.

Está compuesta por alternancias de pizarras grises y pardas, y cuarcitas claras, entramos centimétricas a métricas. Aflora en la subida al puerto de Miravete (oeste y sur de Casas de Miravete), al sureste de Romangordo; norte y noroeste de La Calera; también es posible que aflore, localmente, el norte de Castañar de Ibor, aunque por la escasez de afloramientos y sus características, parecidas a la cuarcita armoricana, puede no ser esta unidad; por último, también es posible que aflore al oeste de Navezuelas, aunque con facies conglomeráticas, algo distintas de las habituales.

Su punto de mejor observación es la subida al puerto de Miravete, donde se sitúa discordante sobre los materiales precámbricos de la unidad AS.2; asimismo se sitúa discordante sobre Precámbrico en todos los puntos donde aflora, formando alternancias de términos pizarrosos y cuarcíticos, estos últimos se hacen más potentes y frecuentes hacia techo, dando paso a la cuarcita armoricana en concordancia aparente; sin embargo, al ser ésta mucho más extensiva que aquélla, no se puede descartar la existencia de una ligera discontinuidad entre ambas.

Al no haber realizado estudios detallados sobre ella no hemos encontrado fauna en el área de estudio; sin embargo, hemos observado la presencia de numerosos *Skolithos* en otros puntos, por ejemplo al noroeste de Jaraicejo, donde adquieren gran desarrollo en materiales fácilmente equiparables a los de esta unidad.

Esta unidad superior podría ser equivalente a la "Serie del Estena", SAN JOSÉ *et al.* (1974), aunque con facies algo distintas, pues ésta está formada por conglomerados, areniscas y pudingas, que pasan hacia arriba a areniscas con *Skolithos*, debido a su semejante relación con la cuarcita armoricana, en tránsito concordante, SAN JOSÉ *et al.* (op. cit.) suponen para ella una edad Cámbrico superior-Tremadoc.

También sería equivalente a las "capas intermedias", LOTZE (1956), posteriormente estudiadas por MORENO *et al.* (1976) en los Montes de Toledo, para quienes está formada por conglomerados, semipelitas, psamitas y cuarcitas microconglomeráticas de coloraciones rojo púrpura. En esta unidad aparecen numerosas pistas de trilobites (tipo *Cruziana*, *Rusophycus*, etc.), cuya edad sería Tremadoc, excluyendo la posibilidad de Cámbrico superior; edad que posteriormente precisan CAPOTE *et al.* (1977) al referirse a estos niveles y asignarles una edad Tremadoc medio-superior.

5. ANALISIS DE FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

5.1. Introducción

En este capítulo describiremos las facies de las distintas unidades litoestratigráficas reconocidas, así como las distintas asociaciones en las que hemos agrupado dichas facies. De esta manera, su interpretación nos va a permitir caracterizar los diferentes ambientes sedimentarios en los que se generaron esas unidades.

En este trabajo usaremos el término "facies" en el sentido de su definición original, GRESSLY (1883) en ARCHE (1984), para el que "facies" sería el conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica, que permite distinguirla de las adyacentes. En este mismo sentido ha sido y es usada en la actualidad por la mayoría de los autores que trabajan en sedimentología; así READING (1978) define "facies", en rocas sedimentarias, como: "un cuerpo rocoso con características específicas, que se define en base a color, estratificación, composición, textura, fósiles y estructuras sedimentarias".

Las facies sedimentarias son efectos provocados por la actuación de procesos sedimentarios (causas dinámicas) sobre el medio sedimentario (causas estáticas), ARCHE (1984). Sin embargo, aunque una facies sedimentaria aislada puede indicarnos un único proceso, éste se ha podido generar en varios medios sedimentarios; por lo tanto es esencial el estudio de como se relacionan entre sí diferentes facies para permitirnos una interpretación lo más exacta posible del ambiente de sedimentación.

En función de lo anterior, se ha realizado el estudio de las facies y de sus asociaciones procurando ser lo más objetivo posibles en la definición de ambas. Sólo esporádicamente, la ausencia de buenos afloramientos, o afloramientos discontinuos, nos han impedido realizar observaciones detalladas, sobre todo a nivel de la extensión lateral de las diferentes facies. Además, en el caso de la unidad AS.4 la intensa dolomitización que ha sufrido, ha obliterado totalmente la mayoría de las características sedimentarias microscópicas y, de forma local, la recristalización ha borrado estructuras sedimentarias macroscópicas importantes para su descripción.

A continuación, para cada unidad, describiremos en primer lugar sus facies, para a continuación seguir con la descripción de las diferentes asociaciones reconocidas dentro de esa misma unidad. Las asociaciones se han designado con un numeral romano que indica la unidad a la que pertenece la asociación, desde el I para la unidad AS.1 al VII para la AS.7; seguido de una letra minúscula, que representa una asociación dentro de cada unidad.

La terminología usada en la descripción de las facies es la siguiente: Gw, grauvaca; M, lutita; H, facies

heterolíticas; C, conglomerados o microconglomerados; S, grauvacas, litarenitas o sublitarenitas; D, dolomías; B, brechas; P.m. pebbly mudstone; SL. niveles eslampizados; m, masivo; g, granoclasificación; l, laminación paralela (turbiditas); d, textura desorganizada; o, textura organizada; a, estratificación cruzada; b, laminación paralela; c, laminación cruzada; l.a. laminación de algas; s, clastos terrígenos; dl. clastos dolomíticos; lm. textura laminada; s.c. cicatrices de slumps.

5.2. Unidad AS.1

Todas las facies de esta unidad son terrígenas. Se han reconocido cinco facies que se agrupan en dos asociaciones I.a y I.b.

5.2.1. Descripción de las facies (fig. 70 a)

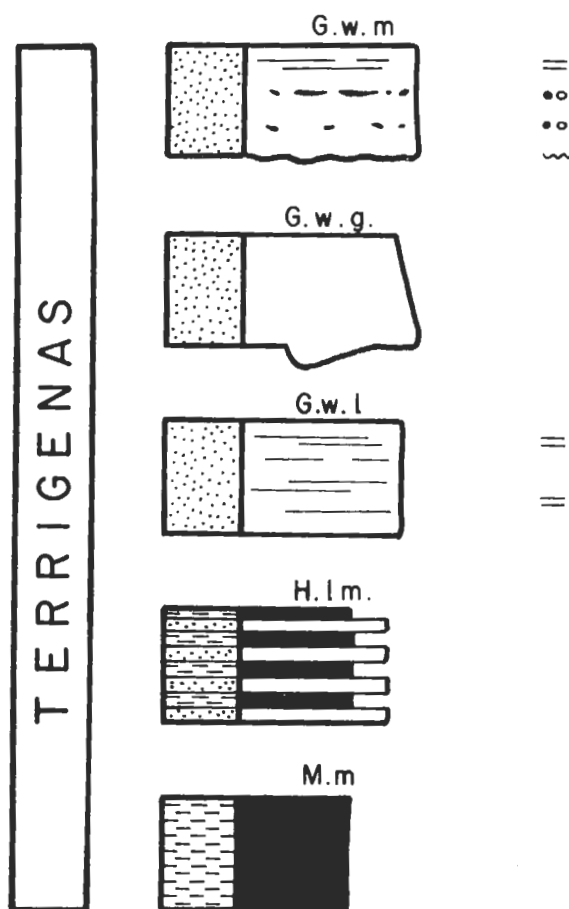


Figura 70 a: Facies de la unidad AS.1
Figure 70 a: Facies of unit AS.1

Facies Gw.m: Grauvacas gris y verde oscuras a negras, esporádicamente presentan un moteado rojizo producido por la presencia de carbonatos (sobre los carbonatos mencionados aquí, así como más adelante, ver la sección de Litología del apartado 4.2.1.). Son de

grano fino a grueso, siendo éste homogéneo dentro de una misma capa. Forman cuerpos tabulares de hasta 2 m de potencia con base plana, erosiva, que puede presentar flute y groove casts; su techo es siempre plano. Contiene, en algunos casos, cantos blandos de lutitas negras con formas irregulares, los cuales se pueden acumular formando niveles a distintas alturas dentro de una misma capa, aunque lo más frecuente es que se dispongan hacia la mitad de ella. Son masivas.

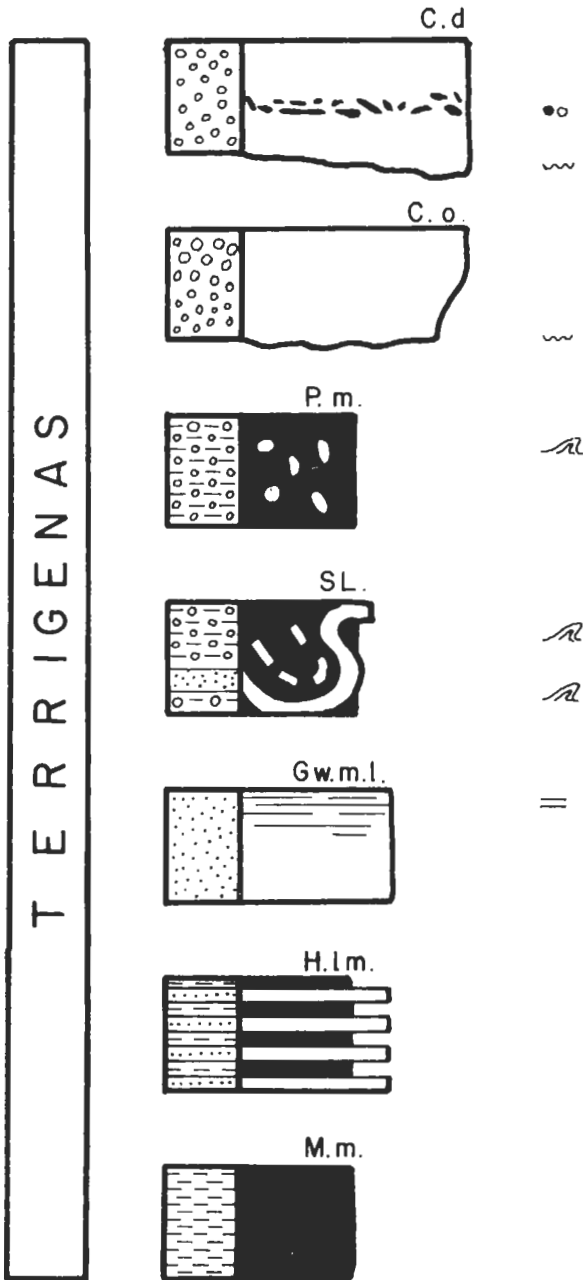


Figura 70 b: Facies de la Unidad AS.2
 Figure 70 b: Facies of unit AS.2

Facies Gw.g: Grauvacas gris oscuras a negruzcas, en ocasiones verde oscuras, con moteado rojizo producido por la presencia de carbonatos. Son de grano fino a grueso. Forman cuerpos tabulares con base plana, que puede presentar flutes y grooves, y techo plano. Presentan granoclasificación positiva.

Facies Gw.l: Grauvacas gris oscuras a negruzcas y verde oscuras, al igual que las anteriores presenta un moteado rojizo por la presencia de carbonatos. Son de grano fino a medio, con base plana o difusa y techo plano, presentan laminación paralela planar.

Facies H.l.m: Es una facies que está compuesta por dos términos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias mili a centimétricas de grauvacas de grano muy fino a fino, gris claro a pardo, con bases y techos planos; con lutitas gris oscuras a negras. Ambos términos son masivos.

Facies M.m: Lutitas gris oscuras, verde oscuras y negras, que por alteración pueden presentar tonalidades claras, grises, verdes, etc. Son masivas.

5.2.2. Asociaciones de facies

Las facies descritas anteriormente se agrupan en dos asociaciones de facies: I.a y I.b.

Asociación I.a (fig. 71): Está constituida por las facies Gw.g, Gw.l y M.m.

Las facies Gw.g se generan por deceleración de flujos turbidíticos de alta densidad. Concretamente ésta facies Gw.g se origina al producirse, en suspensiones concentradas, una deposición muy rápida del sedimento, lo cual provoca que el agua de la suspensión sea fuertemente expelida hacia arriba produciéndose la fluidificación de la capa y la destrucción de todas las estructuras sedimentarias, de ahí su aspecto masivo o granoclasificado exclusivamente. Las huellas en su base se producen antes del inicio de la sedimentación por erosión de la misma corriente turbidítica. Esta facies representaría la división A de una secuencia de Bouma típica, BOUMA (1962).

La facies Gw.l también se genera a partir de la deceleración de flujos turbulentos de alta densidad (corrientes turbidíticas). Esta facies Gw.l representaría un régimen de flujo alto con desarrollo de lechos planos. En el caso de que esta facies se desarrolle sobre la anterior presenta una base difusa, mientras que si inicia una secuencia su base es neta. Representa la división B de la secuencia de Bouma típica, BOUMA (1962).

Finalmente la facies M.m se originaría también por flujos turbulentos de alta densidad (corrientes turbidíticas) pero ya por decantación, a partir de suspensiones diluidas en la cola de la corriente. Corresponderían al intervalo E de la secuencia de Bouma, BOUMA (1962).

Estas facies se relacionan formando la secuencia Gw.g-Gw.l-M.m. Forman secuencias positivas (fining upward) no canalizadas, cuyo espesor es muy variable (entre 10 y 50 cm). Con frecuencia no se encuentra la secuencia completa, pudiendo faltar algunos de sus términos. Son normales las secuencias del tipo Gw.g-M.m (fig. 71) y Gw.l-M.m.

Secuencias como la I.a son típicas de depósitos de lóbulos de abanicos submarinos, originadas por corrientes turbidíticas no canalizadas. El depósito de estas corrientes genera "turbiditas clásicas", que pueden ser descritas mediante la secuencia de Bouma; en nuestro

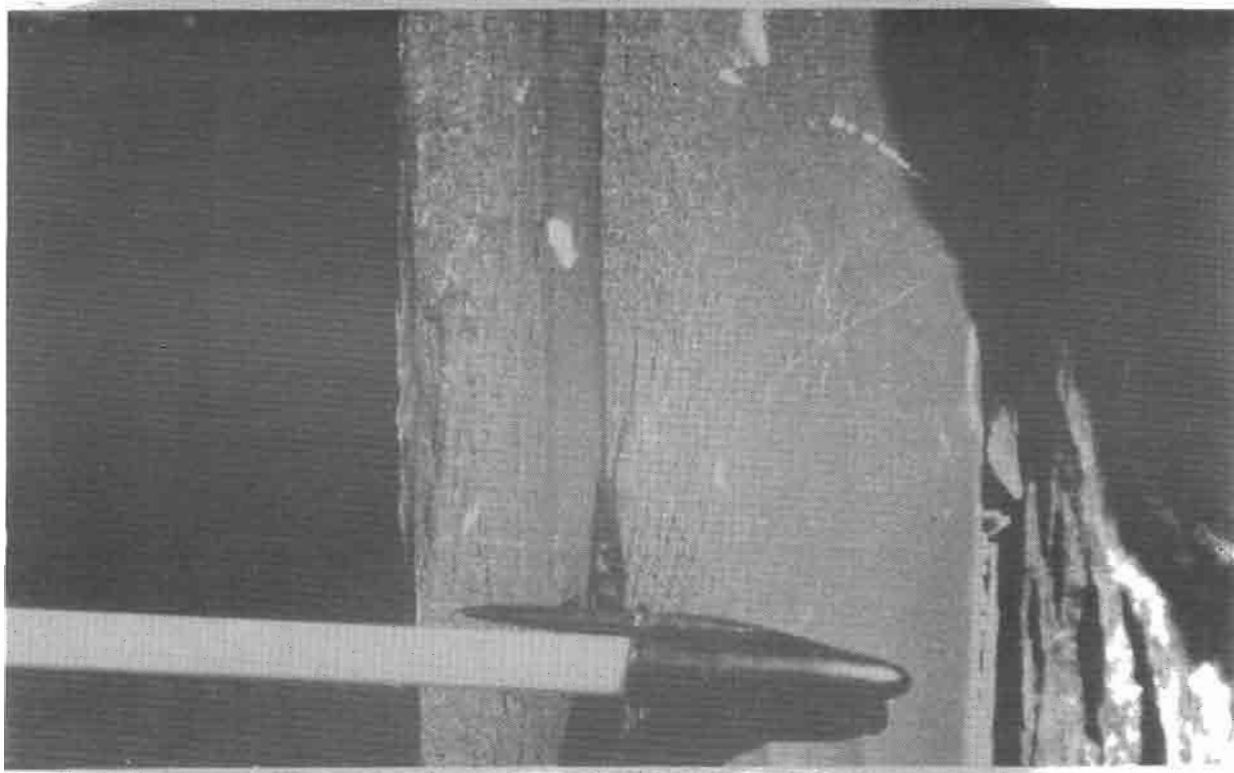


Foto 1: Asociación I.a, capas turbidíticas con granoclasificación positiva. Carretera Retamosa-Roturas.

Photo 1: Association I.a, fining upwards turbiditic beds. Retamosa-Roturas road.



Foto 2: Asociación II.a, niveles conglomeráticos desorganizados con numerosos cantos de lutitas negras (cantos blandos) dispersos en la masa. Columna Carretera Castañar-Robledollano I.

Photo 2: Association II.a, disorganized conglomeratic beds with lutitic clasts. Road Castañar-Robledollano, section I.

caso la secuencia presente es de tipo Tabe, apareciendo ocasionalmente secuencias Tae y más raramente secuencias Tbe, pudiendo agruparse todas ellas dentro de las "facies C", WALKER y MUTTI (1973).

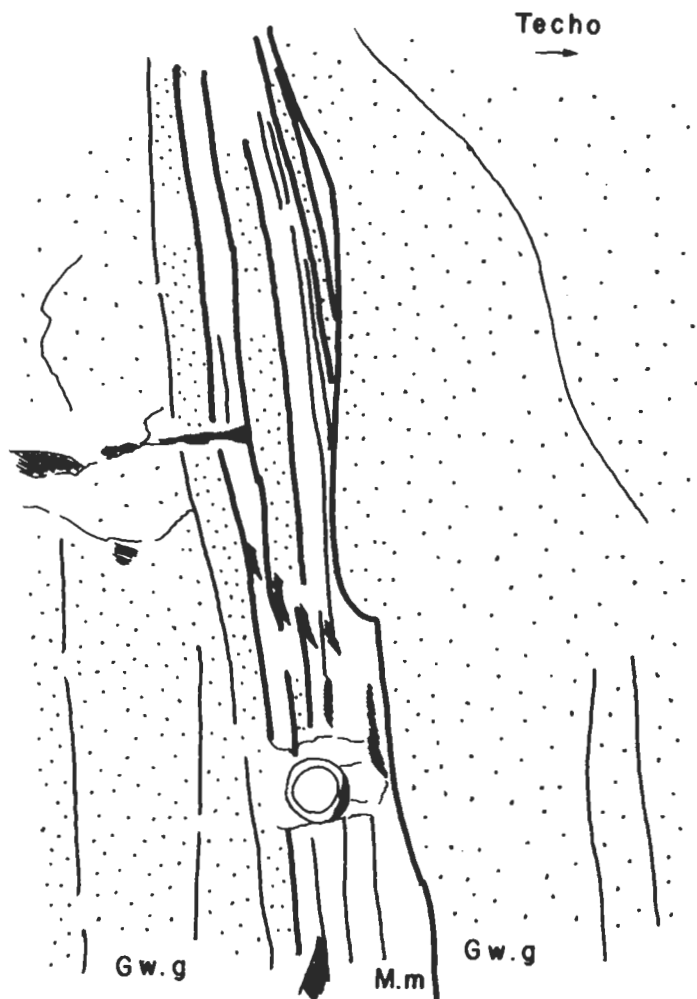


Figura 71: Asociación I.a, la base de la secuencia es erosiva, con flutes. Carretera de Retamosa a Roturas. La tapa del objetivo mide 55 mm.

Figure 71: Association I.a, the base of the sequence is erosive with flutes. Scale circle 55 mm.

Asociación I.b (figs. 72 y 73): Esta constituida por las facies Gw.m y M.m.

Estas facies se relacionan formando una secuencia positiva (fining upward) Gw.m-M.m no canalizada a escala de afloramiento, su espesor es variable entre 30 y 200 cm. Es frecuente la no aparición de su término superior; presentando entonces sucesiones de estratos de la facies Gw.m, localmente amaigamadas, con tendencias estratodecrecientes (thining upward).

La facies Gw.m se ha originado a partir de corrientes de alta densidad; pero, en este caso, el mecanismo que sostendría el sedimento no sería la turbulencia, sino las interacciones grano a grano ("grain flow") o bien el flujo intergranular (flujos fluidificados). De esta

forma el sedimento no presentaría ninguna estructura y no puede ser explicado mediante las divisiones de la secuencia de Bouma. Sería equivalente a las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973) y a las areniscas masivas ("massive sandstones") de WALKER (1979). En nuestro caso la ausencia generalizada de estructuras de escapes de fluidos ("dish", "convolute", etc.) nos inclinan a pensar más en un mecanismo de transporte de tipo "grain flow", MIDDLETON y HAMPTON (1976), RUPKE (1978).

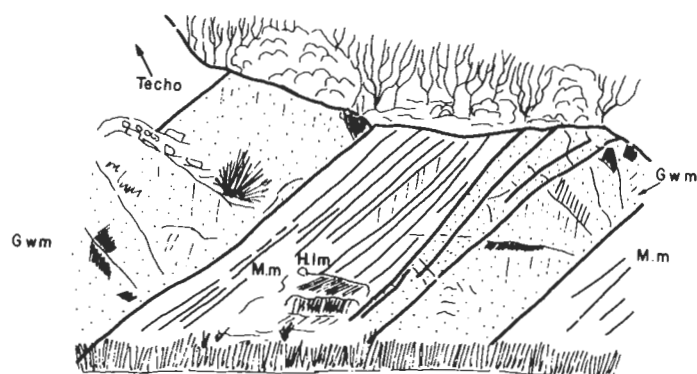


Figura 72: Asociación I.b, las facies Gw.m. pueden formar secuencias fining upward. Columna Castañar-Robledollano I. El banco grauváquico a techo tiene 2 m de potencia.

Figure 72: Association I.b, fining upward sequences of facies Gw.m. Sandstone bed on top is 2 m thick.

La facies M.m se habrían originado a partir de suspensiones diluidas en las colas de las corrientes que depositarían las facies Gw.m.

La asociación I.b es típica de abanicos submarinos; se forman por corrientes de tipo flujo granular ("grain flow"), el sedimento a que dan lugar no puede ser descrito mediante la secuencia de Bouma. Aparentemente estas corrientes parecen no estar canalizadas, puesto que a la escala de los afloramientos disponibles no se observan canalizaciones; sin embargo, debido a su agrupación como conjunto de secuencias, o de facies Gw.m, con tendencias estratodecrecientes ("thining upward") y al tipo de asociación de facies suponemos, tal como indican WALKER y MUTTI (1973) y WALKER (1979), que estas podrían ser canalizadas.

Dentro de la unidad AS.1 las facies H.lm (fig. 72) no presentan ningún tipo de secuencialidad, apareciendo de forma dispersa entre las dos asociaciones de facies anteriormente descritas, aunque presentan una relación más directa con la asociación I.b. Esta facies se interpreta como originada por desbordamientos de pequeña escala del sistema canalizado; con deposición de la lámina gruesa a partir de suspensiones cargadas de sedimentos, mientras que la lámina lutítica lo sería a partir de suspensiones más diluidas, NELSON y KULM (1973), en RUPKE (1978), etc.

5.2.3. Interpretación ambiental

La asociación I.a correspondería a los depósitos de lóbulos en la parte media de un abanico submarino; serían equivalentes a los depósitos de lóbulo, MUTTI (1977), y a los lóbulos de suprafan, WALKER (1979). La gran cantidad de capas que se inician en los intervalos A o B y la ausencia de intervalos C y D, dentro de las secuencias de Bouma, indicaría la proximalidad de esta asociación, WALKER y MUTTI (1973).

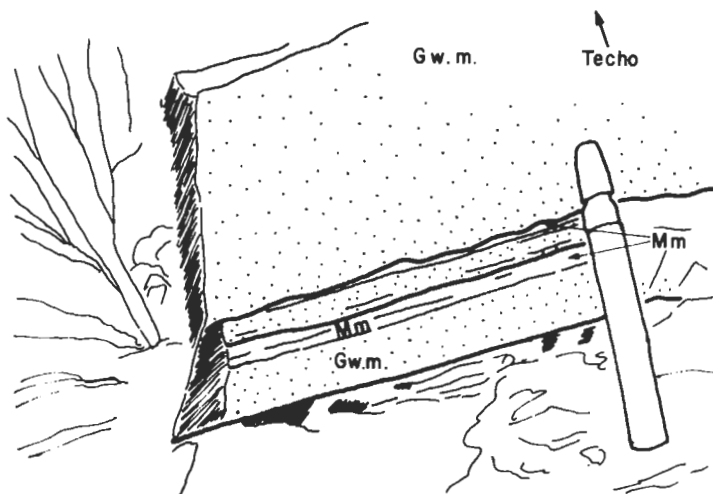


Figura 73: Asociación I.b, secuencias positivas, la superior con base suavemente erosiva. Columna Carretera Castañar-Robledollano I. El rotulador mide 14 cm.

Figure 73: Association I.b, detail of slightly erosive base of the association. The drawer for scale is 14 cm long.

La asociación I.b correspondería a los depósitos de canal situados en la parte más externa del sistema canalizado, se desarrollan entre la parte media (mid fan) e interna (inner fan) del abanico submarino, WALKER (1979). Asimismo corresponderían a los depósitos del sistema distributivo de MUTTI (1979).

En el área estudiada la asociación I.a domina en el núcleo de los anticlinales; mientras que la I.b domina en sus bordes, esto es, hacia techo, en el límite con la unidad AS.2. Esta distribución espacial implicaría una progradación del sistema distributivo sobre los lóbulos deposicionales.

5.3. Unidad AS.2

Todas las facies de esta unidad son terrígenas. Se han reconocido siete facies, que se agrupan en dos asociaciones II.a y II.b.

5.3.1. Descripción de las facies (fig. 70 b)

Facies C.d: conglomerados y microconglomerados granosportados cuarcíticos, en ocasiones grauvacas microconglomeráticas. Son de tonos grises a gris verdosos y pardos. Los clastos son principalmente de cuarzo, cuarcita y, en menores cantidades, de grauvacas y liditas. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva; localmente, a escala de afloramiento, puede ser plana; el techo es plano o irregular. Son masivos, en ocasiones contienen cantos blandos de lutitas negruzcas con formas irregulares, que se pueden acumular en niveles preferentemente hacia la mitad o la parte superior de la capa.

Facies C.o: Conglomerados, microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas, granosportados; con cantos principalmente de cuarzo y cuarcita, y en menores cantidades de grauvacas y liditas. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, aunque localmente a escala de afloramiento la base puede ser plana; el techo es plano, o puede ser en algunos casos difuso. Presentan granoclasificación negativa o negativa-positiva.

Facies P.m: Conglomerados no granosportados con matriz lutítica (pebbly mudstones); están compuestos por clastos de diversas litologías, aunque la composición es homogénea dentro de una misma capa, los clastos más frecuentes son por un lado cuarzo y cuarcita, subredondeados a redondeados, y por otro lado grauvacas y lutitas con formas elipsoidales o irregulares, subredondeados a angulosos. Forman cuerpos lenticulares con base plana, ligeramente irregular, no erosiva y techo convexo. La cantidad de clastos es muy variable, desde casi ausentes a muy frecuentes; cuando la cantidad de clastos es muy pequeña los límites con las facies adyacentes suelen ser muy difusos. Son masivos.

Facies SL: Grauvacas gris oscuras con moteado marrón rojizo, de grano fino a grueso; y lutitas gris oscuras a negruzcas. Forman tramos totalmente desorganizados, caóticos, que incluyen fragmentos de capas totalmente deformadas en estado semilitificado. Estos niveles eslampizados se sitúan entre capas que no presentan ninguna deformación por lo que sus límites parecen planos.

Facies Gw.m.l: Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso; grises claras y oscuras, con moteado marrón rojizo. Forman cuerpos tabulares con base y techo plano. Presentan o bien estructura masiva, o bien laminación paralela planar.

Facies H.lm: Es una facies que está compuesta por dos términos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos.

Son alternancias milimétricas de grauvacas y lutitas. Las grauvacas son gris claras, de grano fino a muy fino, su base normalmente es plana, aunque pueden presentar también estructuras en llama ("flame structure") o seudonódulos; el techo es plano; en cuanto a su estructura interna son normalmente masivas, pudiendo

presentar también laminación paralela o ripples, algunas capas pueden ser lenticulares aunque de gran extensión lateral. Las lutitas son negruzcas, gris o verde oscuro, su aspecto es masivo.

Facies M.m: Lutitas grises y verdes oscuras a negras, pueden estar alteradas y presentar distintas tonalidades. Son masivas.

5.3.2. Asociaciones de facies

Las facies de esta unidad se agrupan en dos asociaciones: II.a canalizada y II.b no canalizada.

Asociación II.a (fig. 74 a): Está constituida por las facies C.d, C.o, Gw.m.l y M.m.

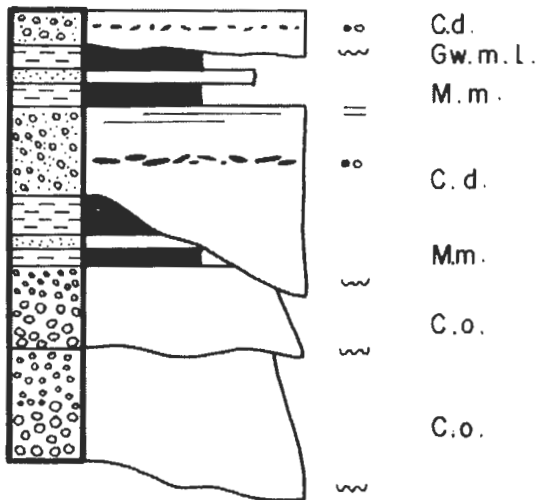


Figura 74 a: Asociación II.a, unidad AS.2

Figure 74 a: Sketch of association II.a. Unit AS.2

Es una asociación canalizada, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, aunque en conjunto forman megasecuencias positivas estrato y granodecrecientes (thining y fining upward).

Las facies C.d son equivalentes a las facies A1 de WALKER y MUTTI (1973), se habrían producido por flujos en masa ("mass flow") donde los clastos al no tener libertad de movimientos producirían estructuras masivas, sin ningún tipo de granoclasificación.

Las facies C.o son comparables a las facies A2, conglomerados organizados, de WALKER y MUTTI (1973), esta organización se manifiesta por la presencia de granoclasificación. Se originan por flujos turbulentos, WALKER (1979), donde el mecanismo que sustenta los clastos durante el movimiento sería, en parte la turbulencia del fluido y en parte colisiones entre clastos; mientras que el mecanismo de depósito es la "congelación" de la masa en movimiento, sin rodadura de los clastos, WALKER (1979).

Las facies Gw.m.l son equivalentes a las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973) y a las areniscas masivas ("massive sandstones") de WALKER (1979). El mecanismo de transporte sería flujo granular ("grain flow"), que haría que el sedimento adquiriera estructura masiva con

esporádicas laminaciones paralelas, en estas facies no es aplicable la secuencia de Bouma.

Por último, las facies M.m equivaldrían a las facies G, WALKER y MUTTI (1973), comprenden sedimentos cuyo mecanismo de depósito no está claro, HOWELL y NORMARK (1982), invocándose diferentes mecanismos: así, WALKER y MUTTI (1973) indican que podrían generarse a partir de contouritas, de la capa nefeloide ("nepheloid layer"), o por corrientes turbidíticas diluidas; por otro lado HOWELL y NORMARK (1982) además de los mecanismos anteriores, indican que podría tratarse de verdadero material pelágico.



Foto 3: Asociación II.a, niveles conglomeráticos organizados con granoclasificación negativa, techo a la izquierda de la foto. Columna Navezuelas I.

Photo 3: Association II.a, coarsening upwards organized conglomeratic beds, top to the left. Navezuelas I section.

La asociación II.a (fig. 74 a) cuyas facies se agrupan formando megasecuencias positivas, corres-

ponderían al relleno del sistema canalizado de un abanico submarino en su parte interna. Las facies C.o y C,d corresponderían al relleno del canal alimentador; mientras que las facies Gw.m.l corresponden al relleno de canales en la zona braided, WALKER (1979). Las facies M.m se pueden interpretar como depósitos intercanal, originados posiblemente a partir de corrientes turbidíticas diluidas, en función de su contexto, o como depósitos de material hemipelágico.

Asociación II.b (Figs. 74 b y 75): Está constituida por las facies P.m, SL, Gw.m.l, H.lm y M.m.

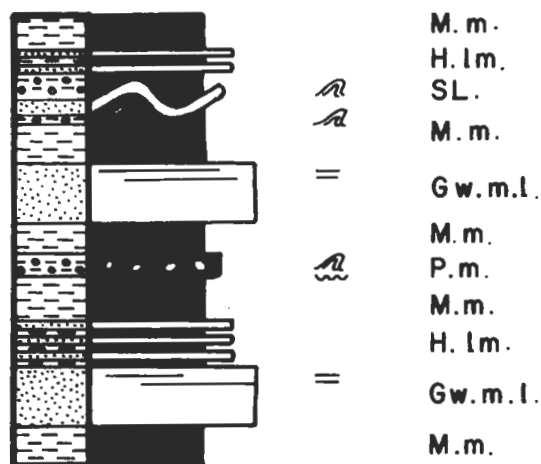


Figura 74 b: Asociación II.b, unidad AS.2

Figure 74 b: Sketch of association II.b. Unit AS.2

Las facies P.m se pueden incluir dentro de las facies F, WALKER y MUTTI (1973). Son depósitos que carecen de cualquier estructura interna, tienen mala selección y no son granosportados. Son producidas por corrientes de tipo "debris flow", el cuerpo sedimentario se forma al detenerse repentinamente la masa en movimiento, RUPKE (1978).

Las facies SL (niveles eslampizados) también se pueden incluir en las facies F de WALKER y MUTTI (1973). Están compuestos por grupos de capas que aparecen totalmente deformadas y colapsadas, situándose entre capas que están en posición normal. Se producen por movimientos en masa de sedimentos semiconsolidados a lo largo de un plano, el inicio del movimiento se debe a la reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de una serie de planos, RUPKE (1978).

Las facies Gw.m.l, que se pueden incluir en las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973), no se pueden explicar mediante la secuencia de Bouma; se producirían por transporte en masa de sedimentos, cuyo mecanismo de soporte sería flujo granular ("grain flow"), RUPKE (1978). Localmente es posible que actúen otro tipo de procesos, tales como flujos fluidificados, etc., pudiendo una capa sufrir más de un tipo de proceso, COOK *et al.* (1982).

Las facies H.lm (fig. 75) no tienen equivalente claro dentro de la división de WALKER y MUTTI (1973). Las láminas grauvácicas pueden tener varios orígenes: por un lado, se pueden formar a partir de suspensiones turbidíticas de alta densidad, con desarrollos de secuencias de Bouma tipo Tce o Tde; o bien a partir de suspensiones turbidíticas diluidas; o a partir de corrientes tractivas con transporte de sedimentos por carga de fondo. El intervalo lutítico se produciría por decantación en los momentos tranquilos.

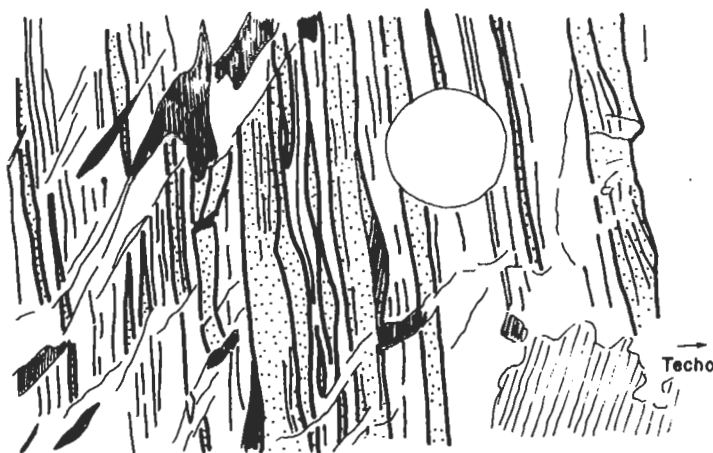


Figura 75: Asociación II.b, alternancias de lutitas y grauvacas que pueden presentar ripples. Ambas forman la facies H.lm. que es dominante en esta asociación. Carretera de Castañar a Robledo llano. Circulo de escala 62 mm.

Figure 75: Centimetric alternation of mudstones and greywackes in H.lm. facies, association II.b. Circle for scale is 62 mm in diameter.

Por último, las facies M.m pueden ser equivalentes a las facies G de WALKER y MUTTI (1973) cuyo mecanismo de deposición, como ya hemos dicho, no está totalmente claro, HOWELL y NORMARK (1982). Para su formación se invocan diversos mecanismos: contouritas, capa nefeloide, suspensiones turbidíticas diluidas, o incluso verdadero material hemipelágico.

La asociación II.b (fig. 74 b), cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, se interpreta como facies de talud submarino en el que predominarían los procesos de decantación; dentro de este contexto pensamos que tanto la facies H.lm. como la M.m, pueden originarse a partir de material hemipelágico, sin descartarse que algunos niveles puedan deberse a la actuación sobre el sedimento de corrientes oceánicas de fondo, RUPKE (1978); la total ausencia de depósitos turbidíticos y de niveles canalizados apoyan esta asignación.

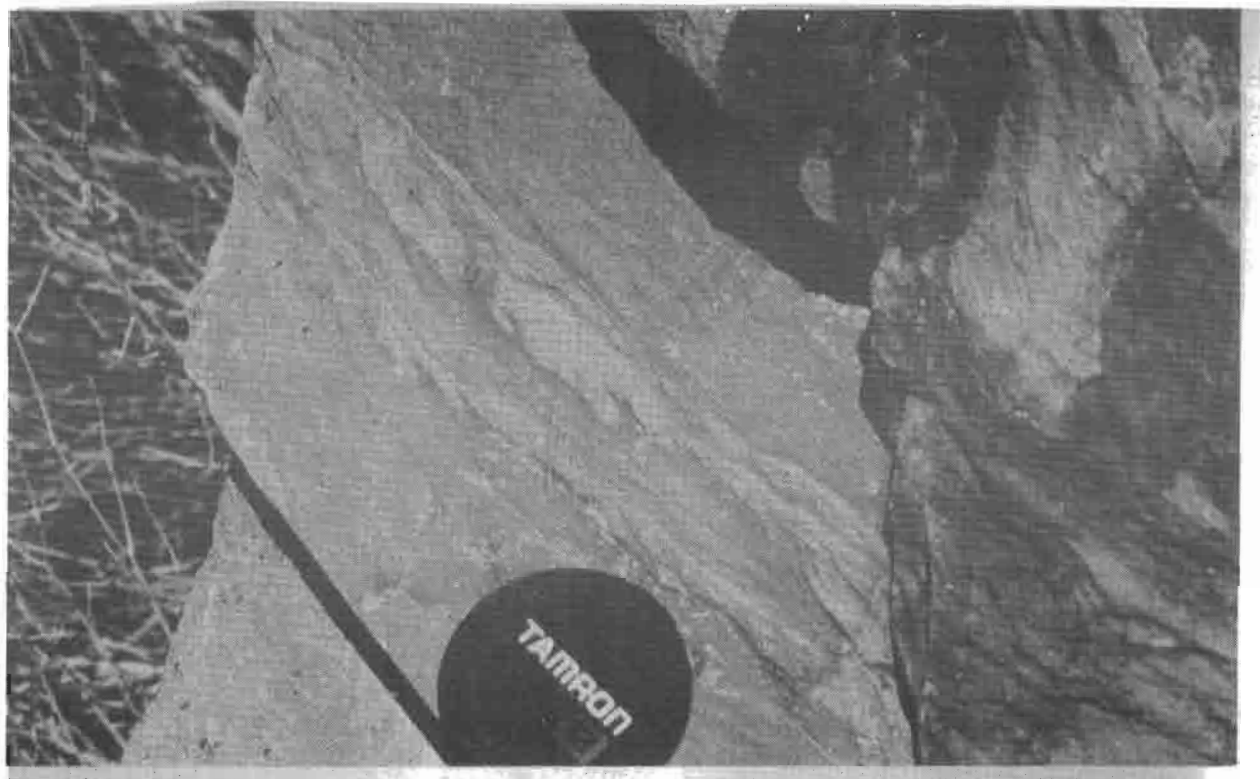


Foto 4: Asociación II.b, alternancias de lutitas y grauwacas con estructuras de fluidificación. Columna Pista Higuera-Campillo.

Photo 4: Association II.b, loaded graywackes and massive mudstones alternations. Forestal road Higuera-Campillo section.

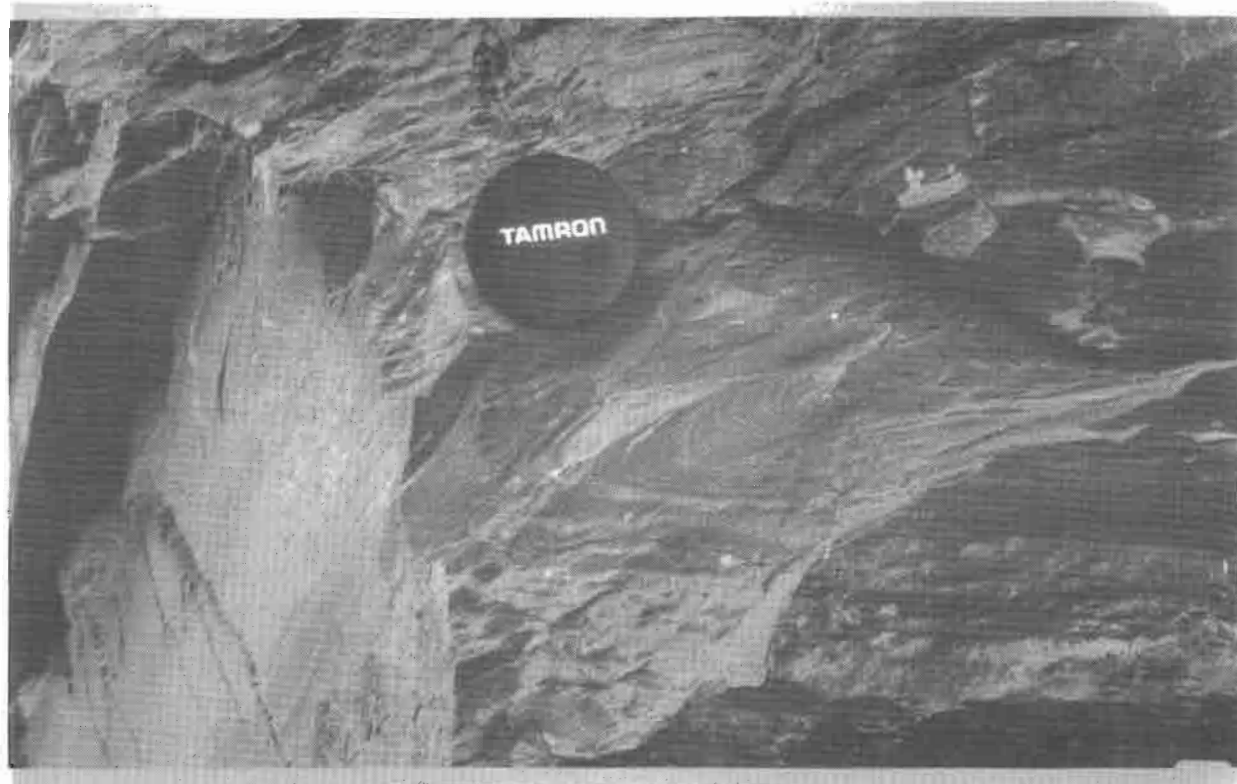


Foto 5: Asociación II.b, niveles eslumpizados. Carretera Castañar-Robledollano.

Photo 5: Association II.b, slumpized levels. Castañar-Robledollano road.

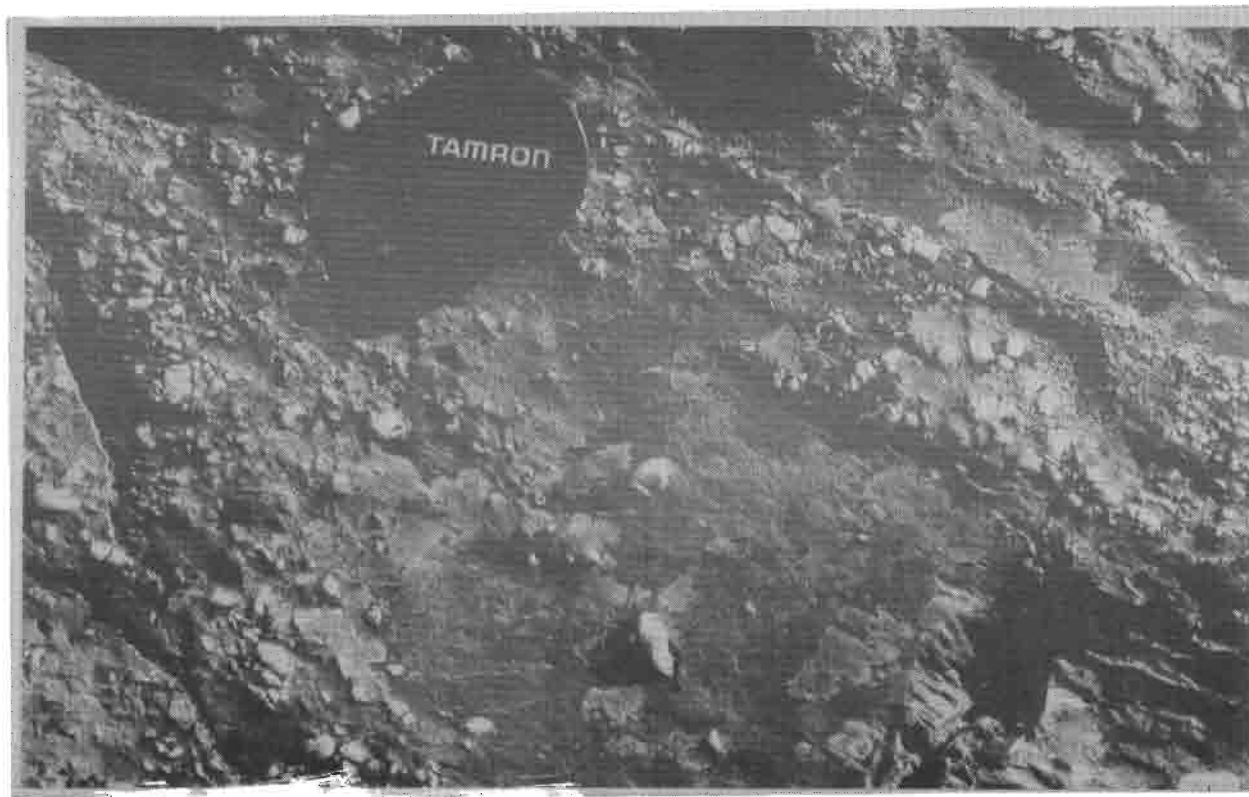


Foto 6: Asociación II.b, niveles paraconglomeráticos, compuestos por lutitas con cantos de cuarcitas. Columna Navalvillar de Ibor III.

Photo 6: Association II.b, muddy-matrix conglomerates, mudstones with vein quartz. Navalvillar de Ibor III section

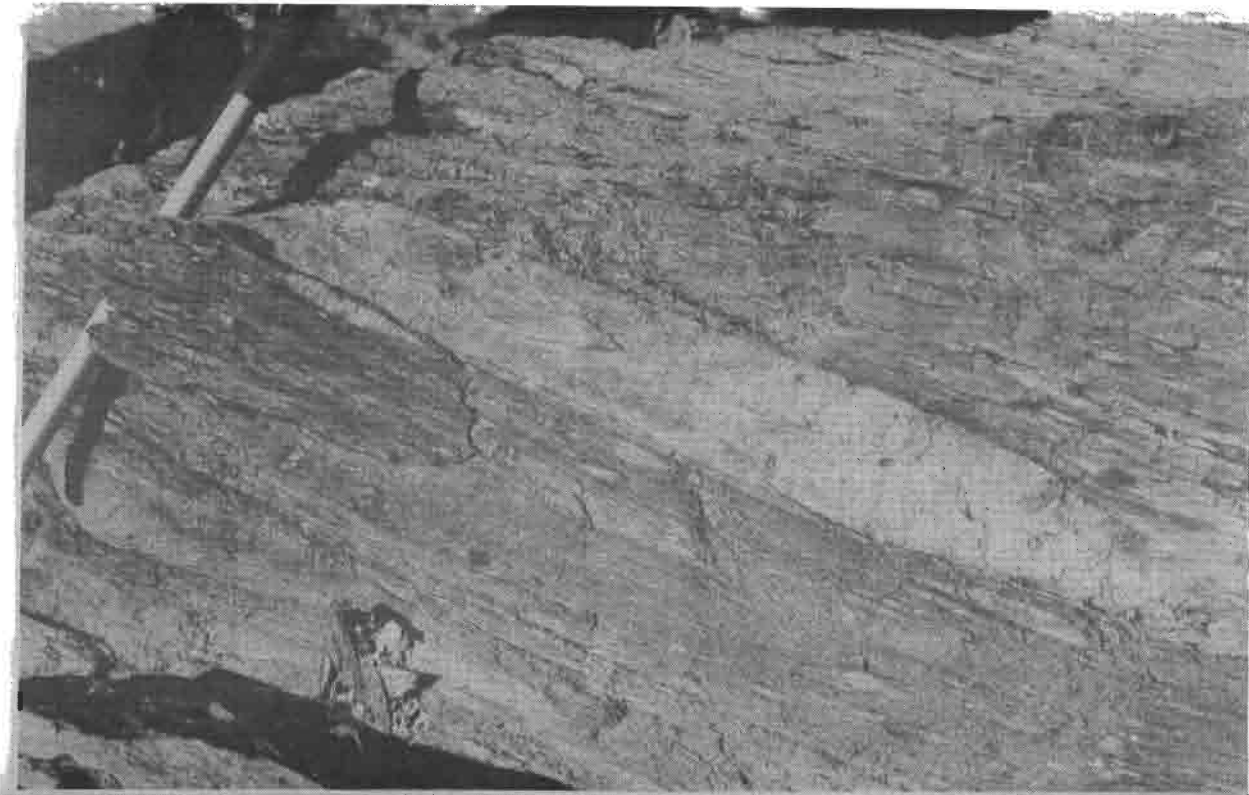


Foto 7: Asociación II.b, niveles paraconglomeráticos, lutitas con cantos de grauvacas; todo muy tectonizado. Puerto de Miravete, carretera Nacional V.

Photo 7: Association II.b, muddy-matrix conglomerates. National V road near Miravete.

5.3.3. Interpretación ambiental

Dentro de la unidad AS.2 la asociación dominante es la II.b, mientras que la II.a sólo aparece de forma discontinua y exclusivamente en la base de la unidad. Como ya hemos indicado, la asociación II.b corresponde a facies típicas de talud submarino, WALKER y MUTTI (1973), COOK *et al.* (1982), etc.; mientras que la asociación II.a corresponde al relleno de los canales distributarios de un abanico submarino en su parte interna, WALKER y MUTTI (1973), WALKER (1979), etc. El conjunto de ambas asociaciones representa un sistema de talud y canales alimentadores de un abanico submarino, HOWELL y NORMARK (1982), que corresponden a sucesivas etapas de progradación de ambientes deposicionales en una cuenca submarina.

5.4. Interpretación de conjunto del Grupo AS.I

Las dos unidades, AS.1 y AS.2, que componen el Grupo inferior AS.I, forman una megasecuencia que corresponde al relleno de un abanico submarino, pasando desde las facies de lóbulo a las de canales distributarios (unidad AS.1), para posteriormente dar paso a las facies de canales principales, que sólo aparecen en áreas restringidas, y de una forma más generalizada a facies de talud (unidad AS.2).

Puesto que no se ha realizado un estudio exhaustivo de la unidad AS.1, se desconoce el sistema de funcionamiento del aparato turbidítico; y dado que, evidentemente, no aflora totalmente el sistema deposicional, no podemos encuadrar los datos obtenidos dentro de cualquiera de los modelos descritos de abanicos submarinos, MUTTI (1979), NORMARK (1978), etc., para ello se necesitaría un estudio más detallado, en esta como en otras áreas donde también aflora, con la obtención de la mayor cantidad de datos posible.

Los datos de paleocorrientes que hemos obtenido son escasos; dentro de la unidad AS.1 se han podido realizar cuatro medidas de "flute casts" que indican aportes desde el SE hacia el NW, y una medida de un "tool mark" con dirección NW-SE.

En la unidad AS.2 no se han podido realizar medidas de paleocorrientes. Sin embargo, la distribución de las facies canalizadas en la base de AS.2 podrían usarse como indicadores de áreas de aporte, puesto que sus potencias disminuyen de SW a NE, desde más de 200 m, hasta casi desaparecer: así TEJERO (1976) presenta una columna en el arroyo de los Santos, en la base de su "formación Retamosa-Cabañas del Castillo", en la que sitúa 200 m de niveles conglomeráticos, que por su descripción son equivalentes a los de la asociación II.a. Hacia el este, ya en la zona estudiada, los niveles conglomeráticos presentan 70 m de potencia en Navezuelas (columna Navezuelas I, fig. 23), que pasan más hacia el este a 40 m en el flanco SW del anticlinal de Ibor (columna carretera Castañar-Robledollano I, fig. 39), y, finalmente, a 2,5 m en el flanco NE de dicho anticlinal (columna carretera Castañar-Robledollano II,

fig. 40), todo lo cual nos indica una relación proximal-distal (con todas las limitaciones y precauciones en cuanto a la dirección exacta, al no disponerse de medidas de paleocorrientes) en sentido de SW a NE; una tendencia similar ya había sido indicada anteriormente por HERRANZ *et al.* (1977).

Para precisar todas estas cuestiones es necesario un estudio detallado de estos materiales, tanto en esta zona, como en otras áreas próximas; sobre todo para conocer exactamente el funcionamiento de todo el sistema deposicional turbidítico, sin olvidar los cambios laterales de facies que se pueden presentar, puesto que si suponemos un sentido más distal hacia el NE, podría esperarse que en el anticlinal de Valdelacasa, los equivalentes laterales de estas unidades, si aparecen, deben presentar facies de llanura abisal ("basin plain"), y por lo tanto características distintas de las aquí expuestas.

5.5. Unidad AS.3

En esta unidad se han reconocido diez facies, todas ellas terrígenas, que se agrupan formando tres asociaciones: III.a, III.b y III.c.

5.5.1. Descripción de las facies (fig. 76)

Facies C.m: Microconglomerados, grauvacas microconglomeráticas y, en ocasiones, conglomerados, son granosportados y de tonos grises claros; los clastos principales son de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas; la matriz es grauváquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, que puede presentar cantos blandos; y techo plano. Son masivos, aunque pueden presentar laminación paralela y, a veces, grano-clasificación positiva.

Facies C.b: Conglomerados o microconglomerados cuarcíticos, en ocasiones grauvacas microconglomeráticas, grises claros a oscuros. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, a veces ligeramente ondulada, o irregular; techo plano. Son masivos o presentan laminación paralela planar, pueden contener cantos blandos en distintos puntos de la capa orientados paralelos a la estratificación; en ocasiones presentan aspecto fluidificado, con bases y límites laterales irregulares y difusos, y estructuras en llama.

Facies S.a: Grauvacas de grano medio a grueso, a veces microconglomeráticas, e incluso microconglomerados, grises claros. Forman cuerpos tabulares a lenticulares con base plana o cóncava, normalmente erosiva, y techo plano. Presentan estratificación cruzada planar y de surco, con frecuencia sólo se observa la estructura en algunas zonas, siendo el resto de la capa masivo.

Facies S.b: Grauvacas de grano medio a grueso, localmente microconglomeráticas, grises claras. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana, ondulada o cóncava, erosiva, localmente no erosiva; techo plano. Presentan laminación paralela o laminación cruzada planar de muy bajo ángulo.

Facies S.c: Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, grises y verdes claras a pardas y

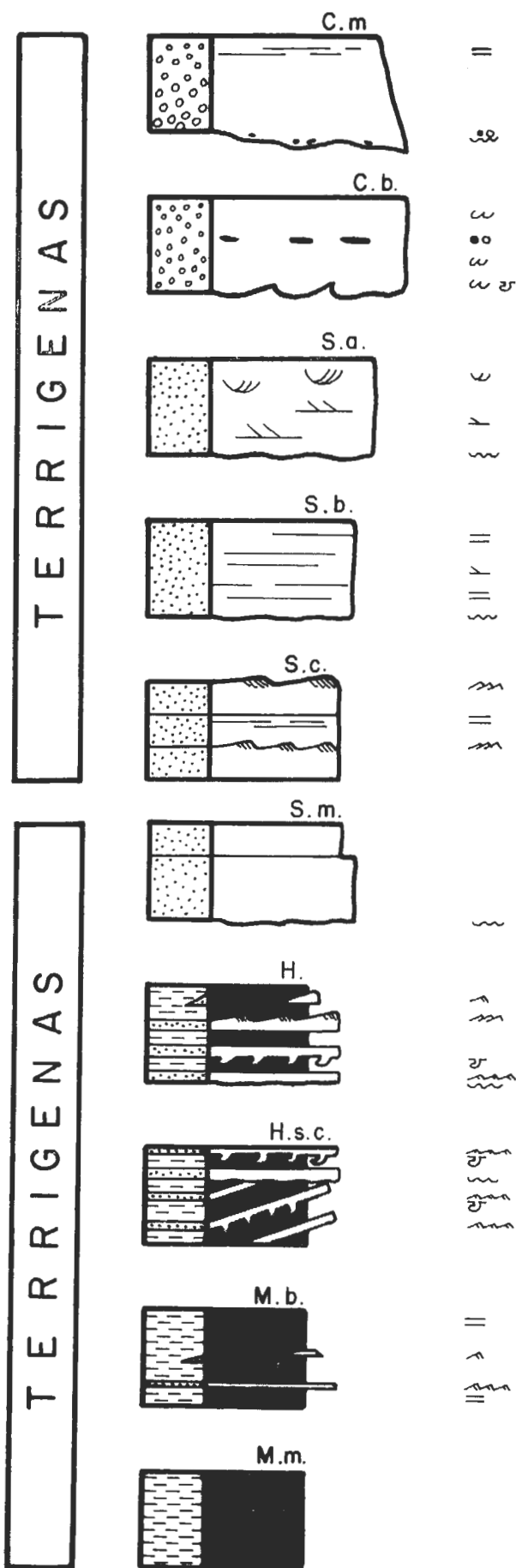


Figura 76: Facies de la unidad AS.3
 Figure 76: Facies of unit AS.3.

ocres. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos (raros) con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar y, localmente, laminación paralela planar.

Facies S.m: Grauvacas de grano fino a grueso; grises, verdes y ocres. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana, erosiva a no erosiva, o cóncava, erosiva; techo plano. Son masivas.

Facies H: Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias milimétricas, en ocasiones centimétricas, de grauvacas y lutitas. Las primeras son de grano fino a muy fino, grises y verdes; con base plana erosiva a no erosiva, que pueden presentar huellas de carga; y techo plano u ondulado por ripples; son masivas, aunque a veces presentan laminación paralela o laminación cruzada planar; en ocasiones las grauvacas pueden formar lenticulas (estratificación lenticular). Las lutitas, o son masivas, o presentan laminación paralela planar por alternancias de láminas de distintas tonalidades.

Facies H.s.c: Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados, por lo que se describen juntos. Son alternancias centimétricas de grauvacas y lutitas. Las grauvacas son de grano fino a grueso, en ocasiones microconglomeráticas, grises claras; con base plana, erosiva a no erosiva, en la que, con frecuencia, se desarrollan huellas de carga y escapes de fluidos; techo plano; en cuanto a su estructura interna, o son masivas, o en ocasiones pueden presentar laminación paralela y cruzada planar, y cantos blandos de lutitas negras, alguna capa puede presentar aspecto totalmente fluidificado, con límites laterales difusos. Las lutitas son gris oscuras, masivas o bien con láminas más finas de lutitas negras. Esta facies se caracteriza por suaves cortes angulares entre diversos grupos de láminas, formando cicatrices de slumps ("slump scars"), con un ángulo muy bajo y cuya superficie a escala de afloramiento es plana.

Facies M.b: Lutitas grises y verdes, claras y oscuras, que pueden presentar tonalidades diversas por alteración. Presentan laminación paralela, y en ocasiones contienen finas láminas milimétricas de grauvacas gris claras de grano muy fino con base y techos planos, que pueden ser lenticulares.

Facies M.m: Lutitas grises a verdes, claras y oscuras, que pueden presentar diversas tonalidades por alteración. Son masivas.

5.5.2. Asociaciones de facies

Las facies de esta unidad se agrupan formando tres asociaciones, dos no canalizadas III.a y III.c y una canalizada III.b.

Asociación III.a (fig. 77): Está constituida por las facies S.b, S.c, S.m, H y M.b.

Las facies S.b corresponden a lechos planos desarrollados en régimen de flujo alto, el material tamaño arena se depositaría como carga de fondo. El sedimento se movería en forma de mantos ("sheet flood"), o bien por unas zonas dominantes, canalizadas. Corresponderían a condiciones de alta energía.

Las facies S.c se originarían a partir de corrientes tractivas, con transporte de sedimentos por carga de fondo. El material se movería en forma de mantos ("sheet flood"), en régimen de flujo bajo con formación de ripples. En ocasiones pueden representar un tránsito desde condiciones de régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos, que presentarían laminación paralela planar en la base de la capa, a condiciones de régimen de flujo bajo con desarrollo de ripples en la parte alta de la capa. Corresponderían a condiciones de media (alta) energía.

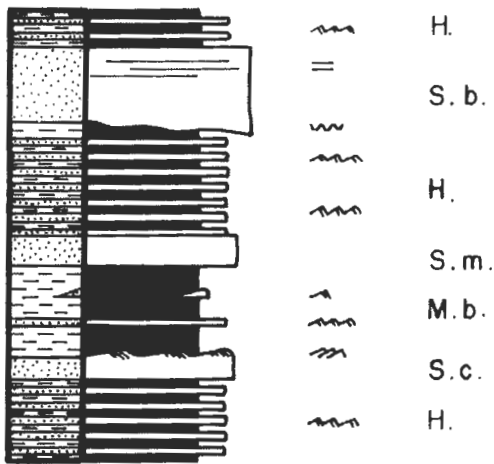


Figura 77: Asociación III.a, unidad AS.3

Figure 77: Sketch of association III.a. Unit AS.3

La facies S.m se origina por material que se mueve en forma de manto ("sheet flood"), o bien por zonas canalizadas. La ausencia de estructuras, que no se puede determinar si es primaria o postsedimentaria, nos impide conocer el mecanismo exacto de sedimentación. Se podrían deber a deposición a partir de corrientes de alta densidad, equivalentes a las facies B2 de WALKER y MUTTI (1973), o al intervalo A de una secuencia de Bouma; sin embargo, puesto que es frecuente que otras facies presenten estructuras en alguna parte de la capa 7y el resto de ella sea masivo, suponemos que la desaparición de las estructuras es postsedimentaria, en cuyo caso, la facies S.m se podría haber originado por corrientes tractivas con transporte de sedimento por carga de fondo, y serían equivalentes a las facies S.b y S.c en cuanto a interpretación.

Las facies H se originan por alternancias de períodos energéticos y no energéticos. En los períodos energéticos se producen las láminas grauváquicas que se formarían por migración de ripples con moderado o escaso aporte de material tamaño arena, en este último caso se formarían lenticulas (estratificación lenticular); en el caso de las láminas masivas, o que presentan

laminación paralela, se habrían originado a partir de la deposición de material en suspensión. Las láminas lutíticas se formarían por decantación en los momentos no energéticos.

Por último, las facies M.b se formarían por decantación en períodos tranquilos. Las láminas y lenticulas grauváquicas corresponderían a incursiones arenosas, con escaso aporte de material tamaño arena, y se formarían principalmente por decantación.

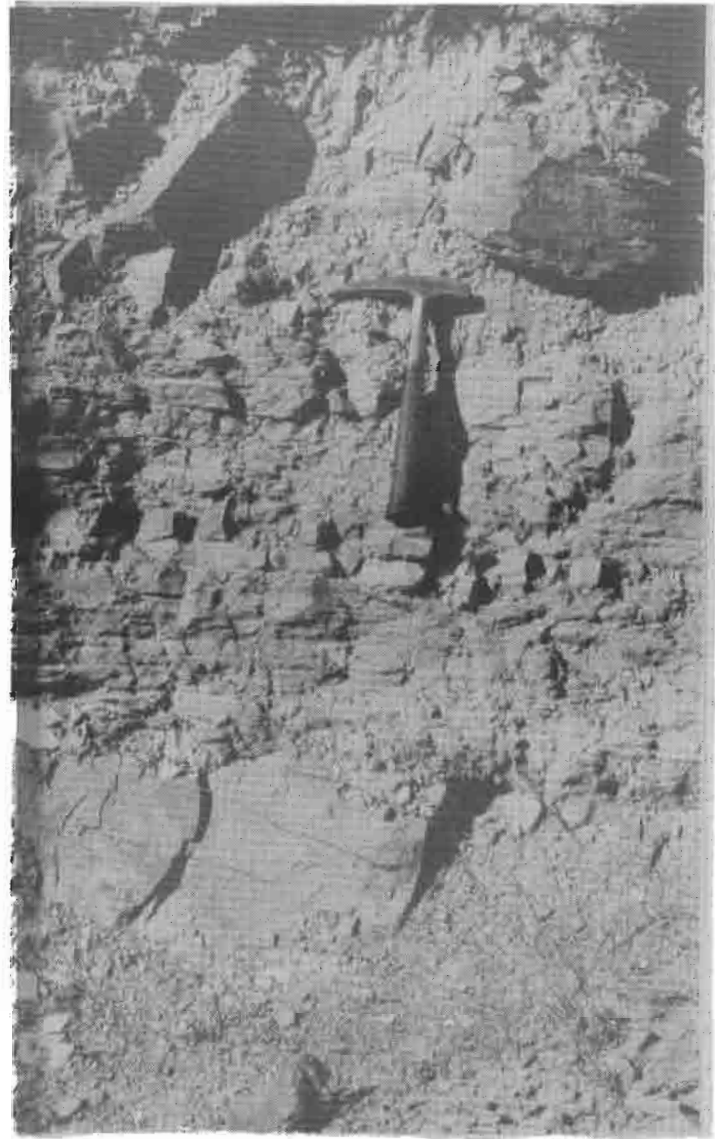


Foto 8: Asociación III.a, alternancias centimétricas de lutitas y grauvacas masivas. Col. Navezuelas II.

Photo 8: Association III.a, massive mudstones and graywackes alternations. Navezuelas II section.

La asociación III.a, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, reflejaría ambientes de plataforma siliciclástica abierta de baja energía, donde las facies S.b, S.m y en menor medida S.c representan momentos de energía muy alta con mucho sedimento disponible, JOHNSON (1978), mientras que las facies H y M.b representan, o bien depósitos más distales, o bien condiciones de menor energía, JOHNSON (1978).

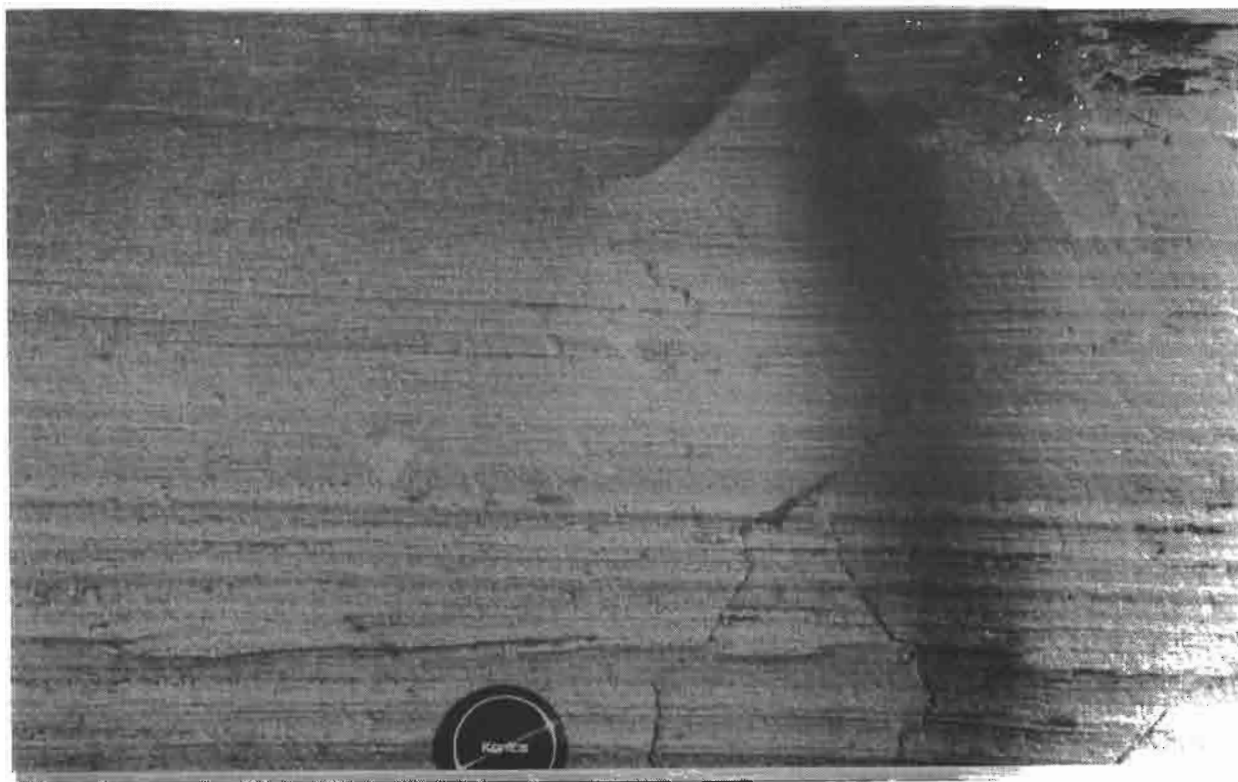


Foto 9: Asociación III.a, alternancias de grauvacas y lutitas. Columna Puente de Almaraz.

Photo 9: Association III.a, mudstones and graywackes alternations. Puente de Almaraz section.



Foto 10: Asociación III.b, detalle de la laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo en un cuerpo canalizado. Carrtera Navezuelas-Berzocana.

Photo 10: Association III.b, parallel lamination and low-angle cross bedding in a channel. Navezuelas-Berzocana road.

No podemos descartar que esta asociación III.a represente las partes más distales de un sistema deltaico con características parecidas a las que han sido descritas por ELLIOT (1978) y COLEMAN (1976). En este caso las facies H representarían los depósitos de frente deltaico, donde las láminas gruesas procederían de aportes esporádicos del sistema deltaico, las facies M.b corresponderían a facies de plataforma originadas posiblemente a partir de aportes del sistema deltaico ("mud blanket") McCAVE (1972), y, por último, las facies S.b, S.m y S.c se producirían por retrabajamiento de los materiales del frente deltaico por tormentas, oleaje o corrientes, con posterior sedimentación en la plataforma en forma de mantos de arena ("sheet flood"), o canales, BANKS (1973).

Asociación III.b (figs. 78 y 79): Está compuesta por las facies C.m, S.a, S.b, S.m, M.b y M.m.

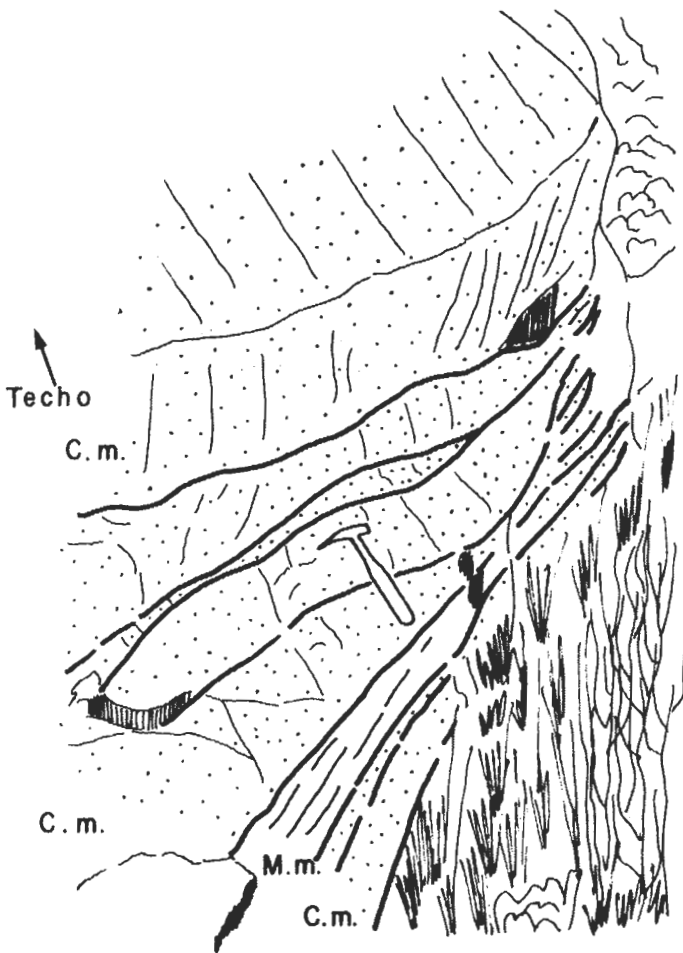


Figura 78: Asociación III.b, secuencia canalizada en la base de AS.3. Proximidades de la Pista Militar, al W de Guadalupe.

Figure 78: Association III.b, channelled sequence in the base of unit AS.3.

La facies C.m se originaría por corrientes tractivas de muy alta energía, el régimen de flujo sería alto con formación de lechos planos, el sedimento se transportaría como carga de fondo y localmente en suspensión, la disminución de la velocidad de la corriente produciría la sedimentación del material en suspensión (granoclasificación).

La facies S.a se formaría por corrientes tractivas de alta energía, por migración de megaripples de crestas rectas o sinuosas y dunas, el sedimento sería transportado como carga de fondo.



Foto 11: Nivel canalizado (resalte), asociación III.b, incluido entre lutitas y grauwacas de la asociación III.a. Columna Puente de Almaraz.

Photo 11: Association III.b, channelled level included in mudstones and graywackes. Puente de Almaraz section.

La facies S.b se produciría por corrientes tractivas de alta energía, que en régimen de flujo alto producirían lechos planos, el material se depositaría como carga de fondo aunque podría haber sido introducido en suspensión.

La facies S.m, pese a que no presenta ningún tipo de estructura, dada su asociación con las facies anteriores se puede suponer que se producen por corrientes tractivas con transporte de sedimentos por carga de fondo.

La facies M.b se formaría por decantación en períodos tranquilos, las láminas lenticulares grauváqui-

cas corresponderían a incursiones arenosas, probablemente debido a fenómenos de desbordamiento y se depositarían principalmente por decantación.

La facies M.m se generaría por decantación de material en suspensión en períodos tranquilos.

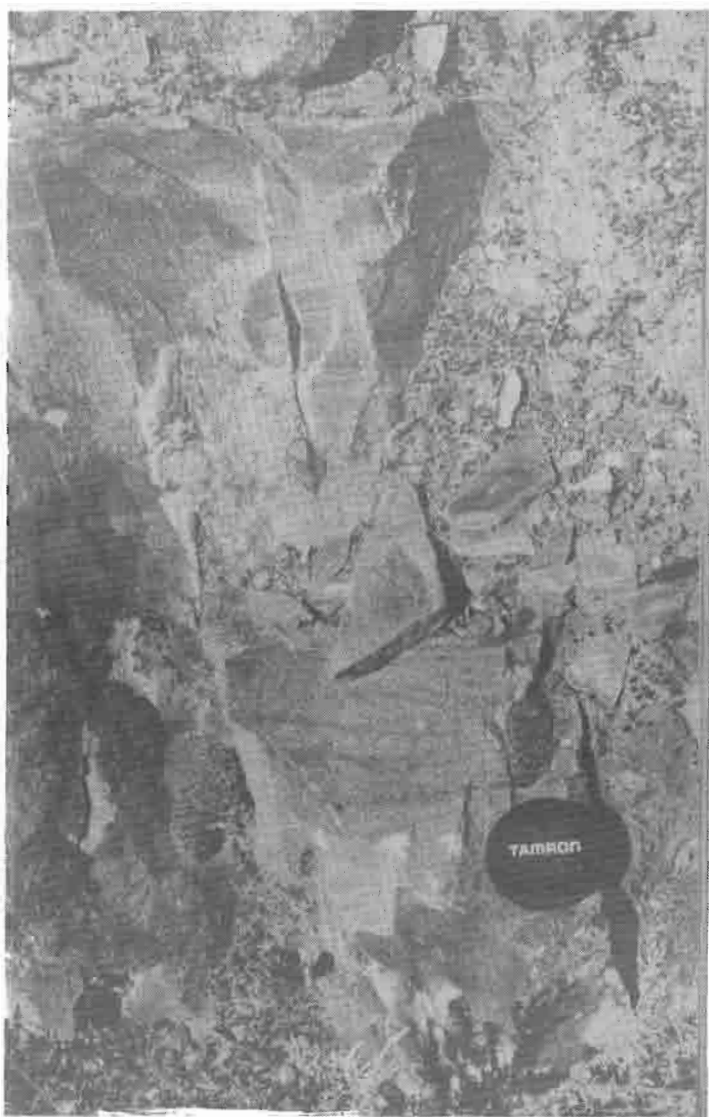


Foto 12: Asociación III.b, grauwacas de grano muy grueso a microconglomeráticas con estratificaciones cruzadas en la base de un canal. Columna carretera de Castañar a Navalvillar de Ibor.

Photo 12: Association III.b, coarse grained graywackes and microconglomerates with cross bedding in the base of a channel. Castañar-Navalvillar road section.

Las facies de la asociación III.b se agrupan formando secuencias positivas ("fining upward"), con la sucesión: C.m-S.b-S.a-S.m-M.b-M.m, pudiendo estar ausentes algunos de los términos, siendo frecuentes secuencias del tipo C.m-S.b-M.m (fig. 78), o bien S.a-S.m-M.m (fig. 79). Presentan unas potencias variables entre 2 y 6 m. Todas ellas representan rellenos de canales por corrientes tractivas con disminución del régimen de flujo (facies C.m, S.b, S.a y S.m). Las facies

M.b y M.m representan la fase de acreción vertical en las etapas de abandono del canal, con locales episodios de desbordamiento originados por otros canales activos.

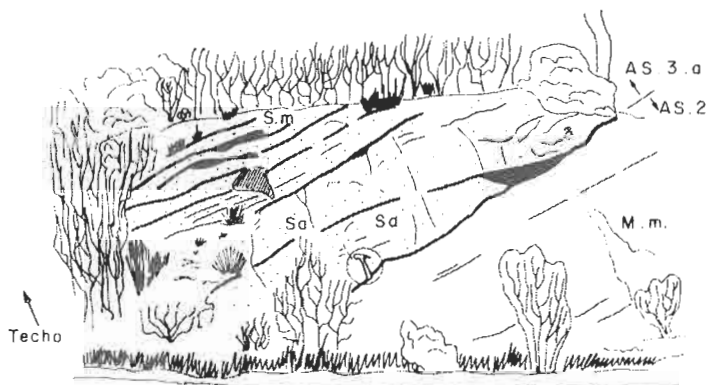


Figura 79: Asociación III.b, secuencia canalizada en la base de AS.3. Columna Carretera Castañar-Navalvillar. El martillo mide 32,5 cm.

Figure 79: Association III.b, channelled sequence in the base of unit AS.3. Hammer for scale is 32,5 cm long.

Asociación III.c (Figs. 80 y 81): Está compuesta por las facies C.b, H.s.c, S.m y M.m.

La facies C.b se produciría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo alto, lo que generaría lechos planos; el material se deposita como carga de fondo, aunque puede haber sido transportado en suspensión. Posteriormente se pueden producir reorganizaciones internas del sedimento que, en estado semiconsolidado, podrían provocar la fluidificación del material; lo cual, a su vez, produciría la destrucción de su ordenamiento interno y la aparición de una fábrica caótica. Si la sedimentación es muy rápida, la fluidificación podría verse acompañada con estructuras de carga en la base de la capa e inyección de material fino ("flame structure").

La facies S.m se originaría por sedimentación de partículas tamaño arena a partir de corrientes tractivas cuya velocidad decreciese con el tiempo, dichas corrientes transportarían el material en suspensión.

La facies H.s.c se originaría por alternancia de períodos energéticos; en los que actuarían corrientes de velocidad decreciente, que transportarían el material en suspensión, o bien generarían ripples en régimen de flujo bajo. Una alta tasa de sedimentación provocaría inversión de densidades entre el material lutítico infrayacente (más poroso) y la lámina grauwáquica, lo que provocaría escapes de fluidos. Las láminas lutíticas se generarían en períodos tranquilos por decantación del material fino en suspensión. Esporádicamente se producirían deslizamientos de parte de la masa de sedimentos laminados semiconsolidados, debido a la reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de unos planos determinados, que representarían la "cabeza" de niveles eslumpizados, los planos basales se denominan "Slump scars" (cicatrices de slump), LAIRD (1968), CLARI y GHI-BAUDO (1979).

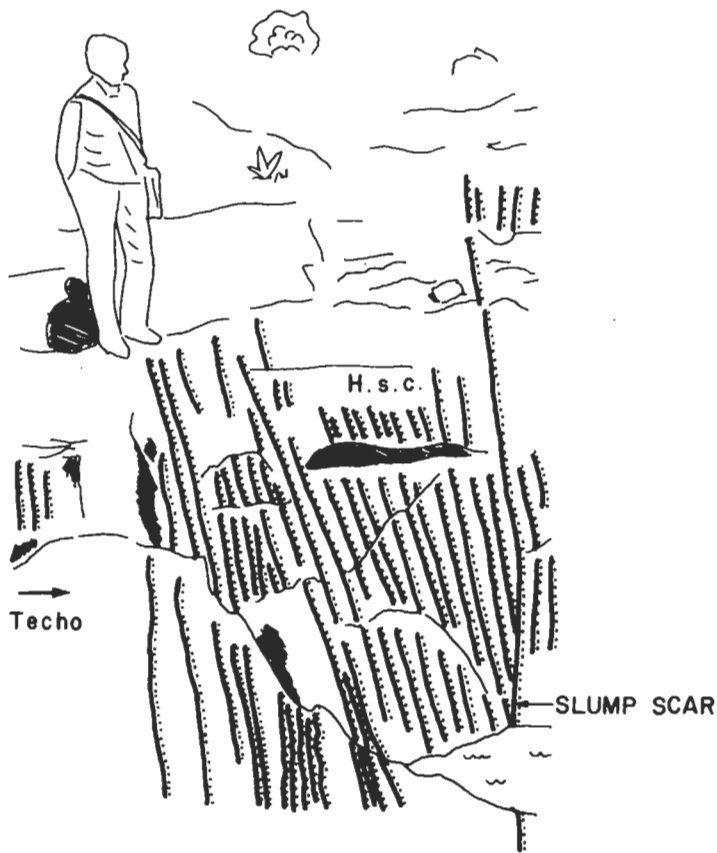


Figura 80: Asociación III.c, facies H.s.c., dominantes dentro de esta asociación. Presenta suaves superficies erosivas, atribuidas a cicatrices de slumps. Columna del Puente de Almaraz.

Figure 80; Association III.c, metric packets of facies H.s.c. slid on smooth planes.

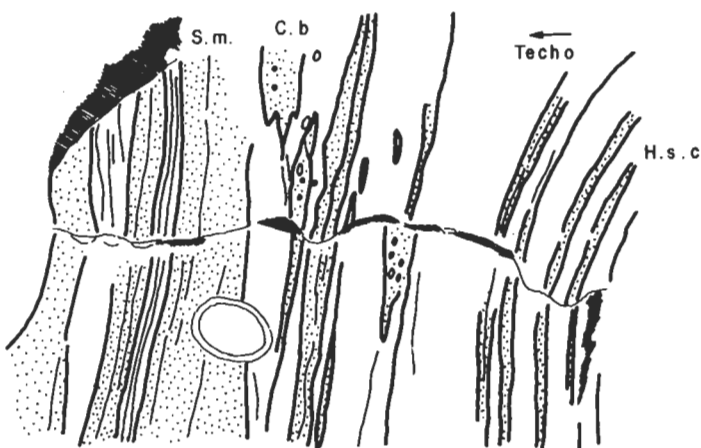


Figura 81: Asociación III.c, detalle de la asociación en el mismo punto de la figura anterior. Las deformaciones laterales se deben a la fotografía. La tapa del objetivo de escala mide 55 mm.

Figure 81: Association III.c, detail of the sequence; lateral deformation due photography. Circle for scale is 55 mm in diameter.

Finalmente, la facies M.m refleja episodios tranquilos, con ausencia de aportes de material detrítico grueso y decantación del material fino en suspensión.

La asociación III.c, fig. 81, cuyas facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, representan la parte externa de plataformas siliciclásticas de baja energía, donde el material sería aportado por tormentas, oleaje, etc., en forma de material en suspensión. La existencia de cicatrices de slump (fig. 80) indicaría medios de talud, COOK *et al.* (1982), siendo más características de la parte superior del talud, RUPKE (1978). La abundancia de facies M.m indicaría la existencia de grandes episodios tranquilos, como correspondería a la parte externa de la plataforma.

En resumen, esta asociación III.c, representa la parte superior del talud así como la plataforma externa.

5.5.3. Interpretación ambiental

En esta unidad la asociación de facies ampliamente dominante es la III.a, mientras que la asociación III.b no se desarrolla en toda el área estudiada, localizándose principalmente en la base de la unidad, por último, la asociación III.c sólo ha sido identificada en un punto concreto (puente de Almaraz), en la base de la unidad.

En conjunto, esta unidad la interpretamos como depositada en una plataforma siliciclástica de baja energía (asociación III.a). Su parte basal representaría el tránsito de medios de talud a dicha plataforma (asociación III.c).

Los niveles canalizados (asociación III.b) son dominantes en la base de la unidad, de hecho forman esta en numerosos puntos y nos han servido como criterio para separar AS.3 de AS.2. Su distribución de espesores presenta la máxima potencia en Navezuelas, disminuyendo de forma generalizada y en sentido radial en todas las direcciones (fig. 82), con zonas donde no existen niveles canalizados en su base. Hay que destacar también, que en la zona donde presentan el mayor espesor aparecen los materiales con mayor tamaño de grano, las secuencias son dominadas por los términos de mayor energía y contienen pocos intervalos lutíticos con secuencias del tipo C.m-S.b-M.m, mientras que en las demás áreas, con menor potencia de la unidad, aparecen secuencias del tipo S.a-S.m-M.m (fig. 83). En la parte media y alta de la unidad esta asociación tiene un escaso desarrollo.

Con esta distribución de espesores y de facies, suponemos que los niveles canalizados estarían relacionados con una área puntual de aportes próxima, bien fluvial o fluvio-deltaica, a partir de la cual se habrían derivado los materiales que forman el sistema canalizado. Este, que presenta una disminución de energía desde Navezuelas hacia el NW, N y NE, con sus facies más proximales en Navezuelas y las facies más distales en el resto del área estudiada, no nos es posible asimilarlo totalmente a un sistema deltaico; sin embargo, sería el área fuente local de aportes hacia la plataforma, aunque en el, debido a la dinámica de la plataforma (baja ener



Foto 13: Asociación III.c, nivel conglomerático con laminación paralela a cruzada de bajo ángulo; en su base, a la derecha, se aprecia algún canto blando. Columna Puente de Almaraz.

Photo 13: Association III.c, conglomeratic level with parallel lamination and low-angle cross bedding. Puente de Almaraz section.

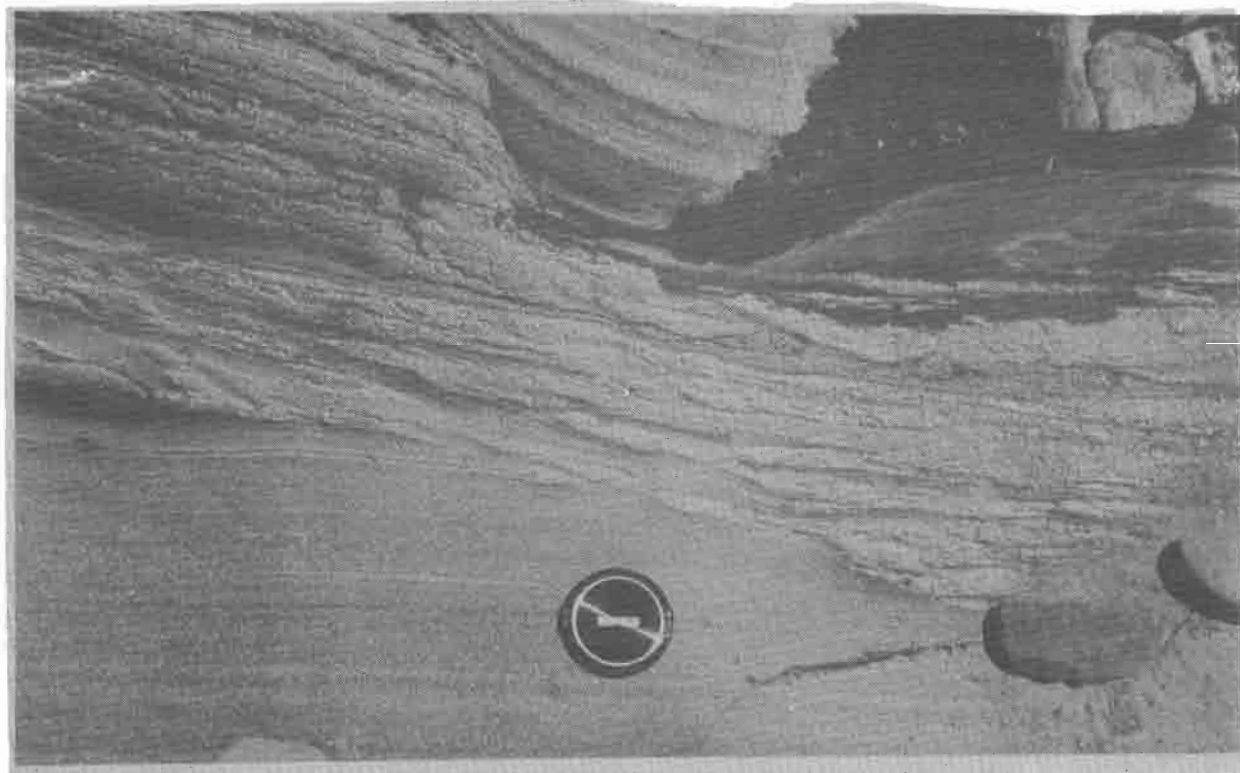


Foto 14: Asociación III.c, niveles grauváquicos con estructuras de fluidificación, que presentan un corte suave sobre las lutitas infrayacentes. Columna del Puente de Almaraz.

Photo 14: Association III.c, graywackes with fluidification structures. Puente de Almaraz section.

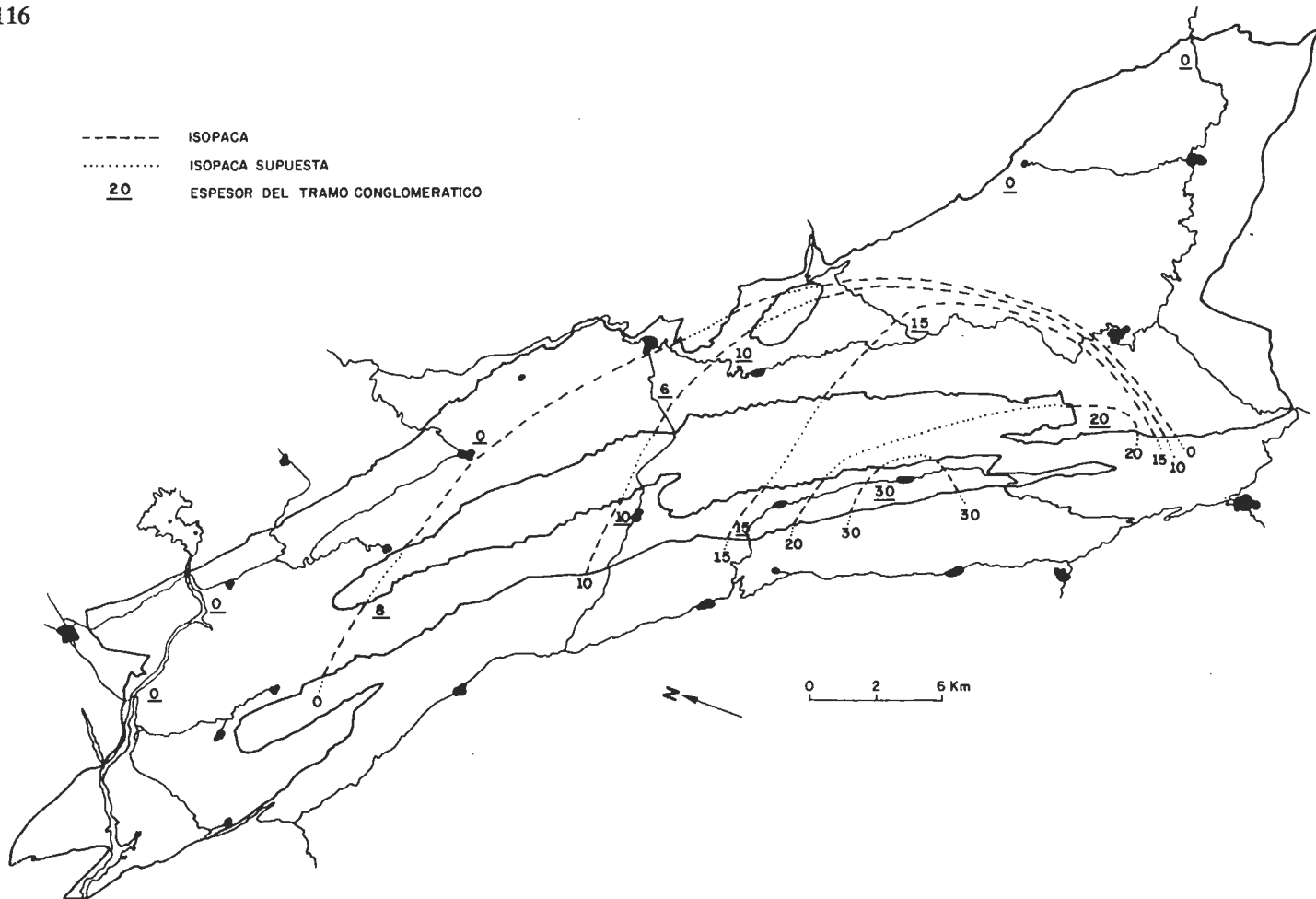


Figura 82: Distribución de espesores de los niveles conglomeráticos situados en la base de AS.3.
Figure 82: Thickness distribution of conglomeratic levels in the base of unit AS.3.

- ① PUENTE DE ALMARAZ
- ② CASTAÑAR - NAVALVILLAR DE IBOR
- ③ ROBEDOLLANO
- ④ HOSPITAL DEL OBISPO
- ⑤ NAVEZUELAS
- ⑥ S.W GUADALUPE
- ⑦ LA CALERA

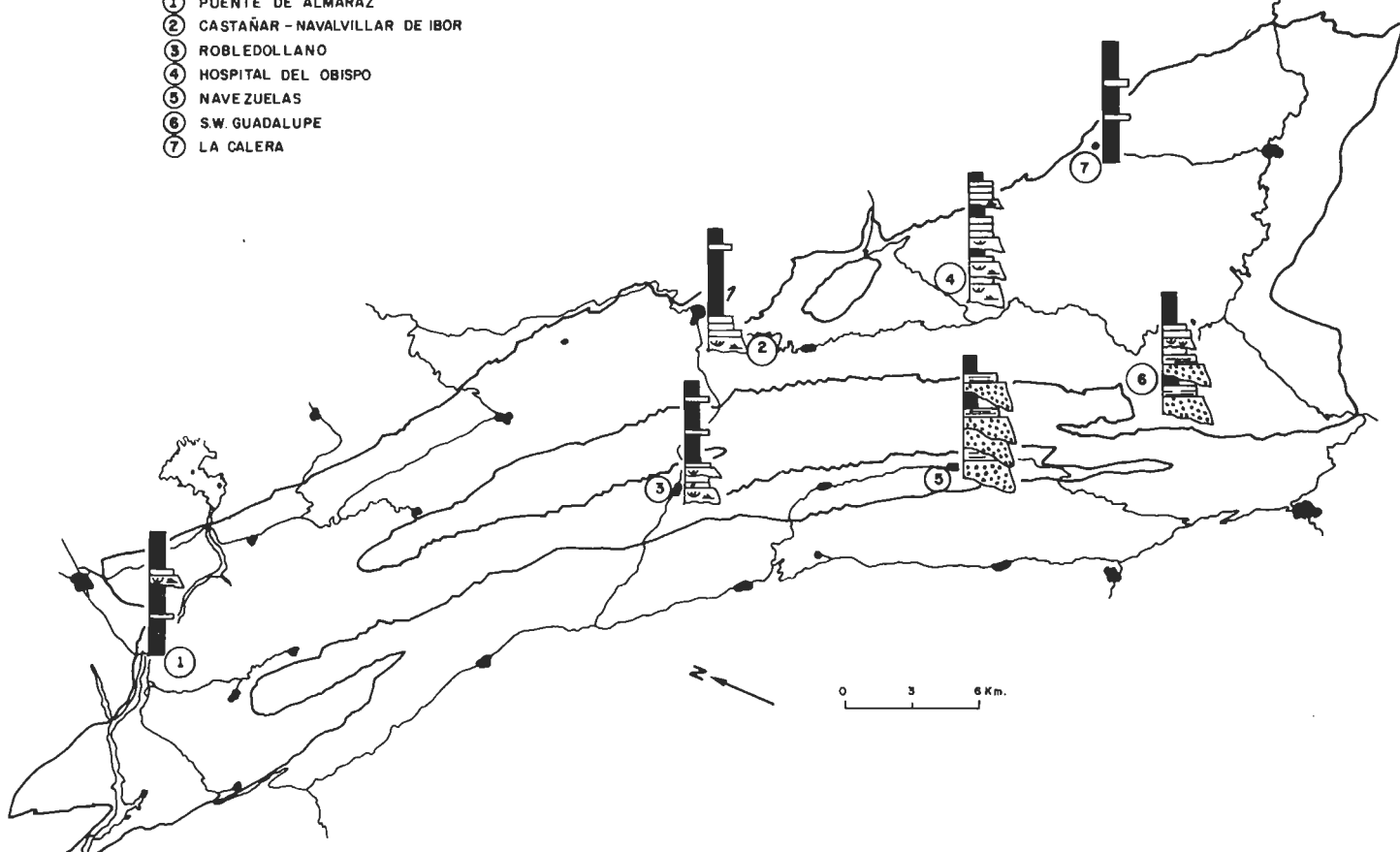


Figura 83: Distribución de las facies en los niveles conglomeráticos situados en la base de AS.3.
Figure 83: Facies distribution of conglomeratic levels in the base of unit AS.3.

gía), quedarían atrapados los materiales de granulometría más gruesa, pasando hacia la plataforma sólo tamaños de grano fino, esporádicamente, existirían aportes de grano grueso, bien directamente desde el sistema canalizado, o bien retrabajados por corrientes, oleaje y/o tormentas, lo que daría lugar a la asociación III.a, que como ya hemos dicho puede ser interpretada como depósitos de plataforma o depósitos distales de un sistema deltaico (frente deltaico).

En esta unidad solo se han podido tomar medidas de paleocorrientes en un punto (carretera de Castañar a Navalvillar de Ibor Km 30), situado en los niveles conglomeráticos basales. En este mismo punto HÖFGES *et al.* (1982) indican la existencia de direcciones de paleocorrientes con aportes desde el SW hacia el NE, que sería concordante con los datos anteriores. Sin embargo, nuestras propias medidas indican direcciones de aporte desde el N hacia el S, aunque solo se han podido realizar dos medidas; con estos datos, suponemos que las paleocorrientes hacia el NE pueden representar la dirección de aportes, mientras que las direcciones hacia el sur corresponderían a retoques dentro de los canales. Sin embargo, lo escaso de los datos nos impide una interpretación detallada hasta que se puedan realizar más medidas, si ello es posible.

En la parte media y alta de la unidad domina la asociación III.a, teniendo un desarrollo escaso y esporádico la asociación III.b. Esto representa, junto a la posible desaparición del foco de aportes, una extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplias, siendo posible que esta extensión provoque la desaparición, por retroceso, del foco de aportes (transgresión?). Los esporádicos canales que aparecen se pueden interpretar; bien como episodios distales de ese área puntual, ahora más alejada, que solo llegarían de forma más esporádica a la plataforma, o bien como canales excavados por episodios energéticos tormentosos, con posterior relleno en la fase de desvanecimiento de la tormenta, BANKS (1973).

5.6. Unidad AS.4

En esta unidad se han reconocido doce facies; tres de ellas dolomíticas, tres mixtas, dolomítico-terrágenas y tres terrígenas, que se agrupan en siete tipos de asociaciones de facies, desde la IV.a hasta la IV.g.

5.6.1. Descripción de las facies

5.6.1.a Descripción de las facies dolomíticas (fig. 84 a)

Facies D.l.a: Dolomías micro a macrocristalinas, con cuarzo disperso. Son de tonos grises claras, amarillentas o pardas, en ocasiones son ankeríticas, con tonos marrones o achocolatados. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos, e incluso métricos, con bases planas no erosivas y techos planos, en ocasiones ligeramente

irregulares. Presentan laminación paralela planar, irregular, lateralmente de muy continua a discontinua, que es ocasiones forma estructuras monticulares; la laminación está constituida por láminas grises, micro a macrocristalinas, ricas en materia orgánica y pobres en terrígenos, en las que se puede apreciar una microlaminación interna muy irregular; alternando con láminas amarillentas mesocristalinas, sin materia orgánica, con terrígenos y masivas.

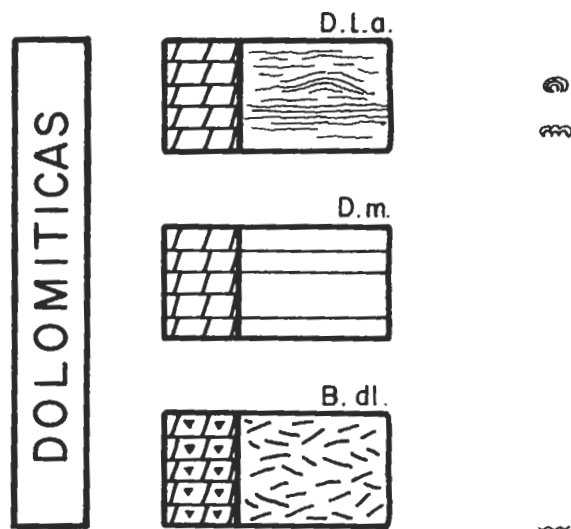


Figura 84 a: Facies dolomíticas de la unidad AS.4

Figure 84 a: dolomitic facies of unit AS.4.

Facies D.m: Dolomías micro a macrocristalinas con cuarzo disperso, grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares decimétricos a métricos, con base plana, erosiva o no erosiva, y techos planos, en ocasiones tanto base como techo pueden ser algo irregulares. En áreas extensas pueden ser ankeríticas, de tonos marrones o achocolatados, normalmente son macrocristalinas, presentando base plana y techo con morfologías monticulares, son masivas.

Facies B.dl: Brechas dolomíticas, compuestas por un amasijo de láminas dolomíticas empastadas en una matriz también dolomítica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, y techo plano. Son masivos con los fragmentos de láminas dolomíticas orientados todos más o menos paralelos a la estratificación.

5.6.1.b Descripción de las facies mixtas (fig. 84 b)

Facies D.s: Dolomías arenosas grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan laminación paralela, estratificación cruzada planar y de surco y, localmente, laminación convoluta, ripples de oleaje (simétricos). Ocasionalmen-

te estas facies pueden formar pequeños niveles eslumpiados.

Facies S.dl: Areniscas dolomíticas, gris oscuras a gris claras. Forman cuerpos tabulares y lenticulares centi a decimétricos, con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan estratificación cruzada de surco y planar, laminación paralela o cruzada, ripples de oscilación y superficies de reactivación de pequeño tamaño.

Facies C.dl: Brechas y conglomerados dolomíticos, su matriz en dolomítico-arenosa o areniscosa-dolomítica. Los clastos son angulosos, con formas rectangulares o cuadrangulares. Forman cuerpos lenticulares con base erosiva y techo plano. Son masivos.

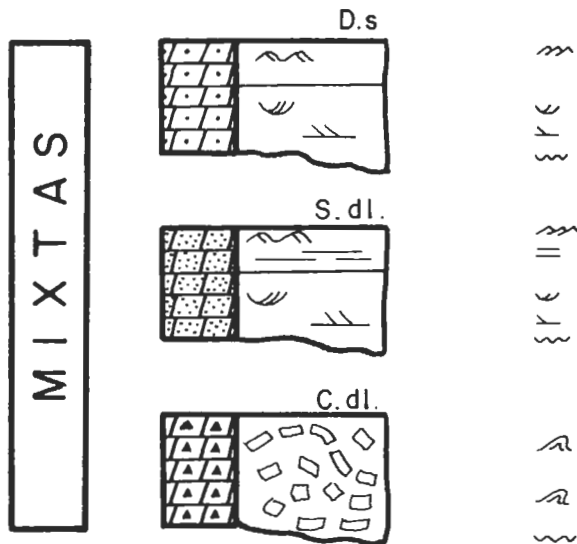


Figura 84 b: Facies mixtas de la unidad AS.4.
Figure 84 b: Mixed facies of unit AS.4.

5.6.1.c Descripción de las facies terrígenas (fig. 84 c)

Facies C.m: Microconglomerados cuarcíticos, en ocasiones son grauvacas microconglomeráticas, grises y pardos; son granosoportados y su matriz es grauváquica. Forman cuerpos tabulares o lenticulares, centi a decimétricos, e incluso métricos; su base es plana a cóncava, erosiva, y su techo es plano. Presentan laminación paralela planar, a veces ondulada, en la base pueden contener cantos blandos, siendo en ocasiones masivos.

Facies S.a: Grauvacas de grano grueso a muy grueso, en ocasiones microconglomeráticas, grises y pardas. Forman cuerpos tabulares o lenticulares con base plana o cóncava, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentas estratificación cruzada planar o de surco, con frecuencia difusa.

Facies S.c: Grauvacas de grano medio a fino, grises, pardas, ocre o verdosas. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar y de surco, en ocasiones laminaciones paralelas y finas intercalaciones lutíticas de pequeño tamaño (estratificación flaser).

Facies S.m: Grauvacas de grano grueso a fino, grises, pardas, ocre y verdes. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Son masivos.

Facies H: Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados por lo que se describen juntos. Son alternancias milimétricas a centimétricas de láminas grauváquicas y lutíticas. Las primeras son de grano fino a medio, en ocasiones areniscas dolomíticas, grises claras a pardas, su base es plana, erosiva a no erosiva, y su techo es plano; son masivas, y, en ocasiones, pueden formar pequeñas lenticulas (estratificación lenticular). Las lutitas son masivas o presentan laminación paralela por alternancias de tonos grises, verdes y ocre.

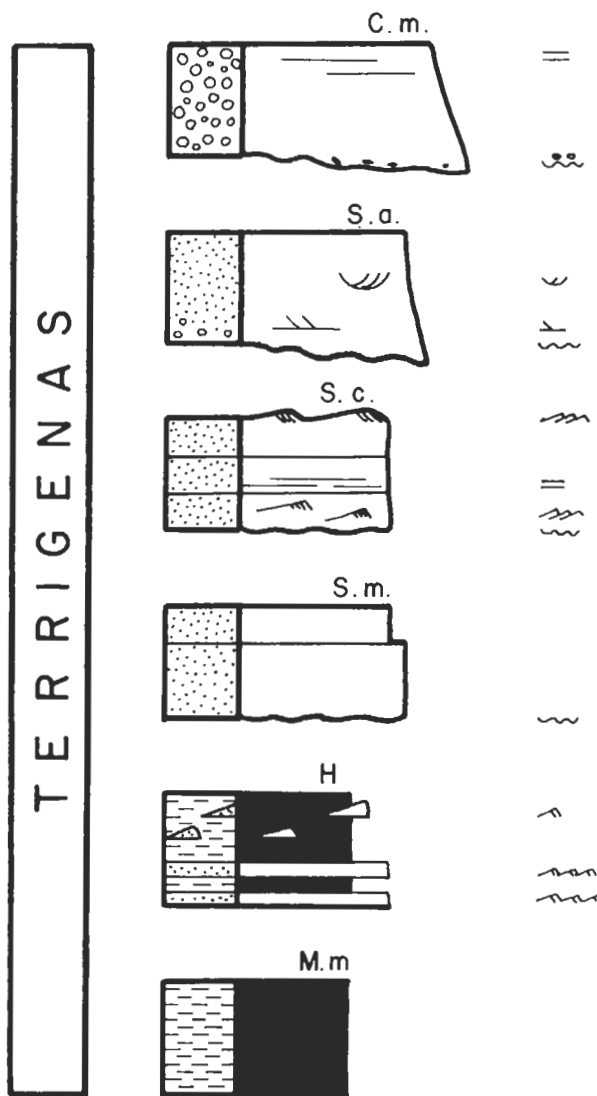


Figura 84 c: Facies terrígenas de la unidad AS.4.
Figure 84 c: Terrigenous facies of unit AS.4.

Facies M.m: Lutitas grises oscuras a verdes y pardas, que pueden estar alteradas y presentar diversas tonalidades. Forman tramos, que pueden ser muy potentes, con bases y techos planos. Son masivas o con esporádicas estratificaciones lenticulares. Ocasionalmente pueden contener material dolomítico formando



Foto 15: Asociaciones IV.a y IV.c, niveles canalizados formados por dolomías arenosas y areniscas dolomíticas (asociación IV.a), incluidos en una masa lutítica (asociación IV.c). El nivel canalizado es el canal nº 2 de la fig. 85. Arroyo de la Garganta.

Photo 15: Associations IV.a and IV.c, channellized level composed of sandy dolostones and dolomitic sandstones (association IV.a), included in mudstones (association IV.c). The channel is figured as number 2 in fig. 85.

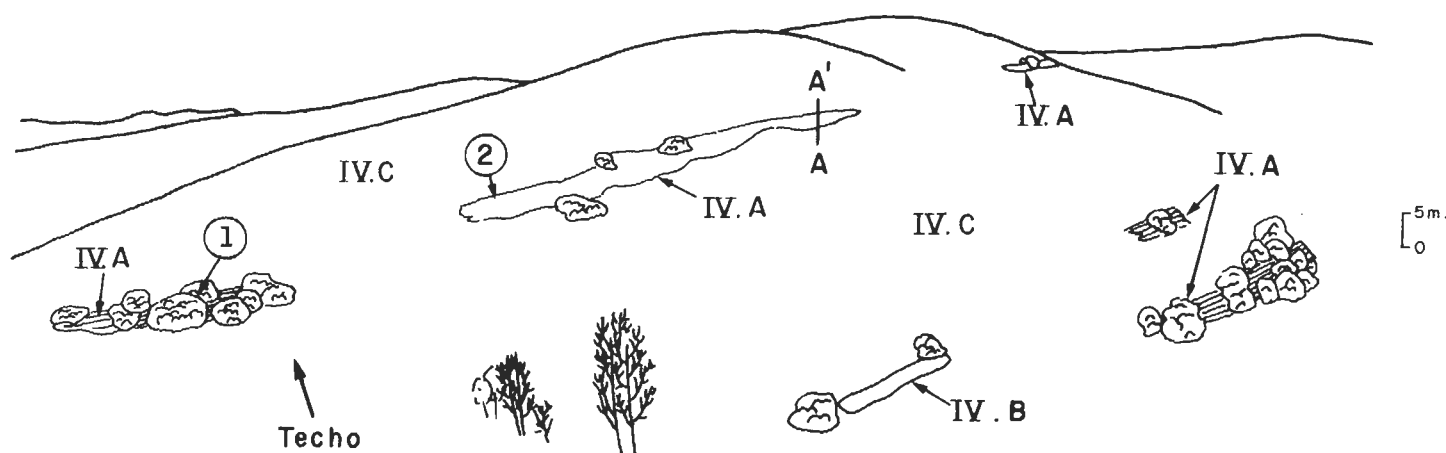


Figura 85: Esquema de los niveles canalizados dolomíticos (asociación IV.a) y terrígenos (asociación IV.b), entre facies no canalizadas (asociación IV.c). El corte A-A', en el canal nº 2, aparece representado en la Fig. 87.

Figure 85: Sketch of dolomitic (association IV.a) and terrigenous (association IV.b) channels between non-channellised facies (association IV.c). Section A-A' is shown in fig. 87.

niveles de calcoesquistos y en un único punto trazas fósiles horizontales.

5.6.2. Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.4 se agrupan formando siete tipos de asociaciones de facies: dos de ellas canalizadas, la IV.a que es mixta terrígeno-carbonatada y la IV.b terrígena, y cinco no canalizadas, una exclusivamente terrígena (IV.c), tres mixtas (IV.d, IV.f y IV.g) y una dolomítica (IV.e).



Foto 16: Asociación IV.a, estratificación cruzada planar en un nivel canalizado. Arroyo de la Garganta.

Photo 16: Planar cross bedding, association IV.a. Arroyo de la Garganta.

Asociación IV.a (figs. 85, 86 y 87): Está constituida por las facies D.s, S.dl, D.l.a y M.m.

Las facies D.s y S.dl se formarían a partir de corrientes tractivas de alta energía, por migración de megaripples de cresta sinuosa o plana, el sedimento

sería transportado como carga de fondo y tendría un doble origen; el material terrígeno provendría de áreas externas a la cuenca, mientras que el material dolomítico provendría de la erosión y el retrabajamiento de mallas de algas por corrientes y oleaje. Esporádicamente existiría un retoque del sedimento por parte del oleaje (ripples de oleaje) y por corrientes tractivas de menor energía (ripples de corriente), cuyo nivel energético sería variable (superficies de reactivación a pequeña escala). En general existe una gradación de estructuras que indican una disminución de la energía hacia techo de la secuencia.

La facies D.l.a se originaría por el crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos) en medios submareales (ausencia de indicios de exposición subaérea) o, en este caso, más posiblemente en zonas encharcadas en la fase final de la colmatación de los canales, cuando estos dejan de ser activos.

La facies M.m representaría los depósitos de acreción vertical, en las etapas de abandono del canal activo, se generarían por decantación del material en suspensión en zonas tranquilas; localmente, existirían algunos episodios energéticos que producirían migración de ripples aislados (estratificación lenticular) originados por pequeños episodios de desbordamiento de los canales activos.

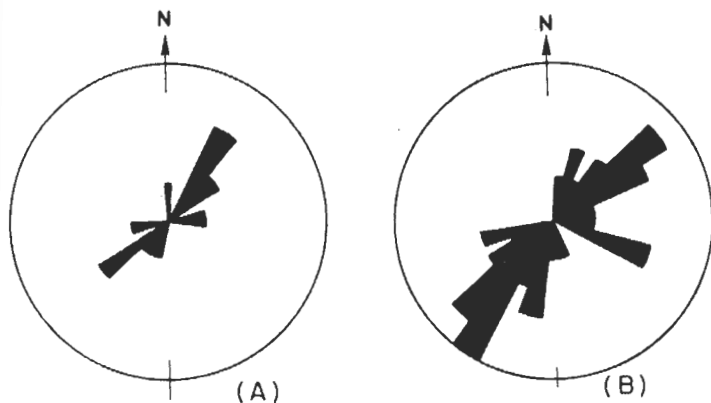


Figura 86: Medidas de paleocorrientes de los niveles canalizados de la asociación IV.a. (A) 21 medidas en el canal nº 1 y (B) 41 medidas en el canal nº 2, ambos de la Fig. 85.

Figure 86: Paleocurrent data of association IV.a channels. (A) 21 data in channel 1 and (B) 41 data in channel 2, both in fig. 85

Las facies de la asociación IV.a se agrupan formando secuencias canalizadas positivas (fining upward), figs. 85 y 87, con la sucesión S.dl (D.s)-D.l.a-M.m. Presentan una potencia variable entre 2 y 4 m, siendo normal que falte el término D.l.a, con lo que la secuencia realmente sería S.dl (D.s)-M.m (fig. 87). Representan el relleno de canales mareales, presentando direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas (fig.

86). Los distintos tipos de estructuras representan etapas de diferente energía. Cuando se abandona el canal, se pueden desarrollar sobre él, si las condiciones lo permiten y es áreas encharcadas, niveles estromatolíticos, o bien rellenarse con material terrígeno fino. Estos canales no migrarían lateralmente al no tener energía suficiente para erosionar sus márgenes.



Foto 17: Corte del canal de la foto 15, nº 2 en la fig. 85, fotointerpretado en la fig. 87; entre otras estructuras se puede observar estratificación cruzada planar y de surco.

Photo 17: Section of channel in photo 15, also number 2 in fig. 85, the photointerpretation is the fig. 87.

Asociación IV.b (fig. 88): Está constituida por las facies C.m, S.a, S.m, H y M.m.

La facies C.m se originaría a partir de corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flujo alto, con formación de lechos planos, el sedimento se transportaría como carga de fondo.

La facies S.a se formaría a partir de corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo bajo, debido a migración de megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, el sedimento sería transportado como carga de fondo.



Figura 87: Detalle del nivel canalizado nº 2 de la Fig. 85, corte A-A', asociación IV.a.

Figure 87: Detailed view of section A-A' in fig. 85, association IV.a.

La facies S.m, aunque no presenta ningún tipo de estructuras, dada su asociación con las facies C.m y S.a, suponemos que han sido producidas a partir de corrientes tractivas de media-baja energía en régimen de flujo bajo, por migración de ripples y megaripples, el sedimento se transportaría como carga de fondo.

La facies H representa la alternancia de períodos energéticos, en los que se produce migración de ripples debido a corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo con transporte del sedimento como carga de fondo. Y momentos no energéticos con decantación del material en suspensión.

La facies M.m se generaría por decantación del material en suspensión en zonas tranquilas.



Foto 18: Ripples de oleaje, simétricos, niveles canalizados de la asociación IV.a.
Photo 18: Symmetrical wave ripples, channels of association IV.a.



Foto 19: Diversas estructuras sedimentarias dentro de la asociación IV.a: laminación cruzada planar y de surco, herring-bone, etc.
Photo 19: Different sedimentary structures in association IV.a: planar and trough cross lamination and herring-bone cross lamination.

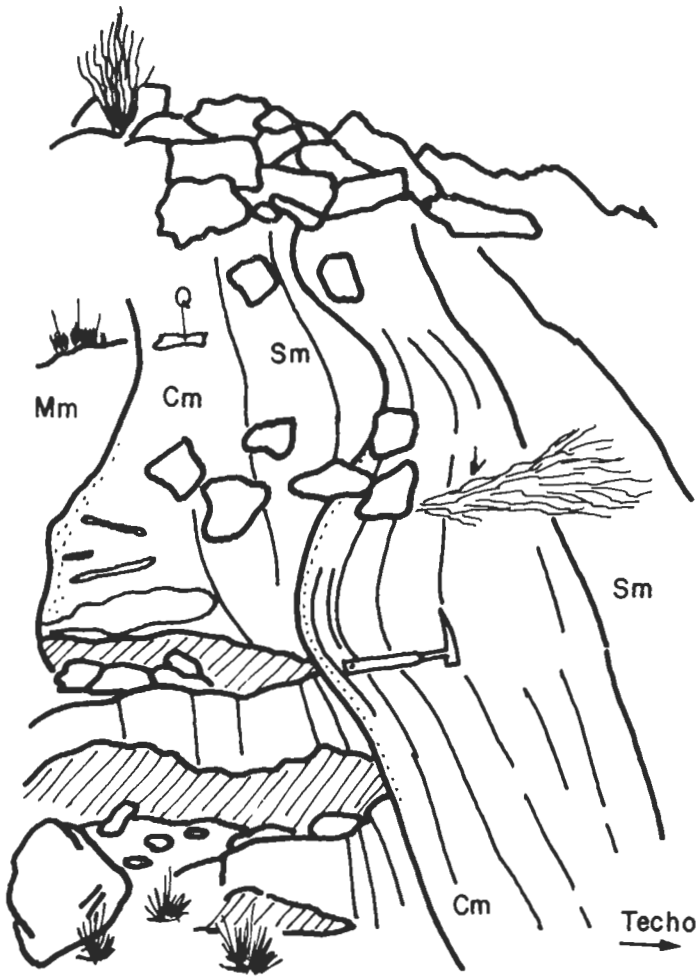


Figura 88: Asociación IV.b, secuencias canalizadas con base erosiva. Columna Valdecañas II.

Figure 88: Association IV.b, channelled sequences with erosive bases.

Las facies de la asociación IV.b se agrupan formando secuencias positivas, canalizadas (fining upward), fig. 88, con la sucesión C.m-S.a-S.m-H-M.m, su potencia es variable entre 0,25 y 1,5 m; representan las fases de relleno y abandono de canales. Las facies C.m, S.a y S.m corresponderían a las fases de relleno del canal activo, mientras que las facies H y M.m corresponden a la fase de colmatación y abandono de los canales, los niveles de granulometría más gruesa de la facies H podrían representar episodios periódicos de depósitos de desbordamiento ("overbank flooding"), o bien episodios energéticos relacionados con tormentas u oleaje. Se interpretan como canales en la zona de marea, aunque con dominio de los aportes de áreas continentales (ausencia de partículas carbonatadas, que se originarían en la cuenca), pudiendo representar también un episodio de relleno siliciclástico en zonas mareales.

Asociación IV.c (fig. 89): Está constituida por las facies S.m, H y M.m.

La facies S.m que presenta bases y techos planos, se originaría por corrientes tractivas de baja energía, con transporte de sedimento por carga de fondo. Corresponderían a corrientes esporádicas que irrumpirían repentinamente en áreas tranquilas.

La facies H representa la alternancia de períodos tranquilos en los que se produciría decantación del material en suspensión, con períodos más energéticos, en los que se producen migración de ripples debido a corrientes tractivas con transporte de sedimento por carga de fondo, ocasionalmente algún nivel podría haberse depositado por decantación de material en suspensión. En los períodos de tranquilidad podrían actuar los organismos vivos sobre el sustrato, bioturbándolo.

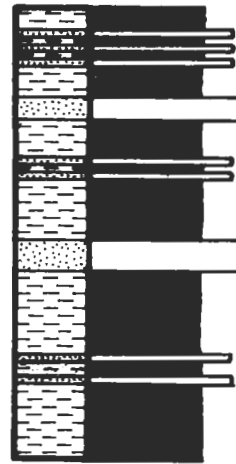


Figura 89: Asociación IV.c, unidad AS.4.

Figure 89: Sketch of association IV.c. Unit AS.4

La facies M.m se generaría por decantación del material en suspensión en momentos o zonas tranquilas.

Las facies de la asociación IV.c no presentan ningún tipo de secuencialidad. Las facies H representan las alternancias de momentos de calma y momentos de dominio de corrientes, oleaje y episodios tormentosos, que removilizarían el material y lo depositarían por decantación o tracción, dando lugar a una amplia gama de estructuras sedimentarias; en los períodos no energéticos actuarían sobre el sustrato organismos que producirían bioturbación. Las facies M.m representan también momento de calma con dominio de los procesos de decantación. La facies S.m podrían tener su origen bien en episodios de desbordamiento de los canales ("overbank flooding"), o bien deberse a episodios tormentosos especialmente energéticos que removilizarían mayor cantidad de sedimento y más grueso.

Esta asociación puede ser representativa de ambientes intermareales, donde es típica la aparición de facies H y M.m, REINECK y SINGH (1975), o bien de áreas submareales en plataformas siliciclásticas de baja energía, con escasos aportes terrígenos y esporádicos



Foto 20: Nivel canalizado terrígeno (asociación IV.b), rodeado por lutitas (asociación IV.c).
Photo 20: Terrigenous channelized level (association IV.b) and mudstones (association IV.c).



Foto 21: Estratificación cruzada tipo hummocky en niveles arenosos, asociación IV.b. Columna carretera Nacional V.
Photo 21: Hummocky cross bedding, association IV.b. National V road section.

episodios tormentosos, JOHNSON (1978), GOLDRING y BRIDGES (1973).

Asociación IV.d (figs. 90, 91, 92 y 93): Está compuesta por las facies D.l.a, D.m, B.dl, D.s, H y M.m.

La facies D.l.a se formaría por crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos). Se pueden formar en ambientes variados, por lo que su mera presencia no permite interpretar el ambiente deposicional, aunque estudiadas en su contexto litológico local y estratigráfico regional si pueden ser diagnósticas, HOFFMAN (1976). Han sido descritas en ambientes típicamente inter a supramareales, aunque durante el Precámbrico, dadas las especiales condiciones ecológicas existentes (ausencia de organismos que se alimentaran de algas), han sido descritas también en numerosos ambientes, incluyendo aguas profundas, HOFFMAN (1974). En nuestro caso la uniformidad de la laminación primaria, junto a la ausencia de indicios de exposición subaérea, nos inducen a suponerlas submareales, similares a otras descritas anteriormente, HOFFMAN (1974), PONCET (1981), habiéndose acumulado en zonas ligeramente profundas de plataformas estables, sin grandes influjos terrígenos.

La laminación, que está compuesta por alternancias de láminas gris oscuras y láminas amarillentas, ha sido denominada por MONTY (1976) "laminitas cryptalgales", caracterizándose por ser depósitos estratiformes, lateralmente continuos, que presentan una laminación paralela planar subcontinua, que varía de pocos milímetros a varios centímetros; la laminación está compuesta, como en nuestro caso, por alternancias de filamentos de algas y de partículas sedimentarias carbonatadas, GEBELEIN y HOFFMAN (1973).

Estromatolitos similares a estos han sido descritos por FAIRCHILD (1980), sin indicios de exposición subaérea, formados por láminas alternantes de dolomías de grano fino y grano grueso, que podrían originarse por variaciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos. Asimismo, PONCET (1981), ha descrito estructuras estromatolíticas que, al igual que las aquí presentadas, se desarrollan sobre sustratos finos; en este caso, las mallas de algas crecerían cuando la sedimentación se parara o ralentizara y se originarían en condiciones alternantes ambientales: la lámina clara (en nuestro caso amarillenta), se produciría por entrapamiento de material traído desde mar abierto por olas o tormentas, mientras que la lámina oscura (en nuestro caso gris oscura) se formaría con escasos o nulos aportes sedimentarios, el ambiente deposicional sería submareal somero por ausencia de grietas de retracción.

La relación entre el crecimiento del alga y los aportes sedimentarios condicionan, tal como indicó GOLUBIC (1976), el tiempo de residencia del alga en la capa sedimentaria, esto es debido a las condiciones dinámicas de la relación entre producción orgánica contra deposición sedimentaria, pues bajo una sedimentación continua (como parece ser nuestro caso, aunque con tasas bajas de aportes), la comunidad entera

debe desplazarse hacia arriba, ajustando su posición, en relación con la superficie del sedimento.

La facies D.s se originaría por migración de ripples y megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas que transportarían el sedimento como carga de fondo. Estas corrientes, que pueden tener orígenes variados (mareas, oleaje, corrientes oceánicas, oleaje, etc.), actuarían sobre los niveles bioconstruidos destruyéndolos total o parcialmente y retrabajando el material. Las distintas estructuras que aparecen representan episodios de energías diferentes.

La facies B.dl se forma por destrucción de los niveles estromatolíticos. La laminación rota y desorganizada, sin indicios de haber sufrido un transporte excesivo, y su situación sobre los niveles estromatolíticos de los cuales proviene indica más bien un transporte escaso o nulo, lo que unido a su base erosiva, irregular, nos hace pensar que su origen no se debe a destrucción por corrientes, sino más bien por oleaje que puede actuar sobre el fondo destruyendo los niveles sin transporte. La suponemos originada en medios submareales, puesto que los estromatolitos de los cuales proceden han sido originados en esos medios.

Las facies D.m, dependiendo de su morfología, aspecto y límites, las interpretamos o bien como facies D.l.a o bien como facies D.s, en las que la recristalización y otros factores han borrado todo tipo de estructuras sedimentarias. Su interpretación en cada caso es similar a las facies de las cuales proceden.

La facies H se generan por alternancias de períodos energéticos, debido a la acción de factores diversos: corrientes, oleaje, mareas, etc., que formarían las láminas o lenticulas grauváquicas, bien por migración de ripples con transporte del sedimento por carga de fondo, o bien, si la energía es suficiente, el material arenoso puede entrar en suspensión y depositarse por decantación. Las láminas lutíficas representan, en todos los casos, períodos no energéticos con decantación del material fino en suspensión. Pese a que se pueden interpretar como depósitos intermareales, REINECK (1975), su asociación con las demás facies nos hace suponer para estas un origen en ambientes submareales, de baja energía, con escasos aportes sedimentarios.

Por último, la facies M.m se habría formado por decantación del material en suspensión durante períodos prolongados en los que el aporte sedimentario es escaso y solo lleguen a la cuenca material fino. La existencia, de forma muy esporádica, de alguna lámina o lenticula grauváquica indicaría la existencia de cortos períodos energéticos en los que el material más grueso se acumularía por diversas causas: mareas, oleaje, tormentas, etc. Estas facies se pueden generar en numerosos ambientes aunque, en función de su asociación con las restantes facies, suponemos para ellas un origen submareal, en ambientes de baja energía, con escasos aportes. Ocasionalmente forman niveles de calcoesquistos que los interpretamos como inicios de colonización del sustrato, abortados por la llegada de material terrígeno.



Foto 22: Niveles monticulares bioconstruidos, erosionados a techo, asociación IV.d.1. Un detalle del tramo brechoide en la foto 23; su fotointerpretación es la fig. 90. Arroyo de la Garganta.

Photo 22: Mound-shaped stromatolites eroded on top, association IV.d.1. A detail of brecciated top is in photo 23; the photointerpretation is in fig. 90. Arroyo de la Garganta.

Esta asociación, pese a contener las mismas facies que la asociación siguiente (IV.e), presenta una serie de características que la diferencian claramente de ella. Así, las facies que dominan en la asociación IV.d son las terrígenas, fundamentalmente la facies M.m, aunque la facies H también tiene localmente gran desarrollo. Las facies dolomíticas, subordinadas, son esencialmente de origen orgánico, facies D.l.a, formando cuerpos que presentan a escala microscópica morfologías monticulares, con potencias entre 0,3 y 25 m y extensión variable entre 2 y 80 m, las dolomías de origen tractivo, facies D.s, presentan escasa extensión, formando a veces pequeños tramos eslumpizados sobre los niveles monticulares bioconstruidos denotando su relieve. Por último, los

niveles brechoides, facies B.d.l, presentan escaso desarrollo y aparecen relacionados con niveles monticulares, preferentemente a techo de ellos.

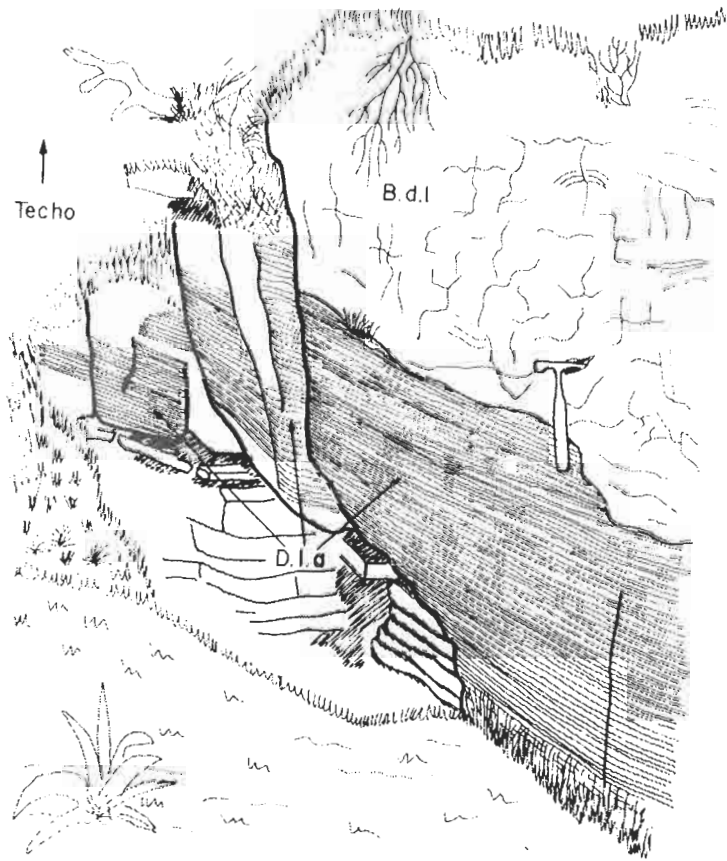


Figura 90: Asociación IV.d.1. Niveles estromatolíticos (D.l.a) erosionados a techo y resedimentados casi in situ (B.d.l). Arroyo de la Garganta.

Figure 90: Association IV.d.1. Stromatolitic levels (D.l.a) eroded on top and then resedimented almost in situ (B.d.l)

Con estas características, hemos subdividido esta asociación en dos tipos:

Asociación IV.d.1 (fig. 90): Aparece solo en el arroyo de la Garganta, está compuesta por una masa de lutitas, facies M.m, con escaso desarrollo de facies H, entre las que aparecen pequeños montículos bioconstruidos, con potencias entre 0,3 y 2 m, y 2 a 10 m de extensión lateral, no presentan dolomías tractivas, ni slumps; pero, sin embargo, contienen niveles brechoides, facies B.d.l.

Sus facies no presentan ningún tipo de secuencialidad, la asociación representa una zona de muy baja energía, submareal, con escasos aportes de material terrígeno fino, pero en cantidad suficiente para impedir el crecimiento de mallas de algas, que de esta forma se verían limitadas a formar "parches". Su situación tras una zona bioconstruida, que presenta en su otro lado facies de alta energía, asociación IV.e, nos hace suponer



Foto 23: Detalle de los niveles brechoides, compuestos por fragmentos de láminas de algas, asociación IV.d.1. Arroyo de la Garganta.

Photo 23: Detail of brecciated levels composed of stromatolitic fragments, association IV.d.1.

que la asociación IV.d.1 se ha formado en un ambiente protegido tipo lagoon, donde solo esporádicos episodios energéticos serían capaces de pasar la barrera y generar facies brechoides.

Asociación IV.d.2 (figs. 92 y 93): Aparecen en dos zona con características similares, aunque algo diferentes entre sí; por un lado en Valdecañas, donde los niveles dolomíticos son importantes, y por otro lado entre la carretera al Hospital del Obispo y la terminación suroriental del área estudiada, donde los niveles dolomíticos tienen un desarrollo menor.

Esta formada por grandes cuerpos monticulares, fig. 91, cuyas potencias oscilan entre 5 y 25 m con extensiones variables entre 20 y 80 m. No se han reconocido tramos brechoides y las dolomías de origen trectivo forman pequeños niveles subordinados que, a veces, pueden formar pequeños tramos eslumpizados, los cuales se sitúan en los laterales de los niveles monticulares, lo que indica claramente la existencia de ese relieve monticular. Estos grandes cuerpos están incluidos entre facies terrígenas, que son las dominantes, de una forma general, facies M.m y H.

Las facies que la forman tampoco presentan ningún tipo de secuencialidad, Suponemos para ella un origen en zonas submareales someras de baja energía con moderado aporte sedimentario. Su situación en ambientes más abiertos que la anterior, expuestos a

procesos de mayor energía, viene indicado por la existencia de procesos erosivos sobre los niveles monticulares, facies D.s, figs. 92 y 93, y por las facies H, que de por sí representan la alternancia de períodos energéticos y no energéticos.

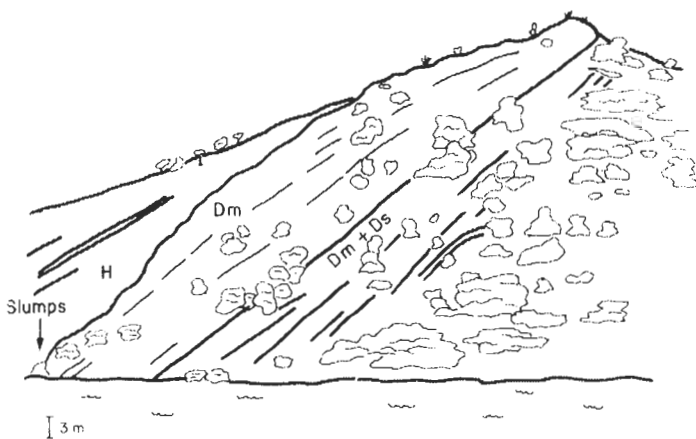


Figura 91: Cuerpo con morfología biohémica de gran tamaño (asociación IV.d.2), su relieve viene indicado por la presencia de slumps a techo, en sus flancos. Columna Valdecañas II.

Figure 91: Huge biohermic-type bioconstruction (association IV.d.2), its depositional relief is indicated by slumps on top.

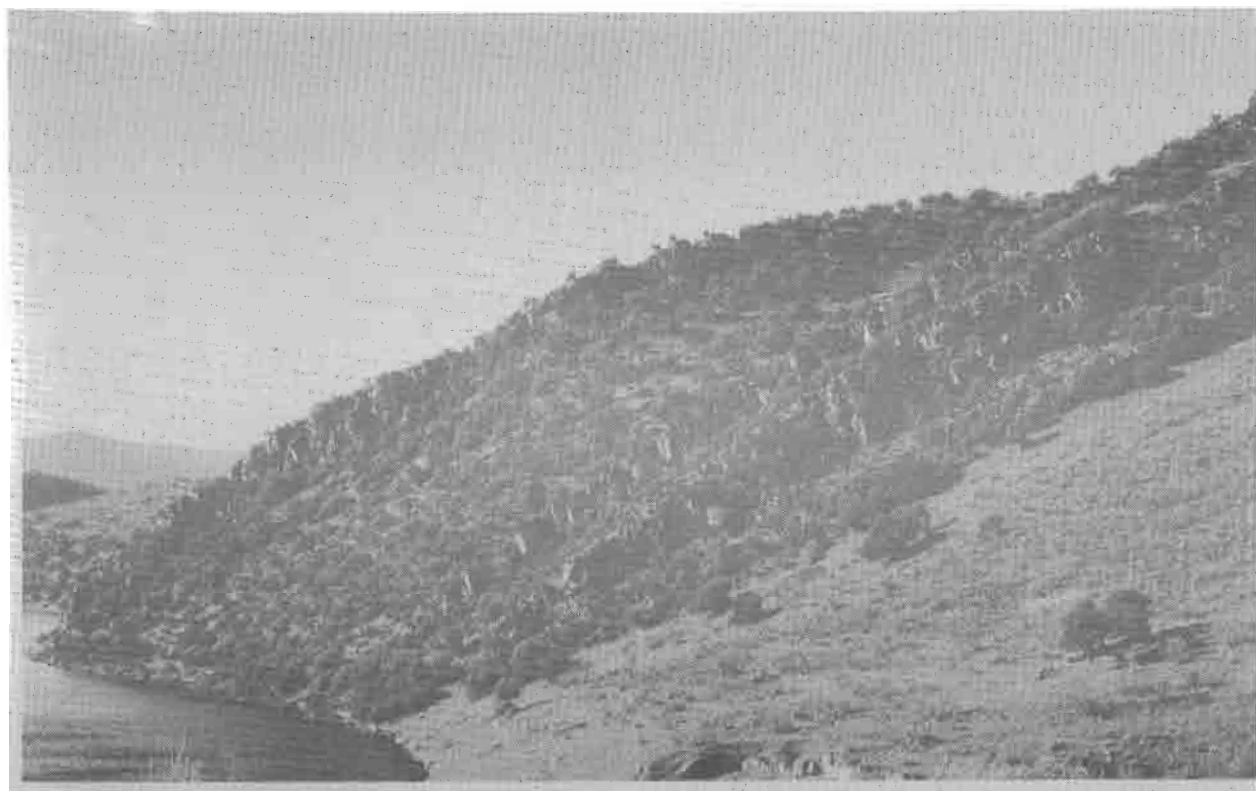


Foto 24: Vista de la unidad carbonatada (AS.4) en Valdecañas; las primeras capas que dan resalte están invertidas, columna Valdecañas I; los tramos que dan resalte al fondo son los mismos de la fig. 91, obsérvese su morfología monticular, justo en la cima de la loma el nivel ha desaparecido, capas en posición normal, columna Valdecañas II.

Photo 24: View of dolomitic unit (AS.4) in Valdecañas; beds in the foreground are overturned, Valdecañas I section; beds in the background are those of fig. 91 with mound-shaped, just in the top on the hill the mound has disappeared, Valdecañas II section.



Foto 25: Niveles estumpizados a techo del nivel monticular de la fig. 91 y de la foto anterior, asociación IV.d.2. Columna Valdecañas II.

Photo 25: Slumpized levels on top of mound-shaped level of fig. 91, association IV.d.2. Valdecañas II section.



Foto 26: Alternancias de niveles dolomíticos bioconstruidos, masivos, y dolomías tractivas con laminaciones paralelas y cruzadas. La fig. 93 es un detalle en un punto próximo; asociación IV.d.2. Columna La Calera I.

Photo 26: Alternations of massive stromatolitic dolostones and tractive ones with parallel and cross lamination, fig 93 is a detail in a nearby point, association IV.d.2. La Calera I section.

El mayor o menor desarrollo de los niveles bioconstruidos está en relación con la velocidad de crecimiento de las mallas de algas, frente a la velocidad de sedimentación terrígena; formándose simultáneamente desde niveles de calcoesquistos, donde el crecimiento de los estromatolitos es abortado por la llegada de terrígenos, hasta grandes niveles monticulares donde apenas llegan terrígenos; lo que significa que la distribución de terrígenos sobre esta zona no sería homogénea y habría que excluir un dominio en su distribución por

tormentas y oleaje, por lo que suponemos que se distribuyen a partir de aportes puntuales, de origen continental, aunque posteriormente sí pueden sufrir retoques por corrientes, oleaje, etc., aunque estos sean de escasa entidad y energía.

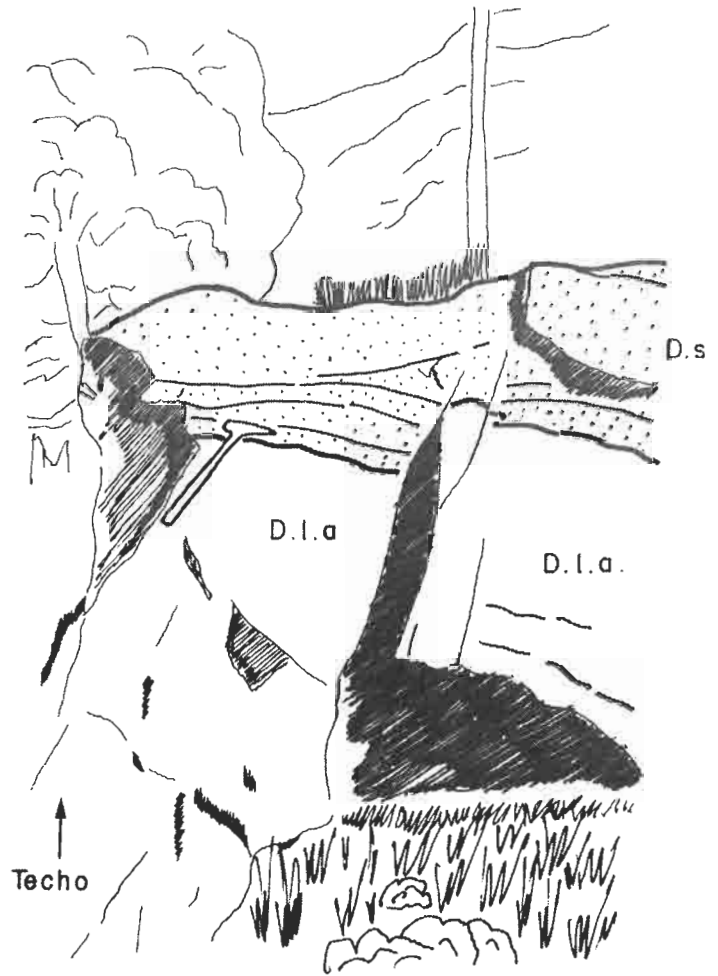


Figura 92: Asociación IV.d.2, facies tractivas (D.s), erosivas sobre niveles monticulares bioconstruidos (D.l.a). Columna La Calera I.

Figure 92: Association IV.d.2, tractive facies (D.s) eroding stromatolitic levels (D.l.a).

Asociación IV.e (figs. 94, 95, 96 y 97): Está compuesta por las facies D.l.a, D.s, S.dl, D.m y C.dl.

La facies D.l.a se forma por crecimiento de mallas de algas planas, estromatolitos. Se pueden formar en ambientes variados y su mera presencia no es diagnóstica, HOFFMAN (1976), FAIRCHILD (1980). Han sido descritas típicamente en ambientes inter a supramareales, PFEIL y READ (1980), etc.; aunque para el Precámbrico, dadas sus particulares condiciones ecológicas, han sido descritas un multitud de ambientes como: fluvio-lacustres, BUCK (1980), supramareales, SIEDLECKA (1982), inter-submareales, HORODISKI (1983, 1985), e incluso en aguas profundas, HOFFMAN (1974). En nuestro caso, siguiendo las ideas HOFFMAN (1974),

PONCET (1981), etc. dada la uniformidad de la laminación primaria, junto a la ausencia de indicios de exposición subaérea, suponemos que se han originado en medios submareales, en zonas escasas o moderadamente profundas de plataformas estables, sin grandes influjos terrígenos.

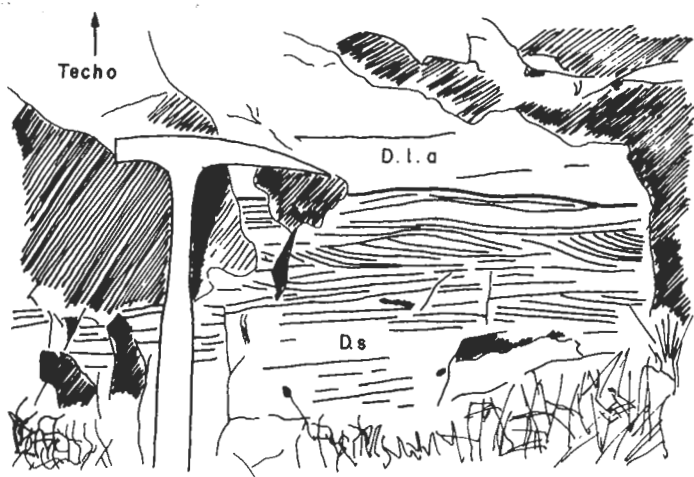


Figura 93: Detalle de parte de la asociación IV.d.2, dolomías arenosas con ripples (D.s), sobre las que se desarrollan niveles de origen orgánico. Columna La Calera I.

Figure 93: Detail of association IV.d.2, arenaceous dolomites with ripples (D.s) overlaid by organic levels (D.l.a).

La laminación de estos niveles, que se caracterizan por ser depósitos estratiformes, lateralmente continuos, es paralela, planar a monticular, continua o discontinua, que varía de pocos milímetros a varios centímetros, y ha sido denominada por MONTY (1976) "laminitas cryptalgales". En nuestro caso la laminación está formada por alternancias de láminas gris oscuras y láminas amarillentas, la primera estaría originada por el crecimiento de filamentos de algas, y la segunda por partículas sedimentarias carbonatadas, GEBELEIN y HOFFMAN (1973). Estromatolitos con morfologías similares y laminación idéntica a los que se presentan aquí han sido descritos por FAIRCHILD (1980) y PONCET (1981) entre otros. En el primer caso, FAIRCHILD (1980), los estromatolitos no presentan indicios de exposición subaérea y la laminación estaría formada por láminas alternantes de dolomías de grano fino y grano grueso, que podrían originarse por variaciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos. En el segundo caso, PONCET (1981), los estromatolitos se desarrollan sobre sustratos finos, las mallas de algas crecerían cuando la sedimentación se parara o ralentizara y se originarían en condiciones ambientales alternantes; la lámina clara, en nuestro caso amarillenta, se produciría por entrapamiento de material traído de mar abierto por olas o tormentas, mientras que la lámina oscura, gris oscura en nuestro caso, se formaría con escasos o nulos aportes sedimentarios,

su ambiente deposicional sería submareal somero por la ausencia de indicios de exposición subaérea.

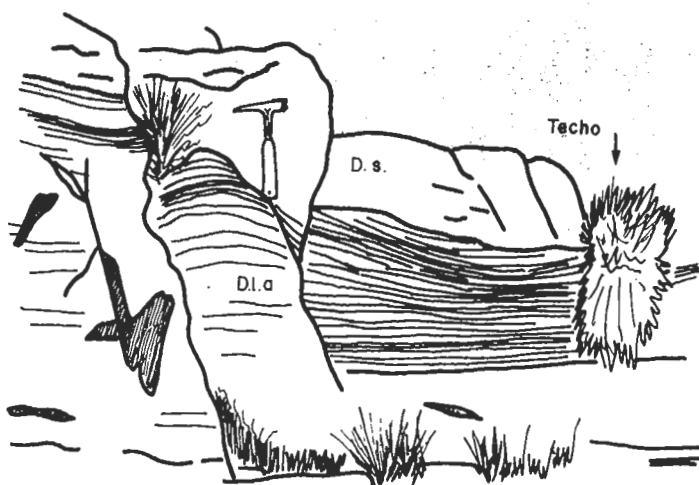


Figura 94: Asociación IV.e, alternancias de niveles estromatolíticos con niveles tractivos. Columna Valdecañas I.

Figure 94: Association IV.e, stromatolitic levels (D.l.a) alternating with tractive ones (D.s).

La facies D.s, así como la S.dl, que solo se diferencian en las proporciones relativas entre elementos terrígenos y carbonatados, se originarían por migración de ripples y megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas que transportarían el sedimento como carga de fondo. Estas corrientes, que pueden tener un origen variado (mareas, oleaje, etc.), actuarían sobre los niveles orgánicos destruyéndolos total o parcialmente y retrabajando el material. Las distintas estructuras que presentan se deben a diferentes estadios energéticos de los procesos que las generan.

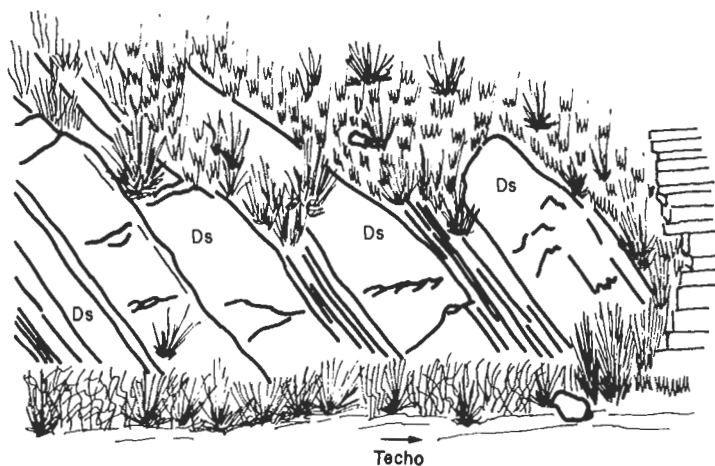


Figura 95: Secuencias thickening upwards originadas por progradación de barras submareales, asoc. IV.e. Carretera de Almaraz a Valdecañas.

Figure 95: Thickening upward sequences interpreted as subtidal prograding bars, association IV.e.

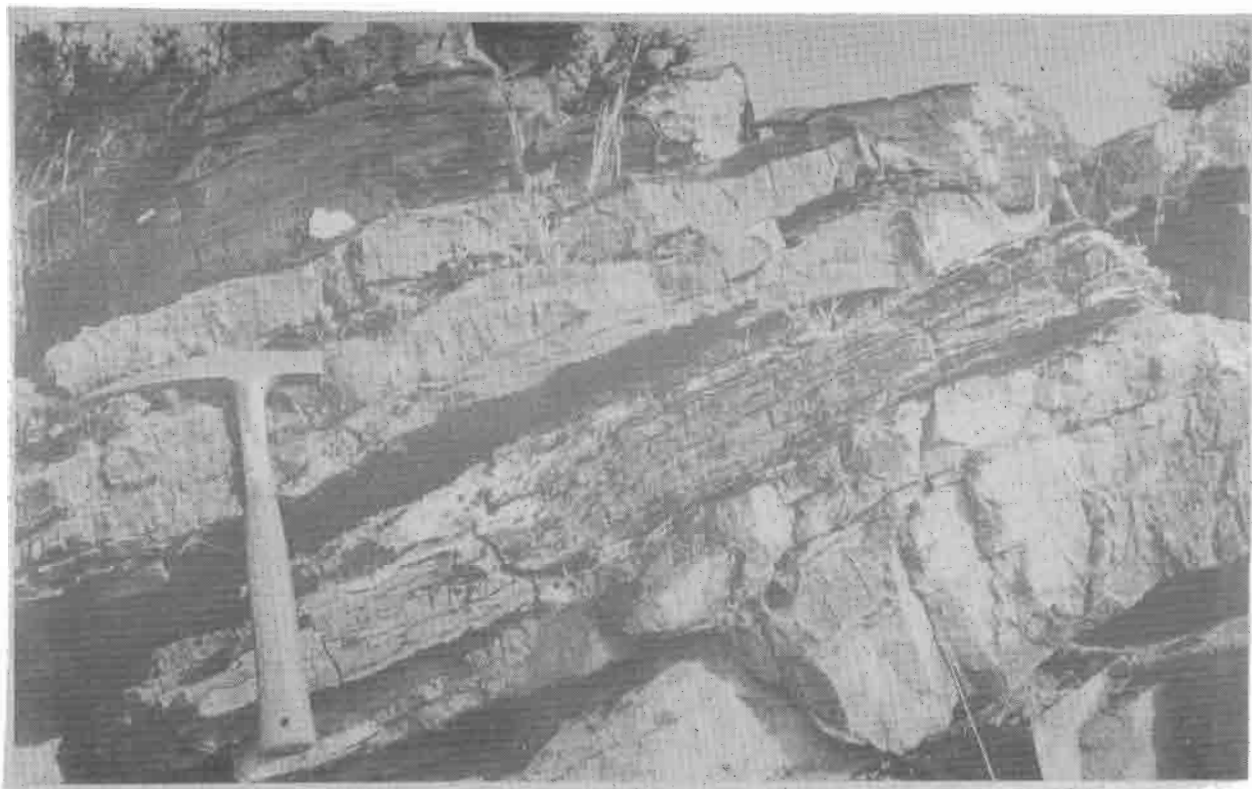


Foto 27: Alternancias de dolomías bioconstruidas (niveles grises claros, masivos) y dolomías tractivas (niveles grises oscuros con laminación paralela y bases erosivas), asociación IV.e. Columna de Arrocampo.

Photo 27: Stromatolitic dolostones (massive and light grey in colour) and tractive ones (with parallel lamination, erosive bases and dark grey colour), association IV.e. Arrocampo section.



Foto 28: Detalle de un nivel dolomítico bioconstruido, obsérvese las morfologías irregulares que presenta a techo, asociación IV.e. Columna de Arrocampo.

Photo 28: Detail of a stromatolitic level, see the irregular laminations near the top, association IV.e. Arrocampo section.



Foto 29: Tramo dolomítico eslumpizado, asociación IV.e; la dirección aparente de movimiento es de izquierda a derecha en la foto (de SE a NW). Columna de Arrocampo.

Photo 29: Slumpized level, association IV.e; apparent movement direction from left to right (SE to NW). Arrocampo section.



Foto 30: Detalle de la estratificación cruzada planar de bajo ángulo a techo de una de las barras de la fig. 95, asociación IV.e. Carretera Almaraz-Valdecañas.

Photo 30: Detail of low angle cross bedding, bars' top, fig 95, association IV.e. Almaraz-Valdecañas road.

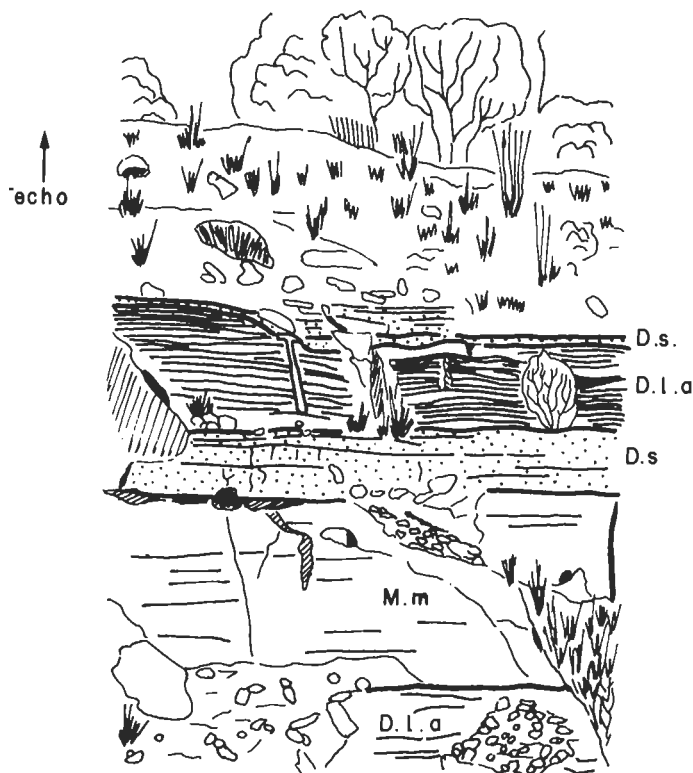


Figura 96: Asociación IV.e, niveles de origen orgánico (D.l.a), erosionados a techo por niveles tractivos (D.s). En la base aparece una secuencia de tipo IV.g. Carretera Nacional V, km 203,8.

Figure 96: Stromatolitic levels (D.l.a) eroded on top by tractive ones (D.s). In the lower part a IV.g association is developed (D.l.a-M.m).

La facies D.m, al igual que en la asociación anterior IV.d, dependiendo de sus características, representan niveles bioconstruidos o tractivos, en los que no se reconoce ningún tipo de estructuras. Su interpretación es similar a las facies de las cuales proceden.

La facies C.dl, que presentan estructuras caóticas y desorganizadas, se generarían por deslizamientos de materiales semilitificados o litificados a lo largo de pendientes suaves. Se pueden diferenciar desde niveles eslampizados originados por reducción del esfuerzo de cizalla a lo largo de una serie de planos discretos, a depósitos de tipo "debris flow" donde la reducción del esfuerzo de cizalla se produce en la misma masa, como un todo, lo que produciría la licuefacción del sedimento. En ocasiones ambos términos se encuentran genéticamente asociados, lo que indica que los segundos son un estadio evolucionado de los primeros.

La principal característica de esta asociación, que la diferencia de la anterior es que está formada exclusivamente por niveles dolomíticos. Dentro de ellos, los de origen orgánico presentan morfologías macroscópicas tabulares en vez de monticulares, su potencia oscila entre 0,15 y 3 m y su extensión es variable entre 5 y más de 50 m. Las dolomías de origen tractivo son muy abun-

dantes, con relativa frecuencia más abundantes que las bioconstruidas. Aparecen niveles eslampizados y "debris flow" de extensión variable, dispersos entre las facies anteriores.

Su área de aparición se limita a dos zonas: en la margen derecha del río Tajo, en Arrocampo (base de la unidad, etapa 1), y en Valdecañas. Sus facies no presentan una secuencialidad clara, aunque se reconocen con frecuencia secuencias del tipo D.l.a-D.s o S.dl, figs. 96 y 97, presentando estas últimas facies, de forma ocasional, tendencias estratocrecientes ("thickening upward").

Representa la sedimentación en zonas submareales, abiertas a la acción de corrientes, tormentas y/o oleaje, a las que llegarían escasos o nulos aportes terrígenos. Esta situación abierta haría que los niveles bioconstruidos sufrieran frecuentes etapas destructivas, cuyo origen puede deberse a diferentes procesos o a la suma de varios de ellos; el retrabajamiento del material daría lugar a la figs. 95 y 96 génesis de barras cuya migración originaría secuencias estratocrecientes ("thickening upward") de facies D.s, fig. 95, por corrientes, ANDERTON (1976), u oleaje, RAAF *et al.* (1977). Los depósitos desorganizados indican la existencia de ciertos relieves de distintos tamaños, de los cuales provendrían; estos serían de mayor tamaño en Arrocampo, donde los slumps son más potentes que en Valdecañas, donde su desarrollo es escaso y son de pequeña talla; estos depósitos se distribuyen aleatoriamente entre las demás facies. Facies similares a estas, aunque con un modelo genético algo diferente y más preciso, han sido descritas por TUCKER (1977), en el que biostromas estromatolíticos son interpretados como de origen submareal.

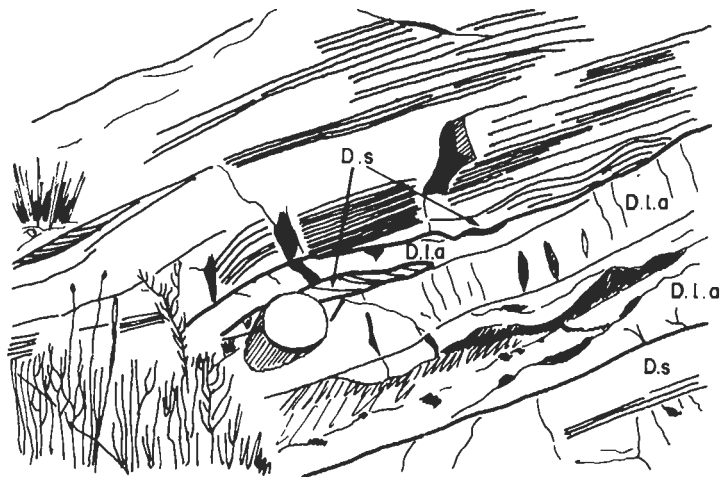


Figura 97: Asociación IV.e, alternancias de niveles dolomíticos de origen orgánico y de origen tractivo. Columna de Arrocampo. La tapa del objetivo de escala, círculo, mide 55 mm.

Figure 97: Association IV.e, alternations of organic dolomitic levels and tractive ones. The circle for scale is 55 mm in diameter.

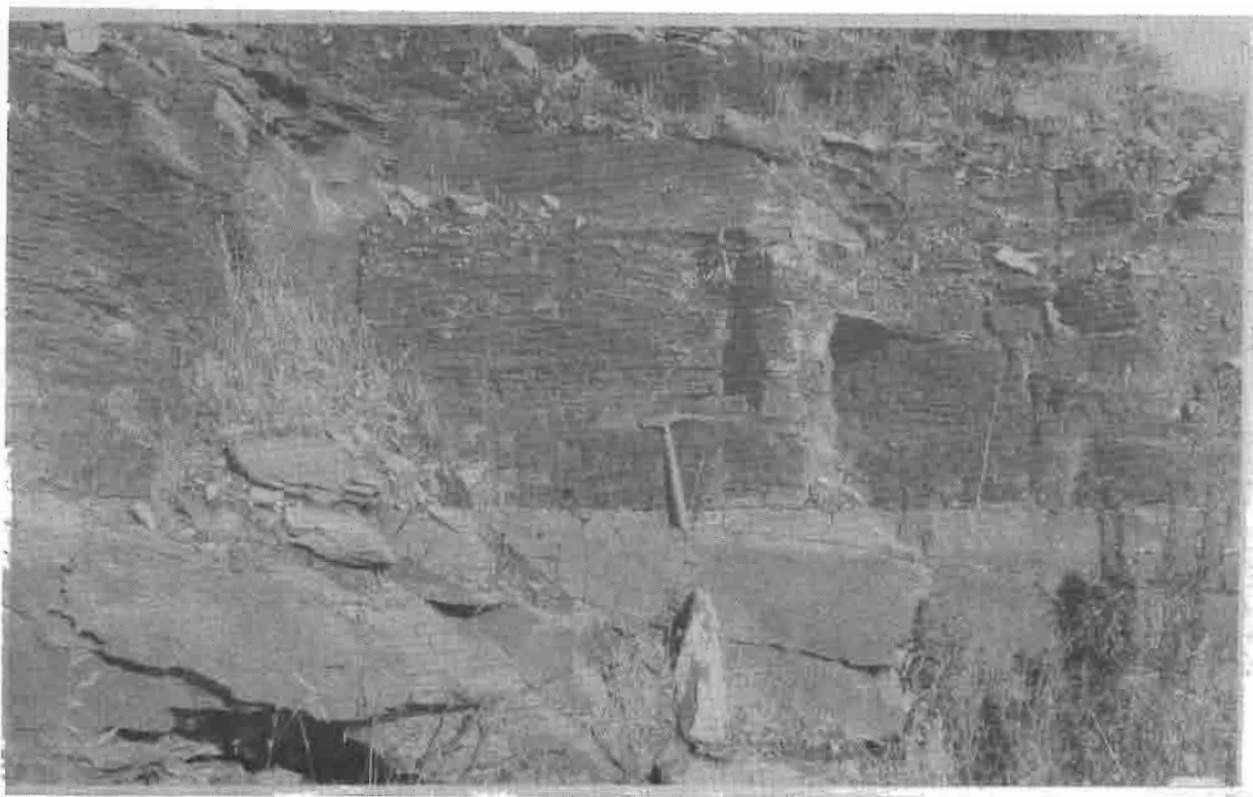


Foto 31: Dolomías estromatolíticas con laminación paralela irregular y dolomías tractivas masivas, justo a muro y techo de la anterior; son niveles similares a los de la fig. 96, asociación IV.e. Ctera Nacional V.

Photo 31: Irregular parallel laminated stromatolitic dolostones and tractive dolostones, just on top and base of stromatolites; similar to those of fig. 96, association IV.e. National V road.

Asociación IV.f (figs. 98 y 99): Está constituida por las facies D.s, S.dl, D.m, H y M.m.

La facies D.s, así como la S.dl, que solo se diferencian en sus proporciones entre materiales terrígenos y carbonatados, se habrían originado por migración de ripples y megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, en respuesta a la acción de corrientes tractivas que transportarían el sedimento como carga de fondo en régimen de flujo bajo. El material carbonatado que las forma se habría originado por destrucción y re trabajamiento de niveles bioconstruidos en otras zonas de la cuenca, debido a corrientes de diverso tipo. Las distintas estructuras que presentan se deben a diferentes estadios energéticos de los procesos que las generan.

La facies D.m, por su asociación con las facies anteriores, su similar morfología, presencia de morfologías de ripples en el techo de la capa, etc., las interpretamos como facies D.s o S.dl, en las que, por recristalización u otros factores, sus estructuras sedimentarias están enmascaradas. Su interpretación genética es similar a dichas facies.

La facies H se genera por la alternancia de períodos energéticos, debidos a la acción de factores diversos, corrientes, oleaje, etc., que formarían la lámina de grano grueso; y períodos no energéticos en los que se depositaría la lámina lutítica, por decantación del material en suspensión.

Por último, la facies M.m se habría formado por decantación del material en suspensión durante períodos prolongados en los que la sedimentación es escasa, y en los que solo llega a la cuenca material de grano fino.



Figura 98: Niveles lenticulares y tabulares de dolomías arenosas, asoc. IV.f; secuencia compuesta con tendencia thickening upward. Col. Valdecañas II
Figure 98: Lenses and beds of sandy dolostones and dolomitic sandstones in a thickening upward composite sequence (assoc. IV.f) .



Foto 32: Alternancias de dolomías estromatolíticas y lutitas masivas, asociación IV.g. Columna Carretera Nacional V.

Photo 32: Stromatolitic dolostones and massive mudstones, association IV.g. National V road section.

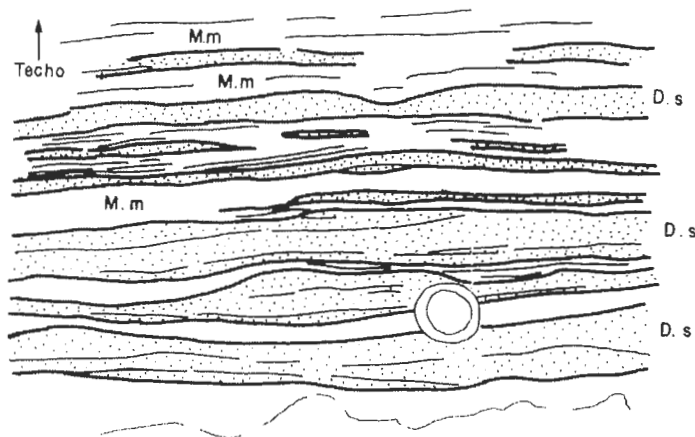


Figura 99: Asociación IV.f, alternancias de dolomías arenosas (D.s) con ripples y lutitas (M.m). Columna Puente de Almaraz. La tapa del objetivo, círculo, mide 55 mm.

Figure 99: Association IV.f, alternations of rippled sandy dolostones (D,s) and mudstones (M.m). The circle for scale is 55 mm in diameter.

Las facies de la asociación IV.f se agrupan formando secuencias de granulometría decreciente

("fining upward") no canalizadas de tipo D.s (S.dl ó D.m)-M.m (H), fig. 99; cuyo espesor es variable entre

0,1 y 3 m, pudiéndose agrupar formando secuencias compuestas con tendencias estratocrecientes ("thickening upward"), fig. 98.

Estas secuencias representan la alternancia de períodos energéticos, representados por el término basal D.s, S.dl o D.m, y períodos no energéticos, término superior, facies M.m y H, en este caso con sucesivos episodios alternantes de pequeña o nula energía. Esta asociación puede representar diferentes procesos y generarse en distintos medios sedimentarios; su asociación con niveles estromatolíticos, en Arrocampo, puente de Almaraz, etc., nos hace pensar en un origen inter-submareal relacionados con procesos mareales, progradación de llanuras de marea, REINECK (1975), KLEIN (1977), o más bien a migración de barras en medios submareales, debido a corrientes, ANDERTON (1976), u oleaje, RAAF *et al.* (1977), aunque todos estos procesos pueden estar genéticamente relacionados.

Asociación IV.g (figs. 100 y 101): Está constituida por las facies D.l.a, D.m, H y M.m.

La facies D.l.a, así como la D.m que presenta su mismo aspecto irregular, las interpretamos como originadas por los mismos procesos. Se interpretan como niveles estromatolíticos, generados por crecimiento de mallas de algas planas, que como ya hemos indicado

anteriormente (asociaciones IV.d y IV.e), sin ser diagnósticas, se pueden interpretar en función de la uniformidad de la laminación primaria y la ausencia de indicios de exposición subaérea, como depositados en medios submareales someros a moderadamente profundos en plataformas estables, sin grandes aportes terrígenos, HOFFMAN (1,974), PONCET (1981), etc.

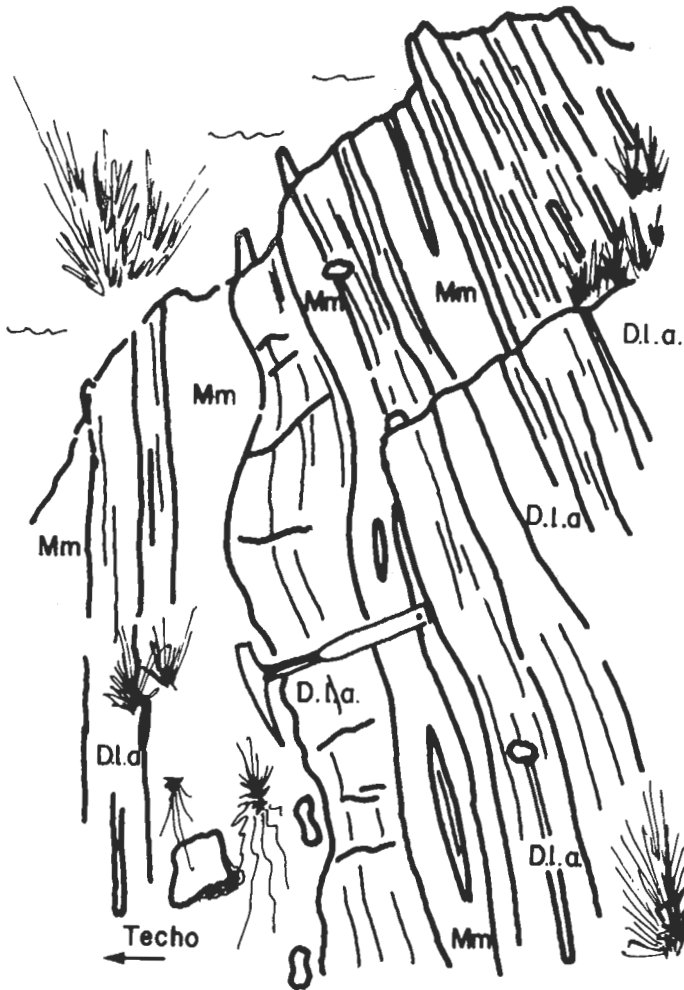


Figura 100: Asociación IV.g, alternancia de dolomías estromatolíticas (D.l.a) y lutitas masivas (M.m). Columna Valdecañas III.

Figure 100: Association IV.g, alternations of stromatolitic dolostones (D.l.a) and massive mudstones (M.m).

La laminación es de tipo "laminitas cryptalgales", MONTY (1976), está compuesta por láminas amarillentas posiblemente formadas por partículas sedimentarias carbonatadas, GEBELEIN y HOFFMAN (1973), que se producirían por entrapamiento de material traído desde mar abierto por olas o tormentas, PONCET (1981); alternando con láminas gris oscuras formadas probablemente por filamentos de algas, GEBELEIN y HOFFMAN (op. cit.), que se formarían con escasos o nulos aportes sedimentarios, PONCET (op. cit.). Con frecuencia la laminación está formada también por alternancias de dolomías de grano fino y grano grueso, similares a las descritas por FAIRCHILD (1980), cuya génesis sería similar a la anteriormente indicada: varia-

ciones relativas entre la abundancia de detríticos y la precipitación de carbonatos.

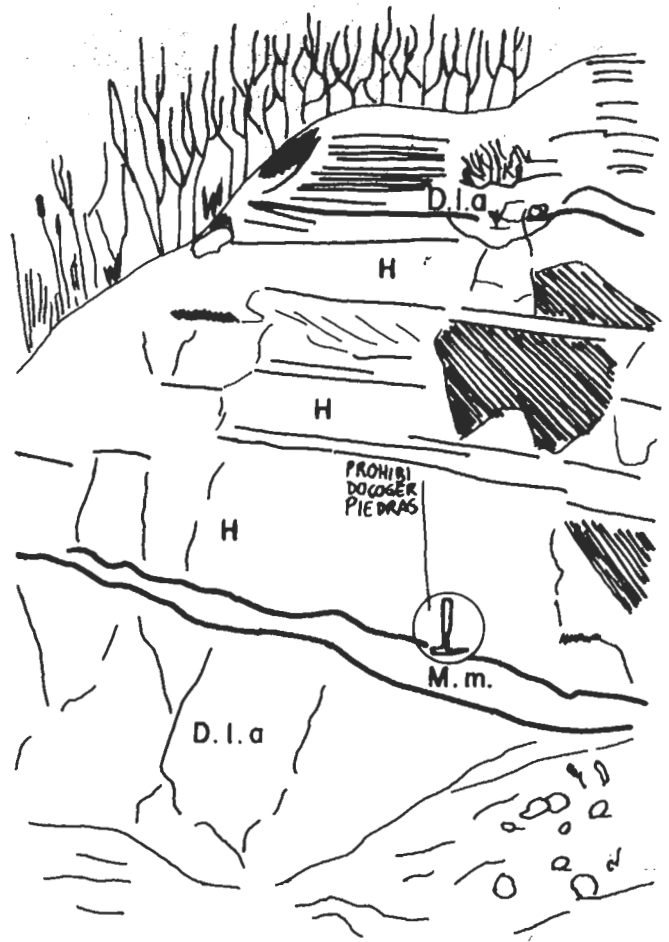


Figura 101: Asociación IV.g, alternancias de dolomías estromatolíticas (D.l.a) y facies laminadas (H). Columna Castañar de Ibor III.

Figure 101: Association IV.g, alternations of stromatolitic dolostones (D.l.a) and striped facies (H).

La facies H representa la alternancia de períodos energéticos y no energéticos. Los primeros generan la lámina arenosa debido a la acción de factores diversos: corrientes, oleaje, tormentas, etc., con transporte de sedimento bien por carga de fondo, o bien, sí la energía es suficiente, podría ser capaz de poner en suspensión partículas arenosas de tamaño fino, que posteriormente se depositarían por decantación. Los segundos generan la lámina lutítica en los períodos en que corrientes y/o oleaje dejan de actuar, produciéndose la decantación del material fino que permanecía en suspensión.

Finalmente, la facies M.m se formaría por decantación del material en suspensión, que sería fundamentalmente aportado desde áreas continentales, las cuales solo podrían aportar material fino, o bien desde áreas internas de la cuenca, donde podría ser puesto en suspensión por tormentas, corrientes, etc., y aportado a áreas más internas.

Las facies de la asociación IV.g se agrupan formando secuencias no canalizadas con la siguiente

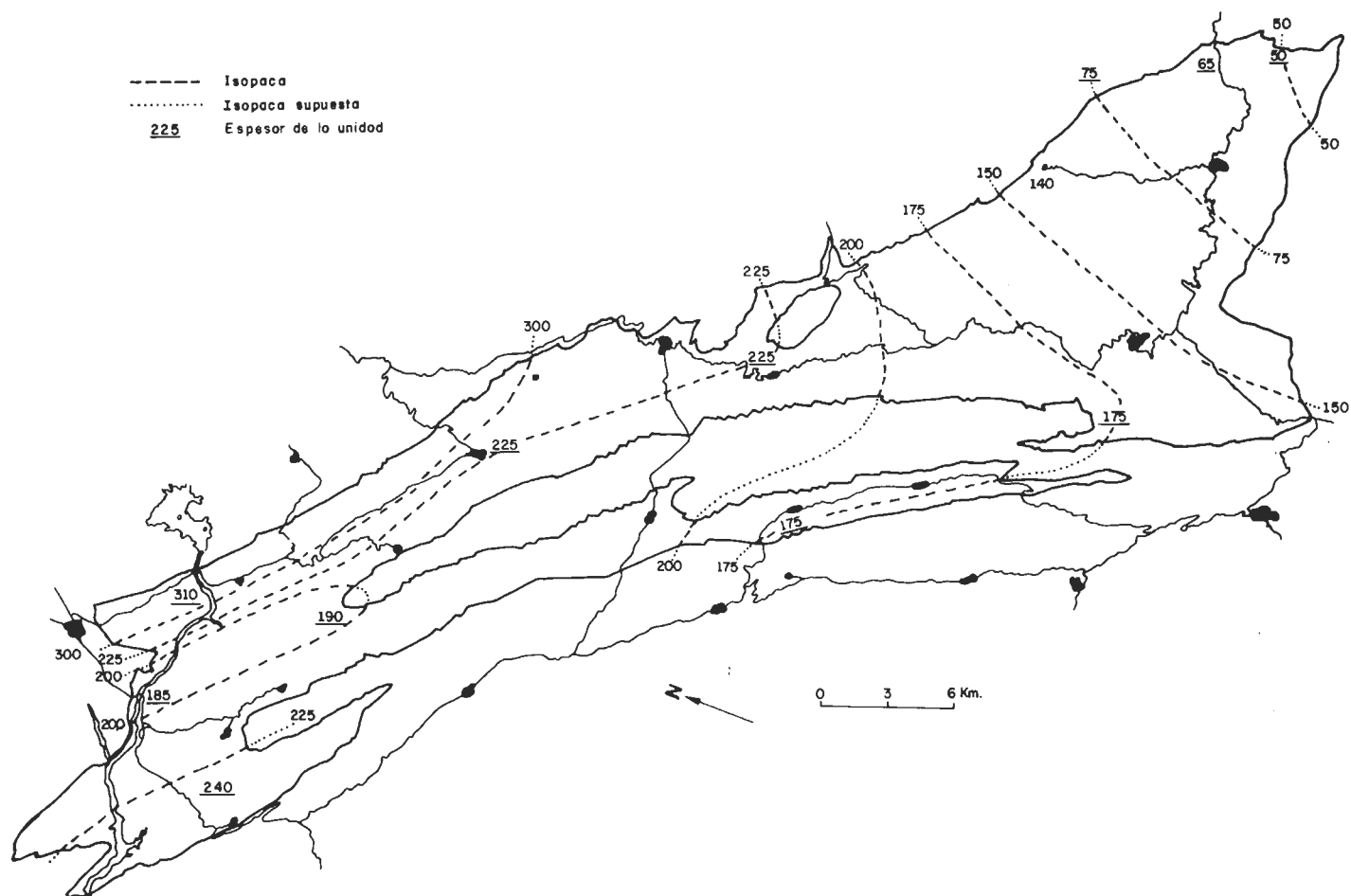


Figura 102: Distribución de espesores de las unidades AS.3 y AS.4.

Figure 102: Thickness distribution of units AS.3 and AS.4

sucesión D.l.a (D.m)-M.m (H), cuya potencia oscila entre 0,1 y 6 m, figs. 100 y 101.

Representan el crecimiento de mallas de algas en medios submareales, durante largos períodos en los que la sedimentación se parara o ralentizara, éstas posteriormente sufrirían un enterramiento rápido por partículas fundamentalmente lutíticas, aunque también arenosas, a partir de influjos rápidos de material terrígeno, bien aportados desde áreas continentales, o bien aportados desde la misma cuenca, por retrabajamiento del material terrígeno debido a oleaje, tormentas u otros factores. El tipo de facies terrígenas, M.m o H, estaría en función del tipo de material aportado, es decir del contenido en material tamaño arena.

5.6.3. Interpretación ambiental

La unidad AS.4 es la que presenta mayor variedad y número de asociaciones de facies, puesto que el crecimiento de las mallas de algas (estromatolitos), que es la fuente de todo el material carbonatado que existe en la unidad, es más sensible tanto a ligeras variaciones en profundidad, como a variaciones en los aportes terrígenos, etc, todo lo cual depende de su posición

paleogeográfica. La distribución de espesores junto a las diferentes asociaciones de facies se puede considerar un buen indicador paleogeográfico; en este sentido, se observa un aumento de potencia de SE a NW, donde existen dos pequeños surcos, Romangordo y Valdecañas, posiblemente relacionados con zonas más subsidentes, que es donde la unidad presenta mayor variabilidad, fig. 102, mientras que la disminución de espesores hacia el SE la achacamos a la existencia de un ligero umbral para la sedimentación de plataforma, que podría estar relacionado con la articulación de la cuenca, el cual se sigue manifestando posteriormente (unidad AS.5, fig. 115). Es en ese umbral donde los niveles de origen orgánico son más discontinuos, debido posiblemente a la existencia de aportes terrígenos constantes, que no favorecerían el crecimiento de los niveles de algas.

Para su descripción hemos dividido a la unidad en cuatro zonas:

1) Alrededores de Romangordo: la estructura de la zona es un sinclinal, prolongación del sinclinal de Santa Lucía. Los materiales carbonatados afloran desde Serrejón, al NW, hasta Higuera, al SE; sus principales afloramientos aparecen en las márgenes del río Tajo, en la carretera Madrid-Badajoz y en el arroyo de la Garganta.

2) Afloramientos aislados en el flanco SW del anticlinal de Navezuelas-Robledollano: Son dos pequeños afloramientos, uno en la carretera de Robledollano a Deleitosa, en el arroyo del Colmenar; y el otro en la carretera de Roturas a Retamosa, que aparece a favor de una fractura de dirección aproximada NW-SE.

3) Afloramientos discontinuos en el puente de Almaraz: los materiales forman un sinclinal, prolongación del sinclinal de Río Viejas; los niveles dolomíticos aparecen en ambos flancos, aunque sus mejores afloramientos son los del flanco SW, los niveles se acuñan y desaparecen rápidamente hacia el SE.

4) Afloramientos continuos o casi continuos del anticlinal de Ibor: esta zona se ha subdividido en tres; 4.1) desde Valdecañas hacia el NW, 4.2) entre Valdecañas y la carretera al Hospital del Obispo y 4.3) desde la carretera al Hospital del Obispo hacia el SE, incluyendo las dolomías al SW de Guadalupe (flanco SW del anticlinal).

1) Alrededores de Romangordo: en esta zona se han reconocido en la unidad AS.4 tres episodios; el primero de los cuales se puede dividir localmente en dos etapas, fig. 103. Asimismo se han reconocido tres áreas paleogeográficamente distintas, que en función de su situación serán denominadas: NW (Arrocampo), central (carretera nacional IV) y SE (arroyo de la Garganta), ver fig. 103.

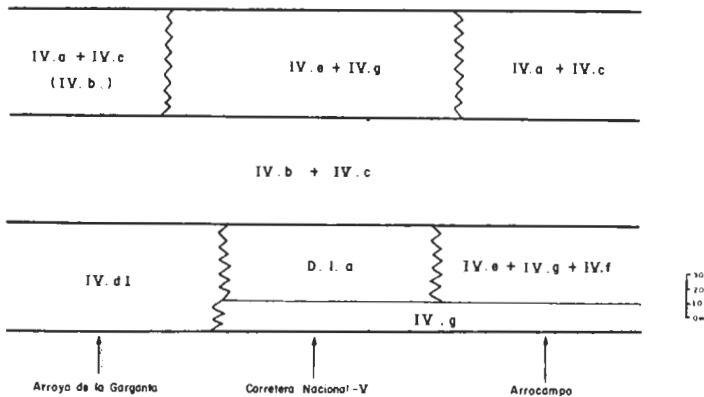


Figura 103: Distribución de facies y asociaciones de facies de la unidad AS.4 en la zona de Romangordo.

Figure 103: Facies and facies association distribution of Unit AS.4 in the Romangordo area.

El primero de los episodios se inicia en el área NW y central con la colonización del sustrato por niveles estromatolíticos que se desarrollan formando cuerpos tabulares (asociación IV.g); en el área SE también se inicia la colonización, aunque de un forma más restringida, con cuerpos estromatolíticos monticulares (asociación IV.d.1), debido posiblemente a problemas de aportes terrígenos, que condicionarían el crecimiento de

las mallas de algas. A continuación (segunda etapa del primer episodio), en la zona central se desarrollan enormemente los niveles bioconstruidos, formando un cuerpo con morfología biohémica; mientras en el área SE, se desarrolla un ambiente de tipo lagoon protegido, con facies de muy baja energía, posiblemente debido a la protección del cuerpo bioconstruido de la zona central (asociación IV.d.1); y, por otro lado, el área NW corresponde a una zona más abierta a los procesos energéticos (corrientes, oleaje, etc.), que podrían erosionar y destruir los niveles bioconstruidos que se desarrollaban en ella (asociación IV.e), la existencia de niveles eslum-pizados y de "debris flow", que parecen indicar una dirección de aportes desde el SE hacia el NW, indicarían la existencia de cierto tipo de relieve en la zona bioconstruida central, frente a esta otra, fig. 104.

El segundo episodio es totalmente terrígeno, desapareciendo los materiales carbonatados de toda esta zona. Está constituido por las asociaciones IV.b y IV.c, que representan la progradación de un sistema de canales mareales (asociación IV.b) y llanuras de marea (asociación IV.c), en medios sub a intermareales. Con respecto a la etapa anterior implica un aumento de aportes terrígenos, lo cual provoca la desaparición de los niveles orgánicos, que no pueden desarrollarse debido a su influjo.

El tercer episodio, es un nuevo episodio mixto terrígeno-carbonatado. Este también presenta tres zonas; una central donde dominan las asociaciones IV.e y IV.g, y dos laterales con asociaciones IV.a y IV.c, con desarrollo local de la asociación IV.b hacia el SE. Estas tres últimas asociaciones de facies representan la progradación de un conjunto canal-llanura mareal en una zona inter a submareal, donde existirían dos tipos de canales, IV.a y IV.b que representan diversas jerarquías dentro de la red canalizada; los canales principales, IV.a, tienen un relleno mixto terrígeno-carbonatado y presentan direcciones de paleocorrientes bimodales opuestas; los canales secundarios, IV.b, son terrígenos, pudiendo representar canales más internos a los que no llegue material carbonatado. La llanura mareal estaría representada por la asociación IV.c. Las asociaciones IV.e y IV.g representarían una zona submareal, más tranquila, que no sería barrida por la acción de los canales, en la cual se pueden desarrollar las mallas de algas, fig. 105.

2) Afloramientos aislados del anticlinal de Navezuelas-Robledollano: Está formada por dos pequeños afloramientos; en ambos aparecen en la base asociaciones IV.g, que representan el inicio de la colonización del sustrato por medio de mallas de algas planas (estromatolitos) en medios submareales, cuyo crecimiento se ve cortado por esporádicos episodios de aportes terrígenos. Hacia arriba, en ambos afloramientos, aparecen niveles estromatolíticos, que forman montículos de relativo tamaño (por ejemplo, cantera de cal en el arroyo del Colmenar), alternando con asociaciones de tipo IV.g que

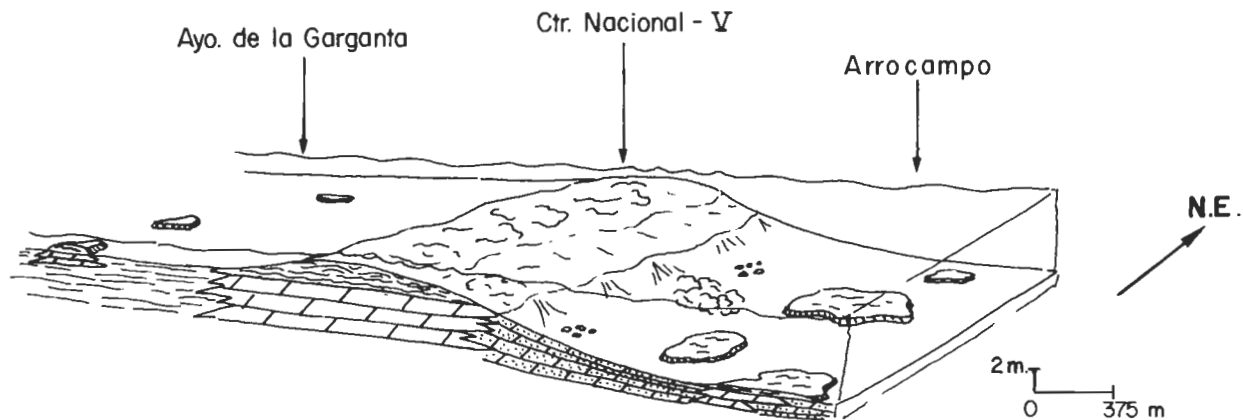


Figura 104: Reconstrucción paleogeográfica de la etapa 1 en la zona de Romangordo. Unidad AS.4, ver fig. 103.

Figure 104: Paleogeographic reconstruction of episode 1 in the Romangordo area. Unit AS.4, see fig. 103.

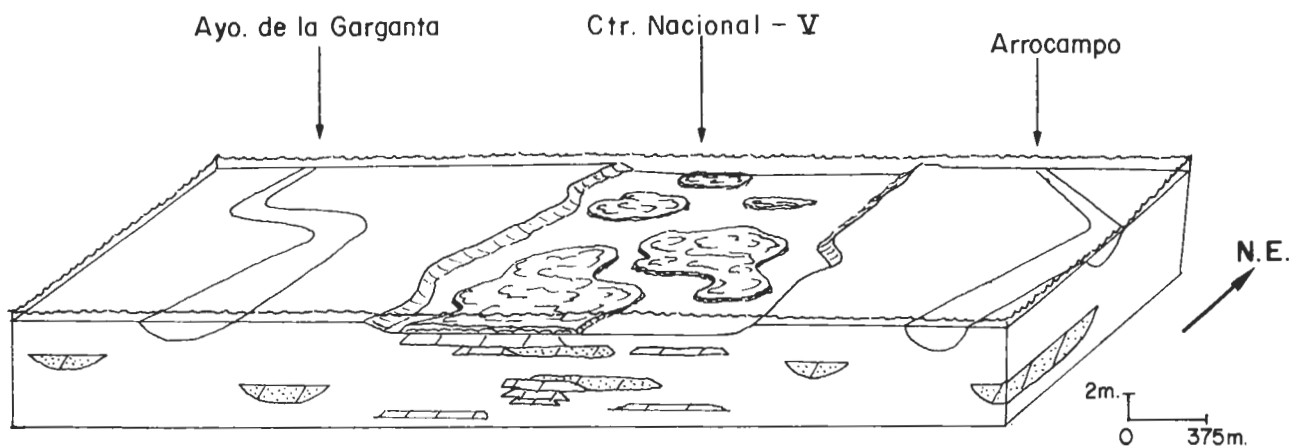


Figura 105: Reconstrucción paleogeográfica de la etapa 3 en la zona de Romangordo. Unidad AS.4, ver la fig. 103.

Figure 105: Paleogeographic reconstruction of episode 3 in the Romangordo area. Unit AS.4, see fig. 103.

representan el crecimiento de mallas de algas en medios submareales cortadas por influjos terrígenos. Localmente, en Roturas, además de la asociación IV.g, aparece la asociación IV.e con desarrollo principal de sus términos tractivos. Las suponemos originadas en medios submareales tranquilos, con locales influjos terrígenos aportados por corrientes, tormentas u oleaje. En ocasiones, tormentas o corrientes actuarían sobre los niveles de algas destruyéndolos y resedimentándolos.

3) Afloramientos aislados en los alrededores del puente de Almaraz: El desarrollo de los niveles carbonatados se inicia con la asociación IV.g, como en las áreas anteriores, y al igual que en aquellas, representa el inicio de la colonización del sustrato por medio de mallas de algas (estromatolitos) en medios submareales, con frecuentes episodios terrígenos finos que impiden el crecimiento de las algas. El resto de la unidad está

compuesta por la asociación IV.g y por la IV.f; la primera representa los continuados intentos de colonización del sustrato, llegando a desarrollarse pequeños montículos que se ven anegados por frecuentes aportes terrígenos. En otras ocasiones, la acción de corrientes o tormentas destruye directamente los niveles de algas, resedimentándolos posteriormente, asociación IV.f.

4) Afloramientos del anticlinal de Ibor: en esta banda se han distinguido tres áreas.

4.1) Desde Valdecañas hacia el NW (fig. 106): como en otros puntos la sedimentación carbonatada comienza por asociaciones de tipo IV.g que suponen el inicio de la colonización del sustrato por mallas de algas planas (estromatolitos) en medios submareales, cuyo crecimiento se detiene debido a influjos terrígenos de grano fino, los cuales serían aportados por corrientes, tormentas u oleaje. Por encima domina la asociación

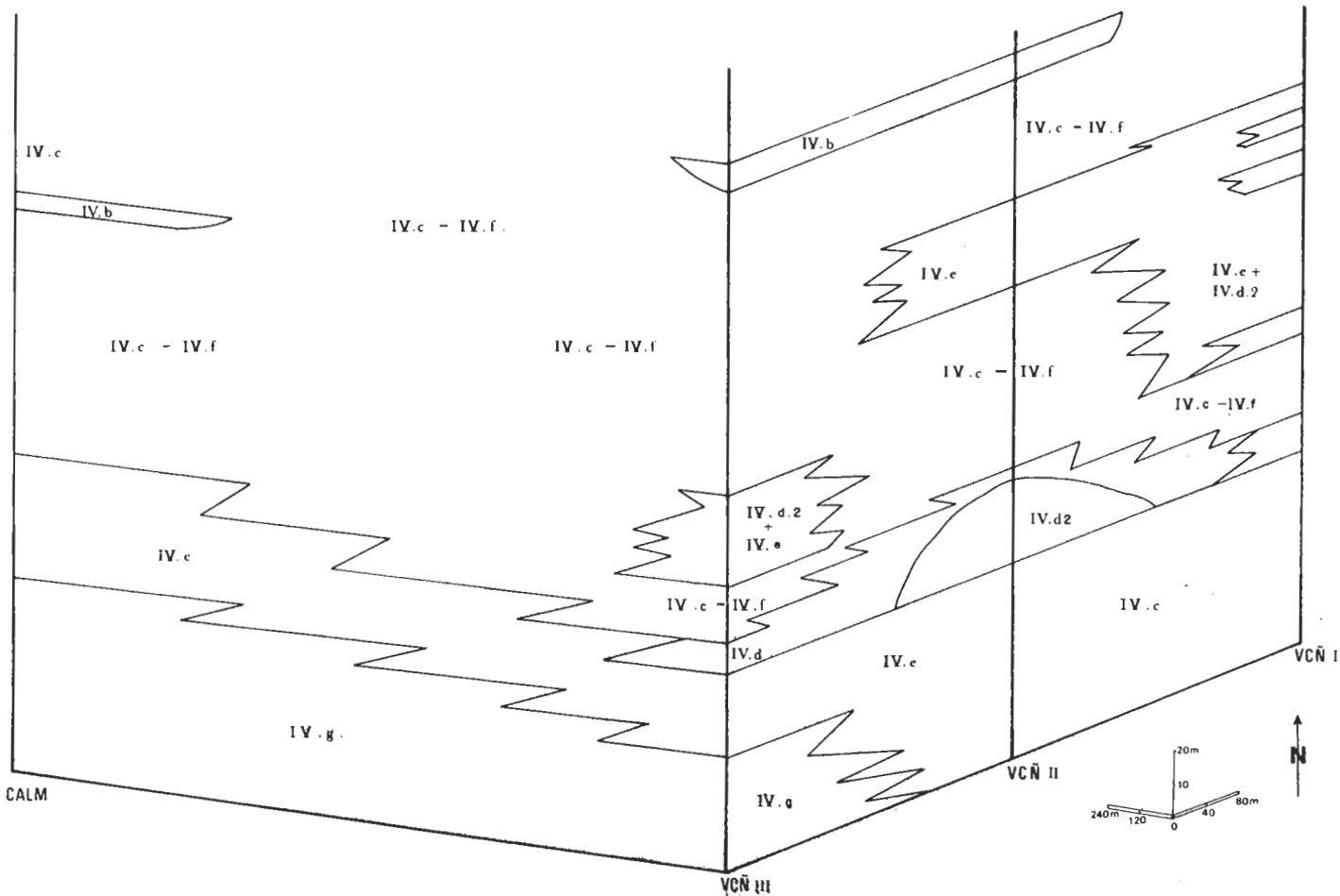


Figura 106: Distribución de facies y asociaciones de facies de la unidad AS.4 en la zona de Valdecañas.

Figure 106: Facies and facies association distribution of Unit AS.4 in Valdecañas area.

IV.e que representa la migración de barras arenosas, bien debido a corrientes, ANDERTON (1976), u oleaje, RAAF *et al.* (1977), en medios submareales, a techo de las cuales aparecen grandes cuerpos monticulares bioconstruidos, cuyo relieve se pone de manifiesto por la existencia de pequeños slumps en sus flancos (asociación IV.d.2). Este conjunto, asociaciones IV.e y IV.d.2, representan un medio de plataforma abierta, submareal, en el que alternarían episodios energéticos, con migración de barras, etc., y episodios no energéticos, niveles de algas, con escasos aportes terrígenos. Por último, a techo de la unidad, dominan las asociaciones IV.c y IV.f, junto con esporádicas asociaciones IV.b, las cuales representan la progradación de un conjunto de canal y llanura mareal en medios inter a submareales someros; aunque hacia el NW se siguen manteniendo las mismas condiciones anteriores, con dominio de la asociación IV.e y con la existencia de cuerpos bioconstruidos, aunque de menor tamaño que los anteriores, que se suponen originados en una zona más profunda.

4.2) Entre Valdecañas y la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo): en esta zona sólo aparecen las asociaciones IV.g y localmente la IV.e. Representan los intentos de colonización del sustrato por mallas de

algas en medios submareales, cuyo crecimiento se ve cortado por influjos terrígenos, posiblemente aportados por corrientes, oleaje o tormentas. El material carbonatado que fuera erosionado podría resedimentarse, cuando la energía disminuyera, dando lugar a la asociación IV.e. Estas asociaciones representarían un ambiente sublitoral poco profundo, de baja energía, pero sometido esporádicamente a la acción de corrientes, oleaje o tormentas.

4.3) Entre la carretera a Carrascalejo (Hospital del Obispo) y la terminación suroriental del área estudiada (se incluyen los afloramientos al suroeste de Guadalupe): en esta zona sólo aparece una asociación de facies, IV.d.2. La zona correspondería a un área inter a submareal poco profunda que recibiría frecuentes aportes terrígenos finos que impedirían el crecimiento de los niveles de algas, excepto en algunos lugares donde éstos formarían montículos, a veces de gran tamaño. Los niveles de calcoesquistos, que representan episodios de colonización abortados y que aparecen entre los montículos de algas, nos indican la existencia de una sedimentación terrígena fina continua. Esporádicamente estarían sometidos a la acción de corrientes, oleaje o tormentas que generarían superficies erosivas internas en los

montículos de algas y niveles dolomíticos tractivos. Se suponen originados en una zona más somera, intermareal, quizás submareal alto, frente a las áreas anteriores, una interpretación similar para estos niveles fue realizada por VILAS *et al.* (1979), aunque estos autores indican también la existencia de medios supramareales que, dada la ausencia de indicios de exposición subaérea, creemos no es correcta.

En resumen, la unidad carbonatada presenta una variación de medios de sub a intermareales, localmente quizás supramareales, en un ambiente de plataforma de baja energía sometido a la acción esporádica de oleaje, tormentas y/o corrientes. La profundidad de la cuenca, en función de las características de las asociaciones de facies, parece presentar una tendencia a ser mayor hacia el noroeste, aunque dada la disposición lineal de los afloramientos esta impresión podría ser engañosa, representando esa zona un pequeño surco de dirección arbitraria, mientras que la dirección real de la cuenca puede ser distinta.

5.7. Unidad AS.5

En esta unidad hemos reconocido nueve facies, ocho de ellas terrígenas y una dolomítica, que se agrupan formando dos asociaciones de facies, V.a y V.b.

5.7.1. Descripción de las facies (fig. 107)

5.7.1.a Facies terrígenas

Facies C.m: Microconglomerados cuarcíticos y grauvacas microconglomeráticas grises claras a pardas, los niveles más gruesos son granosoportados con matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, que puede contener cantos blandos, y techo plano. Son masivos.

Facies S.a: Grauvacas de grano fino a grueso, grises claras a oscuras. Forman cuerpos tabulares ó lenticulares con base cóncava, erosiva, ó plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan estratificación cruzada, tanto planar como de surco.

Facies S.b: Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, grises claras a oscuras y pardas, pueden estar alteradas y presentar diversas tonalidades. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan laminación paralela.

Facies S.c: Grauvacas de grano muy fino a medio, grises y pardas, que pueden estar alteradas y presentar una coloración muy variada. Forman cuerpos tabulares centimétricos, raramente decimétricos, con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar.

Facies S.m: Grauvacas de grano fino a grueso, grises y ocres, presentando otras tonalidades por alteración. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Son masivas.

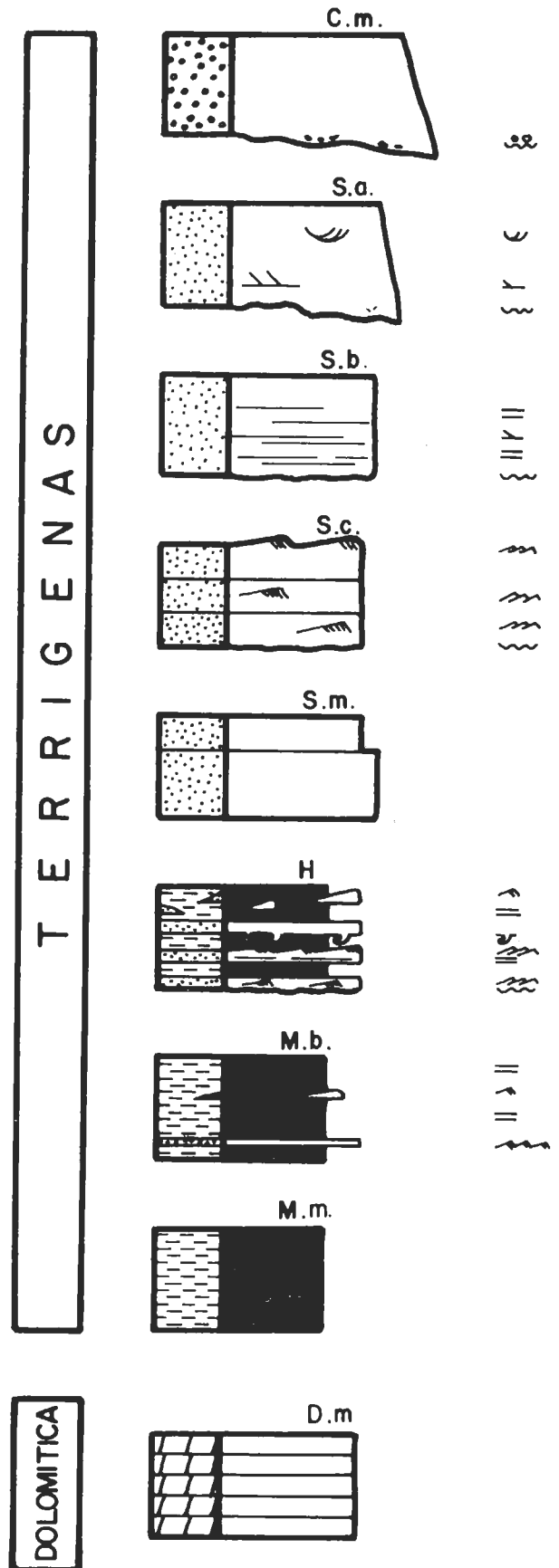


Figura 107: Facies de la Unidad AS.5.
Figure 107: Facies of Unit AS.5.



Foto 33: Alternancias mili a centimétricas de lutitas y grauwacas, asociación V.a. Columna Estrecho la Peña.

Photo 33: Millimetric to centimetric alternations of graywackes and mudstones, association V.a. Estrecho la Peña section.

Facies H: Aunque esta facies está compuesta por dos términos litológicos dada su relación genética los describimos juntos. Son alternancias mili a centimétricas de grauwacas y lutitas. Las grauwacas son de grano fino a muy fino, grises y pardas, que pueden estar alteradas y presentar tonos muy variados; son láminas mili a centimétricas, sólo ocasionalmente presentan morfologías lenticulares (estratificación lenticular); su base es plana, erosiva a no erosiva, con huellas de carga y escapes de fluidos, su techo es plano ó está ondulado por ripples; son masivas ó presentan una microlaminación paralela ó cruzada planar. Las lutitas son grises claras y oscuras a verdes y, en ocasiones, negruzcas, pudiendo presentar diversas tonalidades por alteración; normalmente presentan laminación paralela por alternancia de láminas de distintos tonos, con relativa frecuencia se suelen encontrar niveles con acumulación de fragmentos de Vendoténias, sobre los planos de estratificación. Ocasionalmente los niveles grauwáquicos pueden presentar morfologías lenticulares, estratificación lenticular.

Facies M.b: Lutitas grises y verdes con colores de alteración variados, negruzcos, blancos, etc. Presentan laminación paralela por alternancias de láminas de distintos colores. Contienen esporádicas láminas ó lenticulas milimétricas de grauwacas de grano muy fino con bases y techos planos:

Facies M.m: Lutitas grises y verdes, claras y oscuras, alteradas a tonalidades diversas. Son masivas ó presentan esporádicas láminas milimétricas de lutitas negras.

5.7.1.b Facies dolomíticas

Facies D.m: Dolomías macrocristalinas, ankeríticas, marrones y achocolatadas. Forman cuerpos monticulares de pequeño tamaño, son masivas.

5.7.2. Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.5 se agrupan formando dos asociaciones: una no canalizada, V.a, que es dominante dentro de la unidad, y otra canalizada, V.b que aparece muy raramente.

Asociación V.a (fig. 108): Está constituida por las facies S.b, S.c, S.m, H y M.b.

La facies S.b se origina a partir de corrientes tractivas de muy alta energía, en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos; el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser transportado en suspensión. El material se movería en forma de mantos ("sheet flood"), ó bien por zonas predominantemente canalizadas.

La facies S.c se genera por corrientes tractivas de baja energía, en régimen de flujo bajo, con formación de ripples; el sedimento se transporta como carga de fondo. Ocasionalmente pueden reflejar un tránsito de condiciones desde un régimen de flujo alto (laminación paralela) a régimen de flujo bajo (ripples).

La facies S.m se forma por corrientes tractivas de alta ó baja energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimento por carga de fondo; aunque el material se deposite como carga de fondo podría ser transportado en suspensión. Los sedimentos se moverían en forma de manto ("sheet flood"), ó bien por zonas predominantemente canalizadas.

La facies H tendría su origen en la alternancia de períodos energéticos y de calma. Durante los períodos energéticos se producen las láminas grauwáquicas por migración de ripples con moderado ó escaso aporte de material tamaño arena; se originan por corrientes tractivas de media-baja energía con transporte de sedimentos bien por carga de fondo, ó bien en suspensión, en cuyo caso se depositaría por decantación si la corriente pierde energía rápidamente. Durante los períodos de calma se formarían las láminas lutíticas por decantación del material fino en suspensión. Una alta tasa de sedimentación viene indicada por la existencia de huellas de carga y escapes de fluidos, que indicarían la deposición de la lámina grauwáquica cuando la lámina lutítica infrayacente aún no se había consolidado.

La facies M.b se formaría por decantación de material fino durante largos períodos de calma. Las láminas y lentículas arenosas reflejan esporádicos momentos energéticos con escaso aporte de material tamaño arena, que se formarían por decantación del material en suspensión.

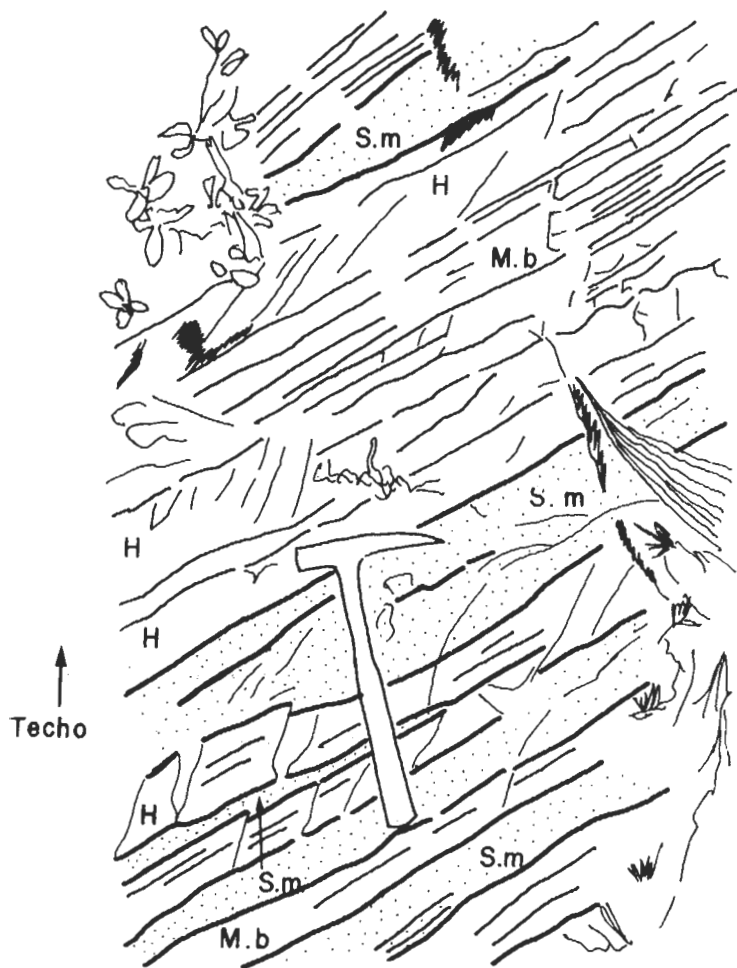


Figura 108: Alternancias de niveles arenosos, masivos, con bases suavemente erosivas (S.m), con facies laminadas (H) y lutitas (M.b). Asociación V.a, columna Hospital del Obispo.

Figure 108: Alternations of massive sandstones with erosive bases (s.m) with striped facies (H) and mudstones (M.m), association V.a.

Las facies de la asociación V.a, fig. 108, no presentan ningún tipo de secuencialidad. Representan ambientes de plataforma siliciclástica abierta en la que las facies S.b, S.c y S.m se podrían originar por episodios tormentosos con gran cantidad de sedimento disponible, GOLDRING y BRIDGES (1973), JOHNSON (1978), mientras que la facies H representaría ó bien depósitos distales de tormenta, ó bien la sedimentación normal y constante de una plataforma siliciclástica de baja energía, con aportes desde áreas continentales, posteriormente retrabajados por corrientes u oleaje de moderada intensidad, JOHNSON (1978). La existencia de filamentos de Vendoténias

indicaría un ambiente marino. Finalmente, la facies M.b constituyen la sedimentación continua dentro de una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1978), con raros aportes de material tamaño arena.

Asociación V.b (fig. 109): Está constituida por las facies C.m, S.a, S.m, M.m y D.m.

La facies C.m se originaría por corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flujo alto con formación de lechos planos y transporte del sedimento como carga de fondo y localmente en suspensión.

La facies S.a se formaría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo bajo, por migración de megaripples tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte del sedimento como carga de fondo.

La facies S.m, aunque no presentan ningún tipo de estructuras sedimentarias, por su asociación con las facies anteriores, suponemos que se originan por corrientes tractivas de media-baja energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimento por carga de fondo.

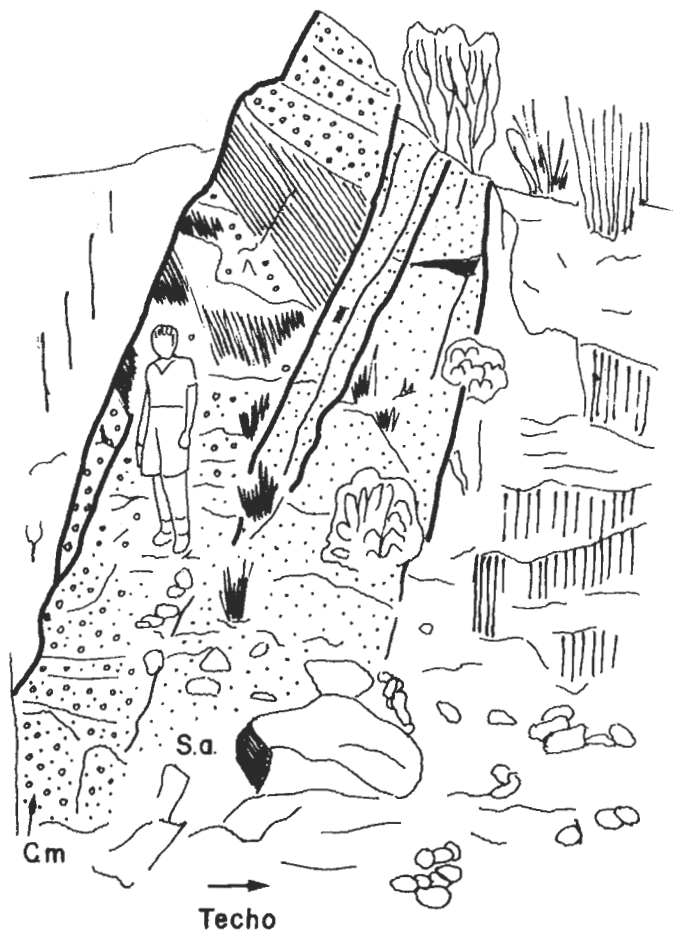


Figura 109: Nivel canalizado con base erosiva y granoclasificación positiva, a techo y muro afloran facies laminadas de la asociación V.a. Asociación V.b, columna Arroyo del Colmenar.

Figure 109: Channelled and fining upward sequence, association V.b; on top outcrop facies of association V.a.



Foto 34: Detalle de las facies laminadas de la asociación V.a, compuestas por alternancias milimétricas de lutitas y grauwacas, esta foto está tomada a techo del canal de la fig. 109. Columna Arroyo del Colmenar.

Photo 34: Detailed view of millimetric alternations of graywackes and mudstones, association V.a. Arroyo del Colmenar section.

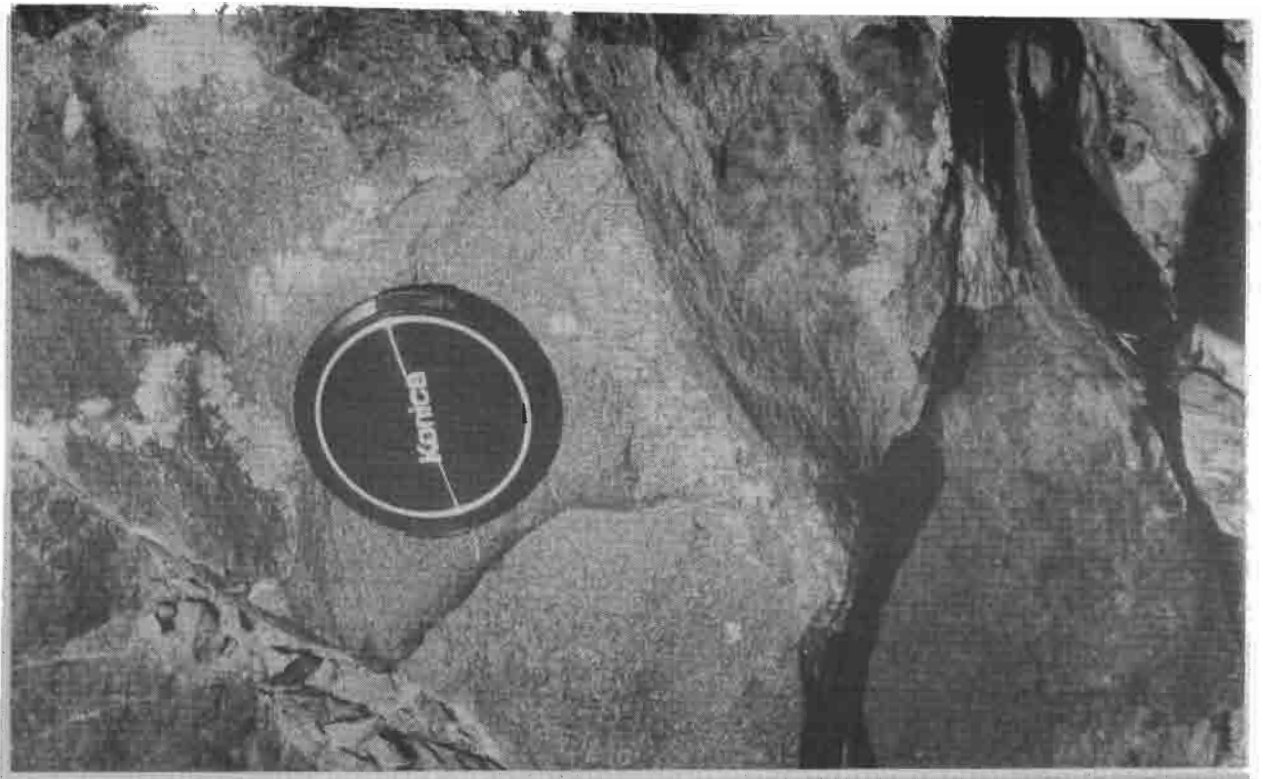


Foto 35: Detalle de las grauwacas microconglomeráticas que forman los niveles canalizados de la fig. 109. Columna Arroyo del Colmenar.

Photo 35: Detailed view of microconglomeratic graywackes of channel in fig. 109. Arroyo del Colmenar section.

La facies M.m se generaría por decantación del material fino en suspensión, en períodos tranquilos.

La facies D.m se originaría por crecimiento de mallas de algas planas (estromatolitos) en medios submareales durante períodos tranquilos, con aguas claras y poco material en suspensión (ver asociación IV.d, unidad AS.4).

Las facies de la asociación V.b se agrupan formando secuencias canalizadas positivas granodecrecientes ("fining upward"), fig. 109, con la sucesión de facies C.m-S.a-S.m-M.m(D.m). Sus potencias son variables entre 2 y 6 m.

Esta asociación puede presentar dos tipos de secuencias: V.b.1, con la sucesión C.m-S.m-M.m, en la que las facies C.m y S.m representarían los materiales de relleno de un canal activo, y la facies M.m la fase de acreción vertical en las etapas de abandono del canal.

La otra secuencia V.b.2 presenta la sucesión S.a-S.m-M.m(D.m), en la que las facies S.a y S.m representarían los materiales de relleno de un canal activo, reflejando etapas sucesivas de menor energía. La facies D.m, que sólo aparece muy esporádicamente, se originaría por crecimiento de mallas de algas en zonas bajo lámina de agua, una vez que el canal ha sido abandonado, si las condiciones ecológicas lo permiten. Finalmente, la facies M.m reflejarían las fases de acreción vertical en los momentos de abandono del canal.

5.7.3. Interpretación ambiental

La unidad AS.5 la interpretamos como originada por el relleno de una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1978). La asociación V.a recuerda alguna de las facies descritas por RAAF *et al.* (1977) en un modelo de plataforma dominado por el oleaje. De esta forma las facies S.b, S.m y S.c de nuestro trabajo podrían ser equivalentes a sus facies S.b, que se originarían por migración de barras en medios submareales, al no presentar indicios de emersión. Las facies H y M.b serían equivalentes a las facies M, H.a, H.b y H.c de RAAF *et al.* (op. cit.), todas las cuales presentan estructuras generadas por oleaje, los diferentes tipos se deben a la actividad fluctuante del oleaje, presentando todas las facies una profundidad similar. La existencia de filamentos de algas planctónicas, que indican también un medio marino, dada su excelente conservación en los planos de las láminas de decantación de las facies H ó M.b, estaría de acuerdo con la baja energía del ambiente deposicional.

No podemos descartar, dada la carencia de estructuras sedimentarias y de medidas de paleocorrientes, que no sólo nos impide conocer con exactitud el ambiente sedimentario, sino también precisar la posición relativa cuenca-continente, que alguna de las facies se pueda interpretar por otro tipo de procesos, como episodios tormentosos, que podrían introducir materiales de granulometría más gruesa desde áreas someras y que podrían generar canales (asociación V.b), que se rellenarían

durante la fase de desvanecimiento de la tormenta, BANKS (1973), ó por procesos mareales, en este caso, las facies S.b, S.m y S.c podrían ser equivalentes, aunque de menor energía, a las barras descritas por ANDERTON (1976) en la cuarcita Jura de Escocia, siendo equivalentes las facies H y M.m a sus facies finas.

La asociación V.b se puede interpretar como originada por esporádicas incursiones energéticas desde zonas más someras, de forma similar a la asociación III.b en la parte media-alta de la unidad AS.3, en zonas distales de la plataforma. Aunque no puede descartarse que fueran canales excavados por tormentas como los descritos por BANKS (1973), como ya hemos indicado.

5.8. Unidad AS.6

En esta unidad hemos reconocido ocho tipos de facies, todas ellas terrigenas, que se agrupan formando cuatro asociaciones de facies: VI.a, VI.b, VI.c y VI.d.

5.8.1. Descripción de las facies (fig. 110)

Facies C.m: microconglomerados cuarcíticos y grauvacas de grano fino a grueso, localmente conglomerados cuarcíticos, presentan tonos grises y pardos. Los conglomerados son granosoportados, con matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares ó tabulares con base cóncava, erosiva, ó plano-ondulada, también erosiva, y techo plano. Son masivos.

Facies C.a: microconglomerados y grauvacas de grano fino a grueso, grises y pardas. Los microconglomerados son granosoportados y están constituidos por clastos de cuarzo y fragmentos de rocas cuarcíticas en una matriz grauváquica. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, que localmente contiene cantos blandos y techo plano. Presentan estratificación cruzada, tanto planar como de surco.

Facies S.b: Grauvacas de grano fino a medio, localmente grueso, grises, verdosas y pardas, que pueden estar alteradas y presentar diversas tonalidades. Forman cuerpos tabulares deci a centimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan laminación paralela ó cruzada planar de bajo ángulo.

Facies S.c: Grauvacas de grano muy fino a medio, grises y verdes a pardas, que pueden presentar coloración rojiza por alteración. Forman cuerpos tabulares centimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar.

Facies S.m: Grauvacas de grano fino a grueso, grises, verdes y pardas, con colores rojizos por alteración. Forman cuerpos tabulares centi a decimétricos con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Son masivas.

Facies H: Es una facies formada por dos términos litológicos genéticamente relacionados por lo que se describen juntos. Son alternancias mili a centimétricas de grauvacas y lutitas. Las grauvacas son de grano muy fino a fino con base plana, erosiva a no erosiva, que

pueden presentar escapes de fluidos y huellas de carga, y techo plano u ondulado por ripples; son masivas ó presentan una microlaminación paralela ó cruzada planar, ocasionalmente forman lenticulas (estratificación lenticular). Las lutitas son de diversas tonalidades: grises, verdes, negras, blancas, etc., presentan laminación paralela por alternancia de láminas de distinta coloración.

Facies M.b: Lutitas versicolores, grises, verdes, blancas, etc. Presentan laminación paralela planar por alternancia milimétrica de láminas de distintas tonalidades. Pueden presentar esporádicas láminas ó lenticulas milimétricas de grauvacas de grano muy fino, masivas, con bases y techos planos.

Facies M.m: Lutitas grises a verdes, que pueden estar alteradas y presentar diversos tonos. Son masivas, aunque pueden contener alguna lámina de lutitas negras.

5.8.2. Asociaciones de facies

* Las facies de la unidad AS.6 se agrupan formando cuatro asociaciones de facies, una canalizada VI.a, y tres no canalizadas; VI.b, VI.c y VI.d.

Asociación VI.a (fig. 111): Está constituida por las facies C.m, C.a, S.m, S.c, H y M.m.

La facies C.m se originaría por corrientes tractivas de alta energía; la ausencia de estructuras nos impide precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias dominantes, aunque su asociación con la facies C.a nos hace suponer que serían equivalentes a ellas y que la recristalización que ha sufrido la roca ha borrado las estructuras. En este caso, se generarían en régimen de flujo bajo por migración de megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

La facies C.a se originaría por migración de megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte de sedimentos por carga de fondo, en respuesta a la acción de corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo bajo.

La facies S.m se formaría por migración de megaripples en respuesta a la acción de corrientes tractivas de energía media en régimen de flujo bajo, el sedimento se transportaría por carga de fondo, siendo los megaripples de menor tamaño que los anteriores y de cresta tanto recta como sinuosa. Su interpretación se realiza en función de su asociación con las restantes facies, pues su estructura es masiva.

La facies S.c se generaría por migración de ripples, con transporte de sedimento por carga de fondo, en respuesta a la acción de corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo.

La facies H se originaría por alternancias de períodos energéticos y no energéticos. Durante los primeros actuarían corrientes tractivas de baja energía, con transporte de sedimentos por carga de fondo con moderado aporte de sedimentos, pudiendo, parte del sedimento, haber sido aportado en suspensión. Durante los períodos no energéticos predominaría la deposición del material fino en suspensión, por decantación.

La facies M.m se formaría por decantación del material fino en suspensión, en períodos prolongados de calma. La existencia de lutitas negras podría indicar una tasa de sedimentación muy baja.

Estas facies se agrupan formando secuencias canalizadas positivas granodrecientes ("fining upward"), fig. 111, cuyo tamaño es variable entre 0,5 y 10 m, con la sucesión C.m (C.a)-S.m-S.c-H-M.m.

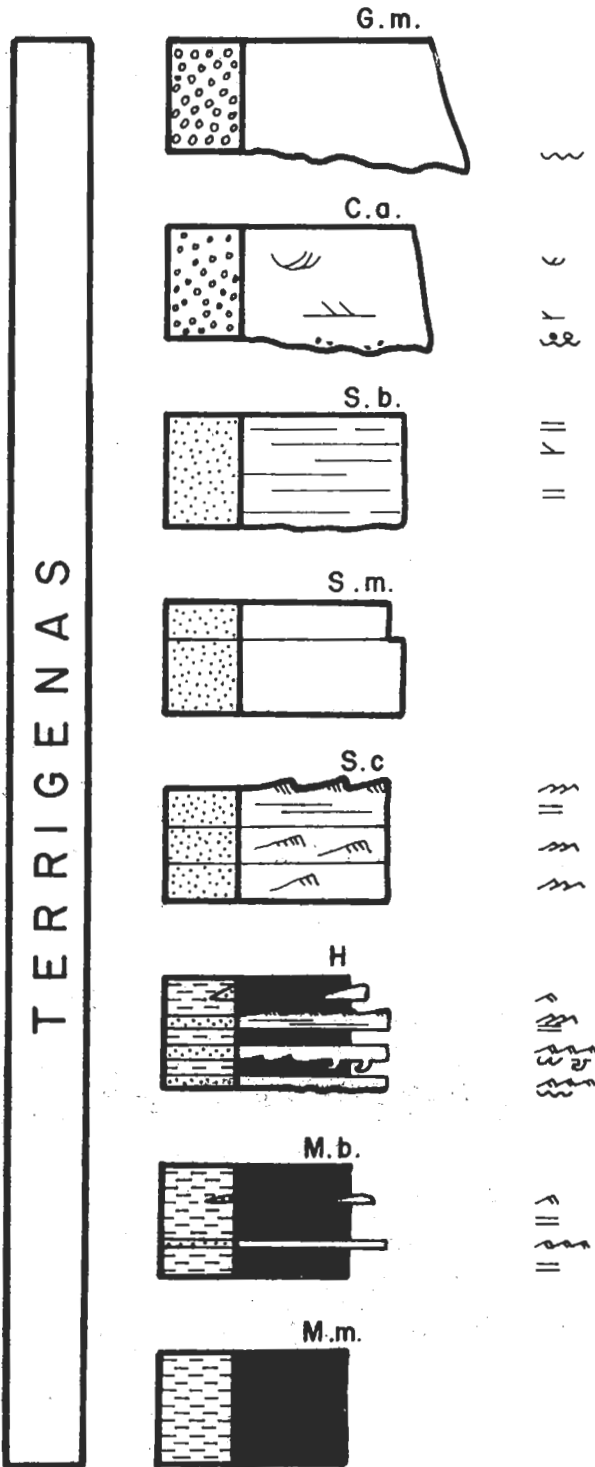


Figura 110: Facies de la Unidad AS.6.
Figure 110: Facies of Unit AS.6.



Foto 36: Capas arenosas con bases suavemente erosivas, con un nivel lutítico intercalado, asociación VI.a, la foto es un detalle de la fig. 111.

Photo 36: Sandy beds with erosive bases, with a mudstone intercalation, association VI.a, the photograph is a detailed view of fig. 111.

Representan sucesivas etapas de relleno de canales en condiciones cada vez de menor energía (facies C.m, C.a, S.m y S.c), aunque localmente pueden generarse secuencias de relleno compuestas. Las facies H y M.m representarían los depósitos de acreción vertical, una vez que el canal deja de ser activo; en las facies H los materiales grauváquicos serían, ó bien depósitos de desbordamiento de otros canales ("overbank flooding") ó más posiblemente aportes esporádicos dentro de una plataforma siliciclástica de baja energía dominada por corrientes, tormentas u oleaje, JOHNSON (1978).

Asociación VI.b (fig. 112): Está compuesta por las facies S.b, S.c, S.m, H y M.m.

La facies S.b se originaría a partir de corrientes tractivas de muy alta energía en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos, ó en régimen de flujo bajo por migración de barras arenosas (laminación cruzada de bajo ángulo); el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser introducido en la cuenca en suspensión. El material se movería predominantemente en forma de mantos ("sheet flood") y, localmente, a lo largo de ligeras canalizaciones.



Foto 37: Capas microconglomeráticas, asociación VI.a, que presentan a techo (a la derecha de la foto) facies finas con esquistosidad subvertical. Columna Puente de Almaraz.

Photo 37: Microconglomeratic beds, association VI.a, on top (to the right) there are fine-grained facies with subvertical cleavage. Puente de Almaraz section.

La facies S.c se generaría por migración de ripples debido a corrientes tractivas de baja energía en régimen

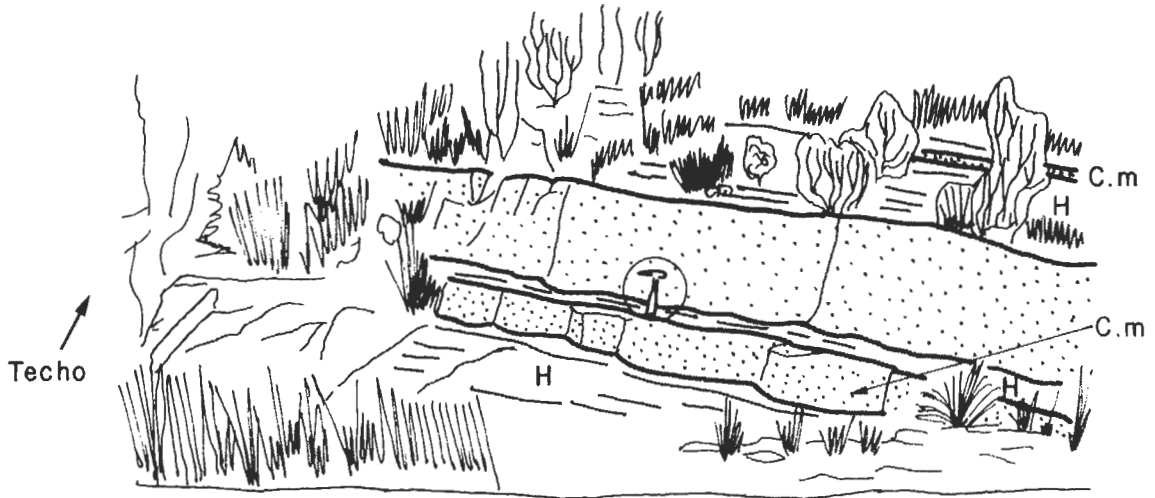


Figura 111: Asociación VI.a, niveles canalizados con bases suavemente erosivas. Columna Hospital del Obispo VI.

Figure 111: Association VI.a, channelled levels with slightly erosive bases.

de flujo bajo, que transportaría el sedimento por carga de fondo.

La facies S.m se formaría por migración de ripples y megaripples en respuesta a la acción de corrientes tractivas de media energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimentos por carga de fondo. Ocasionalmente, algunos niveles representan sedimentación por decantación a partir de una corriente de velocidad decreciente que podría haber transportado el material en suspensión.

La facies H tendría su origen en la alternancia de períodos energéticos, en los que se generaría la lámina grauváquica por migración de ripples debido a corrientes tractivas de baja energía, que transportan el sedimento por carga de fondo, con moderado aporte sedimentario;

material en suspensión, por decantación. Una alta tasa de sedimentación vendría indicada por la existencia de huellas de carga y escapes de fluidos en las bases de las láminas grauváquicas.

La facies M.b se formaría por decantación del material fino en suspensión, en períodos prolongados de calma; las láminas y lenticulas grauváquicas reflejarían raros episodios energéticos con escaso aporte de material, principalmente en suspensión; el material se depositaría por decantación, ó como carga de fondo debido a la acción de débiles corrientes tractivas.

Las facies de la asociación VI.b no presentan ningún tipo de secucencialidad, fig. 112. Reflejarían depósitos en ambientes de plataforma siliciclástica en los que las facies H y M.b serían los depósitos normales en una plataforma de baja energía, JOHNSON (1978), normalmente aportados desde áreas continentales y retrabajados por la acción de corrientes, tormentas, mareas u oleaje; la existencia de filamentos vegetales en los planos de decantación, además de indicar un ambiente marino, indicaría un medio de baja energía, que permitiría su decantación sin romper los filamentos de las algas.

Las facies gruesas S.b, S.m y S.c, podrían representar desde episodios tormentosos con gran cantidad de sedimento disponible, GOLDRING y BRIDGES (1973), a episodios de migración de dunas y ripples en respuesta a la acción de corrientes mareales, ANDERTON (1976), ó incluso por migración de barras en medios submareales (debido a la ausencia de indicios de exposición subaérea), en una plataforma dominada por el oleaje, RAAF *et al.* (1977).

Asociación VI.c (fig. 113): Está constituida por las facies S.m, S.c, H y M.m.

La facies S.c se originaría por la acción de corrientes tractivas de baja energía, con migración de ripples en régimen de flujo bajo y transporte de sedimento como carga de fondo.

La facies S.m se generaría, dada su asociación a la facies S.c, por migración de ripples y megaripples en respuesta a la acción de corrientes tractivas de media-

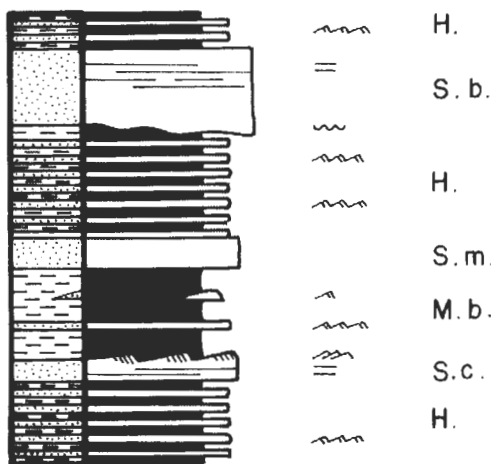


Figura 112: Asociación VI.b, unidad AS.6

Figure 112: Sketch of association VI.b, Unit AS.6.

localmente el material podría ser introducido en la cuenca en suspensión. Estos alternarían con períodos de calma en los que predomina la sedimentación del

baja energía, en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimento como carga de fondo.

La facies H refleja la alternancia de episodios energéticos, con migración de ripples por corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo y transporte de sedimentos como carga de fondo; con períodos no energéticos en los que se produciría la decantación del material fino que permanecería en suspensión en las etapas energéticas.



Foto 38: Detalle de los niveles lutíticos y de las alternancias lutita-grauvaca, asociación VI.b, bajo un tramo grauváquico, a techo, con base plana lateralmente erosiva. Columna Hospital del Obispo VI.

Photo 38: Detailed view of mudstones and alternations mudstones-graywackes, association VI.b; in the upper part there are an erosive graywackic bed. Hospital del Obispo VI section.

La facies M.m se originaría por decantación del material fino en suspensión, durante períodos prolongados de calma.

Las facies de la asociación VI.c se organizan como secuencias positivas no canalizadas grano y estratodecrecientes ("fining and thinning upward"), fig. 113; con espesores variables entre 0,2 y 0,6 m, con la sucesión de facies S.m-S.c-H-M.m.

Representarían episodios de progradación de llanuras mareales, KLEIN (1977), donde las facies basales de la secuencia corresponderían a las llanuras arenosas submareales, REINECK (1975), EVANS (1975). La facies H corresponderían al "tidal bedding", REINECK y SINGH (1975), con dominio de la estratificación lenticular, representando la zona intermareal, KLEIN (1977), CAMPBELL y OAKS (1973), WEIMER *et al.* (1982). Finalmente la parte superior de la secuencia correspondería a la parte alta de la llanura mareal,

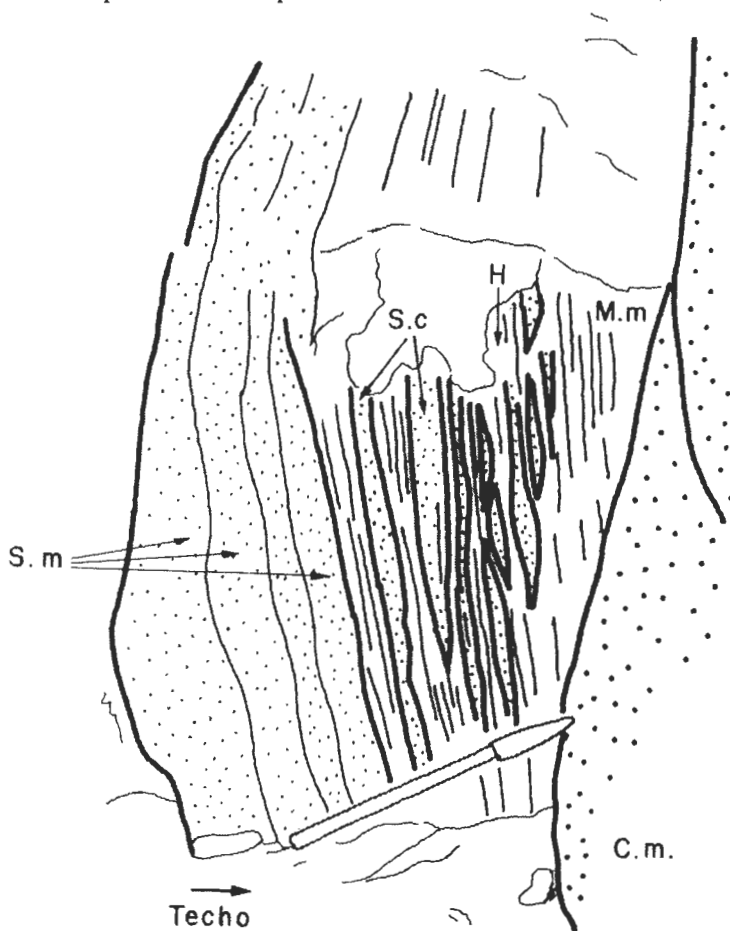


Figura 113: Secuencia de granulometría decreciente, erosionada a techo por un nivel canalizado (asociación VI.a). Asociación VI.c, arroyo Arrogado, proximidades Puente de Almaraz. El bolígrafo de escala mide 15 cm.

Figure 113: Fining upward sequence (assoc. VI.c) eroded on top by a channel (assoc. VI.a). Pencil for scale is 15 cm long.

REINECK (1975), KNIGHT y DALRYMPLE (1975). La preservación potencial de estas secuencias sería alta en

zonas con moderado ó alto aporte de sedimentos, KLEIN (1977).

Asociación VI.d (fig. 114): Está constituida por las facies C.m, S.b, S.m, S.c, M.b y M.m.

La facies C.m se originaría por corrientes tractivas de alta energía, la ausencia de estructuras nos impide precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias dominantes; sin embargo, por comparación con otras asociaciones de facies y dada su morfología erosiva, se puede suponer que se generarían en régimen de flujo bajo por migración de megaripples, tanto de cresta recta como sinuosa, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

La facies S.b se formaría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos, ó bien en régimen de flujo bajo por migración de barras (laminación cruzada de bajo ángulo), el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser introducido en la cuenca en suspensión.

La facies S.m se genera por corrientes tractivas de energía media, dada su asociación con la facies S.b y su estructura masiva, la suponemos formada en régimen de flujo bajo, por migración de megaripples de pequeño tamaño, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

La facies S.c tendría su origen en la migración de ripples por la acción de corrientes tractivas de baja energía en régimen de flujo bajo, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

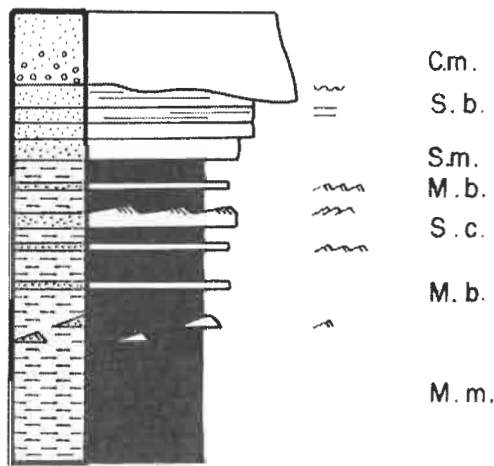


Figura 114: Asociación VI.d, unidad AS.6

Figure 114: Sketch of association VI.d, Unit AS.6.

La facies M.b se origina por decantación del material fino en suspensión durante períodos prolongados de calma, las láminas y lenticulas grauváquicas representarían aislados episodios energéticos con escaso aporte de material terrígeno, éste se depositaría, bien por decantación, bien como carga de fondo por la acción de débiles corrientes tractivas.

Por último, la facies M.m se habría generado por decantación del material fino en suspensión durante períodos prolongados de calma. La esporádica presencia

de lutitas negras representaría largos períodos con escaso aporte sedimentario.

Las facies de la asociación VI.d se organizan como secuencias negativas no canalizadas grano y estratocrecientes ("coarsening and thickening upward"), fig. 114; con espesores variables entre 4 y 10 m, con la sucesión de facies M.m-M.b(S.c)-S.m-S.b-C.m.

Su interpretación es problemática en función de la ausencia, tanto de organismos fósiles, como de estructuras sedimentarias (y por lo tanto de direcciones de paleocorrientes). Secuencias parecidas a estas han sido descritas por BRENNER y DAVIS (1973), como secuencias granocrecientes ("coarsening upward") que representarían la progradación de barras arenosas en una plataforma lutítica, esas barras formarían grandes cuerpos arenosos lineales. Otros modelos similares al anterior son comentados por BOUMA *et al.* (1982), desarrollados por fuertes corrientes marinas, tanto mareales como de tormenta y corrientes de fondo sobre la plataforma.

RAAF *et al.* (1977) interpretan secuencias granocrecientes ("coarsening upward") también similares a éstas, como originadas por progradación de barras arenosas en una plataforma marina somera dominada por el oleaje, en la que las facies finas son las litologías más abundantes. Los diversos tipos de laminación en las areniscas se interpretan como distintas fases de la acción del oleaje.

Por otro lado, también pueden ser interpretadas como secuencias de relleno de bahías en la parte baja de la llanura deltaica, COLEMAN y PRIOR (1982), aunque por su disposición con las demás asociaciones no lo creemos posible; ó bien como depósitos de barras de desembocadura en los canales distributarios, en la llanura deltaica subacuática, COLEMAN y PRIOR (1982). Por último, se podrían interpretar como originadas por progradación del frente deltaico en deltas dominados por el oleaje, ELLIOT (1978), MIALL (1979), aunque en este último caso debido a las potencias habituales de este tipo de secuencias no parece probable su comparación con la asociación VI.d.

5.8.3. Interpretación ambiental

Dentro de la unidad AS.6 las asociaciones de facies dominantes son la VI.a y VI.b, mientras que las otras dos sólo aparecen de forma esporádica.

Al igual que la unidad AS.5, ésta se puede interpretar como depositada en una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1978), con esporádicos episodios energéticos que provocarían la migración de dunas debido a episodios tormentosos, GOLDRING y BRIDGES (1973), a corrientes mareales, ANDERTON (1976), ó bien por oleaje, RAAF *et al.* (1977). La ausencia de estructuras sedimentarias, datos de paleocorrientes, restos orgánicos, etc., hace que sea imposible decantarnos por cualquiera de los modelos para la asociación VI.a.

La dispersión a lo largo de todo el área estudiada de los niveles canalizados, asociación VI.b, nos hace pensar en una zona relativamente somera (ó más proximal).

frente a las asociaciones que se pueden considerar más distales por su escasez en niveles canalizados, como es la unidad infrayacente AS.5). La relación de los niveles canalizados, en una zona concreta (puente de Almaraz), con las asociaciones VI.c y VI.d, nos hace pensar en ambientes deposicionales submareales someros e intermareales para esa zona. Además, el hecho de que la asociación VI.d esté cortada a techo por niveles canalizados, nos hace suponer que de las hipótesis expresadas anteriormente para esa asociación, la más válida es que representen depósitos de barras de desembocadura de canales distribuidores, similares a los descritos por COLEMAN y PRIOR (1982), lo que apoya un origen submareal somero para dichas asociaciones. Para el resto de la zona de afloramiento de la unidad, la existencia únicamente de las asociaciones VI.a y VI.b, nos impide precisar su ambiente deposicional, siendo éste submareal, en sentido amplio.

En conjunto y ante la ausencia de organismos fósiles (exceptuando los restos de Vendoténias que indican un ambiente marino de baja energía), de paleocorrientes y de distribución de espesores, no podemos descartar un origen deltaico en sentido amplio para esta unidad, aunque es imposible reconocer todas sus características, la existencia de secuencias de barras de desembocadura y de llanuras de marea, que podrían representar áreas más someras entre los canales, parecen apoyar esta hipótesis. Por el contrario, la distribución más ó menos homogénea de los niveles canalizados en toda la región, parecen contradecirla, pues tendríamos que suponer unos deltas muy extensos y relativamente poco potentes, las peculiares condiciones ecológicas precámbricas con, entre otras cosas, ausencia de vegetación continental, harían posible que los "deltas" precámbricos tuvieran características peculiares, aunque hasta ahora no hemos encontrado ningún trabajo al respecto.

5.9. Interpretación de conjunto. Grupo AS.II

El Grupo AS.II representa el relleno complejo de ambientes de plataforma, fundamentalmente con desarrollo de plataformas siliciclásticas y momentáneamente el desarrollo de sedimentación carbonatada.

El Grupo se puede dividir en dos conjuntos ó etapas. Por un lado el conjunto inferior ó etapa I, representado por las unidades AS.3 y AS.4 y, por otro lado, el conjunto superior ó etapa II con las unidades AS.5 y AS.6.

La primera etapa representa el tránsito desde ambientes de talud (parte alta) a medios de plataforma. Es posible que localmente pudiera desarrollarse un episodio local de carácter deltaico, con características peculiares, que nos impiden asimilarlo totalmente a ese medio (AS.3).

La colmatación de esa plataforma siliciclástica, junto a aportes terrígenos escasos ó casi nulos y a las condiciones físico-químicas adecuadas, darían lugar al establecimiento de las condiciones óptimas para la génesis de

niveles de algas (estromatolitos), desarrollándose ampliamente una sedimentación carbonatada en medios submareales y localmente intermareales, que no puede ser asimilada con claridad a ninguno de los tipos de plataforma descritos hasta la actualidad, READ (1982). Esta sedimentación carbonatada representa el final de la primera etapa.

La siguiente se inicia con la llegada de nuevo material terrígeno, que imposibilita el crecimiento de las mallas de algas; esta llegada de terrígenos podría deberse a un pulso tectónico que reactiva el área madre, por lo que ésta podría suministrar de nuevo material en cantidad suficiente.

De esta manera se desarrolla de nuevo una plataforma siliciclástica de baja energía, JOHNSON (1978), quizás dominada por procesos de oleaje, aunque no se pueden descartar otros. El desarrollo de la plataforma culmina con el tránsito a facies más someras (AS.6), sublitorales, ó incluso deltaica, que presentan esporádicas secuencias de llanuras de marea.

5.10. Unidad AS.7

En esta unidad hemos reconocido once tipos de facies, todas terrígenas, que se agrupan formando cuatro asociaciones.

5.10.1. Descripción de las facies (fig. 115)

Facies P.m: Conglomerados con matriz lutítica ("pebbly mudstone"), en ocasiones grauváquica de grano fino, no granosportados, de tonos grises principalmente oscuros. Están compuestos por clastos de diversas litologías, no siendo su composición homogénea dentro de un mismo nivel. Los tipos de clastos más frecuentes son cuarzo, fragmentos de rocas cuarcíticas, lutitas masivas (como cantos blandos), lutitas laminadas (similares a las de las unidades infrayacentes), grauvacas con ó sin cemento dolomítico e incluso cantos dolomíticos de pequeño tamaño que deben provenir de la unidad AS.4. Los clastos cuarcíticos son redondeados a subredondeados, con frecuencia microfracturados, con formas esféricas ó elipsoidales y tamaño máximo 6 cm; los clastos de lutitas y grauvacas son subredondeados a subangulosos, con formas rectangulares y discoidales y son, en general, de tamaño mucho mayor que los anteriores, hasta 30 cm. Forman cuerpos lenticulares con base plana a cóncava, ligeramente irregular, poco erosiva, el techo es plano ó bien, más normalmente, irregular y a veces difuso. No presentan ningún tipo de organización, siendo la cantidad de clastos muy variable, desde casi ausentes a muy frecuentes.

Facies C.m: Conglomerados cuarcíticos gris verdosos, con matriz grauváquica de grano medio a grueso, desde escasa (granosoportados), a frecuente, en cuyo caso los clastos "flotan" en la matriz. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, y techo plano. Son masivos.

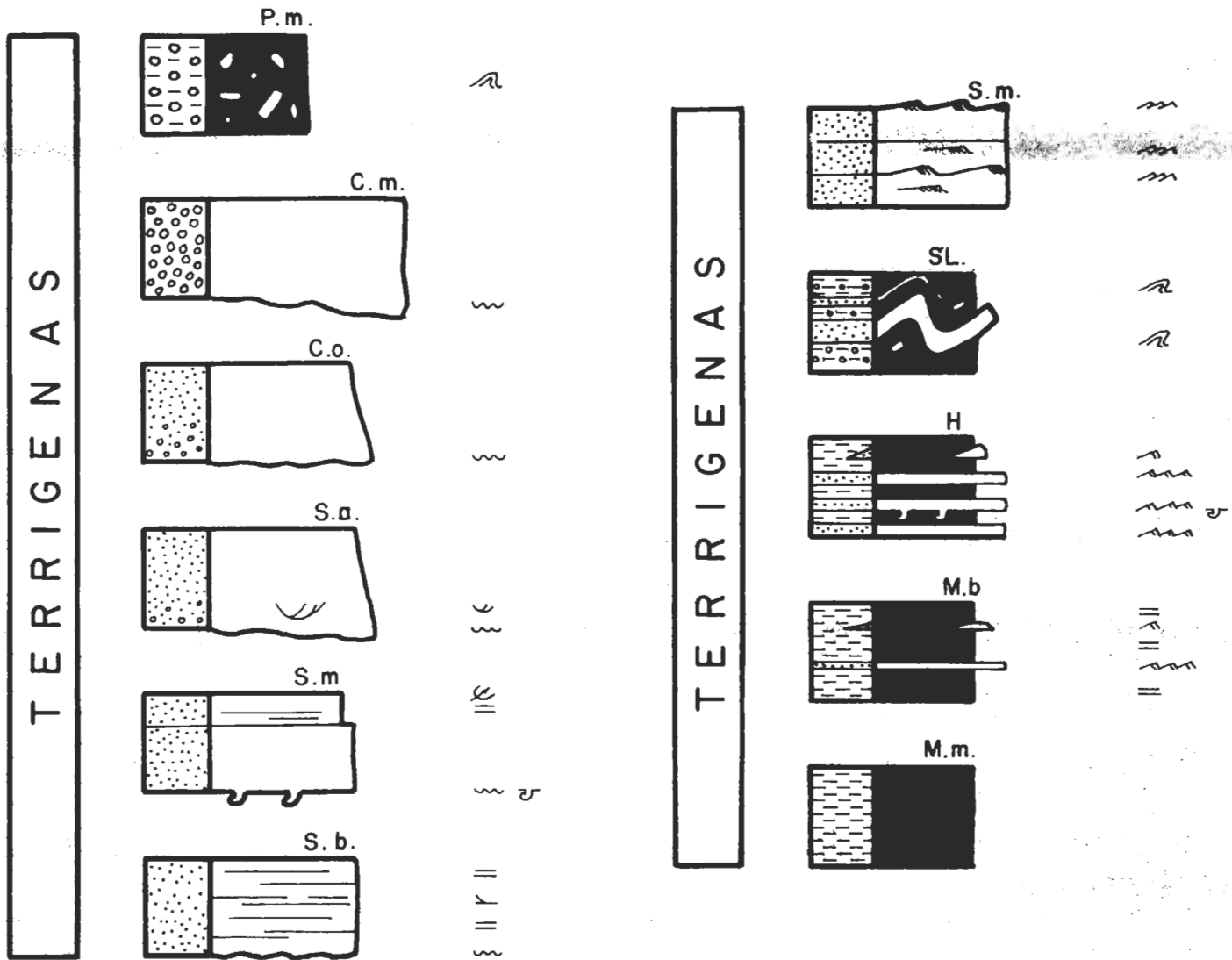


Figura 115: Facies de la unidad AS.7. Figure 115: Facies of Unit AS.7.

Facies C.o: Microconglomerados y grauvacas microconglomeráticas grises y pardas, granosportados, con matriz grauváquica de grano fino a medio. Forman cuerpos tabulares con base plana, poco ó nada erosiva, y techo plano. Presentan granoclasificación positiva y pueden contener clastos dolomíticos de pequeño tamaño que deben provenir de la unidad AS.4.

Facies S.a: Grauvacas de grano medio a muy grueso, localmente microconglomeráticas, pardas y ocreas. Forman cuerpos lenticulares con base cóncava, erosiva, y techo plano. Presentan estratificación cruzada de surco, visible en alguna zonas, el resto de la capa es masiva.

Facies S.m: Grauvacas de grano fino a medio, en ocasiones grueso, grises, verdes y pardas. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Son masivas ó, a veces, se reconoce laminación paralela poco desarrollada. La base puede presentar huellas de carga ó escapes de fluidos y el techo marcas de corriente ("crescent marks").

Facies S.b: Grauvacas de grano fino a grueso, grises y pardas. Forman cuerpos tabulares con base plana, erosiva a no erosiva, y techo plano. Presentan lamina-

ción paralela planar ó, raras veces, laminación cruzada planar de bajo ángulo.

Facies S.c: Grauvacas de grano fino a medio, grises y verdes. Forman cuerpos tabulares centimétricos con base plana, erosiva, y techo plano u ondulado por ripples. Presentan laminación cruzada planar ó laminación paralela que pasa a cruzada planar, los ripples presentan láminas lutíticas en las caras de avalancha.

Facies SL: Grauvacas de grano fino y lutitas, son de tonos grises. Forman cuerpos de apariencia tabular con base y techo plano; presentan una estructura interna

totalmente desorganizada con capas y fragmentos de capas doblados y rotos ("slumps").

Facies H: Es una facies formada por dos términos litológicos, que al estar genéticamente relacionados los describimos juntos. Son alternancias milimétricas, raramente centimétricas, de lutitas y grauvacas. Las primeras son grises oscuras y verdes, pudiendo presentar diversos colores por alteración; su estructura dominante es laminación paralela. Las grauvacas son de grano fino a muy fino, grises claras; su base es plana, pudiendo presentar huellas de carga y escapes de fluidos, y su techo es plano; son masivas, esporádicamente

en vez de láminas presentan morfología lenticular, con lentículas muy planas y alargadas.

Facies M.b: Lutitas grises y verdes, que pueden ser de tonalidades diversas por alteración. Su estructura dominante es la laminación paralela, conteniendo esporádicas pasadas milimétricas de grauvacas de grano muy fino, grises, con bases y techos planos, y de calcoesquitos, también formando láminas milimétricas.

Facies M.m: Lutitas grises, claras y oscuras. Masivas.

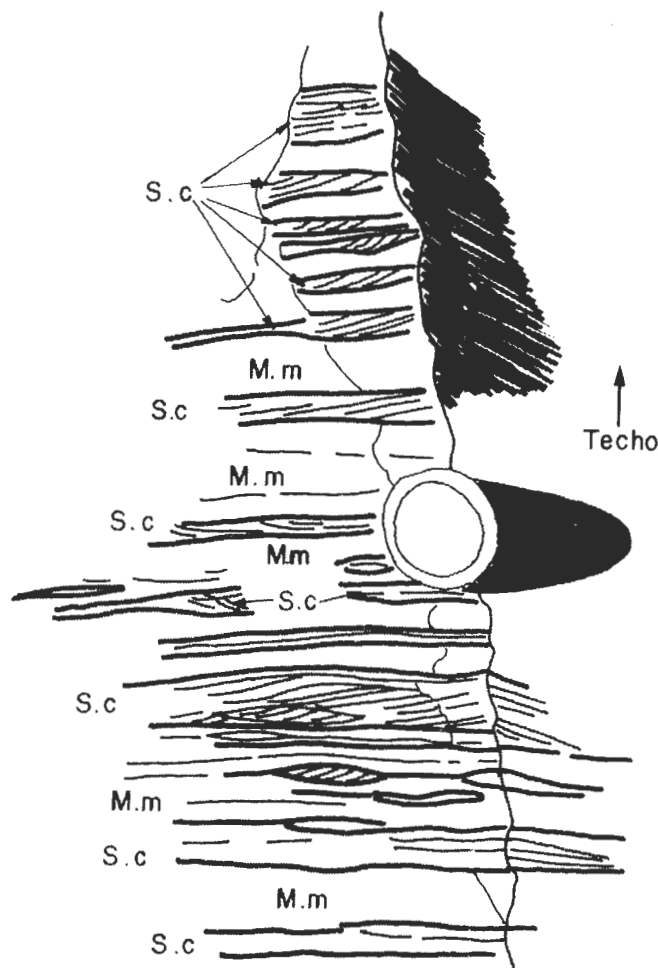


Figura 116: Alternancias de grauvacas con ripples (S.c), los cuales tienen láminas lutíticas en los foresets, y lutitas masivas (M.m). Asociación VII.a, columna arroyo Jarigüela. La tapa del objetivo de escala (círculo) mide 55 mm.

Figure 116: Association VII.a, alternations of rippled sandstones (S.c) and massive mudstones (M.m). Circle for scale is 55 mm in diameter

5.10.2. Asociaciones de facies

Las facies de la unidad AS.7 se agrupan formando cuatro tipos de asociaciones de facies, tres de ellas no canalizadas; VII.a, VII.c y VII.d, y una canalizada, VII.b.

Asociación VII.a (fig. 116): Está formada por las facies S.c y M.m.

La facies S.c se generaría por migración de ripples en régimen de flujo bajo con transporte de sedimentos por carga de fondo, debido a la acción de corrientes tractivas. Ocasionalmente estas corrientes serían de energía mayor y provocarían la formación de lechos planos, un descenso de la energía produciría el tránsito desde lechos planos a movimiento de ripples. Las láminas lutíticas en las caras de avalancha se formarían por un mecanismo combinado tracción + decantación, RICCI LUCCHI (1980) y no debido a períodos de tiempo en que alternen esos procesos.

La facies M.m se formaría por decantación del material fino que se encontraría en suspensión, durante períodos de aguas tranquilas.

Estas facies se organizan formando secuencias positivas no canalizadas ("fining upward"), con espesores entre 3 y 5 cm, según la sucesión S.c-M.m.

Los mecanismos que pueden dar lugar a esta asociación son comunes en numerosos ambientes: desde los abanicos submarinos profundos, con secuencias turbidíticas Tce, ó bien depósitos de desbordamiento, MUTTI (1977), WALKER (1979), a zonas de talud, con la acción de corrientes tractivas sobre el sustrato, COOK *et al.* (1982), hasta medios mareales, donde serían típicas de la zona intermareal, REINECK y SINGH (1975), KLEIN (1977). Su interpretación detallada se realizara en el conjunto de la unidad.

Asociación VII.b (fig. 117): Está formada por las facies C.m, S.a, S.m y M.m.

La facies C.m se originaría por corrientes tractivas de alta energía con transporte de sedimentos como carga de fondo. La ausencia de estructuras sedimentarias nos impediría precisar el tipo de régimen y las formas sedimentarias, aunque dada su asociación con las facies S.a y S.m suponemos que se generaría en régimen de flujo bajo, pudiendo corresponder al desarrollo de pequeñas barras longitudinales dentro de un sistema de canales activos.

La facies S.a se formaría por corrientes tractivas de energía media-alta con transporte de sedimentos por carga de fondo, debido a migración de megaripples de cresta sinuosa (dunas).

La facies S.m se generaría por migración de megaripples de menor tamaño que los anteriores, debido a la acción de corrientes tractivas de energía media-baja, con transporte de sedimentos como carga de fondo.

La facies M.m tendría su origen en los procesos de decantación del material en suspensión que se desarrollarían durante períodos de calma, con aguas tranquilas.

Las facies de esta asociación se agrupan formando secuencias positivas canalizadas ("fining upward"), con espesores variables entre 2 y 6 m. Pueden distinguirse dos tipos de sucesiones; por un lado C.m-(S.m)-M.m y, por otro lado, S.a-S.m-M.m; ambos tipos no se encuentran en la misma zona. La primera domina hacia la parte alta de la unidad, mientras que la segunda aparece de forma esporádica y principalmente en la zona media de ésta.



Foto 39: Fragmento suelto de un nivel canalizado conglomerático granosoportado, asociación VII.b, Columna La Calera III.

Photo 39: Loose block of a conglomeratic channel, association VII.b. La Calera III section.

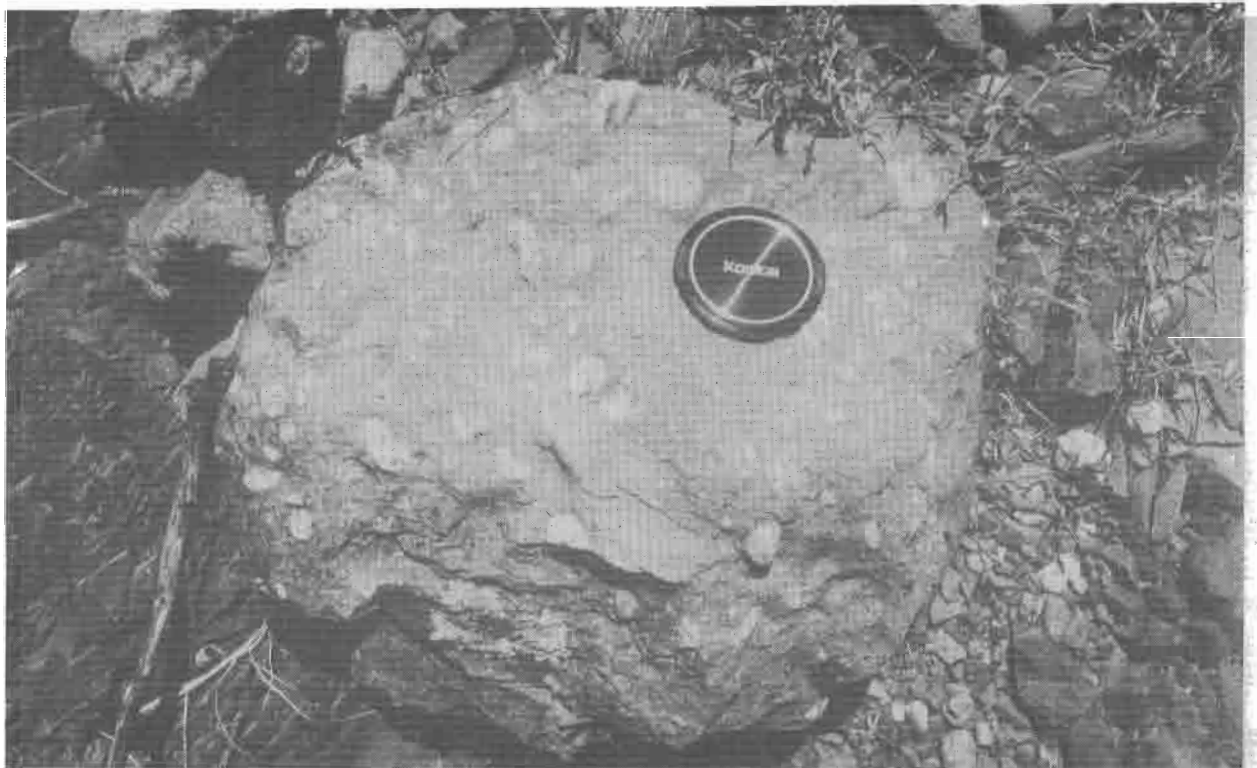


Foto 40: Otro fragmento suelto de un nivel canalizado conglomerático con abundante contenido en arenas de grano medio a grueso, asociación VII.b, en general estos niveles afloran muy mal.

Photo 40: Another loose block of a conglomeratic channel with medium to coarse grained sandstones, association VII.b, in a general way this levels crop out very poorly.

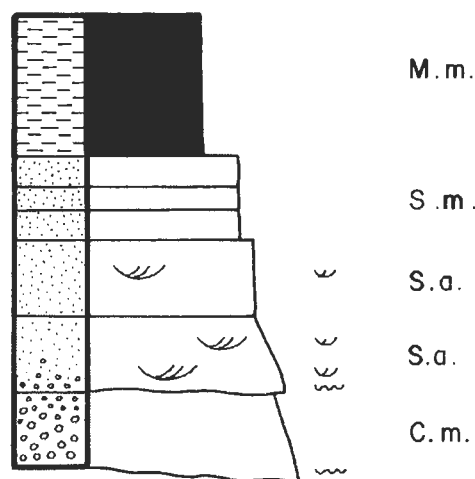


Figura 117: Asociación VII.b, unidad AS.7.
Figure 117: Association VII.b, unit AS.7.

Las facies gruesas representan depósitos de relleno de canal en su fase activa, en condiciones sucesivas de menor energía (facies C.m, S.a y S.m); mientras que las facies finas representan los depósitos de acreción vertical, en los momentos en que los canales dejan de ser activos.

Asociación VII.c (figs. 118 y 119): Está constituida por las facies P.m, SL, C.ó, M.b y M.m.

La facies P.m representan depósitos originados por "debris flow", el cuerpo sedimentario se origina al detenerse súbitamente la masa de sedimentos en movimiento.

La facies SL son niveles eslampizados, están compuestos por capas con apariencias colapsadas, que se sitúan entre capas que están en posición normal. Se producen por movimientos en masa de materiales semiconsolidados a lo largo de un plano, en el que se produce una reducción del esfuerzo de cizalla.

La facies C.ó se generaría a partir de corrientes tractivas de alta energía, en combinación con gran cantidad de sedimento disponible, por decantación del material en suspensión en una corriente de energía decreciente.

La facies M.b se formaría por decantación de material fino en suspensión con aguas tranquilas. Las láminas grauváquicas representarían esporádicos episodios energéticos con moderado ó escaso aporte de sedimentos, éste se depositaría por decantación, ó bien por la acción de débiles corrientes tractivas.

Por último, la facies M.m se originaría por decantación del material fino en suspensión, durante períodos prolongados de calma.

Las facies de la asociación VII.c no presentan ningún tipo de secuencialidad. Su interpretación presenta problemas que serán tratados en la interpretación de conjunto. En principio pueden representar depósitos de talud submarino ó de pie de talud, COOK *et al.* (1982), WALKER y MUTTI (1973), WALKER (1979). Aunque también podrían representar lóbulos de "debris flow" y

depósitos de "sheet flow" en abanicos aluviales, COLLISON (1978), RUST (1979).

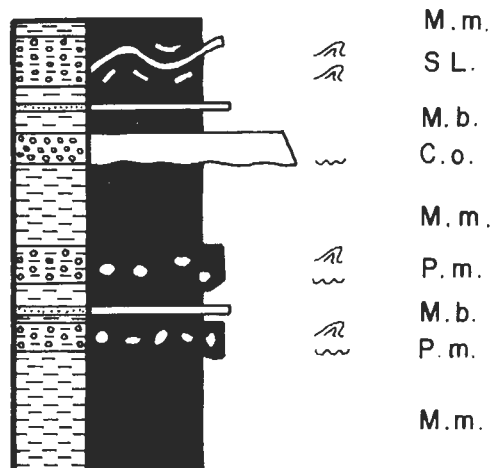


Figura 118: Asociación VII.c, unidad AS.7.
Figure 118: Sketch of association VII.c. Unit AS.7.

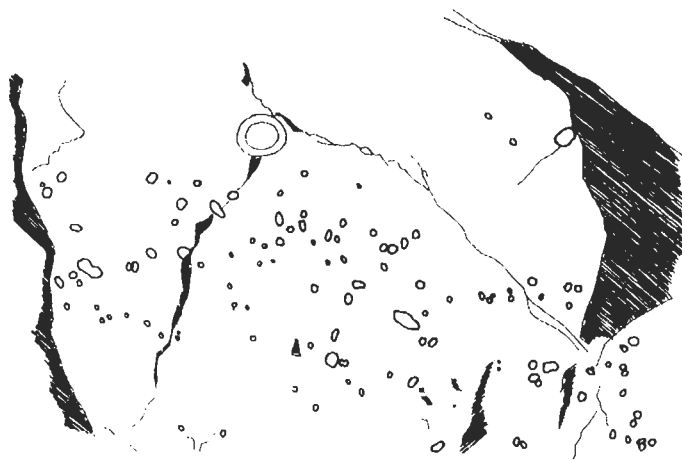


Figura 119: Lutitas con cantos cuarcíticos dispersos (pebbly mudstone). Asociación VII.c, columna del arroyo Jarigüela. La tapa del objetivo de escala (circulo) mide 55 mm.

Figure 119: Pebbly mudstone, association VII.c. The circle for scale is 55 mm in diameter.

Asociación VII.d (figs. 120 y 121): Está compuesta por las facies C.ó, S.b y H.

La facies C.ó se generaría a partir de corrientes tractivas de alta energía, en combinación con gran cantidad de sedimento disponible. El material se depositaría por decantación a partir de una corriente de energía decreciente.

La facies S.b se originaría por corrientes tractivas de alta energía en régimen de flujo alto, con desarrollo de lechos planos; o en régimen de flujo bajo por migración de dunas, el sedimento se depositaría como carga de fondo, aunque podría ser transportado en suspensión.



Foto 41: Conglomerados granosoportados compuestos por fragmentos cuarcíticos, grauváquicos y lutíticos, asociación VII.c. Columna Arroyo Jarigüela.

Photo 41: Clast-supported conglomerates of association VII.c, composed of vein quartz, graywackes and mudstones clasts. Arroyo Jarigüela section.



Foto 42: Conglomerado no granosoportado, compuesto exclusivamente por fragmentos cuarcíticos, techo arriba de la foto. Columna Arroyo Jarigüela.

Photo 42: Muddy-matrix conglomerates, composed of vein quartz clasts, top in the upper part. Arroyo Jarigüela section.



Foto 43: Fragmentos de facies laminadas englobados en los niveles paraconglomeráticos de la base de AS.7, asociación VII.c; probablemente provienen de la erosión de niveles infrayacentes AS.5 o AS.6. Columna Arroyo Jarigüela.

Photo 43: Laminated facies clasts included in muddy-matrix conglomerates in base of AS.7 unit, association VII.c; they probably come from erosion of underlying units AS.5 and AS.6. Arroyo Jarigüela section.

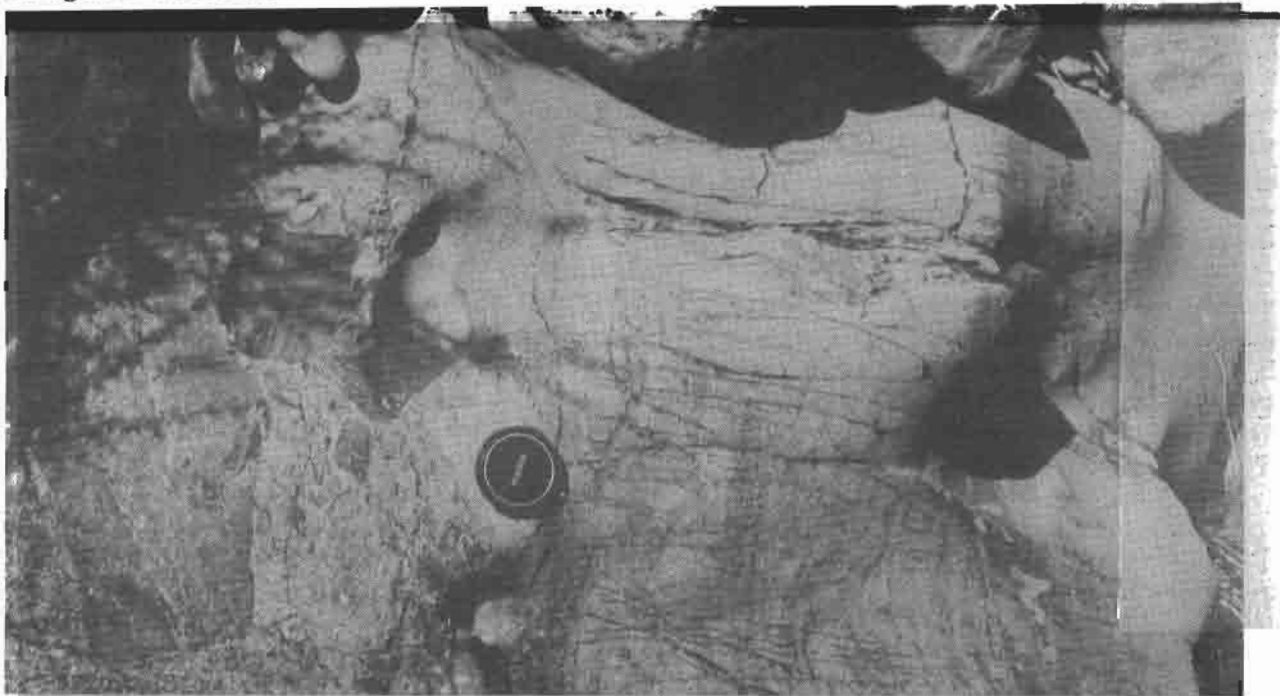


Foto 44: Fragmentos de areniscas dolomíticas (a la izquierda de la foto, más oscuros y en relieve negativo) englobados en los niveles paraconglomeráticos, asociación VII.c; estos clastos deben provenir de la erosión de AS.4.

Photo 44: Dolomitic sandstones clasts (dark clasts in the left) in muddy-matrix conglomerates, association VII.c; this clasts come from erosion of AS.4 unit.

La facies H refleja la alternancia de momentos energéticos y no energéticos. Los primeros son originados por corrientes tractivas de baja energía, el material se depositaría a partir de suspensión por una corriente que va frenando. En los segundos se produciría la decantación de material fino que estaría en suspensión, durante momentos de calma ó con aguas tranquilas.

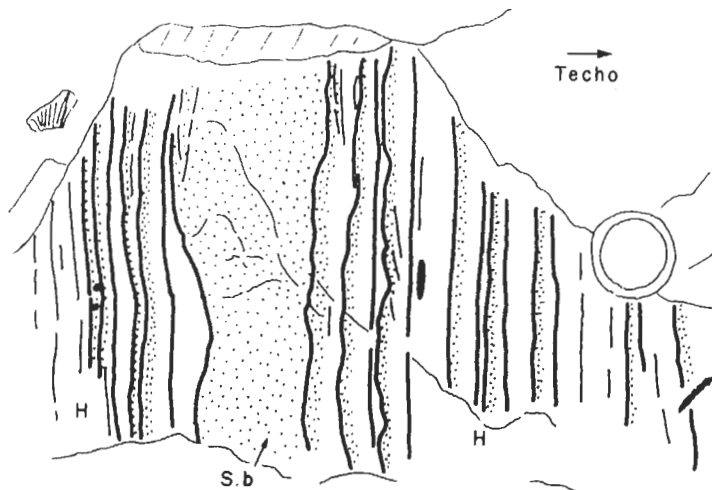


Figura 120: Alternancias de niveles areniscos (S.b) con bases erosivas y granoclasificación positiva, con facies laminadas (H). Asociación VII.d, columna del arroyo Jarigüela. La tapa del objetivo de escala mide 55 mm.

Figure 120: Association VII.d, alternations of fining upward beds with erosive bases (S.b) and striped facies (H). The circle for scale is 55 mm in diameter.

Las facies de la asociación VII.d forman un conjunto no canalizado que no presenta ningún tipo de secuencialidad. Reflejan depósitos en ambientes de plataforma siliciclástica, JOHNSON (1978). Las facies C.ó representarían grandes momentos energéticos de origen variado (oleaje, tormentas, etc.), con gran cantidad de sedimento disponible, mientras que las facies S.b pueden representar desde episodios tormentosos, GOLDRING y BRIDGES (1973), a episodios de migración de dunas en respuesta a fuertes corrientes mareales, ANDERTON (1976), ó incluso migración de barras en medios submareales, de una plataforma dominada por el oleaje, RAAF *et al.* (1977).

Alternativamente, podrían representar depósitos de franja de lóbulo, MUTTI (1977), con facies de tipo D y algunas de tipo C, WALKER y MUTTI (1973), que corresponden a los depósitos de lóbulo de dichos autores, aunque las facies C.ó no encajen completamente dentro de esta descripción.

5.10.3. Interpretación ambiental

La unidad AS.7 presenta problemas de interpretación sedimentológica, sobre todo debido a problemas de afloramiento que nos impiden conocer como son con

exactitud las relaciones laterales de las distintas asociaciones de facies. El hecho de que su techo esté erosionado y no podamos conocer su evolución vertical, en esta zona, es también un obstáculo.

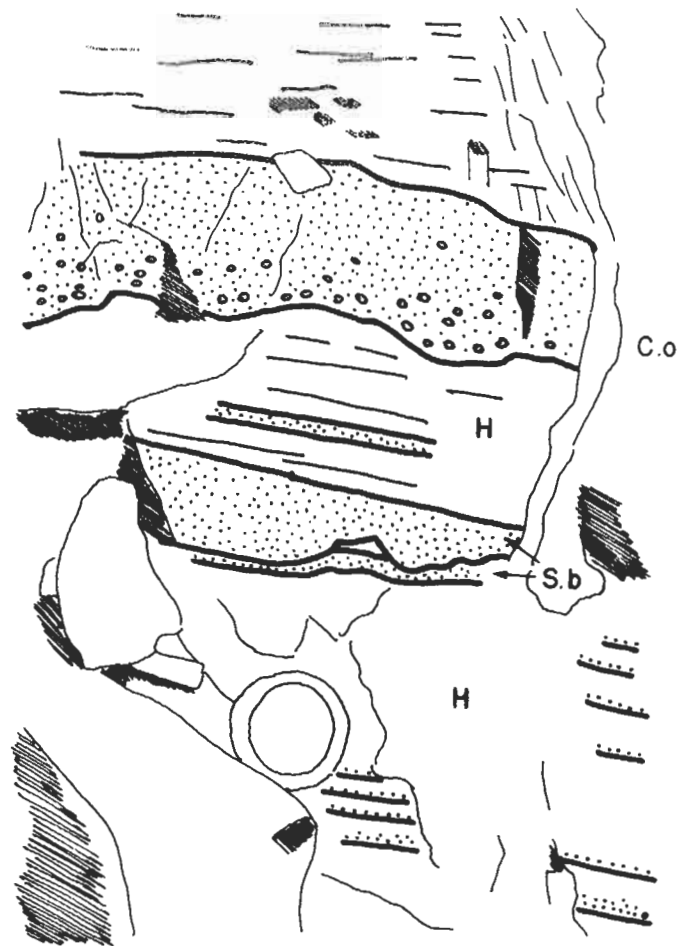


Figura 121: Alternancias de niveles microconglomeráticos con granoselección positiva (C.o) y niveles areniscos (S.b), ambos con bases erosivas, con facies laminadas (H). Asociación VII.d, columna La Calera III. La tapa del objetivo de escala mide 55 mm.

Figure 121: Association VII.d, alternations of fining upward microconglomeratic beds (C.o) and sandstones (S.b), both with erosive bases, with striped facies (H).

Para su interpretación hay que tener en cuenta la existencia, en AS.7, de clastos de fragmentos de las unidades infrayacentes como son: lutitas laminadas (procedentes de AS.6 ó AS.5), clastos dolomíticos (AS.4), grauvacas (AS.6 ó AS.5), etc. Lo cual indica la existencia de una serie de impulsos tectónicos que deben reactivar el área fuente y además exponer a la erosión materiales infrayacentes a AS.7.

Independientemente de lo anterior, las asociaciones de facies se pueden interpretar de dos formas.

Por un lado, esta unidad podría representar el relleno de una cuenca submarina por medio de abanicos submarinos. En esta interpretación, la asociación VII.c representaría depósitos de pie de talud, la VII.b depósi-

tos de canales distribuidores, la VII.a depósitos de desbordamiento de los canales y, finalmente, la asociación VII.d depósitos de lóbulo, aunque en función de sus espesores, éstos deberían ser de pequeño tamaño.

Por otro lado, la unidad puede representar medios de transición entre áreas marinas y continentales, en las que la asociación VII.c se interpreta como depósitos de "debris flow" y de "sheet flow" en la parte distal de un abanico aluvial, posiblemente alimentado a partir de materiales finos; la asociación VII.b se interpreta como canales fluviales ó fluvio-mareales, interpretación que ya había sido expuesta anteriormente para estos mismos canales por VILAS *et al.* (1979); la asociación VII.a correspondería a depósitos de desbordamiento de los canales ("overbank flooding"), bien subaéreos, bien subacuáticos; y la VII.d a depósitos similares, ya descritos anteriormente, interpretados como depósitos de plataforma siliciclástica, JOHNSON (1978).

De las dos posibilidades, la primera necesitaría que tras la fase de reactivación del área fuente existiera una fase distensiva que nos formara la cuenca donde se podrían depositar los materiales turbidíticos que la rellenarían. Por el contrario, la segunda posibilidad se podría originar directamente tras el período erosivo que seguiría a la etapa de reactivación, lo que parece apoyar esta hipótesis.

Los datos de paleocorrientes que disponemos de esta unidad son escasos y confusos, aunque parecen apoyar también la segunda opción. Dentro de la asociación VII.a se han medido direcciones de aporte desde el sur hacia el norte, en sentido amplio, mientras que en la asociación VII.b las direcciones indican aportes desde el noreste hacia el suroeste. Con estos datos las direcciones hacia el norte podrían indicar el sentido de profundización de la cuenca; además hay que tener en cuenta, que la erosión de AS.7 sobre el sustrato tiene un claro manifiesto en la zona SW del área estudiada, mientras que al NE ésta no existe, ó es escasa, lo que apoya esas direcciones de aporte hacia el norte, en esta contexto las direcciones hacia el suroeste de la asociación VII.b podrían representar retoques marinos en ambiente someros dentro de los canales, lo que, como ya hemos dicho, parece apoyar la segunda opción.

Así pues, y en resumen, la unidad AS.7 parece representar ambientes marinos someros, e incluso continentales, formados por una asociación de abanico aluvial distal y ambientes posiblemente inter a submareales. Aunque son necesarios más estudios de esta unidad en otras áreas y muchas más medidas de paleocorrientes para poder determinar exactamente cual es el ambiente sedimentario en el que se depositaron dichos materiales.

6. ASPECTOS TECTONICOS

6.1. Introducción

En este capítulo trataremos de dar una visión general de los rasgos estructurales que presenta el área estudiada, únicamente en algunos casos de los que disponemos de más datos, la descripción será más detallada. Para ello nos basaremos tanto en observaciones ajenas, como en datos propios.

Los primeros trabajos de esta índole fueron muy generales y principalmente descriptivos; así GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971) establecen por primera vez las grandes estructuras cartografiadas, generadas durante la orogenia Hercínica, para la porción oriental de la provincia de Cáceres; dichas unidades son de NE a SW: anticlinal de Valdelacasa, sinclinal de Guadarranque-Gualija (posteriormente sólo sinclinal de Guadarranque), anticlinal de Ibor (también denominado anticlinal de Guadalupe), sinclinal de Río Viejas, anticlinal de Navezuelas-Robledollano y sinclinal de Santa Lucía. Al sur de este último se abre un gran anticlinorio que ha sido denominado Gran anticlinorio centroextremeño ó anticlinal de Trujillo.

6.2. Los movimientos precámbricos

Exceptuando la gran etapa orogénica, posiblemente Grenvillense, que afectaría a un zócalo actualmente polimetamórfico, en el que se incluirían los complejos catazonales de Galicia, el gneis Morcuera del Sistema Central y el Beturiense de Ossa-Morena, CAPOTE (1983), no existe acuerdo sobre la existencia ó no de fases orogénicas precámbricas, que afectarían a los materiales sedimentarios que se depositaron sobre este zócalo.

En el área estudiada y regiones próximas, sí parece más ó menos admitida la existencia de una "tectónica activa" precámbrica, con la actuación de procesos distensivos que habrían formado márgenes de tipo atlántico, CAPOTE *et al.* (1977), VEGAS *et al.* (1977), en los que existirían umbrales activos que condicionarían la sedimentación, MORENO (1977 a y b).

Por otro lado y también en esta zona, la existencia de discordancias intraprecámbricas ó en el límite Proterozoico-Cámbrico han sido sucesivamente negadas y aceptadas. TAMAIN (1975) indicaba la existencia de una importante orogénesis, que asimilaba a la Cadomiense, al final del "ciclo Alcudiense", en el curso de la cual el Alcudiense habría sido vigorosamente plegado y después afectado por movimientos tangenciales. Este mismo autor negaba la existencia de discordancias intraalcudienses, asimilando esas supuesta discordancias a movimientos tangenciales. Recientemente CAPOTE (1983) admite como generalizada a toda la Península la existencia de movimientos tectónicos finiprecámbricos considerándolos, por lo tanto, Asínticos ó Cadómicos.

Últimamente, se ha señalado la existencia, en áreas próximas a la estudiada (hoja 706, Madroñera), de una fase orogénica preordovícica con esquistosidad asociada, cuya edad sería precámbrica, GIL SERRANO *et al.* (1984).

Con estos datos como punto de arranque, y basándonos además en recientes estudios por nosotros mismos, junto a miembros de los departamentos de Estratigrafía y Paleontología de la U.C.M. e Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.), creemos que sí se puede caracterizar un episodio tectónico intraalcudiense (intraproterozoico superior), que afectaría al Alcudiense inferior y no al Superior, por lo que aquel presenta una fase más de deformación que no presenta éste.

En el valle de Alcudia la discordancia puesta de manifiesto por BOUYX (1970) entre los esquistos de Alcudia y las capas suprayacentes, posteriormente afirmada por CRESPO y REY (1971) y por otros autores, y negada por TAMAIN y OVTRACHT (1971, 1973) por asimilarla a episodios tangenciales, ha sido estudiada por nosotros al sur de Hinojosas y de Cabezarrubias, en el arroyo Tamujar y sus alrededores, donde se pone de manifiesto la existencia de dos conjuntos: uno inferior, formado por esquistos y grauvacas, que presenta un plegamiento intenso en el que dominan los pliegues de ejes verticales; y un conjunto superior, plegado suavemente, más acorde con las directrices que presentan los materiales paleozoicos, formado por esquistos, grauvacas y conglomerados. Entre ambos se puede observar una superficie plana y neta, concordante con el conjunto superior que corta al inferior, cuya zona en contacto con esa superficie está alterada y ferruginizada. El conjunto inferior sería equiparable a los esquistos de Alcudia ó Alcudiense inferior, mientras que el superior correspondería al Alcudiense superior.

Un episodio similar ha sido puesto de manifiesto por PIEREN (1985) en la región de Agudo-Valdemanco, donde un conjunto inferior, compuesto por esquistos y grauvacas, presenta un plegamiento de interferencia intenso, con ejes de pliegues verticales, mientras que un conjunto superior presentaría un plegamiento de interferencia más suave, en domos y cubetas, situándose discordante sobre el conjunto inferior. En este caso la fase tectónica que afectaría al Alcudiense inferior y no afecta al superior sería sinesquistosa y podría ser equivalente a la fase tectónica, con esquistosidad asociada, recientemente puesta de manifiesto en la hoja de Madroñera por GIL SERRANO *et al.* (1984).

Así pues, entre los materiales que denominamos Alcudiense inferior y Alcudiense superior existe, claramente, una fase tectónica, posiblemente sinesquistosa, que afecta al primero y no al segundo, y que provoca una disarmonía de plegamiento entre ambos, puesta de manifiesto por la existencia de pliegues de ejes verticales en el inferior que no existen en el superior. Esta fase representaría un episodio tectónico compresivo que plegaría y levantaría el conjunto inferior, el cual sería sometido a erosión y casi peneplanización antes de que

comenzara la sedimentación de los materiales del Alcudiense superior.

Ambos conjuntos se podrían distinguir en base a sus características tectónicas. El inferior por la existencia de pliegues de ejes verticales asociados a medidas de lineaciones de intersección (L_1), entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica, próximas a la vertical. El conjunto superior no presentaría ejes de pliegues verticales y la lineación L_1 estaría subhorizontal, acorde, en general, con las que presentan los materiales paleozoicos. Esto sería fundamentalmente así en las zonas en las que la fase Sárdica fuera homoaxial con la primera fase hercínica (caso concreto del área estudiada, como se vera a continuación), puesto que en estas zonas la fase Sárdica no crearía figuras de interferencia con la primera fase hercínica y por lo tanto las medidas de lineación no se verían afectadas. Donde ambas fases no fueran coaxiales sería difícil, sino imposible, establecer cual de las dos fases, si la intraalculdiense ó la sárdica, sería responsable de la verticalización de las lineaciones, por lo que el método no sería aplicable. A este respecto hay que indicar, que es necesario que los estudios de lineaciones se realicen por separado para diversas unidades litoestratigráficas, lo que podría permitir separar conjuntos con posiciones de las lineaciones de intersección diferentes, mientras que todos los materiales agrupados llevarían a conclusiones erróneas.

De esta manera, en el Gran anticlinorio centroextremo ya fue puesto de manifiesto la existencia de lineaciones de intersección próximas a la vertical, CAPOTE *et al.* (1971), TEJERO (1976), que se atribuyó a la fase Sárdica. Sin embargo, investigaciones recientes en ese área ponen de manifiesto la existencia de zonas con ejes de pliegues verticales y lineaciones de intersección subverticales (por ejemplo, río Tozo en su cruce con la carretera Madrid-Badajoz, río Garciaz, etc.), que no los presentan otros materiales más próximos a las cuarcitas armoricanas (carretera de Retamosa a Roturas, etc.). Esto parece indicar la presencia, en esa región, de dos conjuntos diferentes, que han sido confundidos al presentar facies similares pero que podrían ser diferenciados y caracterizados tectónicamente. De ser correcto, lo anterior implicaría, posiblemente, que parte de la formación Aldeacentenera, TEJERO (1976), habría que incluirla en el Alcudiense inferior y parte en el Alcudiense superior, siendo, por lo tanto, exagerada la potencia que se le atribuye haciéndose necesario un trabajo más detallado para una separación clara entre ambos conjuntos.

Por lo tanto, se puede establecer, a falta de estudios más detallados, la existencia de una fase tectónica intraprecámbrica que separaría Alcudiense inferior del superior, fase que localmente parece desarrollar esquistosidad, PIEREN (1985).

Así pues, si admitimos la existencia de dicha fase intraproterozoica, el Proterozoico regional puede subdividirse en dos grandes conjuntos, que han sido denominados Alcudiense inferior y Alcudiense superior. Ambos conjuntos presentan en ocasiones características litológicas y sedimentológicas comunes; sin embargo, deberían poder diferenciarse en base a sus peculiares

características estructurales. Como punto de comparación hemos de tomar, en todos los casos, los materiales paleozoicos más próximos y realizar, si ello es posible, la subdivisión estratigráfica de los materiales precámbricos. La comparación estructural entre las diferentes unidades precámbricas, y entre éstas y el Paleozoico, nos permitiría separar diferentes conjuntos tectónicos en los materiales precámbricos. Un único problema habría que solventar; la existencia de una, ó más, fases sárdicas, cuya existencia nos impediría la comparación estructural con el Paleozoico, por cuanto afectaría a la posición de las lineaciones de intersección (L_1). Otros factores a tener en cuenta son las fases hercínicas tardías, que también modifican la posición de la L_1 , pero al modificarla también en el Paleozoico, se observa la importancia de los datos estructurales de éste, y su comparación con los del precámbrico, para el establecimiento de la historia estructural de un área dada.

Una vez establecida la importancia de la comparación Precámbrico-Paleozoico, en cuanto a datos estructurales, hemos de intentar precisar la existencia, en el área estudiada, de Alcudiense inferior. Así, a partir de los datos que disponemos, en este área no creemos probable la existencia de Alcudiense inferior. Los datos de ejes de pliegues son similares tanto para el Paleozoico (figs. 123, 125 y 128), como para el Precámbrico (fig. 127). La posición de los polos de la estratificación, y su comparación por sectores con el Paleozoico, no indican ni un fuerte plegamiento sárdico (si existe debe ser homoaxial con el Paleozoico), ni un plegamiento que no presente el Paleozoico, y por lo tanto fuera precámbrico; compárese la fig. 122 con la 123, y la 124 con la 125; únicamente los polos de la S_0 precámbrica presentan una mayor verticalización, lógica debido al mecanismo de plegamiento, que afecta más a los materiales menos competentes, en este caso los precámbricos. Por último, de los datos de lineaciones de intersección se puede observar la ausencia de lineaciones subverticales (fig. 127), la pequeña desviación de la horizontal se puede explicar de dos formas: en parte podría deberse a la existencia de una fase Sárdica, y en parte podría deberse a una fase hercínica posterior, transversa a la primera, que habría doblado la L_1 ; para poder precisar más habría que comparar estas L_1 con las L_1 del Paleozoico, datos de los que actualmente carecemos (la existencia de un máximo en las posiciones de la L_1 , podría deberse tanto a un basculamiento hacia el este ó sureste debido a la fase Sárdica, ó a una fase hercínica tardía, vergente en ese mismo sentido, como indican unos ejes de pliegues, que podría atribuirse a dicha fase, fig. 127).

En cuanto a la existencia de una tectónica activa intraprecámbrica, como ya indicaron entre otros CAPOTE *et al.* (1971) y MORENO (1977 a y b), está clara su existencia, aunque no con el sentido que indicaron esos autores; la existencia de discontinuidades sedimentarias intraprecámbricas así lo indica. Esta tectónica que condiciona la existencia de una serie de episodios tectosedimentarios (ver capítulo 7) y que produjo posiblemente la migración del depocentro de la cuenca hacia el noreste, puede ser debida a movimientos de zócalo que producirían reajustes en la cobertera sedi-

mentaria, para su total comprensión es necesario un estudio más detallado de los distintos episodios tectosedimentarios reconocidos en cuanto a su extensión y relaciones mutuas en toda ó en la mayor parte de su área de aparición.

6.3. Los movimientos Sárdicos

La existencia de fases tectónicas y de discordancias con ellas relacionadas, en la base de la cuarcita armoricana, fueron citadas en primer lugar por LOTZE (1945a, 1956), fue este mismo autor quien las denominó "Sárdicas", por comparación con las existentes en la isla de Cerdeña. LOTZE (1956) las dividió en dos en dos fases: "Ibérica" y "Toledánica"; la primera, denominada así por su mayor extensión regional, situada en la base de la cuarcita armoricana, y la segunda, más local (sólo Montes de Toledo), en la base de series clásticas infra-yacentes a la cuarcita armoricana, cuya edad suponía Cámbrico superior.

Siguiendo este esquema, numerosos autores posteriores indicaron la existencia de dicha "fase Sárdica", basándose para ello en la posición subvertical que tienen las lineaciones de intersección entre la estratificación y la primera fase hercínica, lo cual indicaba que dichas capas estarían plegadas anteriormente previamente a la primera fase hercínica, CAPOTE *et al.* (1971), TEJERO (1976), etc. Otros criterios, como la existencia de fuertes discordancias cartográficas y angulares en la base de la cuarcita armoricana, así como las enormes variaciones de espesor en las series clásticas atribuidas al Tremadoc, MORENO (1977 a), han sido usadas también para indicar su existencia.

Las regiones en las que mejor se ha estudiado estas deformaciones han sido en la provincia de Salamanca y en la región del Duero en Portugal. OENING SOEN (1970) encontró superposición de un plegamiento de dirección NW-SE, que atribuyó a la orogenia Hercínica, y otro plegamiento N-S a NE-SW, anterior, que consideró "sárdico". Posteriormente, RIBEIRO (1975) reconstruyó la geometría de los pliegues sárdicos, indicando que se trataba de pliegues en caja de dirección E-W a NE-SW, sin desarrollo de esquistosidad. Recientemente, RODRÍGUEZ ALONSO (1982) indica la existencia de pliegues sárdicos con direcciones de NE-SW a E-W, sin esquistosidad asociada y con geometría variable, desde muy suaves, asimétricos, con plano axial vertical a, localmente, muy apretados, pudiendo en algún caso invertir la estratificación.

En el área estudiada, y en sus proximidades, MORENO (1977 a) distingue dos dominios: uno, al oeste de la línea Puente del Arzobispo-Almadén, donde no existe plegamiento sárdico; y otro, al este de dicha línea, si manifestaría la existencia de pliegues sárdicos, esos pliegues, junto a la existencia, en este dominio, de series clásticas infracuarcita armoricana, indicarían que el plegamiento se produjo mediante tectónica distensiva, con movimientos en la vertical de bloques corticales.

Los datos más recientes al respecto son los de los siguientes autores: ALTEBAUMER *et al.* (1982) indican la existencia de movimientos sárdicos sin precisar sus características. GIL SERRANO *et al.* (1984) no indican nada acerca de la existencia de dicha fase; la disarmonía entre los materiales precámbricos y los paleozoicos se supone generada por una fase orogénica de edad precámbrica. MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984) citan, al W y NW del área estudiada, la presencia de pliegues sárdicos sin esquistosidad asociada.

Así pues, a la hora de considerar ó no la existencia de una ó más fases sárdicas en este área, hay que tener en cuenta una serie de factores: por un lado, a favor de la existencia de dichas fases sárdicas, hemos de considerar la existencia de una clara discordancia en la base de la cuarcita armoricana, con ausencia primaria, regional, de, al menos, parte del Cámbrico, tanto inferior, como medio y superior; en este mismo sentido incide la aparición de una ó dos series clásticas, ligadas al ciclo Ordovícico y también discordantes sobre el precámbrico. Por otro lado, en contra de la existencia de dichas fases sárdicas, hemos de señalar que las lineaciones de intersección, para el precámbrico (fig. 127), permanecen cerca de la horizontal, lo que, a falta de comparación con los datos de dicha lineación para el Ordovícico, podría atribuirse bien a una fase sárdica, ó bien a una fase hercínica post-F₁; además, los datos de polos de la estratificación indican la inexistencia de grandes disarmonías de plegamiento entre Ordovícico y Precámbrico, que no pudieran ser achacadas al diferente comportamiento mecánico de ambos frente al plegamiento.

Así pues, en este momento, creemos que la "fase Sárdica" tuvo un desarrollo escaso ó nulo en el área estudiada, como ya indicó MORENO (1977 a). Las discordancias existentes entre la cuarcita armoricana y el precámbrico, siempre, en general, muy suaves, podrían ser explicadas incluso en el contexto de la sedimentación de los materiales precámbrico-cámbrico inferiores en varios episodios tectosedimentarios; el papel de los movimientos tectónicos en estos episodios no está comprendido totalmente, quizás podemos relacionarlos con movimientos de zócalo, los cuales afectarían a la cobertera sedimentaria y serían responsables de la migración del depocentro de la cuenca hacia el noreste, hasta que, finalmente, la colmatación de la cuenca cámbrica y una ligera fase regresiva dejara esta porción de la zona centroibérica emergida.

El comienzo de la sedimentación del ciclo Ordovícico se puede situar, quizás, en el Cámbrico superior donde, tras un episodio distensivo, se generan una serie de pequeñas cuencas, cuyo relleno corresponde a los primeros sedimentos de la "unidad C - O" (equivalentes probables a la "serie de Carrascalejo"). En base a los datos tectónicos, una fase previa de plegamiento no debió existir, y quizás lo único que existió fue un suave basculamiento de la región. Tras la colmatación de las primeras cuencas, se produce un nuevo episodio de génesis de cuencas en una fase distensiva, cuya colmata-

ción da paso al avance transgresivo de la cuarcita armoricana. Posiblemente, en algunas cuencas se pudo producir sedimentación continua entre ambos episodios, como puede ser el caso de la "serie de Carrascalejo", en la que NOZAL y PÉREZ (1985) indican la existencia de dos series infracuarcita armoricana. De ser esto cierto, la génesis de estas cuencas podría corresponder a una fase distensiva única, con dos episodios de génesis de cuencas separados discretamente en el tiempo; a esta fase distensiva sigue un importante evento transgresivo, cuyos orígenes y causas no están suficientemente estudiados y comprendidos. Un esquema similar a este, con dos series pre-cuarcita armoricana y dos fases distensivas, ha sido propuesto por HERRANZ (1985) en la zona de Ossa-Morena.

6.4. La deformación hercínica (antecedentes)

Tradicionalmente, en el área estudiada ó en sus proximidades se habían distinguido dos fases hercínicas con esquistosidad asociada; además de otras fases tardías que no presentaban esquistosidad, CAPOTE *et al.* (1971), GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS (1971), etc.

TEJERO (1976) describe tres fases, una fase de fracturación tardihercínica y una fase final que originaría kink-bands.

La primera fase, que sería sinesquistosa, generaría las grandes estructuras cartografiables; su vergencia sería al SW y la dirección de esfuerzos NE-SW.

La segunda verticalizó las estructuras anteriores y no desarrolló esquistosidad; su vergencia sería NE y las direcciones de esfuerzos NE-SW.

Por último, la tercera fase, genera una microfracturación que puede llegar a ser esquistosidad; los esfuerzos compresivos son N-S.

Los sistemas de fracturas incluyen: fallas normales con diversas orientaciones, algunas paralelas a las estructuras; fallas inversas entre las que destaca la "falla de Robledollano" (la cual casi hace desaparecer la cuarcita armoricana, no presentando ni planos ni espejos de falla que indiquen movimiento, tampoco la esquistosidad presenta variaciones en sus proximidades; se la supone inversa, generada al final de la primera fase y posteriormente plegada); finalmente, existen fallas de desgarre que afectan sobre todo al Ordovícico con direcciones E-W a ENE-WSW, que serían fallas conjugadas del sistema NE-SW de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico.

MORENO (1977 a) indica la existencia de cuatro fases sinesquistosas, una fase tardía que provoca kink-bands y una fase de fracturación tardihercínica.

La primera fase originaría pliegues tumbados con esquistosidad subhorizontal, de dirección E-W y buzamientos al norte ó al sur. Correspondería a una fase tangencial orientada E-W.

La segunda sería responsable de las macroestructuras cartografiables, es equivalente a la F_1 de TEJERO (1976). Presenta una esquistosidad con desarrollo

variable y diferentes vergencias por formación de un abanico de esquistosidades; su dirección es muy regular NW-SE.

La tercera fase presenta interferencia de plegamiento con la anterior, aunque su estilo de deformación y su intensidad son análogos, así como su vergencia. La existencia de ejes de pliegues de esta fase que se doblan, presentando direcciones típicas de F_2 , le hace suponer una cierta continuidad de la deformación entre ambas fases. Presenta una dirección NNW y sólo sería visible donde existen pliegues sárdicos y la dirección de F_2 es E-W, en caso contrario es homoaxial con la segunda fase. Su esquistosidad esta mal desarrollada, con vergencia siempre al W.

Finalmente, existiría una cuarta fase que se deduce de la existencia de pliegues y crenulaciones sobre la S_2 en posición subhorizontal, sería responsable de las retrovergencias y su génesis sería problemática.

Para este autor existirían tres sistemas de fracturación, todos los cuales habrían actuado como desgarres, sus direcciones serían: WNW-ESE a NW-SE, dextrales; NNW-SSE a N-S, dextrales (los dos sistemas anteriores los considera conjugados originados por una fase tardía, compresiva, con dirección NW-SE); y WSW-ENE, sinestrales, que presentan como conjugadas el segundo sistema descrito, que habrían funcionado como dextrales.

GIL SERRANO *et al.* (1984) presentan tres fases de deformación; la primera de edad precámbrica y las otras dos hercínicas. La primera fase hercínica habría generado grandes pliegues tumbados con esquistosidad asociada, su dirección original es imprecisa, oscilando entre N-S a E-W con vergencia al NW. La segunda fase generaría figuras de interferencia por superposición de plegamientos, sería responsable de las dobles vergencias y del plegamiento de la esquistosidad de primera fase, no indican la existencia de esquistosidad asociada a ella, ni la dirección de esfuerzos.

MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984) citan la existencia de tres fases de deformación hercínica, así como de una serie de sistemas de fracturación tardihercínica.

La primera fase, sinesquistosa, sería responsable de las grandes estructuras observadas con direcciones NW-SE. En los materiales paleozoicos los flancos sur de los anticlinales suelen estar verticalizados ó volcados, sus vergencias son al NE. La variación de la dirección de las estructuras se debería al juego de fracturas tardihercínicas.

De las dos fases posteriores, una de ellas es sinesquistosa no pudiendo precisar su cronología de forma exacta. Esta presenta direcciones de pliegues NNE-SSW a NE-SW, con esquistosidad de crenulación que se atribuye a ésta por sus direcciones coincidentes. La otra presenta direcciones de pliegues ESE-WNW, no desarrolla esquistosidad y sus planos axiales son subhorizontales.

Distinguen cinco sistemas de fracturas, el más importante de los cuales pensamos que puede ser el sistema N 110-120 E, subparalelo a los pliegues de primera fase, los cuales son fallas inversas ó con planos verticales que provocan la repetición de tramos en el

flanco sur de la Sierra de San Pedro, haciendo desaparecer parte de éste. Los demás sistemas son: N 80-120 E, desgarres sinestrales; N 15-50 E, sinestrales con componente vertical, relacionados con la falla Alentejo-Plasencia; N 170-180 E, dextrales; y, por último, N 120-140 E, cuya componente principal es en la vertical, serían conjugadas del sistema N 15-50 E.

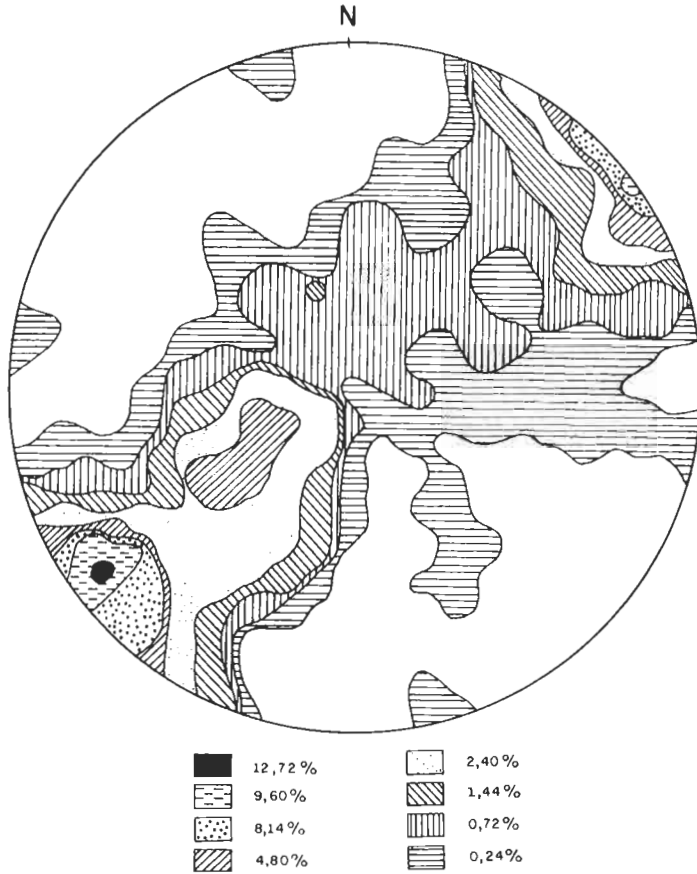


Figura 122: Polos de estratificación en el Alcudiense Superior, porción noroccidental de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano (417 medidas). Falsilla Schmidt, hemisferio inferior.

Figure 122: Stratification poles (S_0) in Upper Alcedian, NW part of Ibor and Navezuelas-Robledollano anticlines.

De nuestras propias observaciones se puede deducir la existencia, en el área estudiada, de tres fases de plegamiento, la primera de las cuales es la principal fase hercínica. Las otras dos son fases secundarias y aunque establecemos entre ellas una cronología relativa, ésta está sujeta a ulteriores estudios que lo confirmen. Existirían, finalmente, una fase tardía que genera kink-bands y una fase de fracturación tardihercínica, pudiendo estar ambas genéticamente relacionadas.

6.4.1. Primera fase hercínica

Esta fase sería la responsable de la génesis de las grandes macroestructuras cartografiadas de la región.

Su dirección es NW-SE, presentando planos axiales subverticales vergentes al SW, aunque localmente presentan vergencias al NE debido posiblemente a fases posteriores, retrovergentes. Los ejes son horizontales, presentando un suave plegamiento por una fase posterior (tercera fase), que sería la responsable de las variaciones en la inmersión de estos pliegues, así el sinclinal de Guadarranque presenta inmersiones tanto al NW, ALTEMBAUMER *et al.* (1982), como hacia el SE. lo mismo que sucede en el anticlinal de Ibor, y es fácilmente visible en el sinclinal de Río Viejas por sus terminaciones periclinales en ambos sentidos (fig. 1).

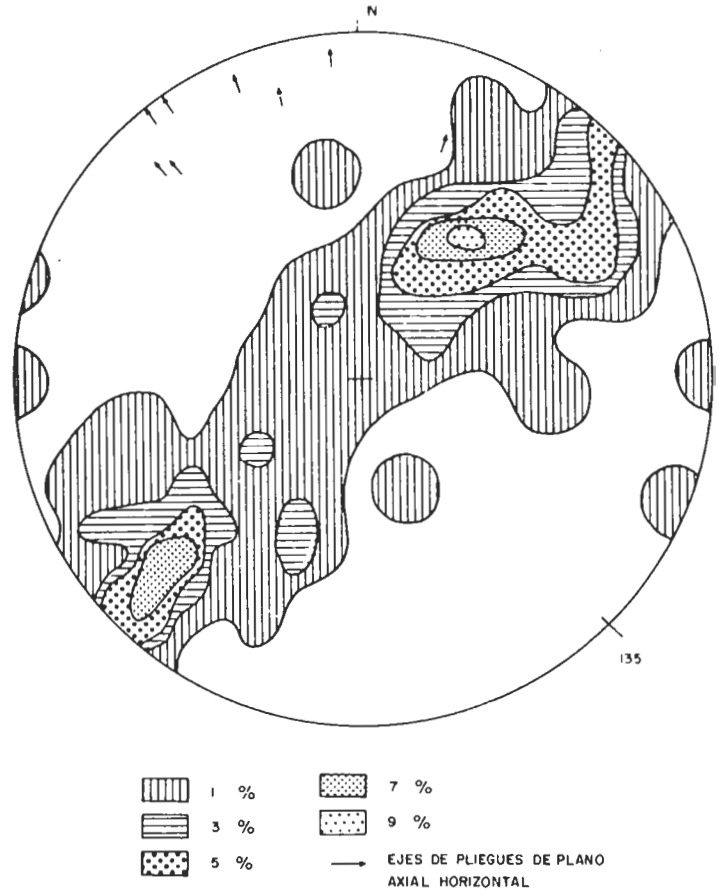


Figura 123: Medidas de polos de estratificación en los materiales paleozoicos del sinclinal de Guadarranque (106 medidas). Datos de I.G.M.E. (1985 b).

Figure 123: Stratification poles in the Paleozoic of the Guadarranque syncline (106 data). After I.G.M.E. (1985 b).

La dirección de acortamiento sería, por lo tanto, NE-SW y el mecanismo de plegamiento sería "buckling" seguido de aplastamiento, lo que generaría pliegues cilíndricos isópacos a similares en el Paleozoico, dependiendo de la competencia de las capas; y pliegues en acordeón en el Precámbrico, MORENO (1977 a), MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984).

En las figuras 122 y 124 se han representado las posiciones de los polos de estratificación del Precámbrico, que son similares a los datos actualmente conocidos para el Ordovícico (figs. 123 y 125), excepto en el hecho de que los polos de S_0 para el Precámbrico indican que las capas están más verticalizadas, lo cual se puede explicar porque al ser capas menos competentes, en un plegamiento por "buckling", sus flancos serían verticalizados en mayor medida.

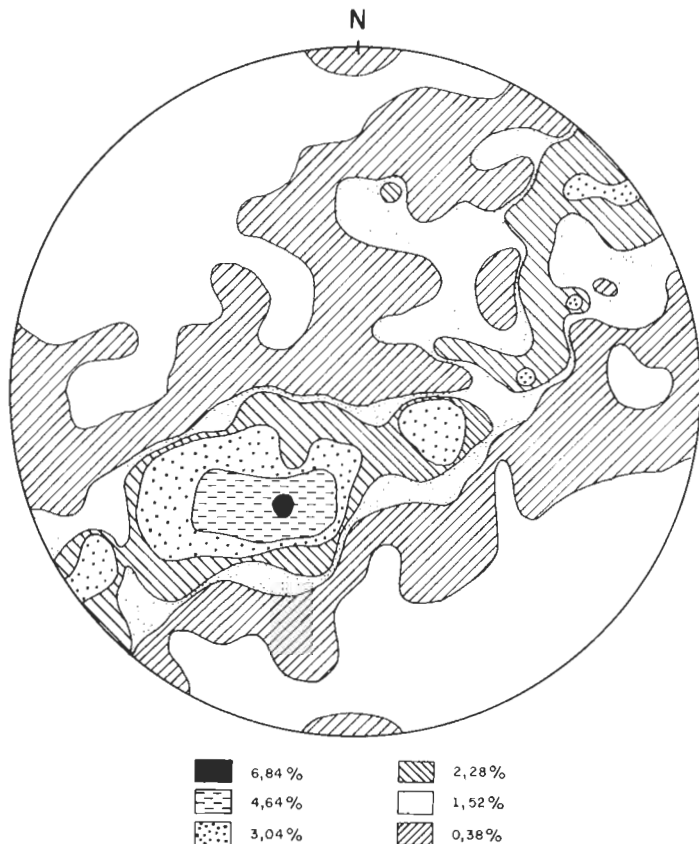


Figura 124: Medidas de polos de estratificación en el Alcudiense Superior, porción suroriental de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano (261 medidas). Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior.

Figure 124: Stratification poles in Upper Alcludian in SE part of Ibor and Navezuelas-Robledollano anticlines (261 data).

Esta fase genera la estructura planar más penetrativa que se observa en la región, aunque localmente pueda no desarrollarse. Esta esquistosidad de plano axial (S_1), fig. 124, presenta una dirección NW-SE, con diferentes vergencias. Se trata de una esquistosidad de fractura desde incipiente, en las capas de granulometría más gruesa, donde a su vez está más espaciada, a bien desarrollada en los materiales de grano más fino. Localmente en capas de grano muy fino y homogéneas se aprecia algo de recristalización de filosilicatos. No se ha observado en ningún punto que esta esquistosidad corte a otra anterior, por lo que se la supone de primera fase

hercínica, su paralelismo con los pliegues generados en esta fase confirma lo anterior.

El corte de esta esquistosidad, S_1 , con la estratificación, S_0 , genera una lineación de intersección (L_1), que como se puede apreciar en la figura 127 es paralela a los ejes de pliegue de primera fase y más ó menos subhorizontal, las leves inclinaciones que presenta las achacamos a deformaciones posteriores de tercera fase que pliegan suavemente la lineación; esto a su vez indica que las capas ó no estaban plegadas con anterioridad, ó que si estaban plegadas (fase Sárdica), el plegamiento debe ser homoxial con la primera fase hercínica.

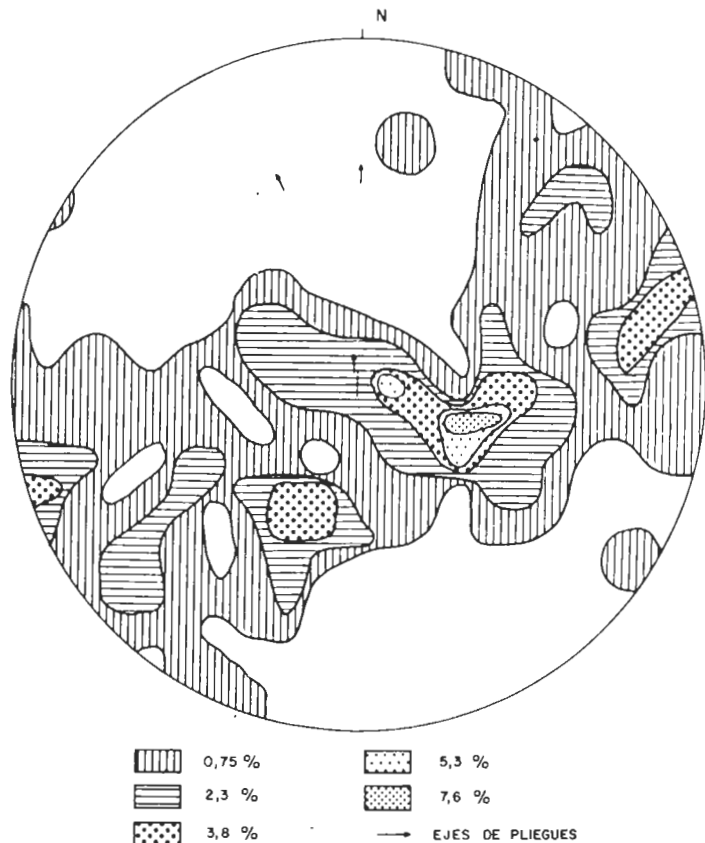


Figura 125: Medidas de polos de estratificación en materiales paleozoicos de los sinclinales de Río Viejas y Santa Lucía (132 medidas). Datos de I.G.M.E. (1985 b).

Figure 125: Stratification poles in the Paleozoic of Río Viejas and Santa Lucía synclines (132 data). After I.G.M.E. (1985 b).

JULIVERT *et al.* (1983) asocian a esta fase el sistema de fracturas de dirección E-W a NW-SE que afectan a la cuarcita armoricana, generando en ella una serie de "boudins" girados; este sistema sería singenético con el plegamiento y los boudins sólo se desarrollarían en las capas competentes, mientras que las incompetentes, que sufren deformación dúctil, atenúan la fractura, lo que explica su no continuidad.

Una primera fase hercínica con características similares a ésta ha sido descrita por TEJERO (1976) y

por MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984), en el área estudiada ó en sus proximidades; y por DIEZ BALDA (1982) y RODRÍGUEZ ALONSO (1982) en Salamanca. También sería equivalente a la F_2 de MORENO (1977 a) que, aunque es su segunda fase, indica que es la primera en manifestarse en este área.

Estamos en desacuerdo con una primera fase como la descrita por GIL SERRANO *et al.* (1984) con pliegues tumbados y cabalgamientos, basándose en su similitud con otras áreas del orógeno, donde la primera fase se acompaña de pliegues tumbados y cabalgamientos, ya que, en al menos Salamanca y el Sistema Central este tipo de deformación se debe a la segunda fase, DIEZ BALDA (1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1982) y CAPOTE (1983).

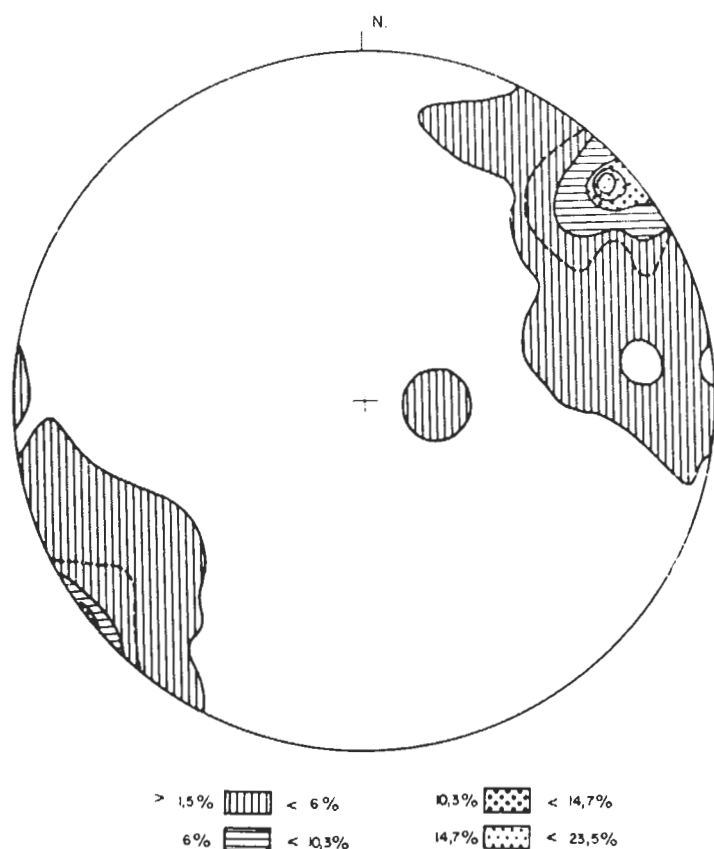


Figura 126: Medidas de polos de esquistosidad (S_1) en materiales ante-ordovícicos del anticlinal de Navezuelas-Robledollano y flanco meridional de Valdelacasa (68 medidas). Datos de I.G.M.E (1985 b).

Figure 126: Cleavage poles (S_1) in ante-ordovician series in Navezuelas-Robledollano and southern limb of Valdelacasa anticlines (68 data). After I.G.M.E. (1985 b)

6.4.2. Fases posteriores

Para estas fases disponemos de datos más escasos y aislados, pero que nos indican claramente la existencia

de, al menos, dos fases de plegamiento posteriores a la primera. Su cronología relativa no la podemos precisar con los datos que poseemos, al menos con total seguridad. Por correlación con fases similares descritas en Salamanca, DIEZ BALDA (1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1982) y en el Sistema Central, CAPOTE (1983), pensamos que su cronología relativa es la siguiente.

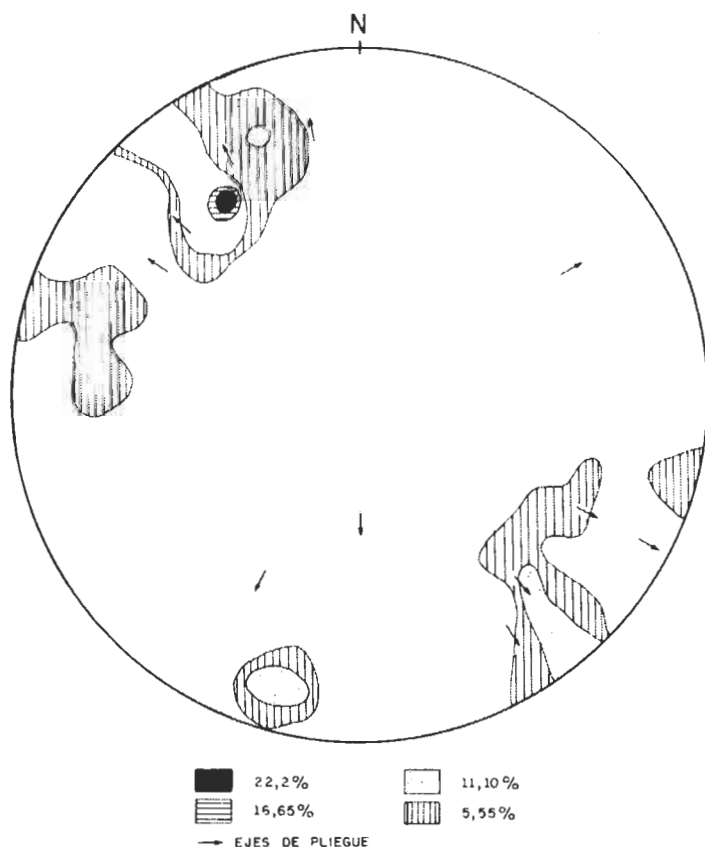


Figura 127: Medidas de lineaciones de intersección (L_1) entre estratificación y primera esquistosidad en el área estudiada (18 medidas). Así como 11 datos de ejes de pliegues originados mayoritariamente en la 1ª fase hercínica excepto los tres centrales que se agrupan según un plano N 46 E y buzamiento 65 SW, que se interpretan como originados por una fase posterior.

Figure 127: Intersection lineation (L_1) in study area (18 data). Fold axis (arrows) of first hercynian phase; except those three in the middle, grouped in a plane N 46 E dipping 65 SW, which are interpreted as originated in a later phase

6.4.2.a Segunda fase hercínica

Es una fase de aplastamiento, de la que no hemos observado estructuras cartografiadas; genera una

estructura planar poco desarrollada, fácilmente visible en los alrededores de Romangordo, como una esquistosidad de crenulación (S_2) sobre S_1 , la cual no llega a desaparecer. Esta S_2 es subhorizontal, estando asociada a una serie de pliegues apretados, en acordeón, con planos axiales subhorizontales y ligeros buzamientos al NE y SW.

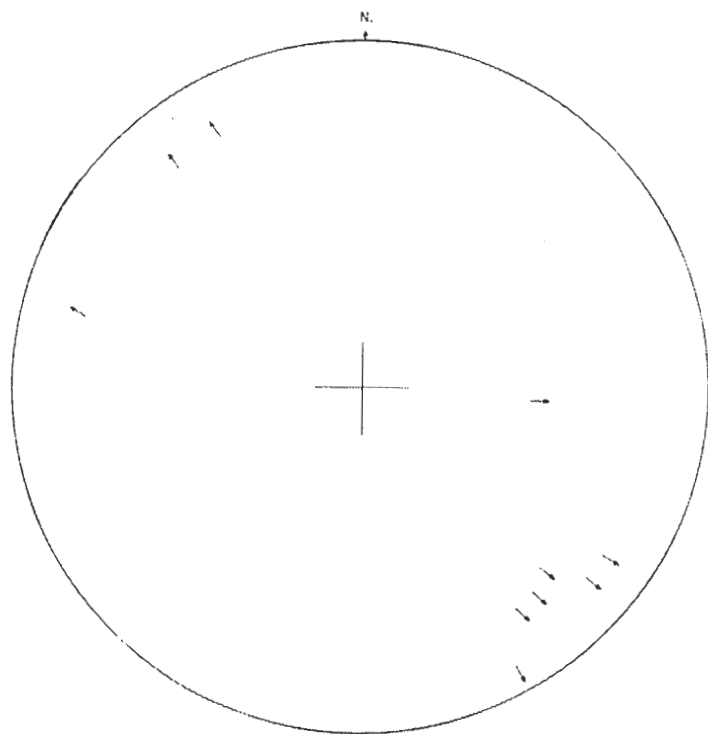


Figura 128: Proyección de 10 medidas de ejes de pliegues de primera fase hercínica. Datos de I.G.M.E. (1.985 a).

Figure 128: First hercynian phase fold axis (10 data). After I.G.M.E. (1985 a).

Esta esquistosidad ya fue puesta de manifiesto, en esta misma zona, por MORENO (1977 a), como esquistosidad de crenulación atribuyéndola a su cuarta fase. Posteriormente, también indican su existencia GIL SERRANO *et al.* (1984), no señalando el hecho de que es de crenulación y suponiéndola de primera fase hercínica.

Su génesis es problemática, sin embargo podría estar ligada, como en numerosas áreas próximas, a cizallas dúctiles subhorizontales, como las descritas con dirección N 120-135 E en Salamanca, DIEZ BALDA (1982), ó como las zonas de cabalgamientos dúctiles, como la falla de la Berzosa, de direcciones NW-SE a NNW-SSE del Sistema Central, CAPOTE (1983). También podría estar relacionada con la fase de pliegues subhorizontales de dirección N 100-120 E a los que está asociado un sistema de fracturas N 110-120 E, las cuales serían fallas inversas asociadas a bandas miloníticas que provocan repeticiones, e incluso desapariciones, en el flanco sur del sinclinal de la Sierra de San Pedro, MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984). Todas las

cuales se asignan a una segunda fase de deformación, excepto los últimos quienes, sin más datos, sólo precisan que es posterior a la primera fase hercínica.



Foto 45: Pliegues tumbados de segunda fase (F_2), con esquistosidad subhorizontal (S_2) crenulando a la S_1 . Arroyo de la Garganta.

Photo 45: Second phase recumbent folds (F_2) with subhorizontal crenulation cleavage (S_2). Arroyo de la Garganta.

En vista de lo anterior, también consideramos relacionadas con esta fase, la génesis de los cabalgamientos y grandes fracturas, que con dirección N 120-140 E, aparecen en el área estudiada y son paralelas ó subparalelas a las grandes estructuras hercínicas, los más importantes de los cuales son la falla de Robledollano, TEJERO (1976), que hace desaparecer la cuarcita armoricana en el flanco norte del sinclinal de Santa Lucía, en las proximidades de Robledollano, y que posiblemente también está relacionada con una desaparición similar, en el mismo flanco, en las proximidades de Roturas; así como el cabalgamiento de los materiales



Foto 46: Detalle de la foto anterior, segunda esquistosidad (S_2). Arroyo de la Garganta.

Photo 46: Detailed view of crenulation cleavage of previous photograph. Arroyo de la Garganta.

precámbricos sobre los ordovícicos en el flanco sur del sinclinal de Guadarranque, desde Almaraz hasta Fresnedoso de Ibor, MORENO (1977 a). Tanto MORENO (op. cit.) como TEJERO (op. cit.) asignaban estas estructuras a la primera fase de deformación (segunda en el caso de MORENO, aunque sería la primera fase que se manifestaría en esta zona), plegada por fases posteriores (en el caso de MORENO, por su cuarta fase, que correlacionamos con nuestra segunda fase). Pese a que es perfectamente factible tal origen y evolución, nosotros por coherencia y comparación con otras áreas preferimos asignarles un origen de segunda fase, aunque subsistirían problemas; por ejemplo, estos cabalgamientos son cortados por el sistema de fracturas E-W que JULIVERT *et al.* (1983) consideran ligado a la primera fase, y aunque esto se podría deber a reajuegos posteriores de este sistema, se necesitan estudios más detallados para precisar estas cuestiones.

6.4.2.b Tercera fase hercínica

Es necesaria la existencia de una tercera fase de deformación para explicar tanto la macroestructura en "cesta de huevos" de la parte oriental del área estudiada, como ya han puesto de manifiesto JULIVERT *et al.* (1983), así como para explicar las figuras de interferencia que aparecen en los materiales ordovícicos y las dobles inmersiones de algunas macroestructuras carto-

grafiabiles (sinclinales de Guadarranque, de Río Viejas, anticlinal de Ibor, etc.).

Los pocos datos que podemos aportar los hemos obtenido al realizar medidas de ejes de pliegues en la mitad suroriental del área de estudio, en la cual han aparecido una serie de pliegues con direcciones anómalas a los de la primera fase, que se disponen según un círculo máximo de dirección N 46 E y buzamiento 65 SE (fig. 127), que tiene una orientación similar con el plano en que se disponen los máximos de los polos de S_0 en la figura 124, de dirección N 50-60 E y buzamiento 70 SE. Los polos de los materiales ordovícicos presentan las mismas características, fig. 125.

Una explicación para estos datos podría ser la existencia de un plegamiento de dirección NE-SW, que correspondería con la dirección del plano en el que se disponen los ejes de los pliegues anómalos.

Este plegamiento explicaría fácilmente la macroestructura actualmente observada, así como las variaciones en las inmersiones de los grandes pliegues de primera fase, lo que es debido a un plegamiento de su eje. Si esta fase existe podría explicar también la ligera tendencia a la verticalización de las lineaciones de intersección, puesto que obviamente, si existe, debe plegarlas; como se pone de manifiesto por la posición de sus máximos, figs. 127 y 128, que es coherente con un plegamiento suave con esa dirección.

FASE	ESTRUCTURA	VERGENCIA	ESFUERZOS	ESQUISTOSIDAD	NOTAS	AUTOR (ES)
F ₁	Macroestructuras cartografiables de dirección NW-SE.	SW	NE-SW	S ₁	-----	TEJERO (1.976)
F ₁	Macroestructuras cartografiables de dirección NW-SE.	Variable	NE-SW	S ₂	La F ₁ de éste autor, según él mismo, no se manifiesta en esta zona	MORENO (1.977a)
F ₁	Pliegues tumbados de tamaño kilométrico	NW	N-S a E-W	S ₁	Existe una F ₁ anterior, de edad Precámbrica, cuya superposición con F ₁ da figuras de interferencia	GIL SERRANO et al. (1.984)
F ₁	Macroestructuras cartografiables de dirección NW-SE.	NE	NE-SW	S ₁	-----	MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984)
F ₁	Macroestructuras cartografiables de dirección NW-SE.	Variable pero principalmente al SW.	NE-SW	S ₁	-----	Este trabajo
F ₂	Verticalización de las estructuras anteriores.	NE	NE-SW	No	-----	TEJERO (1.976)
F ₄	Pliegues subhorizontales	Retrovergente	----	S ₄	Génesis problemática. Existe una F ₃ casi continua con la F ₂ , que no se manifiesta en la zona de estudio.	MORENO (1.977a)
F ₂	Figuras de interferencia por superposición de plegamientos.	Responsable de las dobles vergencias	----	No	Pliega la esquistosidad de fase 1	GIL SERRANO et al. (1.984)
F ₂	Pliegues de plano axial subhorizontal de dir. N 100 a 120 E.	----	----	S ₂	-----	MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984)
F ₂	Pliegues tumbados de tamaño métrico	NW o SE	Aplastamiento	S ₂	-----	Este trabajo
F ₃	Pliegues con plano axial de dirección N-S.	----	N-S	Microfracturación a S ₂	-----	TEJERO (1.976)
--	-----	----	----	--	-----	MORENO (1.977a)
--	-----	----	----	--	-----	GIL SERRANO et al. (1.984)
F ₃	Pliegues N 10 a 35 E.	----	E-W	S ₂ crenulación	No indican cronología relativa entre F ₂ y F ₃ , por correlación suponemos que puede ser la presentada aquí.	MARTIN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1.984)
F ₃	Macroestructura en "cesta de huevos".	SE	NW-SE	No	Sólo se manifiesta en la mitad SE. - del área estudiada.	Este trabajo

Cuadro I: Características de las diferentes fases hercínicas reconocidas por distintos autores. Comparación con las expuestas en este trabajo.

Table I: Characteristics of the different hercynian phases after several authors, and in comparison with those in this paper.

De esta fase no hemos observado ningún tipo de microestructura penetrativa a ninguna escala, por lo que no parece presentar esquistosidad asociada.

Esta podría ser equivalente a la tercera fase descrita por TEJERO (1976), quien apunta una dirección N-S para ella, poco coincidente con nuestros datos. MORENO (1977 a) no indica la existencia de ninguna fase con esa dirección, exceptuando una que origina kink-bands, con compresión NW-SE. Está más acorde con la fase de pliegues de dirección N 10-35 E, MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984), descrita al W, en las proximidades de nuestra área de estudio, sin embargo en esa zona presenta una esquistosidad de crenulación que en esta área no hemos observado, aunque no se han realizado observaciones sistemáticas.

En cuanto a otras regiones más alejadas, no es fácilmente correlacionable con Salamanca, donde la

tercera fase genera zonas de cizalla verticales, con adelgazamientos de la cuarcita armoricana, asociadas a las cuales aparecen fallas en escalón de dirección N 80-90 E, que compartimentan la cuarcita armoricana, DIEZ BALDA (1982). Es más fácilmente comparable con el Sistema Central, donde la tercera fase es retrovergente con respecto a las anteriores y presenta direcciones variables desde N-S a NNE-SSW y finalmente NW-SE, con microestructuras poco penetrativas, CAPOTE (1983).

6.4.2.c Fases tardías

Esta fase ó fases deben ser responsables de la génesis de kink-bands, como por ejemplo los que se observan en la carretera a Romangordo, sobre los que no hemos realizado ningún tipo de medidas.

Fases tardías que generan kink-bands han sido citadas por TEJERO (1976), con compresión N-S; por MORENO (1977 a) con compresión NW-SE. También han sido citadas en Salamanca, DIEZ BALDA (1982) y en el Sistema Central, CAPOTE (1983), con compresión NE-SW, que a su vez la relaciona genéticamente con una serie de desgarres tardíos.

Finalmente, parecen existir una serie de familias de fracturas que han sido consideradas tardihercínicas, el más claro de todos ellos oscila de N 30-40 E, JULIVERT *et al.* (1983), a N 15-50 E, MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1984), que para los primeros sería responsable de la curvatura de las grandes estructuras (por ejemplo, del sinclinal de Cañaverál). A este sistema pertenecería la falla Alentejo-Plasencia. Sin embargo, para los segundos el sistema responsable del giro del sinclinal de Cañaverál sería el sistema de dirección N 80-120 E. Por último, parecen existir una serie de sistemas menores asociados a los anteriores, que no describiremos remitiéndonos a los autores anteriormente citados, asimismo MORENO (1977 a) trata este problema.

7. EVOLUCION DE LA CUENCA. CORRELACIONES

7.1. Introducción

En este capítulo vamos a presentar un esquema general sobre la evolución de la cuenca de sedimentación, así como sobre su paleogeografía para distintos momentos de su evolución. Nos basaremos para ello, tanto en los datos anteriormente expuestos, como en datos de otros autores para otras áreas, mediante la correlación litoestratigráfica de nuestras unidades con las descritas para esas otras áreas. Estas correlaciones presentan una serie de problemas, como son la ausencia tanto de capas que se puedan considerar capas guía de extensión regional, así como de fauna y/o flora que pudiéramos usar como indicadores bioestratigráficos: la escasa flora presente indica mayoritariamente una edad Vendiente (*Bavlinella faveolata*, parte alta del Vendiente inferior-Cámbrico inferior, PALACIOS (1983); *Michrystridium*, Vendiente superior-Cámbrico bajo, LIÑAN *et al.* (1984); etc.), y la icnofauna que aparece no es característica y no se puede usar como indicador bioestratigráfico (*Cochlichnus* desde Precámbrico hasta Terciario, CRIMES *et al.* (1977); *Phycodes pedum*, que aparece en el grupo Nama de Sudáfrica, de edad precámbrica, GERMS (1974), y que llega hasta el Ordovícico inferior, CRIMES *et al.* (1977); etc.). Otros problemas que también se han tenido en cuenta son la repetición de facies en el tiempo, su diacronía y sus cambios laterales, que a veces han sido olvidados en las grandes correlaciones regionales. Para intentar solucionar estos problemas, en vez de correlacionar unidad por unidad, hemos intentado correlacionar los distintos ciclos reconocidos, con grupos de unidades de otras áreas que presenten la misma tendencia.

En ambos sentidos (evolución y paleogeografía) sólo podemos presentar de forma detallada una visión parcial, puesto que el área estudiada no abarca toda la cuenca (ó las cuencas) de sedimentación en ningún momento de su evolución. Por otro lado, al no aflorar la base de los materiales, hemos necesitado correlacionar con áreas próximas para precisar la etapa inicial del desarrollo de la cuenca. Finalmente, la desaparición, por erosión preordovícica, del techo de los materiales en todo el área estudiada nos impide completar el cuadro evolutivo, excepto por correlación con otras áreas.

Pese a estas dificultades se pueden reconocer en los materiales sedimentarios precámbricos de los anticlinales de Ibor y de Navezuelas-Robledollano, tres episodios tectosedimentarios, fig. 129.

El primer episodio tectosedimentario (episodio I, fig. 129), está formado por un ciclo sedimentario. Su edad no se puede establecer con exactitud, se desarrolló durante el Vendiente sin mayores precisiones, LIÑAN *et al.* (1984). En el área estudiada no se puede precisar su base, pues no aflora; en áreas próximas, ésta está

delimitada por una importante discontinuidad estratigráfica (discordancia intraalcudiense), su techo está delimitado por otra discontinuidad estratigráfica (diastema); es posible que ligado a este último momento de interrupción sedimentaria se pudiera producir la ferruginización de parte de la unidad dolomítica (existen ankeritas en zonas de la unidad AS.4); también es posible que, localmente, se pudieran producir inicios de karstificación, lo cual podría ser una hipótesis para explicar el origen de las morfologías monticulares que presenta el techo de la unidad dolomítica en ciertas áreas, donde existe una disarmonía entre la estructura interna de los montículos y su estructura externa.

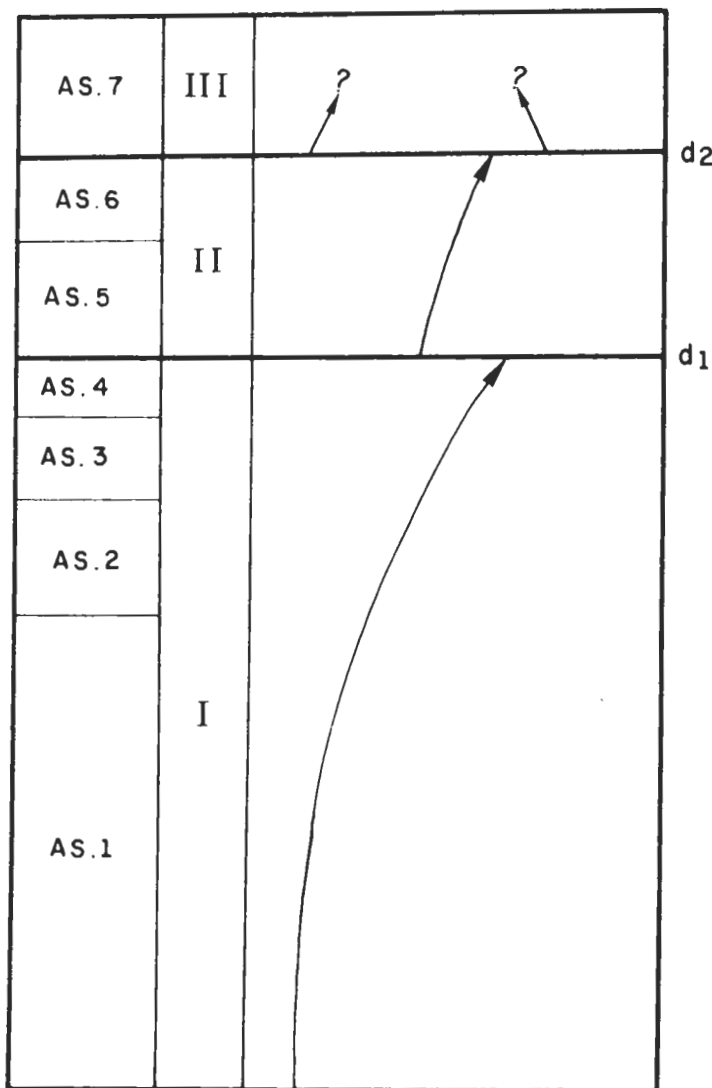


Figura 129: Etapas tectosedimentarias reconocidas en el Alcudiense Superior de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano.

Figure 129: Tectosedimentary episodes in the Upper Alcudian of Ibor and Navezuelas-Robledollano anticlines.

Es un ciclo que representa la colmatación de una cuenca sedimentaria, con tránsito, en la vertical, desde

facies de abanico submarino y talud continental (unidades AS.1 y AS.2, respectivamente) a facies de plataforma, primero siliciclástica (unidad AS.3) y posteriormente, para finalizar el ciclo, las facies carbonatadas de la unidad AS.4 que representan un período de estabilización.

El segundo episodio tectosedimentario (episodio II, fig. 129), se desarrolló posiblemente durante el Vendien superior; su base está delimitada por una discontinuidad estratigráfica (diastema), mientras que su techo lo está por otra discontinuidad, más importante, con rango de laguna estratigráfica.

Está compuesto por dos unidades que presentan características homogéneas en toda el área de estudio, las cuales representan dos etapas dentro de la colmatación de una cuenca sedimentaria, con tránsito desde ambientes de plataforma siliciclástica (unidad AS.5) a ambientes sublitorales (unidad AS.6), que localmente pueden presentar secuencias que contienen términos intermareales.

Por último, del tercer episodio tectosedimentario (episodio III, fig. 129) sólo conservamos la base de su ciclo sedimentario basal, desconociéndose si posee uno ó más ciclos, aunque por correlación parece incluir uno solo. Su edad sería Vendien superior, y está compuesto, en el área de estudio, por una única unidad (AS.7) cuya base está delimitada por una discontinuidad con rango de laguna estratigráfica, que incluye la erosión de niveles infrayacentes, apoyándose AS.7 sobre distintas unidades en sus dos áreas de afloramiento e incluyendo la presencia, como cantos, de fragmentos de diferentes litologías de dichas unidades.

Sus características sedimentológicas, homogéneas dentro del área de estudio, junto a la desaparición de su techo por erosión preordóvica, nos impide precisar el carácter del ciclo así como su evolución, excepto por correlación con otras áreas donde parece que está mejor desarrollado (ver apartado 7.2.3).

7.2. Evolución paleogeográfica

A continuación se describen la evolución y la paleogeografía supuesta para cada uno de los episodios tectosedimentarios diferenciados. Asimismo, correlacionaremos los diferentes ciclos con materiales descritos por otros autores en áreas próximas, en algún caso éstas nos servirán para completar, bien el cuadro evolutivo, ó bien la paleogeografía de la cuenca para los diferentes episodios. Sólo se presentan algunas correlaciones tentativas con áreas más alejadas, como son el norte de Cáceres y Salamanca, debido a los problemas que presentan.

7.2.1. Primer episodio tectosedimentario

Tras una etapa de plegamiento que afectó a los materiales que se denominan Alcudiense inferior, etapa

que es mal conocida (ver apartado 6.2.) y fue negada y afirmada sucesivamente, comienza la sedimentación del Alcudiense superior. Esta discordancia ha sido establecida con precisión recientemente, tanto por PIEREN (1985), como por nosotros mismos. La discordancia, como ya hemos indicado, separa dos conjuntos que presentan marcadas diferencias entre sus estilos de superposición de plegamiento; así como características litológicas y paleontológicas diferenciadas. Esta etapa tectónica podría incluso ser sinesquistosa, PIEREN (1985).

Así pues, tras esta etapa compresiva y un posterior período de erosión del Alcudiense inferior, se debe de producir una etapa distensiva, que generó la cuenca sedimentaria Alcudiense superior. Esta es una etapa muy mal conocida, quizás pudiera estar relacionada con procesos de tipo rifting que, por las características que presenta el episodio inferior, pudo evolucionar hacia un margen pasivo de forma rápida (un esquema parecido, aunque para materiales no totalmente equivalentes a éstos fue propuesto anteriormente, VEGAS *et al.* (1977), VEGAS (1978), este último indica incluso que sería equivalente a un proceso similar datado en el margen americano en 850 m.a.). Una profundización relativa de la cuenca, de forma rápida, es necesaria para que, salvo unas primeras decenas de metros en las que aparecen niveles canalizados conglomeráticos y paraconglomerados, sólo descritos en la zona de Agudo-Valdemanco por PIEREN (1985) (cuya interpretación sedimentológica no se ha realizado, pero que podrían estar originados por abanicos aluviales ó corresponder a las facies canalizadas de un abanico submarino, PIEREN, *op. cit.*), la cuenca comienza a rellenarse con materiales turbidíticos compuestos por alternancias de esquistos y grauvacas, correspondientes a ambientes de abanico submarino; estos materiales han recibido diferentes nombres según los autores y las zonas en que han sido descritos: "formación Aldeacentenera", TEJERO (1976), y facies equivalentes en todo el anticlinorio centroextremo; "unidad pelítica inferior" y "unidad grauváquica superior", PIEREN (1985), en la región de Agudo-Valdemanco; "unidad AS.1" en este trabajo, etc. Dadas sus características sedimentológicas, estas facies se interpretan como depositadas en abanicos turbidíticos, a cierta profundidad, dentro de surcos submarinos.

Áreas de plataforma ó continentales equivalentes laterales y áreas fuente de los materiales depositados en este surco turbidítico, apenas han sido descritas. Recientemente, PIEREN (1985), al SE de su zona de estudio, indica la existencia de una zona con series condensadas de plataforma, donde se produciría principalmente transporte de sedimentos sin que estos lleguen a depositarse, y en el caso de que lo hicieran serían frecuentemente removilizados; con una estructuración de la cuenca en la que existirían áreas someras y emergidas al SW y el surco con relleno turbidítico al NE. Al SE de ambas zonas, en el anticlinal de Alcudia, los primeros sedimentos del Alcudiense superior, que se apoyan discordantes sobre Alcudiense inferior, corresponden a materiales de plataforma, quizás de ambientes sublitorales.

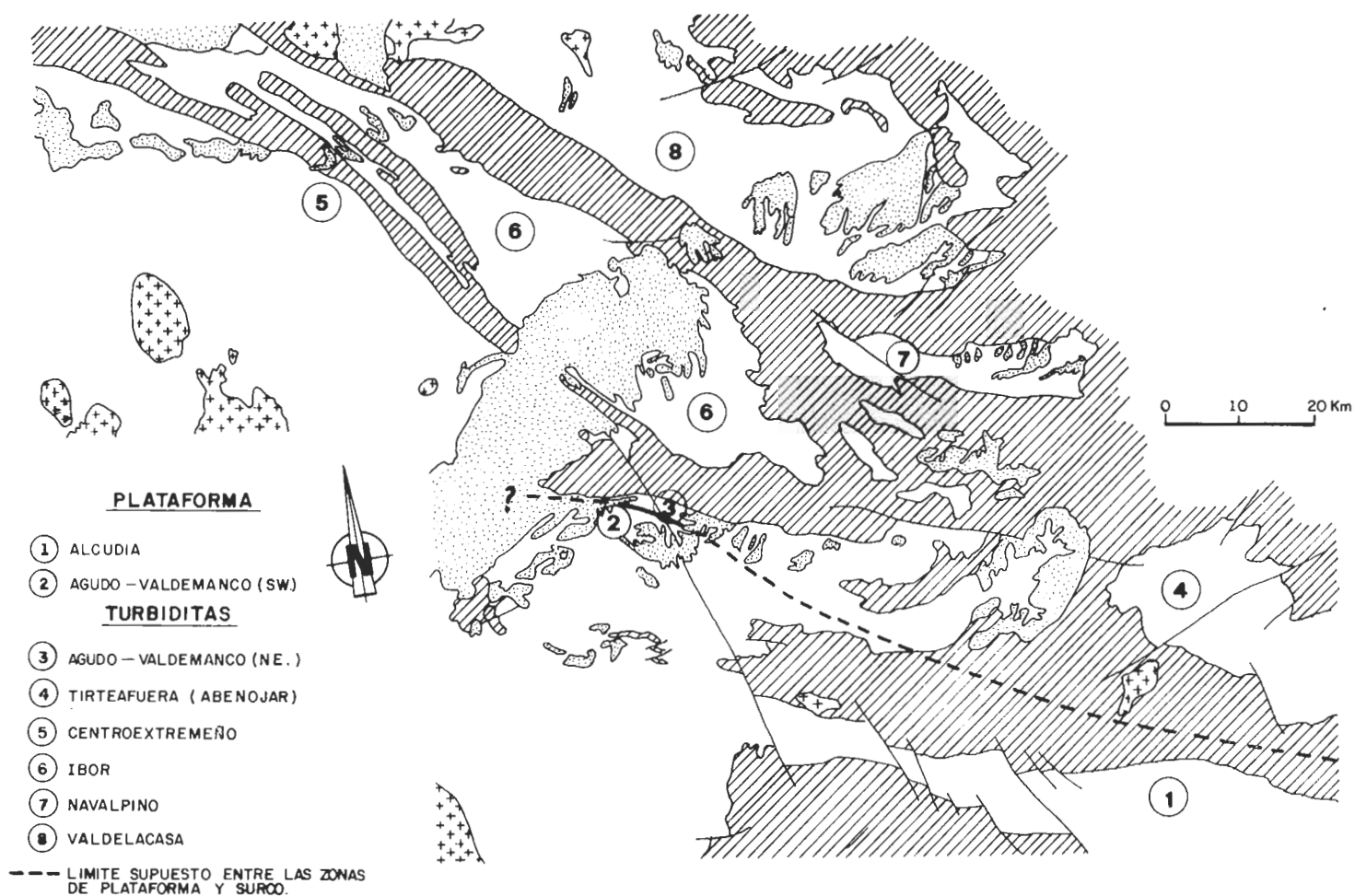


Figura 130: Distribución de los materiales de plataforma y turbidíticos en la base aflorante del Alcu-diense Superior.

Figure 130: Distribution of shelf and turbiditic facies in Upper Alcuadian outcropping base.

Así pues, todo lo anterior indica una estructuración de la cuenca en dirección aproximada N-S, con áreas de plataforma e incluso emergidas hacia el S y SE del área estudiada, la extensión de esa zona, su distribución de ambientes sedimentarios y las relaciones exactas entre las diversas áreas de aparición, son hasta el momento desconocidas y las suponemos relacionadas por su situación, discordante, inmediatamente encima del Alcu-diense inferior, fig. 130. Al norte de la línea de trazos de dicha figura, en el área estudiada y hacia el este y oeste de ésta, se establece un surco turbidítico; los materiales que rellenan ese surco son los más bajos que afloran en nuestra zona.

El relleno del surco se realiza mediante abanicos turbidíticos (ver apartado 5.4.). La progradación de éstos abanicos, que irían colmatando la cuenca, hace que pasemos en la vertical desde las facies de lóbulos, que aparecen predominantemente en los núcleos de los anticlinales, por ejemplo, carretera de Guadalupe a Alía, a facies de canales distribuidores, que pese a no verse sus morfologías canalizadas típicas (hay que recordar que en

abanicos turbidíticos los canales pueden ser muy extensos, mucho más que los afloramientos disponibles), se suponen canalizados por el aspecto de la asociación, con

tendencias estratodecipientes ("fining upward"), secuencias similares han sido descritas como relleno del sistema canalizado, WALKER y MUTTI (1973); esta asociación se puede observar perfectamente en la parte alta de la unidad AS.1, sobre todo en la carretera de Castañar de Ibor a Robledollano, que es donde presenta sus mejores afloramientos. Dentro de esta unidad, en las facies de lóbulos, al SW de Guadalupe, se han podido tomar algunas medidas de paleocorrientes que indican direcciones de aporte dominantes desde el SE hacia el NW, lo que apoya, de una forma amplia, la estructuración anteriormente presentada a falta de un conocimiento exacto del funcionamiento de los aparatos turbidíticos, así como de la estructuración de la cuenca hacia el SW del área estudiada, región de la que carecemos de datos, fig. 130.

Continuando con la progradación del abanico submarino y con la colmatación del surco, en la etapa siguiente:

pasamos desde las facies de canales distribuidores, a las facies de canales principales, ya en la unidad AS.2. Esta asociación presenta una distribución limitada a áreas concretas (alrededores de Navezuelas; entre Castañar de Ibor y Navalvillar de Ibor; y a partir de los datos de TEJERO (1976), facies equivalentes pueden aparecer entre Deleitosa y Retamosa, desapareciendo al SW de Cabañas del Castillo).

En ella no se han podido medir direcciones de paleocorrientes; sin embargo, su distribución de potencias, que aumentan de NE a SW, puede darnos una idea acerca de la estructuración de la cuenca en este momento; así tenemos 2,5 m de potencia en el flanco NE del anticlinal de Ibor (columna carretera Castañar-Robledollano II, fig. 40), 40 m en el flanco SW de dicho anticlinal (columna carretera Castañar-Robledollano I, fig. 39) y 70 m en Navezuelas (columna Navezuelas I, fig. 23). Más hacia el SW, TEJERO (1976) dentro de la "formación Retamosa-Cabañas del Castillo, correlacionable con AS.2 y caracterizada por la existencia de niveles conglomeráticos, que por su descripción son equivalentes a la asociación II.a, presenta una columna en el arroyo de los Santos en cuya base se sitúan unos 200 m de niveles conglomeráticos dominantes. Así pues, el aumento claro de potencia de NE a SW podría indicar una relación proximal-distal en sentido SW-NE, algo oblicuo a lo anteriormente expuesto, lo que se puede explicar por la carencia de datos para la base del Alcudiense superior hacia el SW de la zona estudiada. En una dirección transversal ó casi transversal a la cuenca (NW-SE), no afloran conglomerados, ni al NW, ni al SE de las zonas anteriormente expresadas, lo que apoya la hipótesis de que representan un único sistema canalizado, en cuyo caso podría presentar una dirección de transporte SW-NE siendo los materiales más distales hacia el NE.

Por último, con la sedimentación de las facies finas con niveles eslampizados y paraconglomerados, facies típicas de talud submarino, que aparecen en toda el área estudiada sobre las facies de abanicos submarinos y bajo facies de plataforma, concluye la colmatación del surco submarino.

A continuación, se establecen en la zona de estudio ambientes de plataforma siliciclástica de baja energía (unidad AS.3). En esta plataforma aparecen desde niveles de plataforma externa y parte alta del talud, que sólo se han podido caracterizar en un punto (columna Puente de Almaraz, fig. 26), que presenta cicatrices de slump ("slump scar"), típicas de esos ambientes; su situación sobre las facies de talud y bajo las facies de plataforma en sentido estricto, apoya esta asignación.

También en la base de AS.3, pero en la zona sur del área estudiada, afloran una serie de niveles conglomeráticos y areniscosos, canalizados (asociación III.b); su distribución de facies, así como su distribución de espesores, presentan características especiales, figs. 82 y 83. Así su máxima potencia aparece en la zona de Navezuelas, disminuyendo de una forma generalizada, en todas las direcciones en sentido radial, hacia el N, NE y E, fig. 82, siendo en las zonas de mayor potencia donde la asociación presenta las facies que consideramos más proximales, con dominio de los términos de granulo-

metría más gruesa y una baja proporción de contenido en materiales lutíticos, mientras que en zonas más distales presentan un tamaño de grano más fino y mayor cantidad de términos lutíticos en las secuencias, fig. 83. Estos niveles representarían un área puntual de aportes hacia la plataforma, su distribución de facies indica que la energía del sistema disminuye desde el S hacia el N, NE y E, por lo que podrían estar relacionados con sistemas fluviales ó fluvio-deltaicos en otras áreas más hacia el sur; este sistema, que no nos es posible asimilarlo totalmente a medios deltaicos, sería el área fuente local de aportes hacia la plataforma, aunque en él, debido a la dinámica de la plataforma (baja energía), quedarían atrapados la mayoría de los materiales de granulometría más gruesa, pasando hacia la plataforma sólo materiales más finos, esporádicamente existirían aportes de grano algo más grueso, bien directamente desde el sistema canalizado, ó bien retrabajados por corrientes, tormentas, etc., a partir de estos materiales (asociación III.a).

Los factores anteriores indican una estructuración de la cuenca similar a la de la unidad anterior (AS.2), con un área fuente situada, de una forma amplia, hacia el sur del área estudiada. Los datos de paleocorrientes citados por HöFGES *et al.* (1982), que indican la existencia de direcciones de aporte desde el SSW hacia el NNE tanto en la base de la "serie de Navalvillar", base de AS.3, como en los niveles conglomeráticos de la "serie coloreada", aunque estos últimos también los situamos en la base de AS.3 (ver apartado 4.3.1.), son concordantes con esta interpretación; sin embargo, medidas de paleocorrientes propias, en los conglomerados de la base de la unidad (columna carretera Castañar-Navalvillar, fig. 47) indican direcciones de aporte desde el N hacia el S. La escasez de medidas (solamente se han podido realizar dos), y que sólo se hayan podido medir en ese punto, dadas las malas condiciones de los afloramientos para este tipo de medidas, nos impide mayores precisiones, pudiendo estas medidas estar relacionadas con tormentas ó con corrientes de flujo mareal que retoquen los niveles canalizados.

En la parte media y alta de la unidad AS.3 dominan ambientes de plataforma siliciclástica de baja energía (asociación III.a), mientras que los niveles canalizados (asociación III.b) están casi ausentes, lo cual unido a una disminución de la granulometría dentro de ambas asociaciones, hacia techo, donde dominan los niveles lutíticos de la asociación III.a, indicaría una extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplias, así como la desaparición del foco de aportes anteriormente descrito. Las causas que podrían haber originado lo anterior son fundamentalmente dos: por un lado, podría deberse a la existencia de un período transgresivo, con la extensión de las condiciones de plataforma a áreas más amplias, lo que provocaría un retroceso del foco de aportes; ó bien, por otro lado, podría deberse a una disminución en cantidad y tamaño de grano de los aportes continentales, esta disminución estaría originada por la erosión, hasta llegar al casi arrasamiento del área fuente, lo que provocaría que no hubiera energía para transportar materiales de granulometría más gruesa,

aportando sólo finos. Con los datos que disponemos no podemos decantarnos por una de las dos causas, aunque nos parece probable que se pueda invocar un mecanismo intermedio que combine el arrasamiento del área fuente con la existencia de un pequeño pulso transgresivo, todo lo cual produciría esa extensión de los ambientes de plataforma a grandes áreas, que se vería favorecido por el arrasamiento de áreas continentales.

Es en este momento, en el que la cuenca debe presentar su máxima extensión, con un área fuente distante y casi arrasada hacia el S y SW; ésta estaría constituida predominantemente por materiales sedimentarios del ciclo infrayacente (Alcudiense inferior), sin embargo, los fragmentos de rocas esquistosas con materia carbonosa, que aparecen en la unidad AS.3, son típicos de algunas unidades del Beturiense superior, HERRANZ (1983; 1984), su aparición como clastos en AS.3 indicaría que el arrasamiento en el área fuente ha llegado a niveles más profundos, afectando ya a materiales del ciclo Beturiense. La presencia de clastos de rocas ígneas en las muestras de AS.3, así como de materiales grauváquicos con aspecto de tener cierto contenido en clastos volcánicos, en campo, podría indicar la presencia de un vulcanismo, del que carecemos de referencias en todas las regiones próximas, por lo que su desarrollo pudo estar relacionado con áreas limitadas que actualmente podrían estar erosionadas.

Finalmente, el arrasamiento casi total del área fuente produciría la desaparición ó disminución (en cantidad y granulometría) de los aportes terrígenos, lo que unido a la colmatación de la plataforma siliciclástica, con grandes áreas someras, a su gran estabilidad y a las condiciones físico-químicas adecuadas, provocaría el inicio de colonización del sustrato por mallas de algas planas (estromatolitos), en condiciones similares en grandes áreas. La uniformidad de la laminación primaria, en todos los niveles y en todas las asociaciones (en las facies que consideramos de origen orgánico), junto a la ausencia de características de desecación (que no se han observado en ningún punto), indicaría una acumulación orgánica subacuática en zonas submareales.

La unidad AS.4 presenta unas características sedimentológicas homogéneas en toda la región, excepto en dos pequeños surcos en su terminación noroccidental.

En toda el área estudiada el inicio de colonización por mallas de algas coincide con las etapas finales del arrasamiento del área fuente, por lo que, esporádicamente, llegarían aún aportes de terrígenos finos, los cuales impedirían el crecimiento de las mallas de algas (asociación IV.g), ésta representa una ralentización en la sedimentación y abarca un lapso de tiempo relativamente amplio, manteniéndose esas condiciones a lo largo de todo el período de tiempo que comprende la sedimentación de la unidad AS.4 en toda el área de estudio, que sólo serían interrumpidos esporádicamente por tormentas, corrientes y/o oleaje, que destruirían los niveles de algas (asociaciones IV.f y IV.d).

Como ya hemos indicado, el resto de las asociaciones distinguidas en esta unidad se distribuyen en dos peque-

ños surcos, de dirección NW-SE, situados en la terminación noroccidental de área estudiada, fig. 102. Ambos representan surcos subsidentes donde la potencia de la unidad carbonatada es superior a la del resto del área, mientras que la potencia de la unidad infrayacente, AS.3, es inferior a la normal.

En el surco de Romangordo hemos separado tres etapas en el desarrollo de la unidad carbonatada. En la primera etapa se diferencian tres zonas, una central con acumulación de niveles bioconstruidos (facies D.l.a), con dos zonas laterales, una hacia el NW con dominio de niveles de origen tractivo y esporádicos niveles de origen orgánico (asociación IV.e), junto a niveles eslampizados, lo cual indica un área más abierta a la dinámica marina de corrientes y oleaje, que estaría ligeramente deprimida frente a la zona central, ésta última actuaría como una zona resistente a la acción de corrientes y oleaje, dejando detrás de ella, hacia el SE, una "zona de sombra", en la que se depositaría material terrígeno fino y algunos niveles monticulares de algas (asociación IV.d.1).

La segunda etapa comienza con la llegada de aportes terrígenos finos, que impiden el crecimiento de los niveles estromatolíticos y producen la progradación de los ambientes sedimentarios, pues las asociaciones de facies presentes las interpretamos como de llanura mareal (asociación IV.c)-canal mareal (asociación IV.b), depositadas en medios inter-submareales.

Por último, en la tercera etapa también hemos distinguido tres zonas, no coincidentes con las de la primera, con una zona central, donde nuevamente se desarrollan mallas de algas en medios submareales que pueden ser destruidos por tormentas y/o oleaje, con moderados aportes terrígenos (asociaciones IV.e y IV.g), rodeada por dos zonas, al NW y SE, más someras en las que se desarrolla una asociación canal-llanura mareal (asociaciones IV.a, IV.b y IV.c); en las facies canalizadas se pueden reconocer diferentes jerarquías dentro de la red, desde grandes canales con relleno mixto, carbonatado-terrígeno, que presentan direcciones de paleocorriente bimodales opuestas, de dirección NE-SW, sin poder precisar su sentido (asociación IV.a) y canales de menor tamaño, con relleno terrígeno (asociación IV.b), que representan canales secundarios dentro de la red.

Como se puede observar la primera y la tercera etapa presentan esquemas paleogeográficos diferentes; mientras que en la primera los medios más abiertos se sitúan hacia el NW, en función de la distribución de asociaciones de facies, en la tercera se disponen perpendicular a la anterior, hacia el NE ó SW, no se puede precisar, en función de las direcciones de paleocorrientes que presentan los niveles canalizados. De la segunda etapa desconocemos su polaridad paleogeográfica. Estas diferencias entre las distintas etapas, más que a grandes cambios en la cuenca, deben estar ligadas a pequeños cambios locales en la velocidad de subsidencia, variación en la posición de áreas emergidas, etc., que en medios muy someros, como son éstos, podrían originar variaciones paleogeográficas acusadas de una a otra etapa.

En el surco NE, zona de Valdecañas, no se pueden separar etapas claramente, lo cual puede ser una indicación más que las variaciones en Romangordo son exclusivamente locales, aunque se pueden reconocer dos estadios cuya separación no es neta. Un estadio inicial, submareal, que representa el inicio de la colonización del sustrato (asociación IV.g), que da paso al desarrollo de cuerpos bioconstruidos tabulares, cuya destrucción da lugar a la asociación IV.e, en la que se incluyen barras submareales que se organizan con tendencia estrato-creciente ("thickening upward") y, localmente, al desarrollo de grandes cuerpos monticulares, cuyo relieve viene indicado por la presencia de "slumps" en sus flancos (asociación IV.d.2). En el segundo estadio se aprecia una cierta organización según una dirección SW-NE, con facies y asociaciones de facies que indican que la energía del medio es mayor hacia el NE, donde continúan las mismas condiciones que en el estadio inicial, es decir, sería una zona submareal sometida a la acción de corrientes y/o tormentas en un medio abierto (asoc. IV.e), hacia el SE aparecen facies que indican una energía menor, representando medios inter-submareales tranquilos (asociaciones IV.c y IV.f), sólo a techo aparecerían esporádicos niveles canalizados (asoc. IV.b), que dada su interrelación con las asociaciones anteriores, sobre todo con la IV.c, ambas se pueden interpretar como un conjunto canal-llanura mareal.

Con la sedimentación carbonatada de la unidad AS.4 culmina el proceso de colmatación de la cuenca iniciado con los depósitos turbidíticos de la unidad AS.1. A continuación se produce una etapa de interrupción sedimentaria, durante ésta es posible que se pudieran producir importantes procesos diagenéticos que afectarían sobre todo a la unidad carbonatada; así, la ferruginización de parte de ella, con amplia presencia de ankeritas, pudo haberse producido en este momento. También se podrían haber producido procesos de karstificación, pues hay indicios de la existencia de un karst desarrollado sobre los materiales carbonatados, en los alrededores de Castañar de Ibor, del que desconocemos su edad real de formación. Este tipo de procesos u otros, también de disolución, podrían haber generado las morfologías monticulares del último nivel dolomítico entre Fresnedoso de Ibor y Navalvillar de Ibor, lo que explicaría la disarmonía existente entre la estructura externa (forma monticular) y la estructura interna (laminación paralela).

Aunque, como ya hemos dicho anteriormente, la cuenca de sedimentación para este primer episodio tectosedimentario se estructura en dirección SW-NE a S-N, con áreas emergidas hacia el SW, y de una forma amplia hacia el sur, fig. 130, y áreas más profundas hacia el NE y N, de la distribución de espesores para las unidades AS.3 y AS.4, se deduce la existencia de una estructuración a menor escala, responsable de la distribución actual de espesores de esas unidades. Al hablar de la unidad AS.4 ya hemos hecho referencia a la existencia de dos pequeños surcos en el extremo noroccidental del área estudiada, que se disponen paralelos ó casi paralelos a la estructuración regional (NW-SE). Otro accidente importante se sitúa en el extremo sur-

oriental de la misma, el cual representa una zona de umbral para la sedimentación de las unidades de plataforma, cuya disposición, a grandes rasgos, es transversal a la cuenca (NE-SW). Este umbral comienza a manifestarse a partir de la carretera al Hospital del Obispo, teniendo su máxima importancia, con el mínimo espesor de las unidades de plataforma, al SE del Estrecho la Peña.

7.2.2. Segundo episodio tectosedimentario

Este episodio se inicia tras un período de interrupción sedimentaria, situado a techo de la unidad carbonatada, AS.4, representado por la ferruginización y posible karstificación de ésta.

El episodio está compuesto por dos unidades, AS.5 y AS.6, que representan un nuevo episodio de colmatación, en este caso totalmente terrígeno, de la cuenca.

Para que esta cuenca, que ya estaba colmatada con los materiales carbonatados de la unidad AS.4, vuelvan a llegar aportes terrígenos en cantidades suficientes y se restablezcan las condiciones sedimentarias previas a la deposición de la unidad carbonatada, es necesario una reactivación del área fuente. Esta reactivación podría tener varios orígenes, descenso del nivel del mar, elevación continental, etc.; actualmente carecemos de datos que nos permitan decidir que mecanismo es el responsable de la reactivación, pudiendo ser un mecanismo mixto con impulsos tectónicos y subida del nivel del mar.

Esos impulsos, que no debieron ser muy importantes, aunque parecen ser los precursores de otros más importantes en la base de la unidad AS.7, provocarían, que volvieran a aparecer, en toda la zona estudiada, ambientes de plataforma siliciclástica de baja energía representados por la asociación de facies V.a, con unas condiciones homogéneas en toda la región, sólo esporádicamente aparecen niveles canalizados (asociación V.b), dispersos entre la asociación V.a.

En cuanto a la disposición de la cuenca para este ciclo, pese a que el techo de la unidad AS.5 está erosionado en algunos puntos (Romangordo, Valdecañas, etc.), ó incluso no aparezca la unidad (Navezuelas, Robledollano, etc.), de su distribución de espesores conservados parece deducirse que no existe un cambio significativo en la forma y estructuración de la cuenca frente al episodio anterior, se mantienen los dos surcos, con la misma dirección NW-SE, que existían en la terminación noroccidental del área estudiada, en Romangordo y en Valdecañas, en ambos casos no existen diferencias sedimentológicas frente al resto del área; aunque, como hemos dicho, sus techos están erosionados. También se mantiene el umbral situado en la zona suroriental (Estrecho la Peña), con características similares (dirección NE-SW); en este caso, sedimentológicamente, tampoco existen variaciones, incluyéndose todos los materiales en la asociación V.a, aunque presentan un tamaño de grano más fino y, en general, menos intercalaciones grauváquicas.

El tránsito a la unidad suprayacente AS.6 es concordante y corresponde a la continuación de la colmatación de cuenca iniciada con AS.5.

La unidad AS.6 representa ambientes de sedimentación más someros frente a AS.5, esta somerización indica un avance en la colmatación de la cuenca. Así el aumento en número y en la concentración de niveles canalizados, que es superior en AS.6 frente a AS.5, se debe a que en las facies más someras aparecen mayor número y concentración de canales que en facies algo más profundas, las cuales deben de carecer de ellos, ó bien si aparecen, es en menor número y muy dispersos, tal como sucede en AS.5, que sólo contiene canales en áreas localizadas, mientras que AS.6 presenta muchos más canales y en toda su extensión.

Así pues, la unidad AS.6 correspondería a ambientes deposicionales sublitorales que podrían considerarse como deltaicos, aunque carecen de las características típicas de esos medios; la asociación de secuencias que hemos interpretado como originadas por progradación de barras de desembocadura de canales distributarios (asociación VI.d) y de secuencias canalizadas (asociación VI.a), entre el puente de Almaraz y la pista forestal de Higuera a Campillo de Deleitosa, dadas las condiciones ambientales precámbricas muy diferentes de las actuales, con ausencia de vegetación continental, etc., sería posible considerarlas como "deltas" en sentido amplio. Junto a estas secuencias aparecen otras asociaciones de facies que corresponden a llanuras mareales (asociación VI.c), que representarían zonas muy someras dentro del sistema deltaico. La última asociación de facies que presenta esta unidad (asociación VI.b) se puede interpretar como depósitos de plataforma siliciclástica de baja energía, que se habría originado en zonas más externas y abiertas, asociadas a la cual aparecen menor número de canales.

En cuanto a su disposición paleogeográfica, la distribución de sus asociaciones de facies es relativamente homogénea, aunque en los afloramientos noroccidentales (puente de Almaraz, pista Higuera-Campillo, etc.) es frecuente la aparición de las asociaciones VI.d y VI.c junto a la VI.a (canales) y la VI.b, mientras que en sus afloramientos surorientales (Hospital del Obispo, La Calera, etc.) aparece la VI.b junto a la VI.a, mientras que las otras dos no existen. En estas dos zonas sus espesores tienden a disminuir desde el NW, donde presenta los máximos a pesar de estar la unidad incompleta, hacia el SE, presentando los mínimos en la zona de La Calera-Estrecho la Peña, donde la unidad está completa.

Se desconocen las direcciones de paleocorrientes de los niveles canalizados, aunque su morfología de afloramiento puede ser indicativa en sentido amplio. Así, al SE del área estudiada, los niveles canalizados presentan formas lenticulares, por lo que debemos estar observándolos en una dirección muy próxima a la de su eje, y por lo tanto a la de sus direcciones de aporte, que de una forma amplia sería NE-SW, sin poder precisar su sentido; por otro lado, al NW del área estudiada los niveles canalizados se presentan como extensos cordones

lineales, lo que indicaría que sus ejes son sensiblemente paralelos a sus afloramientos y por lo tanto a sus direcciones de aporte, las cuales serían, en este caso, NW-SE sin poder precisar tampoco su sentido.

De todo lo anterior, parece deducirse que la estructuración de la cuenca podría ser similar a los estadios anteriores, pues además, carecemos de indicaciones que nos hagan suponer que la estructura a gran escala ha variado, de esta forma existirían áreas emergidas hacia el S y SE de la actual zona de estudio y una cuenca muy somera por lo que las direcciones de paleocorrientes podrían ser muy variables, articulada con un umbral hacia el SE, en la misma posición que para las etapas anteriores. Otras estructuraciones, ante la ausencia de afloramientos, no han podido ser observadas.

7.2.3. Tercer episodio tectosedimentario

De este episodio sólo se conservan sus materiales basales, representados por la unidad AS.7. Esta presenta una base erosiva, apoyándose en las dos únicas zonas en las que aflora sobre distintas unidades infrayacentes: así al SW de Guadalupe, en el flanco SW del anticlinal de Ibor, lo hace sobre la unidad AS.5; mientras que entre la carretera al Hospital del Obispo y el Estrecho la Peña, flanco NE del mismo anticlinal, lo hace sobre la unidad AS.6, en ambos casos el contacto parece ser concordante, aunque neto. Su base erosiva, unida a la presencia de clastos pertenecientes a las unidades infrayacentes que evidencian su consolidación (se reconocen clastos de grauvacas, de grauvacas con cemento dolomítico, de alternancias milimétricas de lutitas y grauvacas (facies laminadas), correspondientes a las unidades AS.5 y AS.6, así como clastos dolomíticos de la unidad AS.4; además de clastos de cuarzo y otros fragmentos de rocas cuarcíticas procedentes de otras áreas, externas a la cuenca, y clastos de lutitas de origen intraformacional), nos indica la presencia en la base de este episodio de una discontinuidad estratigráfica mayor que, por lo tanto, tiene rango de laguna estratigráfica.

Así pues, su base erosiva y la presencia en AS.7 de clastos de las unidades infrayacentes, indican sin lugar a dudas que este episodio se inicia tras la existencia de una serie de impulsos tectónicos, posiblemente compresivos, que nos ponen al descubierto materiales infrayacentes ya consolidados que de esta forma son sometidos a erosión, llegando incluso a desaparecer la unidad AS.6 al SW de Guadalupe.

Tras este período erosivo, que aparentemente no incluye paleoalteración de las unidades infrayacentes, se inició la sedimentación correspondiente a este episodio; ésta, en el área estudiada, se limita a la unidad AS.7, la cual no está completa en ningún punto debido a la erosión preordovícica. Sedimentológicamente presenta problemas de interpretación, la existencia de niveles originados por "debris flows" y de "sheet flows" (asociación VII.c) permiten atribuirlo tanto a niveles turbidíticos de pie de talud, como a abanicos aluviales;

su asociación con niveles canalizados, cuyo origen pudo ser transporte por aguas claras (asociación VII.b) y a ripples con láminas lutíticas en las caras de avalancha (asociación VII.a), pese a que no son concluyentes, sí las podemos atribuir preferentemente a medios de tipo aluvial, más que a surcos turbidíticos. Su situación en la base del episodio tras unos impulsos compresivos, que levantan y ponen al descubierto incluso áreas de la zona de estudio que de esta forma son sometidas a erosión, podría apoyar tal hipótesis, puesto que si hemos de suponer un origen turbidítico para estos materiales es necesario que tras esta fase inicial se produzca una nueva, distensiva en este caso, que nos creara un surco en el que se depositarían materiales turbidíticos, dado que no poseemos indicios concluyentes de que suceda eso, aunque el área estudiada por nosotros es muy restringida y esas características, para que se observen, necesitarían áreas más extensas, por el momento preferimos la interpretación anteriormente expuesta que explica los mismos hechos de una forma más sencilla con los datos que disponemos; sin embargo, hemos de reconocer que existen problemas regionales, que serán tratados más adelante, que en cualquier caso hacen necesario estudios detallados de esta unidad en áreas próximas.

Las medidas de paleocorrientes realizadas en esta unidad, aunque escasas, indican direcciones de aporte desde el sur hacia el norte, para ser más exactos desde el SE-SW hacia el NW-NE, la dispersión de los datos impiden mayores precisiones. Estas direcciones, unido a que AS.7 se sitúa sobre la zona donde los materiales infrayacentes presentan los espesores más reducidos (umbral de La Calera-Estrecho la Peña), nos hace suponer que han existido cambios en la estructuración de la cuenca, al menos a cierta escala, con la aparente desaparición del umbral anteriormente citado y, posiblemente, cambios de diversa consideración en la posición del área fuente, aunque de un forma general parece seguir situándose hacia el sur del área estudiada. La misma área fuente ha cambiado incluso de naturaleza, vuelven a aparecer clastos feldespáticos, ausentes en AS.6, lo que indica una mayor inmadurez de los materiales, posible tanto en abanicos aluviales, como en surcos turbidíticos. El área fuente estaría formada por materiales sedimentarios, tanto de episodios infrayacentes con clastos de AS.6, AS.5 y AS.4, no pudiendo demostrarse la existencia de clastos de las demás unidades AS.3, AS.2 y AS.1, aunque es lógico suponer que a medida que avanzara la erosión podrían ser también exhumadas y sometidas a erosión, dependiendo del grado de levantamiento de la zona; también aparecen materiales metamórficos de un posible Beturiense, y por lo tanto suponemos también que materiales sedimentarios del Alcudiense inferior formarían parte del área fuente, al situarse entre Beturiense y Alcudiense superior.

Rupturas sedimentarias como las que inician este ciclo, de este rango y con estas características no han sido citadas anteriormente en otras áreas, próximas ó alejadas, dentro del Alcudiense superior. Lo más próximo a ella podría ser la discontinuidad existente en la base del nivel de Fuentes, aunque ésta presenta unas

características que hacen que no podamos compararlas de forma inmediata.

La evolución vertical del ciclo nos es totalmente desconocida debido a que carecemos de materiales en los que se pueda observar, pues han sido erosionados previamente a la sedimentación de los materiales ordovícicos; sin embargo, podemos apuntar su tendencia por correlación con otras áreas, pese a que éstas son localmente muy problemáticas, como veremos a continuación (ver apartado 7.3.).

7.2.4. Otros episodios evolutivos

En cuanto a la evolución posterior a la sedimentación de los materiales estudiados, hay que señalar que la no aparición, aparentemente, de materiales de edad Cámbrico inferior en esta zona, no podemos precisar si se debe a no deposición, porque esa zona había sufrido nuevos episodios tectónicos compresivos (fase Asíntica), quizás relacionados con la génesis del nivel de Fuentes y del resto de las unidades del primer ciclo Fanerozoico, y por lo tanto, era un área sometida a erosión desde finales del Precámbrico, ó bien, si por el contrario, el Cámbrico se depositó y fue erosionado previamente a la sedimentación del Ordovícico.

Posteriormente, los materiales de los anticlinales de Ibor y Navezuelas-Robledollano sufrieron nuevos episodios tectónicos (fase Sárdica). Esta fase que si generó pliegues, éstos deben ser homoaxiales ó casi homoaxiales con los generados en la primera fase hercínica (ver apartado 6.3.), comprende aparentemente dos etapas similares que se inician con una fase compresiva, suave, para a continuación sufrir una fase distensiva, en las cuales se generarían pequeños surcos que se debieron rellenar rápidamente por materiales terrígenos (unidad C-O y Tremadoc, ver apartado 4.5.). El último ciclo de colmatación de estas cubetas dio paso al avance transgresivo de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (cuarcita armoricana), sobre dichas cubetas colmatadas y un "zócalo" precámbrico peneplanizado y arrasado.

7.3. Correlaciones

Las correlaciones de los materiales estudiados no presentan problemas hacia el sur ó el este, siendo problemáticas hacia el noreste (Valdelacasa), y muy problemáticas con áreas algo más alejadas hacia el noroeste (N de Cáceres y Salamanca), con otras áreas aún más lejanas, dados los conocimientos existentes, creemos que todo intento de correlación carece de base firme.

7.3.1. Correlaciones hacia el sur y el este

En esta zona incluimos los anticlinales de Abenójar, Agudo-Valdemanco, Centroextremeño y Alcudía, al suroeste y sureste; y el anticlinal de Navalpino al este (ver cuadro II).

ALCUDIA	ABENOJAR	CENTRO EXTREMEÑO	IBOR	NAVALPINO	VALDELACASA			
BOUYX (1970) TAMAIN (1975)	ROIZ Y VEGAS (1980)	TEJERO (1976)	ESTE TRABAJO	SAN JOSE (1980)	HERRANZ et al. (1977)	HERRANZ et al. (1977)	LINAN et al. (1984)	
CUARCITA ARMORICANA						SKIDDA VIENSE	TREMA-DOC	
NIVELES ROJOS	TRAMO INF CONGLOM	CAPAS ROJAS	TREMA-DOC UNIDAD C-0	TREMA-DOC	SERIE DEL ESTENA	ELANK.	CAMBR. SUP.	ORDOVICICO
					CALIZAS LOS NAVALCILLAS		CAMBR. INF-SUP.	
					ARENISCAS DEL AZOREJO			CAMBRICO INFERIOR
					PIZARRAS DEL PUSA			
				b ₂ - b ₈	PIZARRAS DEL PUSA			SUPERIOR
				b ₁	N. FUENTES			
			AS 7	a ₆	UPPER DETRITAL/BEDS ¹¹			VENDIENSE
			AS 6	a ₅	"CONGLOMERATE BEDS" CONGLOMERADOS DE VILLAR DEL PEDROSO			
			AS 5	a ₄	TORILEJO			PROTEROZOICO
			AS 4	a ₃	CALIZAS DE VILLARTA			
SERIE DE HINOJOSAS GRAUVACAS Y CONGLOMERADOS	SERIE CONGLOMERATICO-CARBONATADA	F. RETAMOSA-CABAÑAS CAS	AS 3	a ₂	PIZARRAS DEL GUADIANA			MEDIO ?
	TRAMO PELITICO CON "PEBBLY MUDSTONE"		AS 2	a ₁				
	SERIE FLYSCHOIDE	FORMACION ALDEACENTENERA	AS 1					
		?						
ESQUISTOS DE ALCUDIA (ALCUDIENSE INFERIOR)		POSIBLE ALCUDIENSE INFERIOR INCLUIDO EN LA F. ALDEACENTENERA						RIFEENSE

Cuadro II: Correlaciones litoestratigráficas de las unidades reconocidas en este trabajo con unidades descritas por otros autores en áreas próximas.

Table II: Lithostratigraphic correlation of units defined in this paper with those described by different authors in other anticlines.

Como ya hemos indicado anteriormente las correlaciones las efectuaremos a partir de los episodios aquí descritos, con las unidades definidas para otras áreas, que presenten una tendencia similar. Así pues, el primer episodio tectosedimentario se puede correlacionar con:

Los materiales sedimentarios situados, discordantemente, sobre lo que denominamos Alcudiense inferior (esquistos de Alcudia), es decir, con las "grauvacas y conglomerados" y la "serie de Hinojosas", BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971), etc.

Con los materiales sedimentarios descritos por ROIZ y VEGAS (1980) en el anticlinal de Abenójar, que los dividen en un tramo flyschoide basal que correlacionamos con AS.1 y un tramo pelítico que contiene "pebbly mudstones", equiparable a AS.2 y un tramo superior con calizas y conglomerados que podría ser equivalente a AS.3 y AS.4.

Con el "conjunto superior" descrito por PIAREN (1985) en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, en sus dos zonas descritas en las que se observa perfectamente la estructuración de la cuenca, similar a la aquí descrita, con sentido suroeste-noreste.

En el gran anticlinorio Centroextremeño, correlacionamos las unidades turbidíticas basales AS.1 y AS.2, con

las formaciones Aldeacentenera y Retamosa-Cabañas del Castillo, respectivamente, TEJERO (1976), que presentan sus mismas características, aunque la formación Aldeacentenera, según observaciones personales, es posible que incluyera materiales que se pueden asimilar al Alcudiense inferior. En esta zona no aparecen las unidades de plataforma suprayacentes.

Por último, son correlacionables con las pizarras del Guadiana y las calizas de Villarta, del anticlinal de Navalpino, descritas por HERRANZ *et al.* (1977), que posteriormente fueron subdivididas por SAN JOSÉ (1980) en varios tramos cuya correlación detallada con nuestra área de estudio es la siguiente: AS.2 y posiblemente parte de AS.1 lo correlacionamos con el tramo a1. AS.3 con el tramo a2. Finalmente, AS.4 con el tramo a3, en este caso la potencia de la unidad carbonatada en Navalpino, entre 150 y 400 m implica la desaparición, hacia el este, del umbral existente en la zona del Estrecho la Peña.

Materiales que pueden ser correlacionables con el segundo episodio tectosedimentario, situados concordando

temente sobre niveles carbonatados, no han sido descritos en ningún punto de estas direcciones, excepto en el anticlinal de Navalpino.

En el anticlinorio Centroextremeño TEJERO (1976) indica que la unidad más alta aflorante es la formación Retamosa-Cabañas del Castillo, que hemos correlacionado con AS.2, careciendo de datos de la mitad sur-oriental de dicho anticlinorio. En el anticlinal de Abenójar ROIZ y VEGAS (1980) indican que los niveles carbonatados son los más altos aflorantes, por lo que no existen materiales suprayacentes correlacionables con nuestra zona. De la misma manera tampoco afloran materiales que se puedan correlacionar con este episodio, ni en el anticlinal de Alcudia, BOUYX (1970), ni en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, donde PIEREN (1985) indica que la unidad más alta que aparece son las "dolomías y calcoesquistos del collado de la Liebre", equiparables a AS.4.

En el anticlinal de Navalpino, por encima de las calizas de Villarta aparecen las pizarras del Torilejo, que ya habían sido correlacionadas con los niveles suprayacentes a las calizas del anticlinal de Ibor por HERRANZ *et al.* (1977), VILAS *et al.* (1979), etc. De una forma más detallada SAN JOSÉ (1980) subdivide las pizarras del Torilejo en tres tramos: de éstos, el tramo inferior, que denomina a4, podría ser correlacionable, en cuanto a facies, con AS.6, pues ambos presentan niveles lenticulares canalizados; en esta zona, por la descripción de facies, AS.5 debe estar incluido en a4 y representar sus niveles basales que no contienen canales.

Finalmente, del tercer episodio tectosedimentario tampoco aparece en ningún punto dentro de este sector del Macizo, materiales que puedan ser equivalentes a AS.7, no existiendo indicaciones de su aparición ni en el anticlinorio Centroextremeño, TEJERO (1976), ni en el de Agudo-Valdemanco, PIEREN (1985), ni en el anticlinal de Abenójar, ROIZ y VEGAS (1980), ni en el anticlinal de Alcudia, BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971).

Hacia el este, en el anticlinal de Navalpino, la unidad equivalente a ésta serían las pizarras del Torilejo, HERRANZ *et al.* (1977), que como ya hemos indicado incluyen también materiales que se pueden correlacionar con unidades infrayacentes a AS.7. Posteriormente, las pizarras del Torilejo fueron subdivididas en varios tramos por SAN JOSÉ (1980); de esta manera, la unidad AS.7 se puede correlacionar con el tramo a5 de dicho autor, ambos presentan niveles conglomeráticos canalizados característicos, aunque en Navalpino existen mayor número de canales, con mayor potencia y el tamaño de los clastos es también muy superior; asimismo en ambas zonas aparecen niveles de "pebbly mudstones" originados por "debris flow".

Todo lo anterior parece indicar que Navalpino representa un área mucho más proximal al área fuente que el anticlinal de Ibor, lo cual también nos indica que la paleogeografía de la cuenca ha variado con respecto a las etapas anteriores, donde la evolución presentaba marcadas coincidencias entre ambas zonas. Continuando con la evolución de este episodio, en la misma zona de Navalpino, sobre la unidad anterior aparece otro tramo,

a6 según SAN JOSÉ (1980), compuesto por una ritmita arenoso-arcillosa en la que se reconocen secuencias de Bouma completas, que se han interpretado como originadas por corrientes turbidíticas en un abanico submarino.

La existencia en la base del episodio de una discontinuidad en ambas zonas, así como la existencia, en Navalpino, de materiales turbidíticos sobre una unidad equivalente a AS.7 nos hace pensar en un origen turbidítico para AS.7 y no de abanicos aluviales. La cuestión, es una cuestión abierta a falta de nuevos datos, pues en esta misma región se conocen ejemplos de inicios de episodios que presentan la misma tendencia, con niveles basales diferentes. Así, por ejemplo, el ciclo basal del Alcudiense superior en el anticlinorio de Agudo-Valdemanco, comienza por niveles de conglomerados canalizados y paraconglomerados que han sido interpretados por PIEREN (1985) como originados por abanicos aluviales. Por otro lado, el inicio del primer ciclo Fanerozoico, en Valdelacasa y en Navalpino, que incluye a techo materiales datados como Cámbrico inferior, discordante sobre Alcudiense superior, HERRANZ *et al.* (1977), SAN JOSÉ (1980), etc., comienza con niveles conglomeráticos de carácter olistostrómico, nivel de Fuentes, que se suponen depositados al pie del talud submarino. En los tres casos citados los materiales conglomeráticos dan paso a unidades que presentan claras características turbidíticas: AS.1 y materiales equivalentes en los anticlinales de Ibor y Agudo-Valdemanco; tramo a6 incluido en las pizarras del Torilejo del anticlinal de Navalpino; y, por último, las pizarras del Pusa en los anticlinales de Valdelacasa y Navalpino.

7.3.2. Correlaciones hacia el noreste (Valdelacasa)

Al correlacionar con esta zona no podemos olvidar tres cuestiones: por un lado, que la estructuración de la cuenca anteriormente expresada para todos los episodios, parece indicar que las respectivas cuencas son más profundas hacia el norte, por lo que en esa dirección deben aparecer facies más distales que en el área aquí estudiada; por otro lado, que los materiales descritos en Valdelacasa son turbidíticos; y, finalmente, recordar que tanto en Valdelacasa como en Navalpino afloran una serie de niveles característicos fácilmente correlacionables entre sí, nivel de Fuentes y pizarras del Pusa, bajo las cuales, en Navalpino, afloran materiales que hemos correlacionado con nuestra zona, lo que indica que las correlaciones con Valdelacasa se deben de realizar con las capas infrayacentes al nivel de Fuentes, el cual se sitúa discordante sobre su sustrato, HERRANZ *et al.* (1977), SAN JOSÉ (1980).

Las unidades que se han descrito en Valdelacasa bajo el nivel de Fuentes, son dos unidades turbidíticas separadas por un episodio conglomerático: la unidad turbidítica inferior es equivalente a las "lower detrital beds", LIÑAN *et al.* (1984), y al "conjunto litológico basal" de las "pizarras y grauvacas masivas", IGME (1977a); los niveles conglomeráticos corresponden a los

"conglomerados de Villar del Pedroso", VEGAS (1971), y a las "conglomerate beds", LIÑAN *et al.* (1984); finalmente, la unidad turbidítica superior es equivalente a las "upper detrital beds", LIÑAN *et al.* (1984), que junto a los niveles conglomeráticos forman el "conjunto litológico superior" de las "pizarras y grauvacas masivas", IGME (1985 a).

Existen dos posibles correlaciones de estas unidades con las descritas por nosotros en este trabajo:

La primera sería correlacionar el primer episodio tectosedimentario con la unidad turbidítica inferior y con los conglomerados de Villar del Pedroso, que podrían representar dos estadios en la colmatación de una cuenca submarina (al igual que nuestro episodio I representa un episodio de colmatación). En este caso, a techo de los conglomerados debería existir una discontinuidad equivalente a la descrita en nuestra zona a techo de AS.4, y los episodios II y III ser correlacionables con la unidad turbidítica superior, ó incluso el tercer episodio estar erosionado total ó parcialmente bajo el nivel de Fuentes.

Esta correlación implica un cambio lateral de facies desde las unidades de plataforma en Ibor (exclusivamente AS.3, puesto que el tiempo equivalente a AS.4 no debe tener representación en la cuenca, al corresponder esta unidad a un período de ralentización en la sedimentación, con aportes muy bajos ó casi nulos, por lo que no podrían llegar a la cuenca materiales sedimentarios), a unidades turbidíticas (fundamentalmente los niveles conglomeráticos de Villar del Pedroso). Sin embargo, esta correlación plantea el problema de la procedencia de los aportes conglomeráticos, puesto que éstos al no tener correlación directa en Ibor, más que con los niveles conglomeráticos basales de AS.3, los cuales se acuñan en nuestra área de estudio, fig. 82, no pueden proceder de ellos, por lo que esta correlación, ó no es válida, ó los conglomerados proceden de otra zona, pudiendo ser aportes transversos a la cuenca, aunque carecemos de datos que apoyen tal suposición.

En la segunda hipótesis, que es la que creemos correcta y está expresada en el cuadro II, correlacionamos el episodio III con los conglomerados de Villar del Pedroso, lo que viene apoyado por las características litológicas semejantes entre ambos tipos de niveles conglomeráticos.

Esta correlación implica la existencia de una discontinuidad, que puede ser muy importante, en la base de los conglomerados de Villar del Pedroso (y no a techo, como en el caso anterior), y que todo el episodio del cual AS.7 es sólo su base, sea correlacionable con los conglomerados de Villar del Pedroso y con la unidad turbidítica superior, aunque materiales equivalentes a esta última no aparezcan en el anticlinal de Ibor, haciéndolo en el de Navalpino, unidad a6 de SAN JOSÉ (1980).

En cuanto a los episodios infrayacentes I y II, existen tres posibles correlaciones con la unidad turbidítica inferior, careciendo de datos para decantarnos concluyentemente por uno de los tres: por un lado, la unidad

turbidítica inferior puede ser equivalente sólo al episodio I, lo cual implica que el equivalente al episodio II en Valdelacasa, estaría erosionado por los conglomerados de Villar del Pedroso; por otro lado, la unidad turbidítica inferior puede ser equivalente sólo al episodio II, en cuyo caso el episodio I no afloraría en Valdelacasa; y, finalmente, la unidad turbidítica inferior puede ser equivalente tanto al episodio I como al II. Al carecer de datos, en el cuadro II, hemos indicado esta última posibilidad, por el mero hecho de ser la más amplia.

Aunque creemos que esta última hipótesis es la correcta, hemos de señalar, sin embargo, que la definición final de cualquiera de las dos opciones anteriormente expresadas pasa por un mejor conocimiento de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Valdelacasa, para ello es necesario conocer como funcionan los aparatos turbidíticos; si hay uno ó varios dentro de cada unidad, direcciones de paleocorriente, etc.; cuales son las relaciones entre los distintos aparatos, si hay varios; etc. Asimismo hay que profundizar en los conocimientos sobre los niveles conglomeráticos de Villar del Pedroso, estudiando tanto sus relaciones laterales como verticales con los episodios turbidíticos. Finalmente, es necesario conocer el inicio del ciclo Fanerozoico, estudiando el nivel de Fuentes, con vistas a definir detalladamente sus relaciones exactas con los materiales infrayacentes.

En cuanto al apartado de correlaciones, hemos de señalar que recientemente, LIÑAN *et al.* (1984) han expresado la posible correlación de las dolomías del anticlinal de Ibor (unidad AS.4), con el nivel de Fuentes, siguiendo las ideas presentadas anteriormente por MORENO (1977 a y b) y CAPOTE *et al.* (1977), este esquema parte de la idea de que el nivel de Fuentes representa los depósitos de pie de talud de una plataforma carbonatada, que suponemos podría ser similar al modelo descrito por McILREATH y JAMES (1979) para taludes carbonatados, aunque la unidad AS.4 no es una plataforma carbonatada en sentido estricto. Esta correlación, sin embargo, presenta varias dificultades; en primer lugar, se ha citado una discordancia, incluso con paleorrelieve, en la base del nivel de Fuentes, SAN JOSÉ (1980), cuya existencia no parecen admitir dichos autores.

Por otro lado, por encima del nivel de Fuentes en Valdelacasa, aparecen ya faunas que indican que, al menos en parte, las pizarras del Pusa son ya de edad cámbrica, BRASIER *et al.* (1979), LIÑAN *et al.* (1984), mientras que en el anticlinal de Ibor por encima de las dolomías hasta la unidad AS.6, aparecen ejemplares de Vendoténias, que por criterios fitoplanctónicos deben incluirse los materiales que los contienen en el Precámbrico, LIÑAN *et al.* (1984), finalmente, la flora que aparece por encima de AS.4, señalada por estos mismos autores, concretamente *Mycrhystridium*, no es determinativa de una edad cámbrica, pues su distribución abarca desde el Precámbrico terminal al Cámbrico inferior y en cualquier caso coexiste con las Vendoténias. La icnofauna existente, también citada por LIÑAN *et al.* (1984), aparte de que tampoco es indicativa,

puesto que *Phycodes pedum* que podría indicar una edad cámbrica, ha sido citado en el Grupo Nama de Africa del Suroeste, cuya edad es precámbrica, pensamos que ha podido ser recolectado en una unidad detrítica suprayacente a las dolomías, pero claramente discordante con estas, en la que también nosotros hemos encontrado icnofauna, que actualmente aún no esta clasificada.

Por último, hay que señalar que los diversos episodios tectosedimentarios reconocidos en el anticlinal de Ibor, no tendrían equiparación en el anticlinal de Valdelacasa (si correlacionamos las dolomías con el nivel de Fuentes), sobre todo el tercero (unidad AS.7), puesto que la discontinuidad existente en su base, si admitimos la correlación de AS.4 con el nivel de Fuentes, debería estar incluida, ó bien en las pizarras del Pusa, ó en las areniscas de Azorejo, discontinuidad que no ha sido citada por ningún autor en esas unidades, y creemos que es difícil que exista con estas características.

7.3.3. Correlaciones con otras áreas (N. de Cáceres, Salamanca)

La correlación con otras áreas que no sean las anteriormente expresadas (ver Cuadro II), son muy problemáticas. Así, por ejemplo, hacia el NW del área estudiada no existe ningún tipo de datos hasta el norte de la provincia de Cáceres y Salamanca. En esta región,

entre otros trabajos locales, hemos intentado correlacionar con los materiales descritos por DIEZ BALDA (1980, 1982), y con los descritos por RODRÍGUEZ ALONSO (1982).

Sin embargo, en el primer caso, las unidades descritas; "formación Monterrubio" y "formación Aldeatejada", se sitúan concordantes bajo las areniscas de Tamames, datadas como Cámbrico inferior bajo, por lo que más que con el Alcudiense estas formaciones se deberían correlacionar con materiales del primer ciclo Fanerozoico, situados estratigráficamente sobre las unidades estudiadas en este trabajo.

Con los materiales descritos por RODRÍGUEZ ALONSO (1982), la correlación es problemática, pues aunque no existe ningún tipo de datación, esta misma autora indica que el "tramo inferior" de su "unidad superior", compuesto por lutitas negras, conglomerados carbonatados, areniscas y paraconglomerados, es correlacionable con el nivel de Fuentes de los Montes de Toledo. Teniendo en cuenta que el nivel de Fuentes se sitúa estratigráficamente por encima de los materiales estudiados, sólo podríamos correlacionar con su "unidad inferior", la cual está formada por dos tramos concordantes; uno inferior areniscoso y lutítico, y otro superior, también areniscoso y lutítico, con intercalaciones de conglomerados que pueden presentar aspecto caótico. Con estas características litológicas la "unidad inferior" podría ser correlacionable bien con AS.2, bien con AS.7, aunque esta correlación dado que no cita ningún tipo de discontinuidad con la "unidad superior" es problemática.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALTEBBAUMER, F.J.; AVILES, O.; BIENERT, F.; HAGER, A.; HEINZ, H.; KAISER, K.; KELLER, C.; KRUGER, T.; KULLING, A.; SCHNEIDER, A.; SENNEWALD, S.; SIMON, M.; TOUET, A.; WALTER, R. (1982): "La Geología del sinclinal del Río Viejas y del sinclinal de Santa Lucía". Münster. Forsch. Geol. Paläont. 56: 69-87.
- ANDERTON, R. (1976): "Tidal shelf-sedimentation: an example from the Scottish Dalradian". *Sedimentology*, 23: 429-458.
- APARICIO YAGUE, A.; GIL CID, M.D. (1972): "Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes Isla de Toledo". *Estudios Geológicos*, 28 (2-3): 105-110.
- ARCHE, A. (1983): "Análisis de facies". I. Curso de Sedimentología para Postgraduados. A. Arche (Ed.). 1: 1-25. Instituto de Geología Económica, C.S.I.C.
- BALLESTRA, G.; BECKER-WALL, C.; GERMANN, A.; HOFGES, J.; HOFFMANN, M.; KUMPA, M.; MARKER, A.; NEIDHOFER, R.; RUTH, H.G.; SCHILLING, E.; WILCKE, J.; WALTER, R. (1982): "La geología del sinclinal de Guadarranque". Münster. Forsch. Geol. Paläont. 56: 45-68.
- BANKS, N.L. (1973): "Tide-dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, North Norway". *Sedimentology*, 20: 213-228.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH.; RIBEIRO, A. (1973): "Geotectonic model for the Iberian variscan orogen". *Nature Phys. Sc.*, 241: 50-52.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH.; RIBEIRO, A. (1974): "Le Précambrien de la Meseta Ibérique". In: *Précambrien des zones mobiles de l'Europe*. Conference Liblice. P.I.G.C. (1972), 133-162.
- BOUMA, A.H. (1962): "Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation". Elsevier, 168 págs.
- BOUMA, A.H.; BERRYHILL, H.L.; KNEBEL, H.J.; BRENNER, R.L. (1982): "Continental Shelf and epicontinental seaways". In: *Sandstone depositional environments*. P.A. Scholle and A. Spearing (Eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 281-327.
- BOUYX, E. (1962): "La edad de los esquistos de Alcudia". *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 66: 197-200.
- BOUYX, E. (1970): "Contribution a l'étude des formations anteoroviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. I.G.M.E.*, 73: 1-263.
- BRASIER, M.D.; PEREJON, A.; SAN JOSE, M.A. de. (1979): "Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". *Estudios Geológicos*, 35: 379-383.
- BRENNER, R.L.; DAVIS, D.K. (1973): "Storm-generated coquinoid sandstone: genesis of high energy marine sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana". *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84: 1685-1698.
- BUCK, S.G. (1980): "Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp supergroup of South Africa". *Precambrian Research*, 12 (1-4): 311-330.
- BUTENWEG, P. (1968): "Geologische untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Provinz Jaén, Spanien)". *Münsters. Forsch. z. Geol. u. Paläont.*, 6: 1-125.
- CAMPBELL, C.V.; OAKS, Jr. R.Q. (1973): "Estuarine sandstone filling tidal scours. Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming". *Journal of Sedimentary Petrology*, 43 (3): 765-778.
- CAÑADA, F. (1962): "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 653, Valdeverdeja (Cáceres-Toledo)". *I.G.M.E.*, 5-79.
- CAPOTE, R. (1983 a): "Los tiempos Precámbricos: Discusión e interpretaciones de conjunto". Libro Jubilar J.M. Ríos, Editado por I.G.M.E., 111-116.
- CAPOTE, R. (1983 b): "La estructura de la extensión SE. de la zona Centroibérica en el Sistema Central". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 467-476.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; 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.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VEGAS, R. (1977): "The Precambrian of the central part of the Iberian Massif". *Estudios Geológicos*, 33: 379-385.
- CLARI, P.; GHIBAUDO, G. (1979): "Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piedmont Basin, northwestern Italy)". *Sedimentology*, 26 (5): 719-730.
- COLEMAN, J.M. (1976): "Deltas: Processes of deposition and models for exploration". *Continuing Education Publ. Co.*, Champaign. II. 102 págs.
- COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. (1982): "Deltaic environments of deposition". In: *Sandstone depositional environments*. P.A. Scholle and D. Spearing (eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 139-178.
- COLLISON, J.D. (1978): "Alluvial Sediments". In: *Sedimentary Environments and Facies*. H.G. Reading (Ed.), 15-59. Blackwell Scien. Publ. London.
- COOK, H.E.; FIELD, M.E.; GARDNER, J.V. (1982): "Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes". In: *Sandstone Depositional Environments*. P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.). Mem. A.A.P.G., 31: 329-364.
- CORRETGE, L.G. (1983): "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. I.G.M.E. (Ed.), 569-592.
- CRESPO LARA, V. (1972): "La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena central". *Boletín Geol. y Min.*, 83 (2): 174-180.
- CRESPO LARA, V.; TAMAIN, G. (1971): "Mise en évidence des niveaux carbonatés interstratifiés dans l'"Alcudien" de la Sierra Morena centrale (Espagne)". *C.R. somm. Acad. Sc.*, 272: 688-690.
- CRESPO LARA, V.; REY, J. (1971): "Contribución al estudio del valle de Alcudia". *Boletín Geol. y Min.*, 82 (6): 512-515.

- CRESPO LARA, V.; LOPEZ VILCHEZ, L.; PAZ PEREZ, C.; REY DE LA ROSA, J. (1971): "Contribución al estudio de los sedimentos del Valle de Alcudia". I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. T. 1, sec. 1, pág. 139.
- CRIMES, T.P.; LEGG, I.; MARCOS, A.; ARBOLEYA, M. (1977): "? Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain". In: Trace fossils 2. Crimes, T.P. and Harper, J.C. (Eds.). Geol. Journ. Spec. Issue, 9: 91-138.
- CUVELIER, N.; KIRSCH, P.; WEMPE, H.; WEYER, H.J.; WALTER, R. (1982): "La geología del anticlinal de Ibor en la región de Navalvillar de Ibor". Münster. Forsch. Geol. Paläont., 56: 29-43.
- DELGADO, J.F.N. (1907): "Contribuições para o estudo dos terrenos paleozoicos. I. Precámbrico e Archaico. II. Cámbrico". Com. serv. Geol. Port., 6: 22-56.
- DIEZ BALDA, M.A. (1980): "La sucesión estratigráfica del complejo esquistoso-grauváquico al Sur de Salamanca". Estudios Geológicos, 36: 131-138.
- DIEZ BALDA, M.A. (1982): "El complejo esquistoso-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. Inédita. 279 págs.
- EGOZQUE, J.; MALLADA, L. (1876): "Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres". Mem. Com. Mapa Geol. de España. Madrid.
- ELLIOT, T. (1978): "Deltas". In: Sedimentary environments and Facies. H.G. Reading (Ed.), 97-142. Blackwell Scient. Publ. London.
- EVANS, G. (1975): "Intertidal flat deposits of the Wash, western Margin of the North Sea". In: Tidal Deposits. Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer-Verlag, Berlin. 13-20.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1850): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección I. Rocas plutónicas y cristalinas". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I, 3era. serie, Tomo 1º. 1ª parte: 35-65.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1851): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección II. Rocas volcánicas". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I. 3era. serie, T. 1º. parte 2ª.: 75-107.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1854): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección III. Fósiles orgánicos". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo I, 3era. serie, T. 1º. parte 3ª.: 161-184.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856): "Ensayo de una descripción general de la estructura geológica de los terrenos de España en la Península. Sección IV. Terreno de sedimento antiguo, hasta el Carbonífero o de la ulla propiamente dicha; terrenos de transición, terrenos paleozoicos, etc., de algunos autores". Mem. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. y Nat. Tomo IV, 3ª. serie, Tomo 2º. parte 1ª.: 115-159.
- FAIRCHILD, I.J. (1980): "Sedimentation and origin of a Late Precambrian dolomite from Scotland". Journal of Sedimentary Petrology, 50: 423-446.
- FONTBOTE, J.M.; JULIVERT, M. (1974): "The Precambrian in the Iberian Peninsula". In: Precambrian des zones mobiles de l'Europe. Conference Liblice, P.I.G.C. (1972): 175-188.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): "La existencia de pliegues en el complejo esquistoso-grauváquico de la provincia de Salamanca". Acta Geol. Hispánica, 5 (4): 105-108.
- GARCIA-HIDALGO, J.F. (1982): "El Precámbrico de Valdecañas-Miravete (provincia de Cáceres)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. 124 págs. Inédita.
- GARCIA-HIDALGO, J.F. (1983): "Los materiales carbonatados del Alcudiense superior en los alrededores de Casas de Miravete (provincia de Cáceres)". Com. X Congreso Nac. de Sedimentología. A. Obrador (Ed.). 3.13-3.16. (poster).
- GARCIA-HIDALGO, J.F. (1984): "Los materiales carbonatados del Alcudiense superior en los alrededores de Casas de Miravete. (provincia de Cáceres)". Public. de Geología, 20: 379-389.
- GARCIA-HIDALGO, J.F. (1985): "Association of tractive and organic dolostones in Upper Precambrian, SE. Province of Cáceres (Spain)". IAS. 6th. European Regional Meeting. Abstracts and Poster Abstracts. 578-581.
- GEBELEIN, C.D.; HOFFMAN, P. (1973): "Algal origin of dolomite laminations in stromatolitic limestones". Journal of Sedimentary Petrology, 43 (3): 603-613.
- GERMS, G.J.B. (1974): "The Nama Group in South Africa and its relationships to the Pan-African Geosyncline". Journal of Geology, 82: 301-317.
- GIL CID, M.D.; PEREJON, A.; SAN JOSE, M.A. de (1976): "Estratigrafía y Paleontología de las Calizas Cámbricas de Los Navalucillos (Toledo)". Tecniterrae, 13: 7-19.
- GIL IBARGUCHI, I.; JULIVERT, J. (1983): "Los complejos catazonales de Galicia y Portugal". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 81-84.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERIN LOPEZ, V.; NOZAL MARTIN, F.; PEREZ-LORENTE, F. (1984): "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". I Congr. Esp. de Geol., Vol. III: 27-46.
- GOLDRING, R.; BRIDGES, P. (1973): "Sublittoral sheet sandstones". Journal Sed. Petrol., 43: 736-747.
- GOLUBIC, S. (1976): "Organisms that build stromatolites". In: Stromatolites, M. R. Walter (Ed.). Developments in Sedimentology, 20: 113-126 Elsevier. Amsterdam.
- GRESSLY, A. (1838): "Observations géologiques sur le Jura Soleurois". Neue Denkschr. allg. schweiz, Ges. ges. Naturw., 2: 1-112.
- GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): "Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del este de la provincia de Cáceres". Estudios Geológicos, 27 (2): 177-180.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935): "El Sistema Cambriano". Mem. I.G.M.E. Explicación del nuevo Mapa Geológico a escala 1:1.000.000, Tomo I: 291-525.
- HERRANZ, P. (1983): "El Precámbrico de la zona de Ossa-Morena". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 100-108.

- HERRANZ, P. (1984): "El Precámbrico y su cobertura paleozoica en las sierras centro orientales de la provincia de Badajoz". Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Inédita. 1220 págs.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A.; VILAS, L. (1977): "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el valle del Matachel". *Estudios Geológicos*, 33: 327-342.
- HOFGES, J.; KIRCH, P.; KUMPA, M.; WALTER, R. (1982): "Faziesuntersuchungen im Jungpräkambrium und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe (Zentralspanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 56: 89-130.
- HOFFMAN, P.F. (1974): "Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform-to-basin facies change, Great Slave Lake, Canada". *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 58: 856-867.
- HOFFMAN, P. (1976): "Environmental diversity of middle Precambrian stromatolites". In: *Stromatolites*. M.R. Walter (Ed.). *Developments in Sedimentology*, 20 : 599-611. Elsevier. Amsterdam.
- HOFMANN, H.J. (1974): "The stromatolite Archaeozoon acadense from the Proterozoic Green Head Group of Saint John, New Brunswick". *Can. Jr. Earth Sci.*, 11 (8): 1098-1115.
- HORODYSKI, R.J. (1983): "Sedimentary geology and stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana". *Precambrian Research*, 20 (2-4): 391-426.
- HORODYSKI, R.J. (1985): "Stromatolites of the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana: a summary and a comment on the relationship between their morphology and paleoenvironment". In: *Paleoalgology: Contemporary research and applications*. Tomey, D.F. and Nitecki, M.H. (Eds.). 34-39. Springer Verlag.
- HOWELL, D.G.; NORMARK, W.R. (1982): "Sedimentology of submarine fans". In: *Sandstone depositional environments*. P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.). *Mem. A.A.P.G.*, 31: 365-404.
- HUFNAGEL, H. (1969): "Paläobotanische Untersuchungen im Kambrium von Spanien". *Diss. Univ. Würzburg*. 174 págs.
- I.G.M.E. (1985 a): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 653, Valdeverdeja". 2ª. serie, 1ª. edición. 64 págs.
- I.G.M.E. (1985 b): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 681, Castañar de Ibor". 2ª. serie, 1ª. edición. 45 págs.
- I.G.M.E. (1985 c): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja num. 707, Logrosán. 2ª serie, 1ª. edición. 31 págs.
- I.G.M.E. (1985 d): "Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000. Hoja núm. 708, Minas de Santa Quiteria". 2ª. serie, 1ª. edición. 40 págs.
- JOHNSON, H.D. (1978): "Shallow siliciclastics seas". In: *Sedimentary environments and Facies*. Reading, H.G. (Ed.). 207-258. Blackwell. London.
- JULIVERT, M. (1983): "El Carbonífero: Evolución de la sedimentación y desarrollo de la orogénesis herciniana". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 311-337.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. C.N.G.-D.G.M. e S.G. (IGME-S.P.I. Ed.). 5-113, 15 figs. y 1 mapa.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; VERGES, J. (1983): "El Devónico en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 265-311.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1983): "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 192-246.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MARTINEZ RIUS, A. (1983): "La estructura de la extensión SE. de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 477-490.
- KLEIN, G.de V. (1977): "Clastic tidal facies". Champaign. Continuing Education Pub. Co. 149 págs.
- KNIGHT, R.; DALRYMPLE, R.W. (1975): "Intertidal sediments from the south shore of Cobequid bay, Bay of Fundy". *Tidal Deposits*. Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer Verlag, Berlin. 47-55.
- LAIRD, M.G. (1968): "Rotational slumps and slump scars in Silurian rocks, western Ireland". *Sedimentology*, 10 (1): 111-120.
- 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*, 3ª. serie. VI: 297- 380.
- LIÑAN, E.; PALACIOS, P.; PEREJON, A. (1984): "Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain". *Geol. Mag.* 121 (3): 221-228.
- LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1961): "Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias". *Brev. Geol. Astúrica*, 5 (3-4): 51-72.
- LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1962): "Sur l'existence d'une tectonique archeene au centre de l'Espagne". *C.R. somm. Soc. Géol. France.* 8: 245-247.
- LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1963 a): "Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (Prov. de Cáceres, Espagne)". *C.R. somm. Soc. Géol. France.* 5: 152-153.
- LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1963 b): "Sur la presence d'une discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C.R. somm. Soc. Géol. France.* 7: 200-251.
- LLOPIS LLADO, N.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.M. (1965): "Sur les caracteres morphotectoniques de la discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C.R. somm. Soc. Géol. France.* 7: 220-221.
- LLOPIS LLADO, N.; VILLALTA, J.F.; CABANAS, R.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L. (1967): "Le Dévonien de l'Espagne". *Intern. Sym. Devonian Syst.* Calgary, Canada. 1: 171-187.
- LORENZO, M. (1977): "Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense de Madrid. Inédita. 99 págs.

- LOTZE, F. (1945 a): "Einige probleme der Iberischen Meseta". Geotek. Forsch. 6: 78-92. Trad. por J. M. Ríos. "Algunos problemas de la Meseta Ibérica". Public. Extranjeras sobre Geol. España, C.S.I.C. V: 43-48.
- LOTZE, F. (1945 b): "Zur gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta". Geotek. Forsch. 6: 78-92. Trad. por J.M. Ríos. "Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica". Public. Extranjera sobre Geol. España. V: 149-166.
- LOTZE, F. (1956 a): "Das Präkambrium Spaniens". N. Jb. Geol. Paläont. 8: 373-380. Traduc. de J. Gómez de Llarena. Not. y Com. I.G.M.E. 60: 227-240.
- LOTZE, F. (1956 b): "Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". Geotek. Sympos. zu Ehren von. H. STILLE. 128-139.
- LOTZE, F. (1961): "Das Kambrium Spaniens". Abh. Math. Naturw. 6-8: 1-411. Trad. J. Gómez de Llarena: "El Cámbrico de España". Mem. I.G.M.E., 75: 256 págs. (1970).
- MACHENS, E. (1954): "Stratigraphie und tektonik der südostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana". Diss. 173 págs. Münster.
- MALLADA, L. (1896): "Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano". Mem. Com. Mapa Geol. España. 20: 1-515.
- MARTIN-CARO, I. (1980): "Los materiales preordovícicos en la zona de La Estrella (Montes de Toledo occidentales)". Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geológicas. Univ. Complutense. Madrid. 93 págs. Inédita.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. (1984): "Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres". I Congr. Esp. de Geol. Vol. III: 75-90.
- MARTIN IZARD, A.; ARRIBAS MORENO, A. (1984): "Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del complejo esquistoso grauváquico en el oeste de la provincia de Salamanca". I Congr. Esp. de Geol., Vol. III: 577-588.
- McCAVE, A. (1972): "Transport and escape of fine-grained sediment from shelf areas". In: Shelf Sediment Transport: Process and Pattern D.J.P. Swift. D.B. Duane and O.H. Pilkey (Eds.). 225-248. Douden, Hutchinson and Ross.
- McILREATH, I.A.; JAMES, N.P. (1979): "Carbonate Slopes". In: Facies Models, Walker, R.G. (Ed.). Cap. 12: 133-143. Geoscience. Canada.
- McPHERSON, J. (1883): "Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España". Bol. Com. Mapa Geol. España. 12: 3-40.
- MELLENDEZ, B. (1943): "Los terrenos cámbricos de la Península Hispánica". Trab. Inst. "J. de Acosta". Serv. Geol., I (1): 1-179. C.S.I.C.
- MIALL, A.D. (1979): "Deltas". In: Facies Models, R.G. Walker (Ed.). 43-56. Geoscience. Canada.
- MIDDLETON, G.V.; HAMPTON, M.A. (1976): "Subaqueous sediment transport and deposition by sediments gravity flows". In: Marine Sediment transport and Environmental Management. D.J. Stanley; D.J.P. Swift (Eds.). 197-218. John Wiley. New York.
- MONTY, C.L.V. (1976): "The origin and development of cryptalgal fabrics". In: Stromatolites. M.R. Walter (Ed.). Developments in Sedimentology. 20: 193-249. Elsevier. Amsterdam.
- MORENO, F. (1974): "Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa". Boletín Geol. y Min. 85 (4): 396-400.
- MORENO, F. (1975): "Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)". Estudios Geológicos, 31 (3-4): 249-260.
- MORENO, F. (1977 a): "Estudio Geológico de los Montes de Toledo occidentales". Tesis Doctoral (inédita). Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense. Madrid. 208 págs.
- MORENO, F. (1977 b): "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia del Cámbrico". Stvdia Geológica, XII: 123-136.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): "La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo). España". Breviora Geol. Astúrica, 20: 8-16.
- MORENO-EIRIS, E. (1979): "Estudio bioestratigráfico y paleontológico de las calizas cámbricas con Arqueociatos de Los Navalucillos y Peña Hueca (Montes de Toledo occidentales)". Tesis de Licenciatura. Fac. Cienc. Geol. Univ. Complutense. Madrid. 112 págs. Inédita.
- MUTTI, E. (1977): "Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain)". Sedimentology, 24: 107-132.
- MUTTI, E. (1979): "Turbidites et cones sous-marins profonds". In: Sedimentation detritique. P. Homewood (Ed.). 1: 353-419.
- NELSON, C.H.; KULM, L.D. (1973): "Submarine fans and channels". In: Turbidites and Deep Water Sedimentation. SEPM. Short Course, 39-78.
- NORMARK, W.R. (1978): "Fan valleys channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments". A.A.P.G., Bull. 62: 912-931.
- OEN ING SOEN (1970): "Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Portugal". Bol. Geol. y Min., 81 (2-3): 271-298.
- OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970 a): "Essai tectonique en Sierra Morena (España)". 95 Congr. Nat. Soc. Sav. Reims, Sect. Sci. 1: 305-327.
- OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970 b): "Tectonique en Sierra Morena (España)". C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D. 270: 2634-2636.
- PALACIOS, T. (1983): "Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olistostroma del Membrillar (Paleozoico superior del centro de España)". Rev. Española de Micropaleontología, 15 (3): 511-518.
- PARGA, J.R. (1970): "Evolución del macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas". 3ª. Reunión Geol. del NW. Peninsular. Bol. Geol. y Min. 81 (2-3): 115-143.

- PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1972): "Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Peninsula)". *Geol. Rundschau*, 61: 44-69.
- PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1975): "El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica". Vol. extraordinario 1er. Centenario de la R. Soc. Esp. Hist. Nat. (1871-1971). Sección Geología, 332-342.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973): "Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW. de España)". *Brev. Geol. Astúrica*, 17 (1): 5-16.
- PFEIL, R.W.; READ, J.F. (1980): "Cambrian carbonate Platform margin facies. Shady dolomite. Southwestern Virginia, U.S.A.". *Journal Sed. Petrology*, 50 (1): 91-116.
- PIEREN PIDAL, A. (1985): "Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque". Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense. Madrid. 221 págs. Inédita.
- PONCET, J. (1981): "Contrasted Occurrence of Eodevonian Stromatolites, Northeastern Armorican Massif France". *Phanerozoic Stromatolites*. C. Monty (Ed.). Springer-Verlag. Berlin. 25-35.
- RAAF, J.F.M. de.; BOERSMA, J.R.; GELDER, A. van. (1977): "Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork. Ireland". *Sedimentology*, 24: 451-483.
- RANSWEILLER, M. (1968): "Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Mittlespanien)". Diss. Univ. Münster, 100 págs.
- READ, J.F. (1982): "Carbonate Platforms of passive (extensional) continental margins: types characteristics and evolution". *Tectonophysics*, 81: 195-212.
- READING, H.G. (1978): "Facies". In: *Sedimentary Environments and Facies*. H.G. Reading (Ed.). 4-14. Blackwell Scien. Publ. London.
- REDLIN, K. (1955): "Stratigraphie und tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". Diss. 192 págs.
- REINECK, H.E. (1975): "German north sea tidal flats". In: *Tidal deposits*, Ginsburg, R.N. (Ed.). Springer-Verlag. Berlin, 5-12.
- REINECK, H.E.; SINGH, I.B. (1975): "Depositional sedimentary environments". Springer-Verlag. Berlin. 439 págs.
- RIBEIRO, A. (1974): "Contribuição à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Occidental". *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24 (nueva serie): 1-168.
- RICCI LUCCHI, F. (1980): "Sedimentologia. Parte II: Processi e meccanismi di sedimentazione". Coop. Lib. Universitaria. Ed. Bologna. 222 págs.
- RICHTER, P. (1967): "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. z. Geol. u. Paläont.*, 3: 1-144.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.D. (1979): "El complejo esquistograuváquico y los materiales ordovícicos al SE. de Ciudad Rodrigo (Salamanca. España)". *Studia Geológica*, 14: 7-34.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.D. (1982): "Contribución al conocimiento del complejo esquistograuwackico en el sector occidental del Sistema Central Español. (Las Hurdes y Sierra de Gata)". Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca. 296 págs.
- ROIZ, J.M.; VEGAS, R. (1980): "Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia Geológica*, 16: 27-36.
- RUPKE, N.A. (1978): "Deep Clastic Seas". In: *Sedimentary Environments and Facies*. H.G. Reading (Ed.), 372-415. Blackwell Scien. Publ. Londres.
- RUST, B.R. (1979): "Coarse Alluvial deposits". In: *Facies Models* R.G. Walker (Ed.), 9-21. *Geoscience*. Canada.
- SAAVEDRA, J.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L.; GARCIA-SANCHEZ, A.; SAN JOSE, M.A. de; HERRANZ, P. (1984): "Geochemical characterization of Upper Proterozoic-Lower Cambrian levels in a sector of the Central portion of Spain". XVII Int. Geol. Congr., Sect. 05, Abstract. Nauka. Ed., Vol. II. pág. 379.
- SAN JOSE, M.A. de (1980): "Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Badajoz y Ciudad Real)". Mem. final beca Fundación "Juan March". (Inédito). 164 págs. Madrid.
- SAN JOSE, M.A. de (1983): "El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". Libro Jubilar J.M. Ríos. Editado por I.G.M.E., 91-99.
- SAN JOSE, M.A. de.; PELAEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P. (1974): "Las series ordovícicas y preordovícicas del Sector Central de los Montes de Toledo". *Boletín Geol. y Min.*, 85 (1): 21-31.
- SCHMIDT THOME, P. (1945): "Paläozoisches grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz. Salamanca und Cáceres)". *Geotek. Forsch.* 6: 37-77. Trad. J.M. Ríos. "Basamento Paleozoico y cobertura en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". *Publi. Extranjeras sobre Geol. España*, V: 93-146.
- SIEDLECKA, A. (1982): "Supralittoral ponded algal stromatolites of the late Precambrian Annijokka Member of the Batfjord Formation, Varanger peninsula, North Norway". *Precambrian Research*, 18 (4): 319-345.
- SOS BAYNAT, V. (1955): "Geología y morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres). 1ª. parte. Geología". *Estudios Geográficos*, 61: 689-747.
- SOS BAYNAT, V. (1956): "Geología y morfología de las Sierras de Las Villuercas (Cáceres). 2ª. parte. Morfología". *Estudios Geográficos*, 64: 327-372.
- SOS BAYNAT, V. (1958): "La Tectónica del puerto de Las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales". *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 50 (1): 197-237.
- STAUB, R. (1926): "Gedanken zur Tektonik Spaniens". *Verteljahrchr. der Naturf. Ges. Zürich*, 71: 196-261. (Trad. A. Carbonell, R. Acad. Cienc. B. Art. Nobl. Art. Córdoba, 1-83).

- STILLE, H. (1927): "Ueber westmediterrane Gebirgezusammenhänge". Abh. Ges. Wiss. Gött. Math. Phys. Kl. N.F. 12 (3).
- TAMAIN, G. (1970): "Guide sommaire de l'excursion de la Commission Internationale de la Carte Tectonique de l'Europe (Península Ibérique, Espagne) et Complement". Impaca-Bibas. Edit. 2 fasc.
- TAMAIN, G. (1975): "El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el sur de la Meseta Ibérica (España)". Vol. Extraordinario 1er. Centenario de la R. Soc. Española de Hist. Nat. (1871-1971). Sección Geología. 437-464.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1971): "Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". C.R. Acad. Sci. Paris. 272: 2289-2292.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1973): "Les cycles cadomien et hercynien dans la Meseta Ibérique méridionale et le Massif armoricaín". 96 Congr. Nat. Soc. Sav., Toulouse, Sér. Sci. T. II: 269-313.
- TEIXEIRA, C. (1979): "Le Précambrien portugais". C.R. somm. Soc. Géol. France. 1979 (5-6): 228-230.
- TEJERO, R. (1976): "Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)". Tesis de Licenciatura. (Inédita). Fac. Cienc. Geológicas. Universidad Complutense. Madrid.
- TUCKER, M.E. (1977): "Stromatolite biostromes and associated facies in the Late Precambrian Porsanger Dolomite Formation of Finn-Mark, Arctic Norway". Palaeogeograf., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 21: 55-83.
- VEGAS, R. (1968): "Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura". Estudios Geológicos, 24 (1-2): 85-89.
- VEGAS, R. (1971): "Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierra del Norte de la provincia de Cáceres (Extramadura española)". Bol. Geológico y Minero, 82 (3-4): 351-358.
- VEGAS, R. (1974): "Repartición de las series anteordovícicas del sureste de España". Bol. Geológico y Minero, 85 (2): 157-170.
- VEGAS, R. (1978): "Sedimentation and tectonicism in the Iberian massif prior to the Hercynian deformation (Late Precambrian to Silurian times)". En: Geología de la parte norte del Macizo Ibérico. Ed. homenaje a I. Parga Pondal. Cuad. del Seminario de Est. Cerámicos de Sargadelos, 27: 269-286.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MORENO, F. (1977): "Significado del complejo esquistograuwaquico en relación con otras series "pre-Arenig" de España Central". Stvdia Geológica, XII:207-215.
- VILAS, L.; PELAEZ, J.R.; ARCHE, A. (1979): "El Precámbrico del Anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera. Cáceres". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 77 (1-2): 141-152.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSE, M.A. de.; PELAEZ, J.R. (1981): "El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico". R. Acad. Cienc. Exactas, Fis. y Nat. Programa Internacional de Correlación Geológica. 1. Conferencia. Mayo 1979, 76-93.
- WALKER, R.G. (1979): "Turbidites and Associated Coarse Clastic deposits". In: Facies Models. R.G. Walker (Ed.). 91-103.
- WALKER, R.G.; MUTTI, E. (1973): "Turbidite facies and facies association". S.E.P.M. Short Course. Pacific Section (1973). Turbidites and Deep Water Sedimentation. 119-150.
- WEIMER, R.J.; HOWARD, J.D.; LINDSAY, D.R. (1982): "Tidal flats and associated tidal channels". In: Sandstone Depositional Environments. P. A. Scholle and D. Spearing (Eds.). 191-245.
- ZAMARREÑO, I. (1977): "Early Cambrian Algal carbonates in Southern Spain". Fossil Algae. E. Flugel (Ed.). Springer-Verlag. Berlin, 360-365.