Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: Comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica.

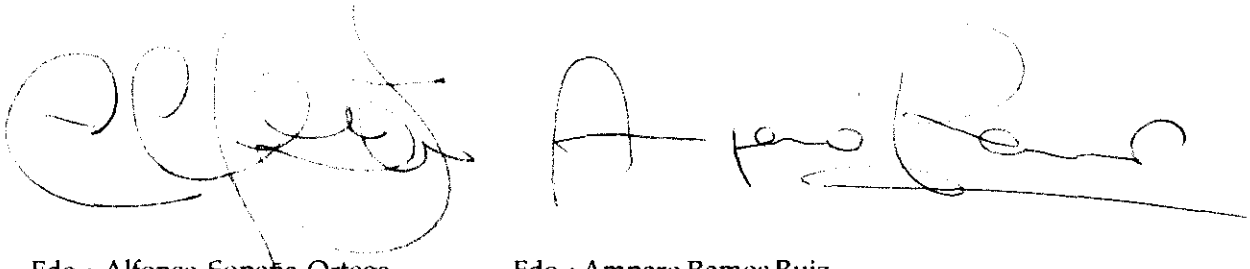
YOLANDA SANCHEZ MOYA

Memoria presentada para optar al Grado
de Doctor en Ciencias Geológicas.
Madrid, 25 de Octubre de 1991

FACULTAD DE CIENCIAS

Esta Tesis Doctoral, ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la U.C. de Madrid y en el Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.- U.C.M., bajo la Dirección de los Drs. D. Alfonso Sopeña Ortega y Dña. Amparo Ramos Ruiz.

Vº Bº



Fdo.: Alfonso Sopeña Ortega

Fdo.: Amparo Ramos Ruiz

INDICE

PROLOGO 1

1. INTRODUCCION 3
   1.1. OBJETIVOS Y PROBLEMAS PLANTEADOS 3
   1.2. SITUACION GEOGRAFICA 6
   1.3. SITUACION GEOLOGICA 6
   1.4. METODOLOGIA 10
   1.5. ANTECEDENTES REGIONALES 12

2. ANALISIS DEL MARCO TECTONICO 23
   2.1. INTRODUCCION 23
   2.2. MODELOS EN AREAS EXTENSIONALES 24
      2.2.1. Casos seleccionados de cuencas extensionales 35
   2.3. MODELOS TECTONICOS PROPUESTOS PARA LA CORDILLERA IBERICA 37

2.4. DISCUSION 47

3. ESTRATIGRAFIA 55
3.1. INTRODUCCION 55
3.2. DEFINICION DE LAS UNIDADES LIMITADAS POR DISCONTINUIDADES 57
3.3. DESCRIPCION Y DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES LIMITADAS POR DISCONTINUIDADES 61
3.3.1. Conglomerado inferior (C1) 62
3.3.2. Areniscas (A1) 67
3.3.3. Areniscas (A2) 71
3.3.4. Areniscas (A3) 76
3.3.5. Areniscas (A4) 80
3.3.6. Areniscas (A5) 84
3.3.7. Areniscas (A6) 88
3.3.8. Areniscas (A7) 91
3.4. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS Y DISCUSION DE LA EDAD DE LAS UNIDADES 92

4. AMBIENTES SEDIMENTARIOS 100
4.1. INTRODUCCION 100
4.2. ANALISIS DE FACIES 102
4.3. ELEMENTOS CONSTITUYENTES DE LA ARQUITECTURA SEDIMENTARIA 109
4.3.1. Introducción 109
4.3.2. Elementos del cinturón activo de canales 110
4.3.2.1. Elementos con predominio de gravas 110
4.3.2.2. Elementos de carácter mixto (arenas y gravas) 114
4.3.2.3. Elementos de carácter mixto con presencia de transporte en masa 117
4.3.2.4. Elementos con predominio de arenas 120
4.3.3. Elementos de la llanura de inundación 129
4.3.3.1. LLanura arenosa 129
4.3.3.2. LLanura lutítica 133
4.3.3.3. Elementos asociados a la llanura de inundación 133
4.4. TIPOS DE RED DE DRENAJE 137
4.4.1. "Braided" de Gravas 138
4.4.2. "Braided" de carga mixta 140
4.4.3. "Braided" de arenas I 144
4.4.4. "Braided" de arenas II 147
4.4.5. "Braided" de arenas III 151
4.4.6. Alta Sinuosidad 158
4.4.7. Moderada Sinuosidad 160

4.4.8. Sistemas efímeros 167
4.4.9. Abanico aluvial 170
4.5. EVOLUCION DE LA ARQUITECTURA FLUVIAL Y LOS SISTEMAS DE DRENAJE 171

5. INTERACCION SEDIMENTACION-TECTONICA 177
5.1. INTRODUCCION 177
5.2. ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA 179
5.2.1. Análisis Geohistórico y Descompactación 180
5.2.1.2. Construcción de diagramas geohistóricos 183
5.2.2. Cálculo de la subsidencia tectónica ("backstripping") 184
5.2.2.1. Construcción del la curva de "backstripping" 189
5.2.3. Subsidencia Térmica 189
5.3. ANALISIS CUANTITATIVO DE LA SUBSIDENCIA-SEDIMENTACION 192
5.3.1. Columnas tipo 192
5.3.1.1. Riba de Santiuste 193
5.3.1.2. Sigüenza 196
5.3.1.3. Río Arandilla (Molina de Aragón) 198
5.3.2. Análisis geohistórico y Descompactación 198
5.3.2.1. Riba de Santiuste 206
5.3.2.2. Sigüenza 211
5.3.2.3. Río Arandilla 211
5.3.3. Cálculo de la subsidencia tectónica "Backstripping" 211
5.3.4. Estimación de los parámetros de extensión 223
5.4. ANALISIS DE LA GEOMETRIA DE LOS SEDIMENTOS 231
5.4.1 Introducción 231
5.5. ANALISIS DE LOS SISTEMAS DE DRENAJE EN FUNCION DE LOS FACTORES ALOCICLICOS Y AUTOCICLICOS 248

6. SINTESIS Y CONCLUSIONES 272
6.1. ANALISIS ESTRATIGRAFICO 272
6.2. ANALISIS SEDIMENTOLOGICO 275
6.2.1. Elementos del cinturón activo de canales 276
6.2.2. Elementos de la llanura de inundación 276
6.2.3. Tipos de red de drenaje 277
6.3. RESULTADOS DE LA CUANTIFICACION Y ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA 279
6.4. RESULTADOS DE LA INTEGRACION SEDIMENTACION-TECTONICA 281
6.5. CONCLUSIONES FINALES 285

7. BIBLIOGRAFIA 287

APENDICE I. Mapa Geológico del sector Cincovillas-Riba de Santiuste 307

APENDICE II. Columnas Estratigráficas 309
Peña Hermosa 313
Arroyo de Valdejudios 315
Alcolea de las Peñas 318
Arroyo de Valdearcos 323
Corrales la Viña 331
Riba de Santiuste 337
Corrales de Valdivia 346
Corrales las Canteras 349
Este de Majada Blanca 353
Majada Blanca 355
Este de Cabeza Gorda 357
Cabeza Gorda 359
Arroyo del Agua 360
Sto. Domingo 363
Río Alcolea-2 365
Río Alcolea-1 368
Cercadillo 371
Descripción litológica del sondeo de Baides-1 373
Descripción litológica del sondeo Sigüenza 44-3 376
Descripción litológica del sondeo Sigüenza 50-12 380

APENDICE III. Paleocorrientes 383

PROLOGO

Esta Tesis Doctoral, ha sido realizada en la U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas y Paleogeografía del Instituto de Geología Económica, del C.S.I.C.-U.C.M. y en el Departamento de Estratigrafía de la U.C. de Madrid. Se integra dentro de las investigaciones que sobre el Triásico, se llevan a cabo en los proyectos I.D. 452 financiado por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C. y PB 88-0070 financiado por la C.A.I.C.Y.T.

Deseo expresar mi especial agradecimiento a la Dra. Dña. Amparo Ramos y al Dr. D. Alfonso Sopeña, por el entusiasmo e interés demostrados en la dirección de esta Tesis.

Quiero también dar las gracias a mi amiga Araceli Muñoz Recio, parte fundamental de este trabajo y cuyo apoyo y comentarios han resultado imprescindibles.

En algunos de los aspectos científicos de esta Tesis, han prestado su colaboración una serie de personas, a las que deseo también mostrar mi agradecimiento:

Al Dr. D. Ramón Querol, de ENRESA, que me facilito los "logs" del área de estudio y cuyo conocimiento y comentarios sobre la geología del subsuelo fueron de gran interés. Al Dr. D. Miguel Doblas, del Dpto. de Geodinámica de la U.C.M., por sus aportaciones y comentarios sobre la estructura de la Cordillera Ibérica y el área de estudio. Al Dr. D. Alvaro García Quintana, por su interés y comenta-

rios sobre aspectos estratigráficos. Por último, a D. Mariano Alvaro, de C.G.S., cuyos trabajos han sido una valiosa ayuda.

También expreso mi agradecimiento a todos los compañeros del Dpto. y U.E.I. (tanto personal científico como auxiliar) con cuyo apoyo científico y técnico he contado siempre.

Por último, dar las gracias a mis amigos que me han soportado.

1. INTRODUCCION

1.1. OBJETIVOS Y PROBLEMAS PLANTEADOS

Durante los últimos años, se han realizado numerosos estudios en la Cordillera Ibérica, tanto sobre los sedimentos Triásicos, como sobre las facies Buntsandstein en particular. La Estratigrafía y Sedimentología de estos materiales es por tanto, bien conocida. Por otra parte, también se han realizado estudios tectónicos de este área, que han permitido un mejor conocimiento de determinados aspectos estructurales de la cuenca de sedimentación mesozoica. Sin embargo, no se había realizado hasta el momento, un intento de integración de ambos aspectos, sedimentológicos y tectónicos, con el suficiente detallle que permita conocer la respuesta sedimentaria a los movimientos tectónicos contemporáneos con los depósitos en facies Buntsandstein.

El objeto fundamental del presente trabajo, es contribuir al conocimiento general de la relaciones sedimentación - tectónica en las cuencas continentales y especialmente dentro del ámbito de la Cordillera Ibérica. Se pretende llevar a cabo la puesta a punto de metodología y técnicas, hasta ahora escasa o nulamente empleadas, que permitiran posteriormente el análisis cuantitativo de la cuenca. Dentro de un equipo de trabajo más amplio, estos primeros datos, contribuirán a la obtención del modelo de cuenca,

lo más aproximado posible al funcionamiento de la misma para un tiempo dado.

Dentro de este contexto, tanto el tipo de materiales (facies Buntsandstein), como el área de estudio, fueron elegidos en función de tres aspectos fundamentales:

- El área de estudio constituye un borde de cuenca para el Triásico (zona de indentación entre la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el Sistema Central).

Es, precisamente en los bordes de cuenca, donde mejor pueden observarse la interrelación entre procesos tectónicos (génesis y cinemática de la cuenca) y sedimentación (respuesta del medio sedimentario a los factores tectónicos y su variación). La existencia de discordancias en el interior de los sedimentos (más claras en el borde de cuenca, que en las zonas interiores de la misma), es un factor de gran importancia que posibilita un estudio como el que se pretende realizar.

-Los materiales estudiados, en su totalidad continentales fluviales, reflejan de modo claro el control que sobre el drenaje ejercieron los factores tectónicos durante el desarrollo de la cuenca. La arquitectura sedimentaria refleja pues, las variaciones tectónicas y/o variaciones en la tasa de subsidencia, permitiendo una estimación de la respuesta sedimentaria a los procesos tectónicos.

- Finalmente la existencia de un equipo de trabajo dedicado al estudio del Triásico de la Cordillera Ibérica desde hace muchos años, permite que los datos obtenidos puedan ser integrados en un marco de estudio más amplio, dentro de la Cordillera Ibérica.

Aunque el área seleccionada es reducida en extensión areal, presenta una gran complejidad sedimentaria y estructural. Además, su tamaño permite el control detallado de espesores, litologías y variaciones arquitectónicas, de gran importancia al inferir parámetros tectónicos.

Los objetivos concretos de la presente tesis se ajustan al siguiente esquema:

- Discusión sobre el marco tectónico propuesto para la Cordillera Ibérica. Se analizaran los modelos extensionales básicos y algunos casos seleccionados de cuencas de interés, por su geometría, cinemática, características del relleno sedimentario, etc.

Se revisaran los modelos tectónicos propuestos para la Cordillera Ibérica, así como otros aspectos tectónicos de interés, con el fin de centrar la discusión en los modelos geotectónicos propuestos, su grado de adecuación, haciendo especial mención de aquellos aspectos poco claros.

- Revisión de las unidades litoestratigráficas propuestas por SOPEÑA (1979) para el área de estudio, así como por otros autores en áreas próximas.

Dada la existencia de diversas discontinuidades en el interior de los sedimentos, tales unidades litoestratigráficas son poco útiles en este área, por lo que el siguiente objetivo consistirá en :

- Elaboración de una cartografía detallada, donde puedan observarse las diferentes relaciones geométricas y de extensión de las discordancia mayores y de los litosomas que limitan.

La cartografía deberá aportar además otros datos de interés para la interpretación del área de

estudio (tales como sistemas de fracturación, etc.).

- Diferenciación y caracterización de las discontinuidades estratigráficas y más concretamente de las discordancias internas, su geometría y distribución areal.

- Descripción de los diferentes conjuntos de sedimentos localizados entre dos discordancias mayores. Se analizará la disposición de estos litosomas con respecto a las discordancias límites y la organización de los sedimentos en su interior.

- Se elaborará una hipótesis de correlación con los materiales triásicos próximos, tanto para el denominado Trías Hespérico (SOPEÑA et al., 1983) como para otras áreas del Trías Ibérico (VIRGILI et al., 1977).

- Datación si es posible de los materiales estudiados, por métodos palinológicos.

- Análisis sedimentológico detallado de los materiales en facies Buntsandstein del área de estudio. El objetivo final, es la caracterización detallada e interpretación de los elementos que constituyen la arquitectura sedimentaria.

Se analizarán por tanto, no sólo las facies que constituyen estos elementos, sino que se prestará especial atención a su morfología, relaciones laterales y verticales, posibles asociaciones, etc., destacando la geometría del conjunto.

- Determinación de los diferentes estilos de arquitectura fluvial observados, con el objeto de identificar los sistemas de drenaje que generaron estos depósitos.

- Análisis de la evolución de los sistemas fluviales y disposición de los mismos respecto a las discordancias internas mayores. Se considerarán, tanto las variaciones en la vertical, como las posibles variaciones laterales de los sistemas.

El fin es determinar en que medida, las variaciones en la red de drenaje se relacionan con las discordancias internas y elaborar un modelo sobre el funcionamiento de los sistemas fluviales y su control mediante procesos tectónicos.

- Revisión de los mecanismos de subsidencia y métodos de análisis de esta, con el objeto de cuantificar tanto la tasa de subsidencia, como de estimar los parámetros de extensión. El estudio de la subsidencia se realizara, tanto para nuestro área de estudio como para otras zonas de la Cordillera Ibérica.

El resultado deberá aportar datos que contribuyan a un mayor conocimiento de la tectónica local del área de estudio, así como datos que permitan una mejor comprensión de la génesis y evolución de la Cordillera Ibérica, mediante comparación de las historias de subsidencia.

- Análisis de la geometría de los conjuntos sedimentarios limitados por discordancias previamente identificadas. Se tratará de inferir, a partir de la geometría observada, el grado de control ejercido por la tectónica y el posible efecto de las variaciones del nivel del mar.

El objetivo final es distinguir aquellas geometrías con influencia de ambos factores, de las controladas únicamente por uno de ellos y en este último caso determinar cual. Se tratará de estimar al menos cualitativamente la tasa del mismo.

El análisis de la geometría de discordancias y discontinuidades, debe permitir un mejor conocimiento de la relación tasa de subsidencia frente a tasa de sedimentación, determinando la variación de ambas a lo largo de la historia sedimentaria.

- Análisis integrado de los datos, comprobando la respuesta de los sistemas fluviales frente a la variación de las tasas de subsidencia y sedimentación.

- Elaboración de un modelo final, que refleje el papel de la subsidencia (y la tectónica) en el desarrollo y variación de los sistemas de drenaje que generaron los materiales estudiados.

- Integración de todos los datos en el marco tectónico adecuado.

1.2. SITUACION GEOGRAFICA

El área que constituye el objeto de este estudio (fig. 1) está localizada en la zona noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en el denominado "Anticlinal de Riba de Santiuste", próximo a la zona de enlace con el Sistema Central. Además, se han analizado algunos sondeos profundos situados en áreas cercanas como Sigüenza y Baides.

Se encuentra incluida en su totalidad en la provincia de Guadalajara, concretamente en los términos municipales de Cercadillo, Cincovillas, Alcolea de las Peñas, Tordelrábano, Paredes de Sigüenza, Valdelcubo y Sigüenza. El área pertenece a la Hoja nº 434 (Barahona) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (fig. 1).

Desde el punto de vista orográfico, la zona no presenta relieves importantes, si bien existen algunas pequeñas sierras como Sierra Gorda y Sierra Mediana en el norte, la Sierra de la Pila al sureste, y la Sierra de Bujalcayado al sur. La altitud media está entorno a los 1.000 m, presentando la mayor altura el pico de Valdejudios con 1.180 m.

La zona está atravesada por el río Alcolea al oeste y por el río Salado al este. Ambos drenan aproximadamente de norte-sur.

El núcleo de población más importante es Sigüenza, situada a 17 km al sur. El resto de los municipios, Riba de Santiuste, Tordelrábano, Alcolea de las Peñas, Cincovillas, Cercadillo, Rienda, Imón y Paredes de Sigüenza, tienen escasa importancia.

Las vías de comunicación más importantes son la carretera comarcal c-101 Guadalajara a Tafaya por Agreda y c-114 Aranda de Duero - Alcolea del Pinar, que se une en esta localidad a la carretera nacional II Madrid - Barcelona (fig.1).

1.3. SITUACION GEOLOGICA

A escala regional, este área se localiza en la zona occidental de la Rama Castellana de la Cordillera

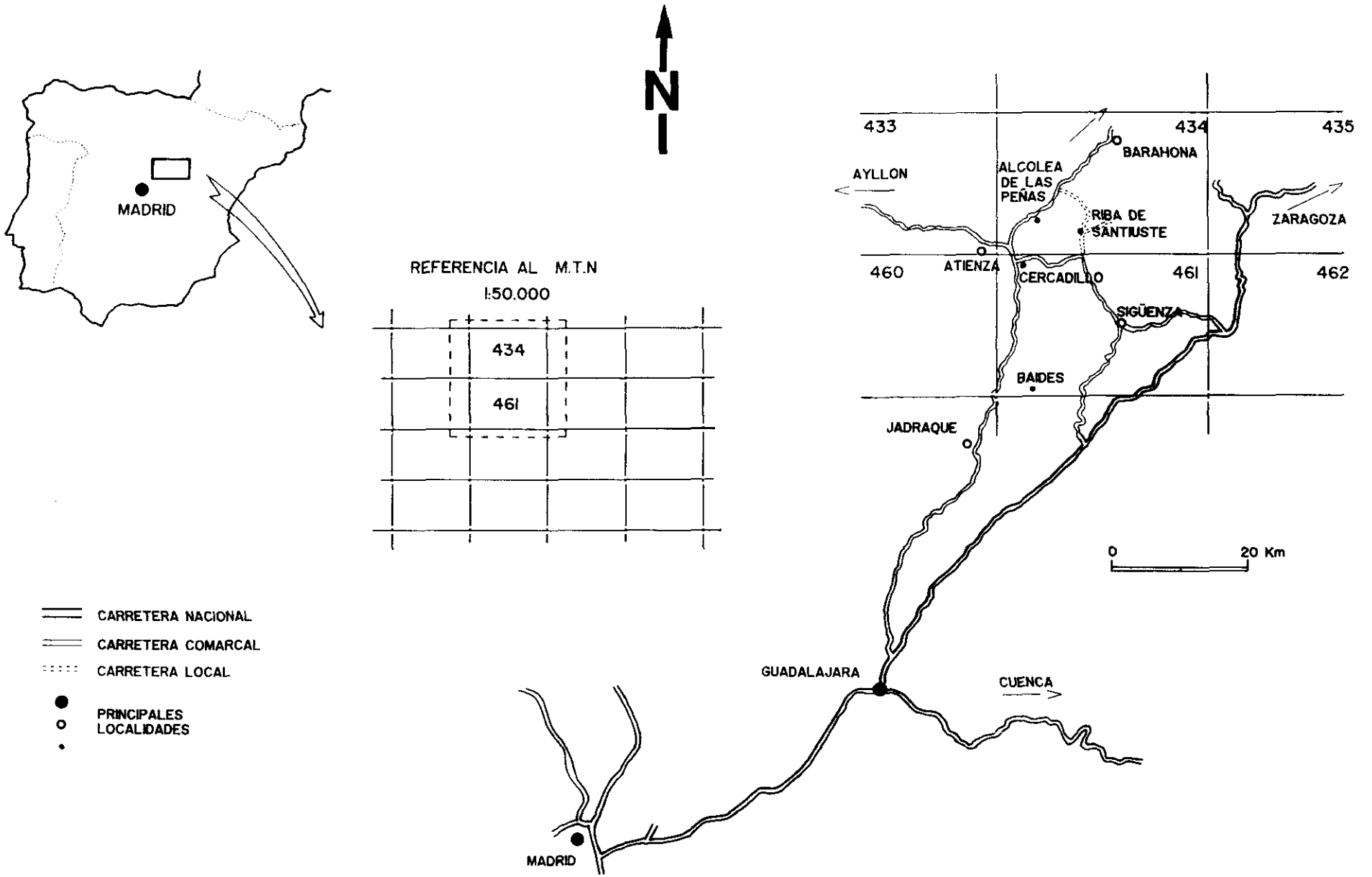


Fig. 1: Situación Geográfica del área de estudio.

Ibérica (fig. 2). Se trata de un anticlinal asimétrico, (el flanco norte buza menos de 12° y el flanco sur llega a estar vertical) que presenta una dirección en su eje de NNE-SO. Ambos flancos están afectados por una serie de fracturas de dirección NO-SE, NE-SO, N-S y E-O.

Los materiales más antiguos corresponden al Ordovícico, y en el núcleo del anticlinal existen materiales devónicos que constituyen el único afloramiento de esta edad citado en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El Pérmico está bien representado en la zona, y constituye en ocasiones la base de la serie triásica (SOPEÑA, 1979).

Estos materiales están inicialmente afectados por la Orogenia Hercínica, donde se han descrito varias fases de deformación (IGME, 1982). En una primera fase se generarían pliegues de dirección N-S, esquistosidad de plano axial y buzamiento del mismo 70° O (Barranco del Rio Alcolea). La segunda fase provocaría el cambio de vergencia de los pliegues formados anteriormente. Las últimas manifestaciones de la Orogenia Hercínica son fallas transversales a los pliegues de dirección media N50 - 60E (IGME, 1982).

Los materiales mesozoicos son los más ampliamente representados en la zona (fig. 2). El Triásico de esta región tiene similitudes con el de tipo germánico, con sus tres litotipos clásicos Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

Las facies Muschelkalk están formadas por una única barra carbonatada, por lo que se incluiría dentro del denominado Trías Ibérico (VIRGILI et al., 1977). En este área los materiales triásicos se van haciendo progresivamente más terrígenos hacia el O. En las facies Keuper el aumento en la proporción de terrígenos se produce más hacia el NO (HERNANDO, 1977).

El límite Triásico-Jurásico no está bien determinado cronoestratigráficamente y suele situarse en la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña (GOY et al., 1976). Estos autores son los que establecen la estratigrafía del Jurásico en este área, definiendo seis formaciones: Dolomías Tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña, Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas. Margas grises del Cerro del Pez, Calizas bioclásticas de Barahona y Alternancia de Margas y Calizas de Turmiel.

En el área concreta de estudio, el Cretácico está mal representado, encontrándose en zonas próximas de forma local y minoritaria. Se sitúa discordante sobre materiales triásicos y jurásicos y está constiuido por una serie detrítica en la base que pasa a carbonatada (IGME, 1982).

Los materiales terciarios, corresponden al borde S de la Cuenca del Duero, formando parte de la Cubeta de Almazán. Están constituidos por una secuencia de conglomerados calcáreos alternantes con arcillas con intercalaciones de areniscas. Sobre ellos se encuentra la denominada caliza del páramo.

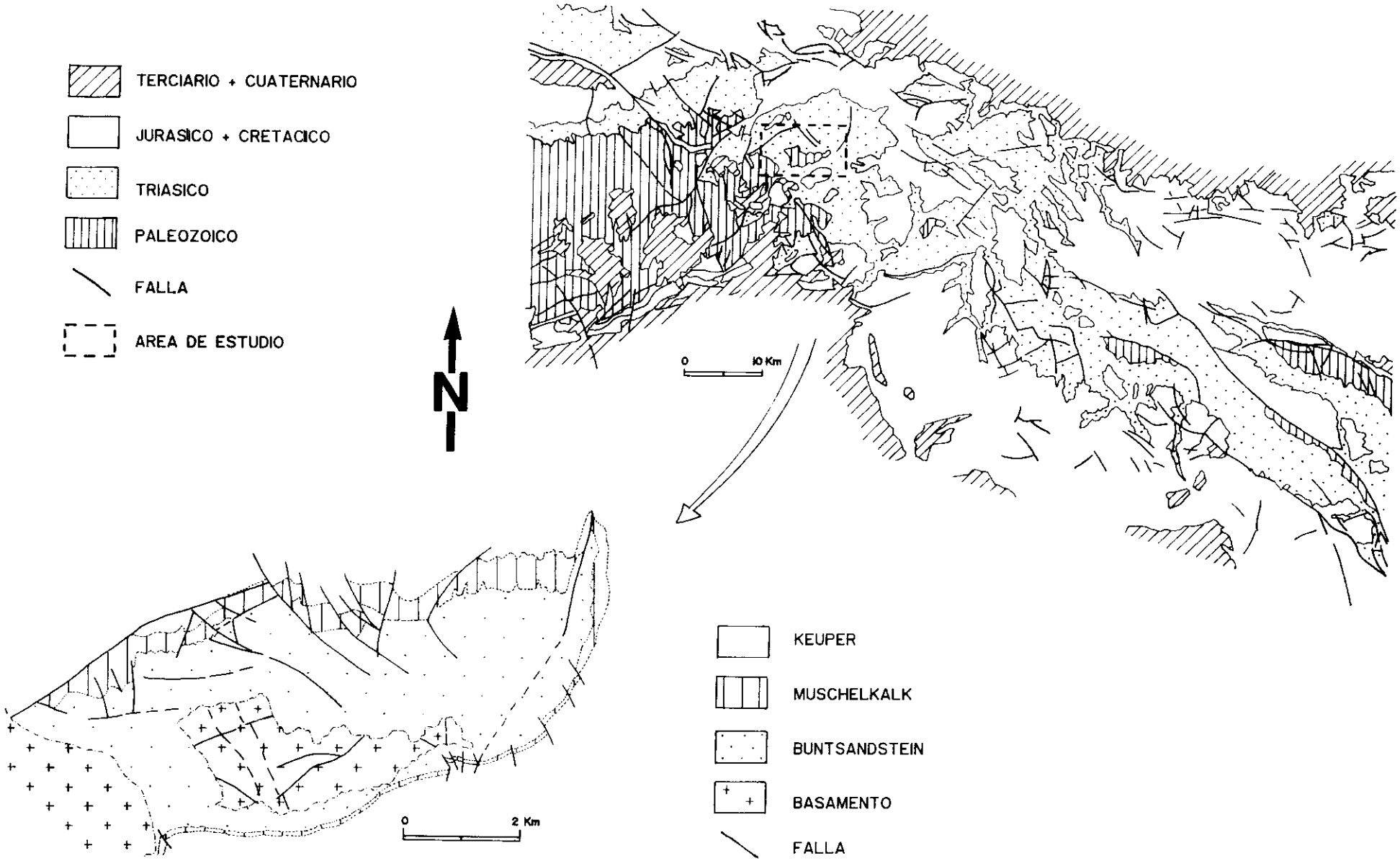


Fig. 2: Situación Geológica.

En el Cuaternario de este área pueden diferenciarse seis tipos de depósitos (IGME, 1982): terrazas, derrubios de ladera y pie de monte, conos de deyección, cubetas de decalcificación, Cuaternario indiferenciado y finalmente los denominados aluvial y campiña.

La estructura alpina (IGME, 1982) muestra una superposición de plegamientos según dos direcciones: dirección Sistema Central (ENE-OSO) y dirección Ibérica (NO-SE a NNO-SSE). Existe ademas una tercera serie de estructuras, pliegues y fallas de dirección N-S, en el sector de entronque Sistema Central - Cordillera Ibérica. En base a las discordancias registradas en las series terciarias (IGME, 1982), la deformación de dirección Sistema Central se situaría entre el Eoceno medio y el Oligoceno, y la deformación de dirección Ibérica entre el Oligoceno y Mioceno medio. La tercera de las direcciones de acortamiento señaladas parece posterior a las dos principales.

Además de las estructuras compresivas decritas, también se observan en esta región macro y microestructuras de régimen tectónico distensivo.

1.4. METODOLOGIA

La metodología empleada comienza con la recopilación y estudio de la bibliografía existente. La recopilación bibliográfica se realizó según varios criterios:

- Trabajos locales sobre el área de estudio, bien de geología general o específicamente sedimentológicos.
- Trabajos de geología regional sobre el Triásico.
- Trabajos sedimentológicos, bien metodológicos, bien sobre ambientes de sedimentación, relación sedimentación y tectónica, análisis de cuencas, etc.
- Estudios tectónicos sobre la Cordillera Ibérica, en la que se integra el área de estudio, o sobre modelos extensionales de cuencas.

Una vez recopilada la bibliografía se procedió a su análisis y posterior informatización para facilitar su consulta. Para la informatización se ha utilizado el programa Tbiblio realizado por D. Alfonso García LLamas y D. Agustín Pieren Pidal.

Se realizaron también estudios de fotogeología, inicialmente sobre fotografías aéreas a escala 1:18.000. Posteriormente, se realizaron ampliaciones a escala más detallada, aproximadamente a escala 1:4.500, sobre las que se realizó la cartografía, completada y verificada en campo.

El trabajo de campo se inició con el levantamiento de una columna estratigráfica general de los materiales en facies Buntsandstein, con objeto de facilitar su posterior identificación. Se prestó especial atención a las geometrías, variaciones laterales de los cuerpos sedimentarios y direcciones de paleocorrien-

te, además de los típicos datos sobre los caracteres litológicos, estructuras sedimentarias, niveles de interrupción sedimentaria, contenido en fauna y flora...etc. Posteriormente, se levantaron 16 columnas estratigráficas más, con objeto de determinar las variaciones laterales de espesores y facies que se producen en este área.

Se han efectuado también montajes de fotografías seriadas, que han servido para determinar la arquitectura sedimentaria de los materiales. Los montajes sirvieron además, de base al dibujo y toma de datos sobre el terreno. Se prestó especial atención al tipo y morfología de las superficies que limitan los diferentes cuerpos sedimentarios, o en el interior de estos; secuencias sedimentarias y estructuras biogénicas que los componen; relaciones laterales y verticales que presentan y a las direcciones de paleocorriente. En aquellos puntos y afloramientos donde no fue posible realizar fotomontajes, se recurrió a los gráficos y esquemas de campo.

Así mismo, se realizó una recogida sistemática de muestras para su posterior análisis en el laboratorio, bien sea para su caracterización petrológica y mineralógica mediante el estudio de láminas delgadas, o con objeto de obtener datos palinológicos. También se procedió a la recogida de los restos fósiles, tanto de flora como de fauna, para la obtención de datos paleoecológicos y cronoestratigráficos, aunque los resultados han sido poco significativos.

530526934

El trabajo de laboratorio, ha consistido fundamentalmente en el tratamiento y análisis de las muestras de lutitas no oxidadas, con objeto de efectuar la separación de polen y esporas. El método aplicado consiste en la destrucción de carbonatos, la sílice y sus compuestos, la materia orgánica , etc, mediante ataques sucesivos con ácido clorhídrico, fluorhídrico, clorato potásico, ácido nítrico , etc, para separar el contenido esporo-polínico. Este se concentra por centrifugación y es montado en una lámina delgada para su estudio al microscopio y posterior clasificación.

También se han realizado láminas delgadas de diversas muestras de areniscas, estudiadas al microscopio para su caracterización petrográfica.

Los trabajos de gabinete han ido encaminados a la ordenación, agrupamiento, tratamiento informático, interpretación e integración de todos los datos obtenidos bibliográficamente, en el campo y en el laboratorio, con el fin de obtener un conocimiento lo más preciso posible de como, por qué y cuando han funcionado los distintos medios sedimentarios, con objeto de analizar los sucesos sedimentarios y tectónicos ocurridos a lo largo del Triásico en el área objeto de esta Tesis, y así elaborar un modelo de evolución paleogeográfica y tectónica.

Con este objetivo se procedió a:

- Una clasificación petrográfica de las muestras, para lo cual se ha seguido la clasificación de DOTT (1964) modificada por PETTIJOHN et al. (1972).

- Representación gráfica de las columnas estratigráficas, para lo cual nos basamos en SELLEY (1970) y NIJMAN (1973).
- Elaboración de un mapa geológico a escala 1:4.500, del área de estudio a partir de la cartografía realizada.
- Análisis sedimentológico detallado de las facies, asociaciones y secuencias que se exponen en forma de mapas y gráficos. También se han representado en diagramas de porcentajes las distintas medidas de paleocorrientes.
- Se analizó la arquitectura sedimentaria, y los distintos ambientes y subambientes de sedimentación, en los cuales se depositaron estos materiales.
- Se realizó una valoración y clasificación de las diferentes discontinuidades y discordancias existentes en la zona, obtenidas a partir de la cartografía y de la correlación de las columnas estratigráficas.
- Descompactación de los materiales con el fin de determinar la potencia real de sedimentos depositada originalmente en la cuenca.
- Cuantificación de la subsidencia tectónica ("backstripping"), separando la debida a causas tectónicas, de la generada por carga de sedimentos.
- Estimación de los parámetros de extensión.
- Con el análisis de su evolución a lo largo del tiempo, se pretende ver las causas que condicionaron la sedimentación, ya sean climáticas, eustáticas, etc.
- Con todos los datos disponibles, se establece una evolución general de la cuenca de sedimentación desde el inicio de la sedimentación de las facies Buntsandstein hasta los primeros depósitos de las facies Muschelkalk.

El último paso consiste en la elaboración de esta memoria final, en la que se incluyen los datos y los resultados obtenidos.

1.5. ANTECEDENTES REGIONALES

Como inicio de este estudio, se ha llevado a cabo una revisión bibliográfica, lo más completa posible, de los trabajos realizados hasta este momento en el área. También se ha extendido esta revisión a trabajos de índole regional que de alguna manera incluyen esta zona y pueden resultar interesantes para la integración final de los datos.

Los trabajos más antiguos son estudios generales, dentro de los cuales se hace referencia a los materiales triásicos. Las primeras publicaciones se remontan a la mitad del siglo XIX. Se realizaron por entonces diversos trabajos de carácter geológico general como los de VERNEUIL y COLLOMB (1853), CALDERON (1874), ARANZAZU (1877), PALACIOS (1879), CASTELL (1881), FERNANDEZ-NAVARRO (1892), DEREIMS (1898), en los cuales se estudian los materiales triásicos asimilándolos a facies germánicas.

Ya en este siglo, SCHRÖEDER (1930) realiza el primer trabajo en el que se presenta una cartografía

y un análisis de facies que sirven de punto de partida para el conocimiento de los materiales triásicos en la zona central de la Península. BRINKMANN (1931) clasifica las Cadenas Ibéricas como un geosinclinal de segundo orden, al considerar que inicia su desarrollo como tipo alpino con la etapa magmática, pero no se completa tectónicamente.

Hasta los años cincuenta, no cabe reseñar trabajos de especial interés. En 1954 VIRGILI realiza una síntesis del Triásico de España, donde se destaca las analogías y diferencias de estos materiales y sus homólogos germánicos. Posteriormente, su Tesis doctoral (1958), es un detallado estudio del Triásico de las Catalánides, en el cual se encuentran las bases para cualquier tipo de comparación con el denominado "Trías Mediterráneo".

Los primeros trabajos que se centran en nuestra zona o áreas próximas, comienzan a aparecer a principios de los años sesenta. Entre ellos están los de VAN DER VOO (1968), AGUEDA (1969), CORRALES (1969), PINILLA, ALEIXANDRE y LEIVA (1969), SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA (1970), MARFIL (1970). También en 1971 aparece la hoja nº 39 (Sigüenza) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. VIRGILI y HERNANDO (1974) realizan una de las primeras dataciones de los materiales comprendidos entre el Buntsandstein y el Keuper típicos, a los que asignan edad Ladiniense. VIRGILI, PAQUET y MILLOT (1974), estudian las alteraciones del basamento hercínico bajo la cobertera pérmico-triásica, obteniendo conclusiones sobre el clima y los procesos que las produjeron. ARCHE, HERNANDO, RAMOS, SOPEÑA y VIRGILI (1975), presentan un primer análisis sedimentológico del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y de su zona de enlace con el Sistema Central. RAMOS y SOPEÑA (1976), estudian la estratigrafía del Triásico en el sector de Tamajón-Pálmaces de Jadraque, analizando algunas características sedimentológicas y paleogeográficas.

En el primer Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y Pérmico de España, celebrado en 1976 se presentaron una serie de trabajos de carácter general. GARRIDO y VILLENA (1977) establecen una serie de megasecuencias para el Triásico de España, analizando especialmente las rupturas sedimentarias. Otros trabajos consideran aspectos petrográficos y diagenéticos: GARCIA-PALACIOS, LUCAS, DE LA PEÑA y MARFIL (1977) estudian la petrología y mineralogía de los materiales triásicos desde el borde del Sistema Central al S de Molina de Aragón. MARFIL, CRUZ y DE LA PEÑA (1977), abordan el estudio de los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. YEBENES y ALCALDE (1977) analizan la geoquímica del Boro en las ilitas triásicas de la Cordillera Ibérica.

De los trabajos cronoestratigráficos cabe destacar por su aportación de conocimiento de la edad de las distintas unidades que componen la serie triásica, los siguientes:

. HERNANDO, DOUBINGER y ADLOFF (1977), dan a conocer los primeros datos palinológicos de la parte alta del Trías (Karniense-Noriense) en la región de Ayllón-Atienza.

. RAMOS, DOUBINGER y ADLOFF (1977), elaboran una síntesis de las columnas del Pérmico y Triásico de la región de Molina de Aragón, en la que incluyen dataciones palinológicas, y que sirve como

guía a la excursión del congreso.

. VIRGILI, SOPEÑA, RAMOS y HERNANDO (1977), enumeran los problemas existentes en la cronoestratigrafía del Triásico. Se dan los pisos aceptados por la comisión internacional. También se analiza la relación del Triásico de la Península (Mediterráneo, Ibérico, Hespérico, Pirenáico y Bético) con el Germánico y Alpino, destacando la heterocronía de las facies en diversas zonas.

En este mismo año HERNANDO (1977), publica su Tesis doctoral sobre la estratigrafía del Pérmico y Triásico de la región de Ayllón-Atienza. Considera dividido el Triásico en cuatro unidades litoestratigráficas informales. Destaca que la sedimentación del Buntsandstein no se generalizó hasta muy avanzado el Triásico, y que la unidad que debiera corresponder al Muschelkalk no es asimilable, a las facies carbonatadas típicas, sino que aquí aparecen sustituyéndolas unas facies detríticas con intercalaciones calcáreas. También en este año VIRGILI (1977), sintetiza los datos existentes sobre el Triásico de la Cordillera Ibérica, analiza el carácter diacrónico del límite Pérmico-Triásico, y la dificultad de datar el límite Triásico-Jurásico en las distintas zonas.

VILAS, HERNANDO, GARCIA-QUINTANA y RINCON (1977), llevan a cabo la reconstrucción de la paleogeografía del Triásico de la región de Monterde-Alhama de Aragón, destacando la existencia de umbrales durante la sedimentación de los tramos inferiores.

ALVARO, CAPOTE y VEGAS (1979), encuadran la Cadena Ibérica en el modelo de aulacógeno, en el sentido utilizado por HOFFMAN et al. (1974), los primeros indicios de formación de la cuenca se producen en la etapa extensional iniciada en el Pérmico y Triásico inferior.

A finales de los años setenta comienzan a publicarse nuevas aportaciones de trabajos de carácter cronoestratigráfico. DOUBINGER, ADLOFF, RAMOS, SOPEÑA y HERNANDO (1978), realizan una síntesis de los estudios palinológicos llevados a cabo en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y borde SO del Sistema Central. En el Triásico describen una asociación Ladiniense en Rillo de Gallo, tres karnienses en Alcorlo, Termancia y Somolinos, donde además se describe una asociación Noriense. DEMATHIEU, RAMOS y SOPEÑA (1978), describen la icnofauna de vertebrados encontrada en las facies Buntsandstein y Muschelkalk, describiendo una nueva especie "Rhynchosauroides virgiliae" n sp. RAMOS y DOUBINGER (1979), establecen en base a la microflora, la edad Thuringiense de la parte basal de las facies Buntsandstein en Rillo de Gallo (Guadalajara). Concluyen que el comienzo del Mesozoico no se sitúa en la discordancia existente entre los materiales en facies Buntsandstein y Saxoniense, sino dentro de los primeros.

Con posterioridad, se presentan una serie de Tesis doctorales en las que además de realizarse un estudio estratigráfico de los materiales pérmicos y triásicos, se incluyen análisis sedimentológicos y se tiene en cuenta la influencia tectónica en la sedimentación.

SOPEÑA (1979), estudia los materiales Pérmicos y Triásicos del NO de la provincia de Guadalajara. Establece cinco unidades litoestratigráficas informales para el Pérmico, concluyendo que se trata de sedimentos continentales depositados en su mayor parte por abanicos aluviales. El contenido paleontológico de algunos niveles (macroflora, microflora, y fauna de pequeños crustáceos, como "Estheria tenella" JORDAN) permiten, con bastante probabilidad, asegurar que todo el conjunto es Autuniense. Para el Triásico establece siete unidades litoestratigráficas:

- "Conglomerados de Riba de Santiuste" (0-75 m), en su parte inferior corresponderían a depósitos de "debris flow", su parte superior se habría formado en un sistema de corrientes de alta densidad de transporte que podrían situarse en zonas proximales de abanicos aluviales.
- "Areniscas de Riba de Santiuste" (0-510 m), establece una subunidad constituida por una intercalación de conglomerados de carácter local y unos 50 m de espesor máximo. El conjunto de la unidad se interpreta como generado por un sistema de corrientes entrelazadas, integradas en un sistema de abanicos aluviales de gran extensión superficial. La subunidad de conglomerados se interpreta como un abanico aluvial de origen más próximo.
- "Areniscas y limos de Cercadillo" (0-250 m). La paleogeografía tiene un papel muy importante en la sedimentación de esta unidad, por ello la interpretación sedimentológica se realiza por sectores. Los materiales presentes en el sector oriental se interpretan como originados por un sistema de corrientes de energía decreciente. La subunidad de conglomerados que se encuentra indentada con las facies fluviales, se interpreta como un abanico aluvial de origen local. Los sectores centro y occidental corresponden a depósitos de abanicos aluviales, que debido a la degradación de los relieves serían recubiertos por facies fluviales más evolucionadas.
-"Lutitas y areniscas de Fraguas" (0-26 m). Corresponde al tránsito entre los depósitos fluviales del Buntsandstein y los detrítico-carbonatados que en este área representan el Muschelkalk.
- "Arcillas y dolomías del Embalse de Pálmaces" (0-38 m). Representa el cambio lateral hacia el O, de parte de los sedimentos carbonatados que representan el Muschelkalk en la Cordillera Ibérica. Se interpretan como depositados en un ambiente tranquilo de carácter hipersalino, con cierta comunicación con el mar.
- "Dolomías y areniscas de Riba de Santiuste" (25-44 m). Se distinguen en ella tres subunidades:

. Subunidad tm 2.1: se generó en una zona que puede abarcar desde la zona supramareal, hasta la llanura de fango.

. Subunidad tm 2.2: presenta una evolución más compleja en una llanura mixta-llanura arenosa surcada por canales mareales.

. Subunidad tm 2.3: marca una vuelta hacia condiciones más someras, que podrían ser supramareales.

- "Arcillas y yesos de los Gavilanes" (0-85 m). Esta unidad corresponde a las facies Keuper. No se dispone de criterios para dar una interpretación sedimentológica.

A partir de la integración de todos los datos obtenidos, elabora un modelo de evolución de la cuenca triásica para este área, en el que se destacan las estrechas relaciones existentes entre la sedimentación y la tectónica contemporánea con ella.

RAMOS (1979), realiza su Tesis doctoral en un área localizada entre Alcolea del Pinar y Molina de Aragón (Guadalajara), dentro de la cual se ocupa de la estratigrafía y sedimentología de los materiales pérmicos y triásicos. Para el Buntsandstein define seis unidades detríticas:

- Conglomerados de la Hoz del Gallo (0-185 m). Dentro de ella se establecen dos subunidades, una inferior de edad Thuringiense y una superior posiblemente ya de edad Scythiense. Se interpreta como generada por corrientes "braided" de tipo "Scott".
- Areniscas de Rillo de Gallo (84-152 m) de edad Scythiense. Se habría generado en la zona distal de un abanico aluvial con numerosas corrientes de tipo "braided" arenoso.
- Nivel de Prados (45 m). Se trataría de un sistema fluvial de alta sinuosidad.
- Areniscas del Río Arandilla (91-160 m), edad Anisiense. Estaría constituida por sedimentos depositados por un "braided" distal tipo "Saskatchewan".
- Limos y Areniscas de Rillo (95-187 m), de edad Anisiense superior-Ladiniense inferior. Esta dividida en tres tramos. El inferior se generaría en un "braided" distal, el medio sería un sistema fluvial de alta sinuosidad con depósitos de llanura de inundación, y el tramo superior sería un tránsito a un área supra-mareal con pequeñas corrientes fluviales.
- Limos y Areniscas abigarrados de Torete, de edad Ladiniense superior. Se trataría de la zona intermareal de una llanura de marea con canales.

Para el Muschelkalk, siguiendo a HINKELBEIN (1965), las unidades propuestas son "Capas dolomíticas" y "Capas de Royuela".

A partir del estudio y la interpretación de todos los datos recogidos propone una síntesis y evolución de la cuenca.

Ya en los años ochenta, los trabajos adquieren un carácter más específico. MARFIL y BUENDIA (1980) establecen la evolución diagenética de los materiales detríticos del Pérmico de Sigüenza. ALONSO (1981), realiza el estudio estratigráfico del Triásico del anticlinal de Sigüenza (Guadalajara). El I.G.M.E. (1981) publica la memoria y hoja geológica nº 461 (Sigüenza) escala 1:50.000. En 1982 publica la memoria y hoja geológica nº 434 (Barahona) escala 1:50.000. CAPOTE et al. (1982) reconstruyen la evolución sedimentológica y tectónica del ciclo alpino en la zona NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. PEREZ-ARLUCEA (1982) analiza estratigráfica y sedimentológicamente el Pérmico y Triásico del NO de la Sierra de ALbarracín. VEGAS y BANDA (1982) estudian la evolución tectónica de la Península dentro del ciclo alpino. VISSCHER, BRUGMAN y LOPEZ (1982) comparan la palinoflora triásica del anticlinorio de Cueva de Hierro (Cuenca) con la encontrada por RAMOS (1979) en Molina de Aragón (Guadalajara). VIRGILI, SOPEÑA, ARCHE, RAMOS Y HERNANDO (1983), comparan los tres tipos de triásico de la Península (Mediterráneo, Ibérico y Hespérico), teniendo en cuenta la mayor o menor influencia marina, fósiles característicos, etc. Analizan el límite Pérmico-Triásico y la existencia de paleoalteraciones y discordancias. SENTCHORDI Y MARFIL (1983), realizan un estudio petrológico y diagenético de las facies Saxoniense y Buntsandstein, en la región noroccidental de Molina de Aragón.

A partir de 1983, comienzan a publicarse una serie de trabajos, cuyo objetivo fundamental es el análisis sedimentológico de los materiales sobre los que se basan. Cabe destacar el trabajo de RAMOS y SOPEÑA (1983), en la Formación Conglomerados de la Hoz del Gallo (RAMOS, 1979). Esta unidad representa los depósitos más inferiores de las facies Buntsandstein en un amplio sector de la Cordillera Ibérica. Del análisis sedimentológico, deducen dos ciclos: uno inferior caracterizado por canales pequeños de rápida migración, y uno superior caracterizado por depósitos de barras y canales que indican mayor estabilidad. Los movimientos tectónicos serían los causantes del cambio de estilo. PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA (1983), estudian sedimentológicamente los materiales pérmicos y triásicos de la Sierra de Albarracín, estableciendo la evolución paleogeográfica y tectónica del área. En este mismo año, PEREZ-ARLUCEA, RAMOS y SOPEÑA, analizan los sistemas de barras arenosas en los depósitos fluviales del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica.

ARRIBAS y SORIANO (1984) realizan un estudio sobre la porosidad de las areniscas del Trías en el Buntsandstein inferior. Observan dos unidades B_1 y B_2 y unos porcentajes de porosidad muy diferentes. En el primer caso es muy bajo y en el segundo alcanza el 20%. Concluyen que esto es debido a la composición diferente del depósito original y al distinto carácter geoquímico de la diagénesis, todo ello relacionado con diferentes ambientes deposicionales. ARCHE y LOPEZ (1984) caracterizan sedimentológicamente los materiales en facies Buntsandstein en el área de Boniches-Talayuelas (Cuenca), y posteriormente LOPEZ, ARCHE y DOUBINGER (1984) realizan un intento de correlación del Triásico de Cueva de Hierro con otras áreas, en base a datos palinológicos y estratigráficos.

En el I Congreso Español de Geología, celebrado en Segovia en 1984, TURNER, RAMOS, y SOPEÑA presentan importantes datos sobre el paleomagnetismo de los materiales pérmicos y triásicos de la Cordillera Ibérica. Las facies Saxoniense y Buntsandstein presentan un distinto comportamiento ante las distintas etapas de imanación. De ellas, la imanación diagenética presenta edad triásica. Así mismo, destacan la dificultad de comparar los datos aportados por la escala paleomagnética y la palinológica.

También con carácter sedimentológico, GARCIA-GIL y SOPEÑA (1985a), estudian el Triásico entre Medinaceli y Somaen, proponiendo una interpretación genética sobre los materiales de la parte alta de las facies Buntsandstein y Muschelkalk. Estos mismos autores (1985b) caracterizan sedimentológicamente el Triásico medio en el sector de Somaen-Arcos de Jalón. PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA (1985) definen y analizan las unidades del Pérmico y Triásico del área de Molina de Aragón-Albarracín. Parte de estas unidades son una extensión de las definidas por Ramos en 1979 para un sector situado más al NO.

En 1984-85, se presentan tres Tesis doctorales realizadas en los materiales triásicos de distintas áreas de la Cordillera Ibérica. ARRIBAS (1984) establece la base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. En el Buntsandstein distingue cuatro unidades que incluye en el grupo detrítico, y dos en el Muschelkalk que incluye en el grupo carbonatado. Realiza una correlación con las unidades de la Rama Castellana establecidas por RAMOS (1979). LOPEZ

(1985) lleva a cabo realiza su Tesis Doctoral, en los materiales situados al SE de la Cordillera Ibérica (prov. de Cuenca y Valencia), estableciendo para las facies Buntsandstein tres unidades: "Conglomerados de Boniches", "Lutitas y Areniscas de Alcotar" y "Areniscas del Cañizar". PEREZ-ARLUCEA (1985) estudia la estratigrafía y la sedimentología de los materiales triásicos situados en el área de Molina de Aragón-Albarracín, equiparando las unidades, cuando es posible, con las definidas por RAMOS (1979) y estableciendo otras nuevas cuando es necesario. También analiza el conjunto de la cuenca a partir del Pérmico, destacando la importancia de la tectónica en la estructura y evolución de la cuenca.

Como continuación de los estudios ya realizados con anterioridad, LOPEZ et al. (1985) determinan los distintos medios de sedimentación en las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (Cuenca), estableciendo dataciones mediante asociaciones palinológicas. También LOPEZ y ARCHE (1985), en las facies inferiores del Buntsandstein de la provincia de Cuenca, describen un sistema de canales "braided", similar al descrito por RAMOS y SOPEÑA (1983) en estas mismas facies, para una zona situada más al NO, estableciendo una evolución paleogeográfica y tectónica del área. En 1986, LOPEZ y ARCHE publican la estratigrafía de los materiales Pérmicos y Triásicos de las provincias de Cuenca y Valencia, destacando la posible existencia de umbrales dentro de la cuenca de sedimentación.

Trabajos de análisis sedimentológico muy detallado, son realizados por RAMOS, SOPEÑA y PEREZ-ARLUCEA (1986), en las facies inferiores del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, centrándose en las dos unidades inferiores. Para la unidad inferior Conglomerados de la Hoz del Gallo proponen dos ciclos. En el inferior la sedimentación se produciría en un sistema de abanicos aluviales coalescentes, que en el ciclo siguiente evolucionan a una llanura aluvial. La siguiente unidad, Areniscas de Rillo de Gallo, se formaría en un sistema fluvial tipo "Saskatchewan". Los movimientos tectónicos sindeposicionales, serían los responsables de esta evolución. PEREZ-ARLUCEA y SOPEÑA (1986) analizan el medio de sedimentación de las facies pérmicas y triásicas en un área situada en la zona suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

ARACIL (1986) en su Tesis de Licenciatura, estudia estratigráfica y sedimentológicamente el Muschelkalk y el Keuper, entre las localidades de Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria (prov. de Soria), determinando los medios de sedimentación que generaron estas facies. Destaca que en este área, los materiales muestran un carácter más proximal que el que presentan en otras áreas como la Cordillera Ibérica y Las Catalánides.

Con motivo del II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y Pérmico de la Península Ibérica (1985), se publican en 1987 numerosos trabajos sobre el Triásico de la Cordillera Ibérica, con nuevos datos y nuevos interrogantes. DE LA CRUZ, MARFIL, DE LA PEÑA y ARRIBAS (1987), a partir de datos de sondeos, llevan a cabo un estudio petrológico de las areniscas permo-triásicas, analizando su procedencia y evolución diagenética. Se señala la existencia de distintas áreas fuente a lo largo de la sedimentación. Desde el punto de vista diagenético establecen una secuencia de precipitación de cementos,

típica de aguas dulces, para la unidad inferior, y una secuencia típica de aguas marinas, para las unidades intermedia y superior. ARRIBAS (1987a) establece el orden cronológico, génesis y significado, de los materiales cementantes de las areniscas en facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. GARCIA-ROYO y ARCHE, (1987) realizan una interpretación sedimentológica del Triásico de la región de Núevalos-Cubel (Zaragoza), presentando un intento de correlación con el borde de la Cuenca del Ebro y con la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. ARRIBAS (1987b), realiza el análisis secuencial de las facies Muschelkalk en el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Establece dos unidades caracterizadas por medios sedimentarios diferentes. También estudia los procesos diagenéticos que las afectan. PEREZ-ARLUCEA (1987a), analiza la distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y Triásico en la región de Molina de Aragón-Albarracín, destacando como rasgo paleogeográfico importante el "Umbral del Tremedal" que permaneció hasta muy avanzado el Triásico, como una zona de "horst". LOPEZ (1987), estudia los aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva de Hierro y Chelva (prov. Cuenca y Valencia).

PEREZ-ARLUCEA (1987b), realiza el análisis de la sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín. LOPEZ, MARQUEZ-ALIAGA, ARCHE y GOY (1987) estudian la sedimentología y la fauna de las facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca). HERNANDO y RINCON (1987) estudian la estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector de Mansilla (Demanda suroriental-La Rioja), analizando también los minerales pesados. GARCIA-GIL y SOPEÑA (1987), en el Triásico del sector de Medinaceli-Somaen (prov. Soria) establecen tres unidades estratigráficas, analizando su medio de sedimentación. El hallazgo de tres asociaciones palinológicas les permite precisar la edad de las distintas unidades.

A partir del año 1987, se realizan una serie de Tesis de Licenciatura de interés, en los materiales del Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. MATESANZ (1987), realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico de la sucesión del Buntsandstein entre las localidades de Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria (prov. de Soria). La unidad que denomina T-1.2, la interpreta como un sistema fluvial de baja sinuosidad, asociado en la parte basal a un sistema de abanicos aluviales. La unidad T-1.3 sería un sistema fluvial de baja sinuosidad con carga de fondo de gravas que hacia el este pasa a arenosa. La unidad T-1.4 representaría un sistema que progresivamente pasa a medios fluviales de baja, alta y nuevamente baja sinuosidad.

SANCHEZ-MOYA (1987), analiza sedimentológicamente parte de las facies Buntsandstein, concretamente la Fm. Areniscas del Río Arandilla (RAMOS, 1979), estableciendo la evolución de los sistemas fluviales que la constituyen. Existe una variación desde un sistema de canales entrelazados de baja sinuosidad, hasta otro de canales de alta sinuosidad con desarrollo de barras de meandro. Sobre este último, vuelven a instalarse facies de un sistema fluvial de baja sinuosidad. Entre estos dos últimos sistemas puede observarse el desarrollo de un importante paleosuelo, que debe ser el reflejo de un fenómeno que se produce a escala de cuenca.

MUÑOZ (1987), realiza el análisis sedimentológico de la Fm. Limos y Areniscas de Rillo (RAMOS, 1979) que constituye la transición de las facies Buntsandstein a los carbonatos del Muschelkalk. A grandes rasgos, el sistema evolucionaría desde un sistema fluvial de carga mixta y canales entrelazados de baja sinuosidad en la parte inferior de la formación, a una llanura supralitoral con sedimentación lutítica surcada por cursos fluviales de carga de fondo arenosa, en la parte alta.

Una buena síntesis de las cuencas de tipo "rift" pérmicas y triásicas de la Península Ibérica es la que realizan SOPEÑA, LOPEZ, ARCHE, PEREZ-ARLUCEA, RAMOS, VIRGILI y HERNANDO en 1988. Señalan que estas cuencas son un buen ejemplo de evolución de cuencas controladas por la reactivación de fallas tardihercínicas durante un período distensivo. Así mismo, el relleno sedimentario estaría muy controlado por la actividad tectónica.

Siguiendo la línea de estudios sobre el paleomagnetismo de los materiales pérmicos y triásicos de la Cordillera Ibérica, TURNER, TURNER, RAMOS Y SOPEÑA (1988-89 y 1989), estudian detalladamente el paleomagnetismo del sector de Molina de Aragón (Guadalajara). Las facies Buntsandstein, presentan importantes remagnetizaciones secundarias, relacionadas con la diagénesis y disolución de carbonatos, por lo que su valor paleomagnético se ve restringido a los sedimentos más finos que forman la parte superior de estas facies. A pesar de ello, se propone una escala paleomagnética relacionando las distintas bandas de polaridad, desde el Autuniense al Karniense, con las unidades del Pérmico y Triásico en este sector y los datos cronoestratigáficos disponibles.

SANCHEZ-MOYA, MUÑOZ, RAMOS y SOPEÑA (1989), analizan la arquitectura fluvial de la Formación Areniscas del Río Arandilla (RAMOS, 1979). Observan la existencia de cuatro episodios deposicionales. Los dos inferiores característicos de un sistema fluvial con canales de baja sinuosidad, inestables, y controlados por descargas estacionales. El episodio intermedio representa canales de menor tamaño y mayor sinuosidad, con un mayor porcentaje de depósitos de llanura de inundación. Durante el episodio final se produce un rejuvenecimiento de la red fluvial debido a la actividad tectónica que tuvo lugar en la zona.

GARCIA-GIL (1989) realiza su tesis doctoral en los materiales de la parte superior del Buntsandstein y el Muschelkalk de la zona N de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, dentro de la cual queda incluida nuestro área de trabajo. Reconoce la existencia de cinco unidades litoestratigráficas, la primera de las cuales estaría en facies Buntsandstein típicas.

Estas unidades de base a techo son las siguientes:

- Unidad "Areniscas y Limos de Cercadillo": Su depósito se produjo en medios fluviales que evolucionan desde sistemas de baja sinuosidad hasta los de alta, existiendo esporádicamente corrientes efímeras. En el techo de la unidad existe una interrupción sedimentaria.
- Unidad "Limos y Areniscas abigarrados de Torete": Estaría generada por corrientes efímeras, aunque también aparecen algunas de alta y baja sinuosidad. Hacia el E, existen facies típicas de llanuras mareales,

situándose allí la línea de costa.
- Unidad "Dolomías de Tramacastilla": Las facies que la caracterizan corresponden a llanuras mareales carbonáticas en el E y mixtas en el O. Por su contenido palinológico, le asigna una edad Ladiniense.
- Unidad "Dolomías, Margas y Calizas de Royuela": Son materiales característicos de ambientes carbonáticos someros, existiendo zonas de carácter mixto y ambientes fluviales en la zona NO. Palinológicamente se data como Ladiniense. En su techo debe situarse la base del Karniense.
- Unidad "Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo": Representa el cambio lateral de facies con parte de las unidades "Dolomías de Tramacastilla" y "Dolomías, Margas y Calizas de Royuela" de otros sectores. Es una unidad terrígena con facies de llanuras mareales en la parte inferior, y canales de alta sinuosidad en la parte superior. Datada palinológicamente es de edad Ladiniense.

En 1990, GUIMERA y ALVARO, describen las estructuras compresivas alpinas en la Cordillera Ibérica y en la Cadena Catalana, centrándose principalmente en su dinámica y evolución. Determinan que el acortamiento en el basamento y en la cobertera debe ser el mismo. Esta deformación compresiva se produjo durante el Paleógeno y Mioceno inferior, con una dirección N-S.

PEREZ-MAZARIO, ARACIL, HERNANDO y RINCON, publican en 1990 un trabajo sobre las facies terrígenas del Muschelkalk basal en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica, en el que determinan que su depósito se produjo en una llanura mareal en el que se distinguen un término inferior netamente submareal y otro superior con una marcada influencia intermareal.

MORAD, AL-AASM, RAMSEYER, MARFIL y ALDAHAN (1990), estudian la diagénesis de los cementos carbonatados en las areniscas pérmicas y triásicas de la Cordillera Ibérica, analizando los isótopos C13 y O18.

LOPEZ y MAMET (1990), analizan la sedimentología y petrología de la Fm. Dolomías y Calizas de Cañete (facies Muschelkalk) correspondientes al Trías medio-superior en el sureste de la Cordillera Ibérica. La sedimentación se produjo en una rampa carbonatada, en cuya evolución se observa un primer episodio transgresivo de corta duración y una serie de oscilaciones que componen en general una tendencia regresiva.

También en relación con las facies Muschelkalk, GARCIA-GIL (1991) extiende las formaciones, Dolomías de Tramacastilla, Dolomías, Margas y Calizas de Royuela y Areniscas y define en la región noroccidental de la Cordillera Ibérica las Lutitas de la Cuesta del Castillo. PEREZ-ARLUCEA (1991), analiza los materiales depositados durante la segunda transgresión triásica en la zona central de la Cordillera Ibérica. Divide estos materiales en dos conjuntos litológicos: Fm. Dolomías de Tramacastilla depositada en una rampa homoclinal carbonática, la segunda es la Fm. Dolomías, Margas y Calizas de Royuela cuya sedimentación se produjo en una rampa muy tendida, somera y con influencia terrígena periódica.

REY y RAMOS (1991), estudian el Pérmico y Triásico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en un área comprendida en la provincia de Soria. Reconocen 6 unidades litoestratigráficas, la primera correspondiente al Pérmico (Autuniense), es interpretada como depósitos de abanicos aluviales con aportes volcanoclásticos locales. La siguiente correspondiente al Pérmico superior y/o Triásico inferior se depósito en abanicos aluviales de clima árido o semi-árido. En el Triásico inferior y/o medio, establecen dos unidades generadas por sistemas fluviales de baja sinuosidad, que evolucionan a ambientes litorales de carácter terrígeno-carbonatado. Por último, establecen dos unidades carbonatadas que representan la transgresión principal de Tethys sobre Iberia con instalación de una plataforma carbonatada.

2. ANALISIS DEL MARCO TECTONICO

2.1. INTRODUCCION

En el desarrollo de la evolución de las cuencas continentales, intervienen dos factores fundamentales: ambiente tectónico y medio sedimentario. Ambos se encuentran estrechamente ligados, aunque hasta hace pocos años no se había intentado seriamente integrarlos. Las cuencas sedimentarias pueden ser estudiadas a partir del conocimiento del entorno tectónico, como indicador del estilo de relleno de la cuenca, o bien a través de la reconstrucción de la arquitectura sedimentaria, ya que los sedimentos (en nuestro caso fluviales) ofrecen una información detallada, aunque indirecta,de la actividad tectónica. Esta última forma de abordar el problema, integrando análisis sedimentológico y tectónica, ha sido utilizada en los últimos años por diversos autores entre ellos DICKINSON (1974), BALLY y SNELSON (1980) y MIALL (1981, 1984). En este tipo de estudios se incluyen el análisis de facies, la sucesión sedimentaria vertical, las variaciones laterales, paleopendientes, etc. con el fin de determinar la arquitectura y geometría de la cuenca. Todas estas características,junto con la tasa de sedimentación y el análisis de la subsidencia, permiten la integración de la evolución de la cuenca en un determinado entorno de tectónica de placas. Esta sistemática es la que hemos seguido en este trabajo, ya que la zona que nos ocupa presenta una importante secuencia de sedimentos clásticos, relacionados con el comienzo del relleno del "graben"

generado al final de los movimientos hercínicos.

Este capítulo pretende un doble objetivo. En primer lugar, se trata de ofrecer una visión general de los modelos y entornos tectónicos en áreas continentales bien conocidas, que presenten un relleno sedimentario, disposición geométrica de la cuenca o historia geotectónica similar al aquí estudiado. Un segundo objetivo es la revisión de los principales modelos tectónicos propuestos para la Cordillera Ibérica y áreas próximas de interés, centrándonos especialmente en los momentos anteriores al Triásico y durante el Triásico propiamente dicho.

En el marco de la tectónica global, la placa Ibérica tras la orogenia Hercínica (fig. 3a), constituía un área compleja de sutura entre Laurasia y Africa, dentro del cinturón de plegamiento hercínico (ARTHAUD y MATTE, 1977; ZIEGLER, 1982, 1988). Durante el Carbonífero superior y el Pérmico inferior (fig. 3b), la placa Ibérica forma parte de una zona de megacizalla dextral (ARTHAUD y MATTE, 1977; VEGAS y BANDA, 1982) limitada por dos sistemas de fallas transformates: Sistema Pirineos-Golfo de Vizcaya y Sistema de Gibraltar. En el interior de la placa, se desarrolla un importante sistema de fallas transcurrentes (fig. 3b) asociadas a fallas NE-SO, como respuesta a las movimientos a lo largo de la zona de megacizalla. Se generan en este momento cuencas transtensionales y de "strike-slip" que acumulan importantes espesores de depósitos continentales y rocas volcánicas de geoquímica variable. Según SOPEÑA et al. (1988), estos sistemas de fracturación fueron reactivados posteriormente (tardi-hercínico y evolución Alpina de la península) como fallas normales, condicionando el emplazamiento y evolución de las cuencas mesozoicas. Durante el Pérmico superior y el Triásico, se establece una tectónica extensional. Las fallas transcurrentes son reactivadas como fallas normales, desarrollandose tres "rifts" complejos a lo largo de los margenes N, S, y O. Un cuarto "rift", el surco Ibérico, se localiza en el interior de la microplaca. La apertura y evolución de estas cuencas no fue sincrónica, presentando cada una su propia historia.

Los sistemas de fracturación tardi-hercínicos y el régimen distensivo que se establece durante el Pérmico superior y el Triásico, son pues los factores que inicialmente debemos considerar, al intentar analizar la evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera Ibérica y por tanto de nuestro área de estudio.

2.2. MODELOS EN AREAS EXTENSIONALES

Como hemos indicado, el origen y evolución de las cuencas del Pérmico Superior y Triásico de la Cordillera Ibérica, está condicionado por dos factores: la reactivación del sistema de fallas transcurrentes tardihercínicas y el regimen distensivo a escala global, relacionado con la apertura del Atlántico y el Tethys.

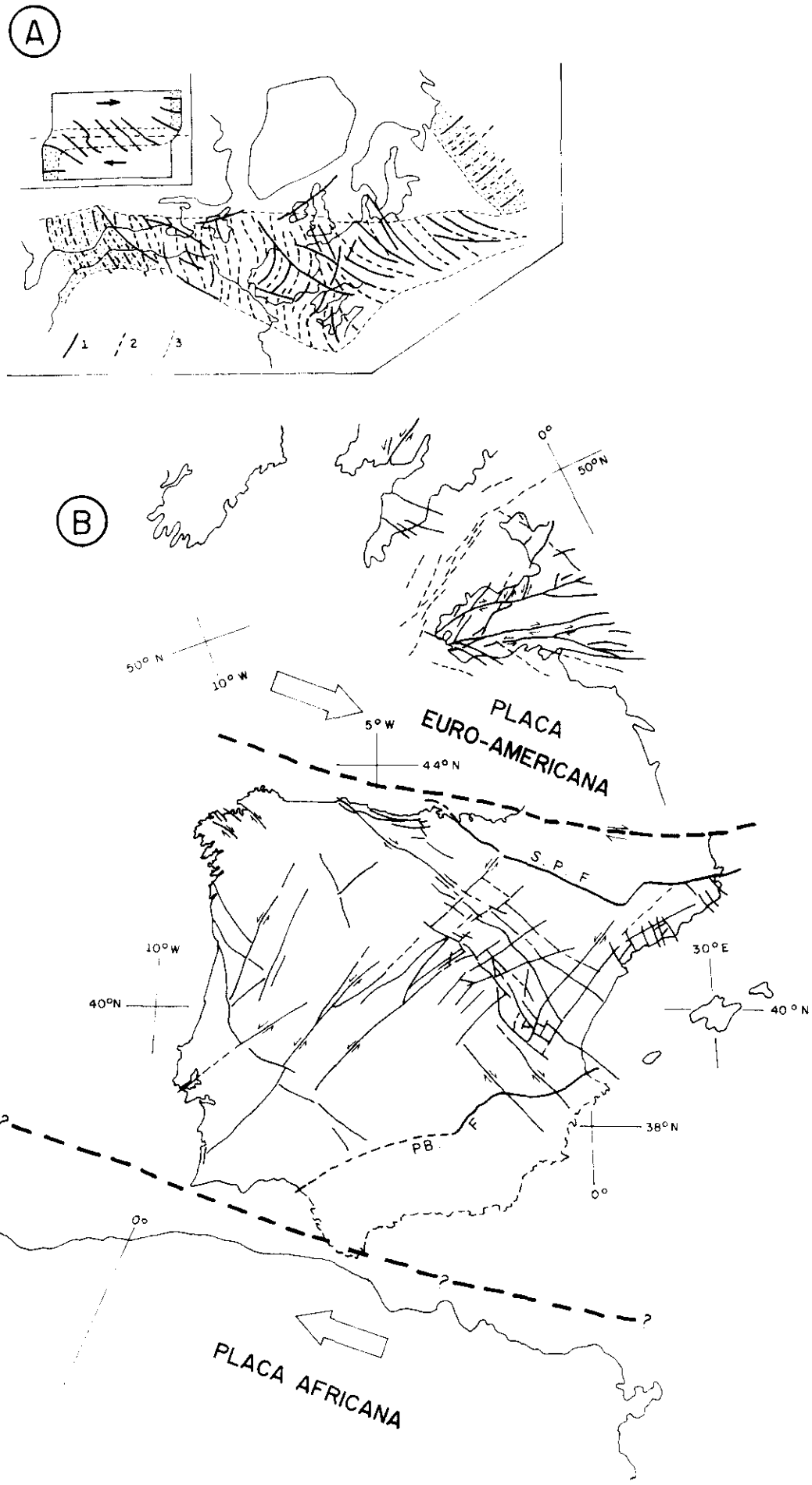


Fig. 3: A: Zona de megacizalla entre los Apalaches y los Urales: 1, Direcciones principales de esfuerzos; 2, trayectorias hipotéticas; 3, límites de las áreas deformadas. B: Sistema de fracturación Tardihercínico en el suroeste de Europa. SPF: Frente de deformación Surpirenaico; PBF: Frente de deformación prebético. (Según varios autores, en Sopeña et al., 1989).

Es razonable pensar que es en el régimen extensional donde debemos buscar los modelos estructurales que por su geometría y/o cinemática, condicionen de forma similar la respuesta sedimentaria.

Aunque las cuencas sedimentarias no tienen porque ser necesariamente resultado de la extensión cortical y numerosos autores han sugerido mecanismos alternativos (WEIJEMARS, 1985), la evidencia de numerosas campañas de sísmica profunda como las del BIRPS (UK) o COCORP (USA) (en: MOIST: BREWER y SMYTHE, 1984; DRUM: McGEARY y WAGNER, 1985; SWAT: BIRPS y ECORS, 1986; ALLEMENDIER et al., 1987; SHARP, 1984; SERPA et al., 1984 a y b), sugieren que la mayoría de las cuencas se relacionan con extensión cortical. El proceso de extensión litosférica, se caracteriza por un desarrollo de bloques basculados y "semigrabens" limitados por fallas normales (MCKENZIE, 1978; WERNICKE y BURCHFIELD, 1982; JACKSON et al., 1982; GIBBS, 1984). Estas cuencas, desarrolladas progresivamente durante la extensión, ejercen durante ese tiempo una gran influencia en la geomorfología y en los mecanismos de transferencia de sedimentos. Ejemplos de estas cuencas son: el Mar Egeo (MCKENZIE, 1978; JACKSON et al., 1982; JACKSON y MCKENZIE, 1983), la provincia del "Basin and Range", O de USA (WERNICKE y BURCHFIELD, 1982; ANDERSON et al., 1983; WERNICKE et al., 1987), Golfo de Suez, Cuenca del Bajo Rhin, sistema de "rifts" africanos (BURGESS et al., 1988; ROSENDAHL et al., 1986; BOSWORTH, 1987, 1989; JORGENSEN y BOSWORTH, 1989) y el Mar del Norte (CHRISTIE y SCLATER, 1980; BARTON y WOOD, 1984). Recientemente, han sido estudiadas en detalle la plataforma continental del oeste del Reino Unido (KARNER et al., 1987; KIRTON y HITCHEN, 1987; CHEADLE et al., 1987; GIBBS, 1989 a y b) y el margen continental de Atlántico de Canada (TANKARD y WELSINK, 1989; WELSINK et al., 1989 a y b; CLOETHING et al., 1989; TANKARD et al., 1989).

El estudio de estas cuencas extensionales, puede ser abordado desde diferentes ángulos:

Según GIBBS (1987, 1989a), una primera aproximación útil a las cuencas extensionales, es su clasificación según la cinemática dominante en la arquitectura de la cuenca; cinemática que condiciona por tanto la respuesta del relleno sedimentario y su implicación en el desarrollo de la cuenca. Podría hablarse entonces de cuencas extensionales con fallas lístricas, cuencas extensionales con fallas en "dominó" (cizalla pura), cuencas "stike-slip" (cizalla simple) y cuencas extensionales "mixtas" (distensión general?).

El desarrollo de la extensión (GIBBS, 1987) puede generar los siguientes tipos fundamentales de cuencas:

1.- Cuencas con disposición de fallas en escalera. La extensión sobre antiguas fallas normales según BREWEN y SMYTHE (1984), puede producir "semigrabens". Tales cuencas extensionales se generarían por "dip-slip" (deslizamiento según el buzamiento), en "detachment" de tipo escalera que configuran un sistema de Rampa y Plataforma. La característica de estas cuencas, es el estar dominadas por fallas extensionales de bajo ángulo que permanecen activas a lo largo del desarrollo de la cuenca (fig. 4a). El "detachment" basal de la "escalera", puede eventualmente penetrar en los niveles superiores de la zona frágil de la corteza, generado una zona de cizalla dúctil subhorizontal.

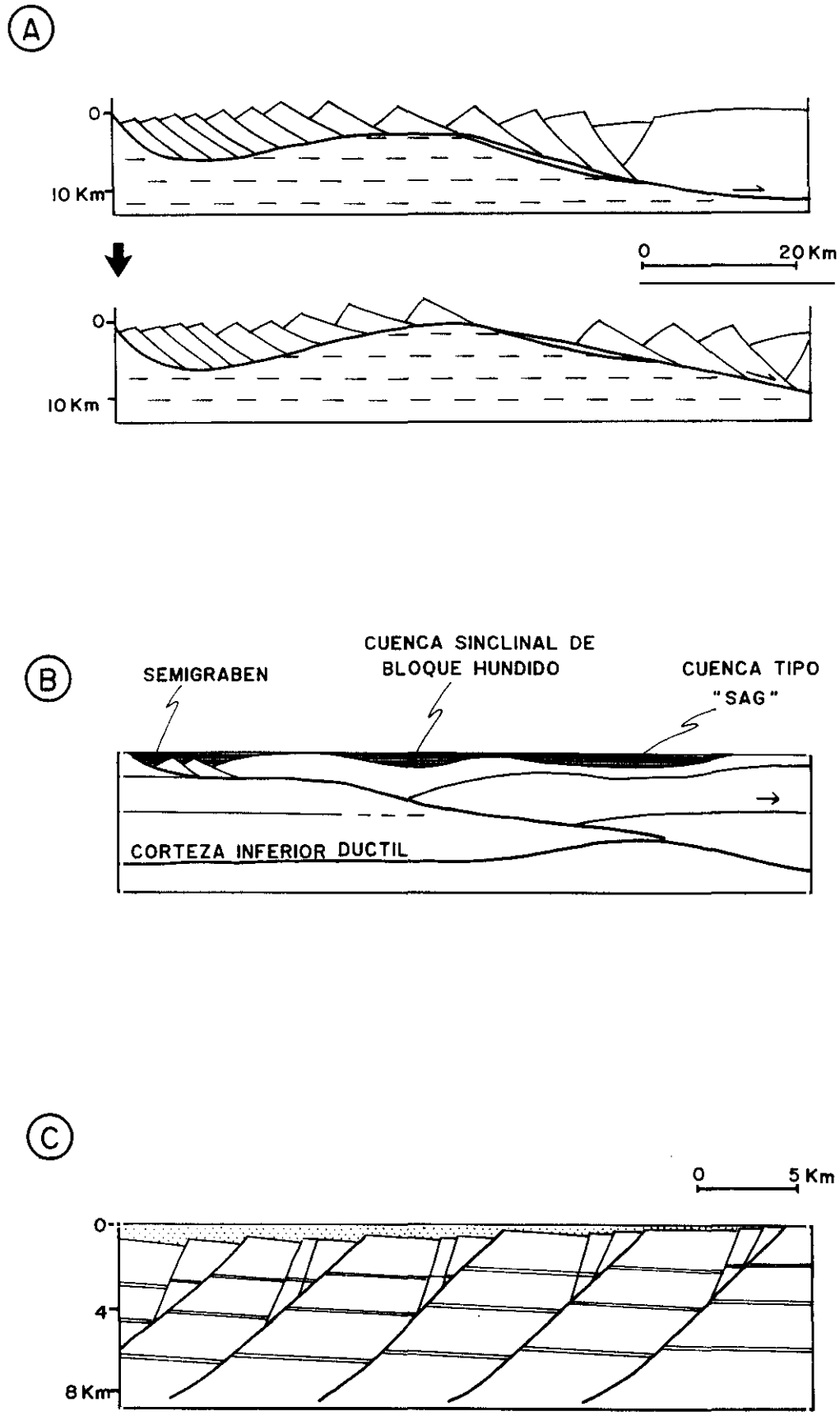


Fig. 4: A: Cuencas con disposición de falla en escalera. Sistema de rampa y plataforma. Evolución del sistema de fallas mediante deformación extensional contina (1), donde la rampa es progresivamente arqueada y denudada (2), Chemehuevi Mountains (SE California) John (1987). B: Cuencas de tipo "sag" y cuencas sinclinales del bloque hundido ("hanging wall"). Cuencas extensionales encadenadas, localizadas sobre un "detachment" cortical. Longitud horizontal variable entre 2-300 Km. Gibbs (1987). C: Modelo simple de fallas en "domino". Las fallas relativamente rectas, en profundidad pasan a una zona extensional homogénea dúctil en la corteza inferior. Coward & Gibbs (1986)

2.- Cuencas de tipo "sag" y cuencas sinclinales de "Hanging wall" (fig. 4b). Estas cuencas aparecen relacionadas con la existencia de "detachment" en niveles intermedios o inferiores de la corteza.
3.- Cuencas desarrolladas mediante fallas planares con disposición en "dominó" (fig. 4c). En este tipo de cuencas extensionales, se produce rotación a favor de ejes horizontales de los bloques limitados por las fallas. El conjunto de fallas con disposición en "dominó" puede estar limitado en profundidad por un "detachment" basal, mientras que lateralmente pueden combinarse con fallas lístricas. Cuando el sistema de fallas en "dominó" no termina en elementos lístricos, pueden producirse áreas de gran complicación estructural con deformaciones de tipo "strike-slip".
4.- Cuencas extensionales segmentadas. Tanto las cuencas con sistemas de rampa-plataforma, como las cuencas con disposición de fallas en "dominó", pueden aparecer segmentadas a lo largo de su dirección mediante fallas de tipo "transfer fault" (fig. 5a). Cabe destacar que estas fallas están dotadas de gran longevidad, permaneciendo activas mientras dura la extensión. Esta longevidad, puede implicar por tanto, un importante control de la sedimentación a traves de la historia geológica de la cuenca. Dentro de esta clase de cuencas, es posible encontrar estructuras de tipo "flor" (fig. 5b), observables en sección, desarrolladas en el relleno sedimentario mediante "transfer-fault". La geometría y evolución de estas "transfer-faults flowers" puede ser descrita como estructuras de "strike-slip flowers" (HARDING y LOWELL, 1979).
5.- Cuencas "mixtas", combinación de "strike-slip" y "dip-slip" (fig. 5c). Numerosas cuencas muestran una estructura donde se combinan fallas lístricas en escalera o dispuestas en "dominó", con fallas de alto ángulo. En el caso más sencillo se obtienen cuencas de "pull-apart strike-slip" (READING, 1980). Trabajos recientes de GIBBS (1989a) y BEACH et al. (1987), han señalado la importancia de estas cuencas mixtas, proponiendo un mecanismo extensional, mediante sistemas encadenados de fallas, que permitirían gran variedad de desplazamientos e interacciones.

Los diversos tipos de cuencas extensionales y todas sus posibles combinaciones, pueden ser teóricamente obtenidos mediante sistemas encadenados de fallas (GIBBS, 1989), con una falla "maestra" fundamentalmente lístrica. La posible complejidad estructural de la cuenca, es explicada mediante colapso del "hanging-wall" o del "footwall".

Una forma de completar el estudio de las cuencas en régimen extensional, es el uso de modelos análogicos a escala, diseñados para investigar la geometría tridimensional y el desarrollo de las fallas y sistemas de fallas. Los modelos consisten generalmente en cajas de ensayo, con materiales desde no cohesivos a ligeramente cohesivos, usados para simular la deformación, de una corteza superior frágil, sobre un basamento rígido o deformado plásticamente (McCLAY y ELLIS, 1987; McCLAY, 1989). Este tipo de trabajos han sido desarrollados por HORSFIELD (1977, 1980), BRUN y CHOUKROUNE (1983), FAUGERE y BRUN (1984), NAYLOR et al. (1986), MANDL (1987), McCLAY y ELLIS (1987), VENDEVILLE et al. (1987) y McCLAY (1989). Los últimos trabajos (McCLAY, 1989) se centran en la simulación de la deformación de la secuencia sedimentaria, sobre tres clases principales de "detachments" extensionales: 1.- "detachments" extensionales uniformes, horizontales o basculados. 2.- fallas lístricas simples. 3.- fallas lístricas en rampa y plataforma.

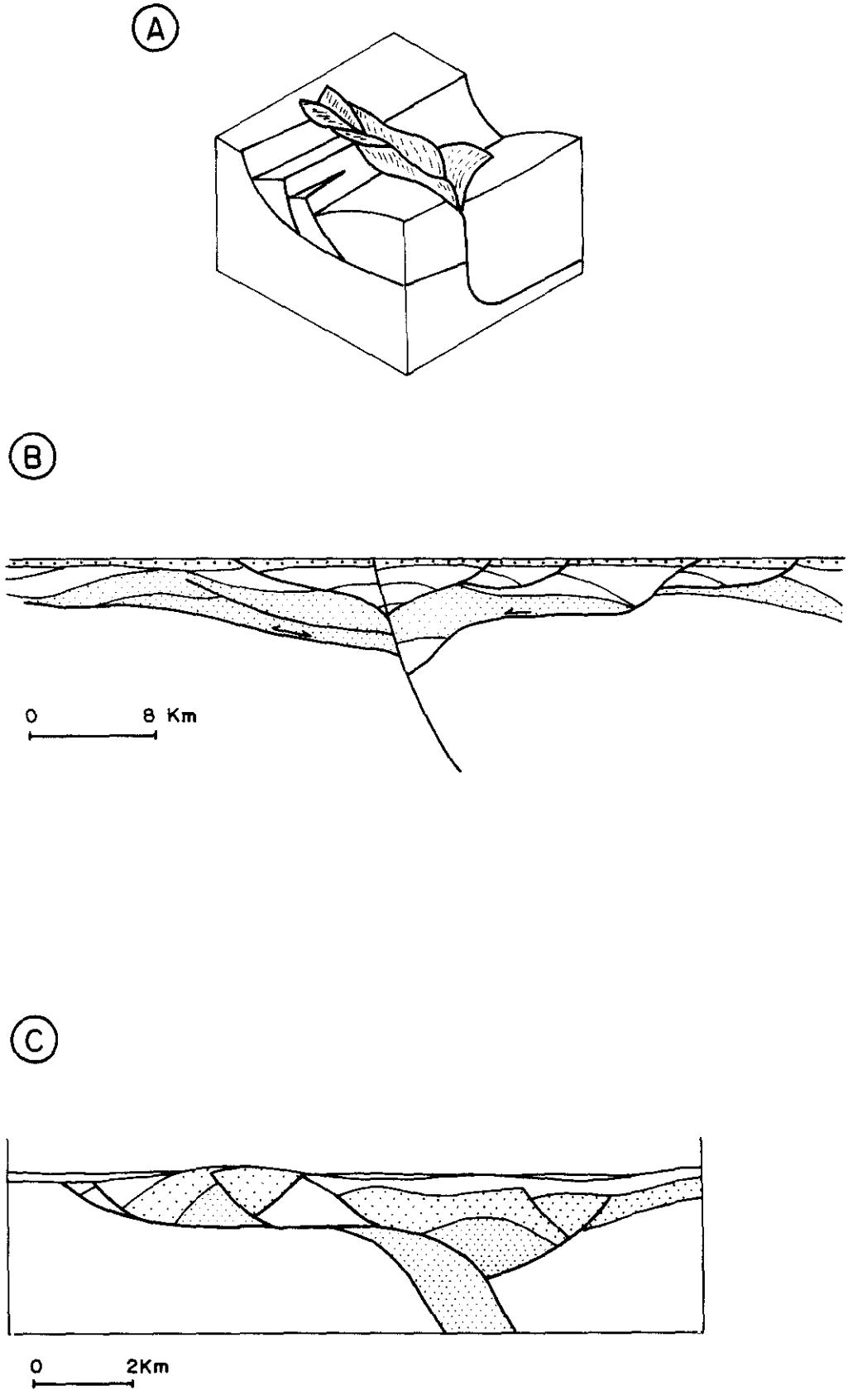


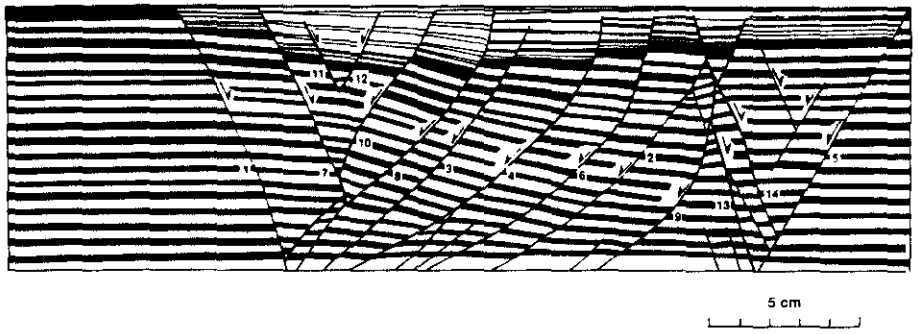
Fig. 5: A: Modelo isométrico de falla tipo "transfer", con estructura de "strike-slip flower zone". La falla de tipo "transfer" escalona el nivel de "detachment" y separa compartimentos de la cuenca con diferente estilo estructural. GIBBS (1987). B: Sección transversal simplificada de estructura en flor. (Vale of Pickering, N de Inglaterra). Destaca la zona de falla a escala cortical de tipo "strile-slip" a lo largo del eje de la cuenca, que vertebra el cambio de buzamiento de los "detachments". Simplificado de GIBBS (1987). C: Cuencas mixtas: Combinación de diversos tipos de fallas "strike-slip" y "dip-slip". (Costa E de Arran, NO del Reino Unido). Simplificado de GIBBS (1987).

La figura 6 a y b, es un resumen de los resultados, de mayor interés para nosotros, obtenidos en este tipo de simulaciones. Como se puede observar, la geometría del "detachment" ejerce un control fundamental en la evolución de las estructuras extensionales. Los modelos analógicos, son pues un instrumento de estudio de la geometría de los sistemas de fallas, su nucleación, propagación y modificaciones en el tiempo. Estos modelos pueden ser comparados con los sistemas extensionales que encontramos en la naturaleza, encontrándose gran similitud entre el modelo teórico de deformación y los modelos de fracturación "real" de las cuencas. En nuestro caso, son de especial interés los resultados de la deformación de las series "sinrift", con el objeto de efectuar comparaciones entre la geometría obtenida mediante el uso de modelos análogos y la geometría de nuestras series.

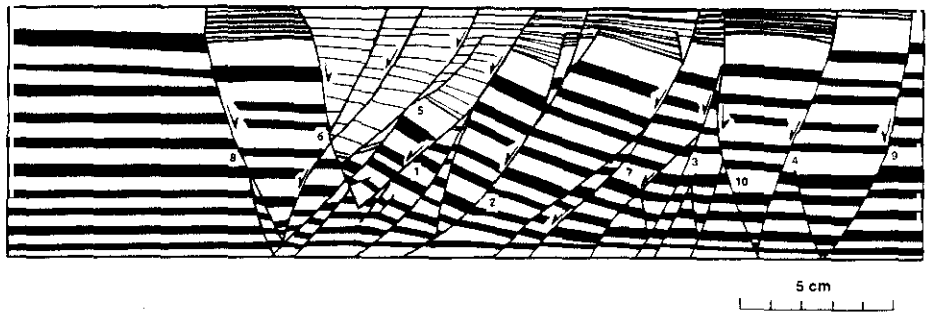
La forma más indirecta de aproximación a las cuencas extensionales, sería partir de los datos obtenidos del análisis detallado de la arquitectura sedimentaria, para inferir la dinámica y cinemática de las cuencas. Este tipo de trabajos ha sido desarrollado por MIALL (1981), HAMBLIN (1984), OUCHI (1985), GAWTHORPE (1986), KRAUS y MIDDLETON (1987), ALEXANDER y LEEDER (1987) Y LEEDER y GAWTHORPE (1987). La tectónica, ejerce un control fundamental sobre la geomorfología y el modelo sedimentario, por medio de las pendientes tectónicas y la subsidencia asimétrica. Dado que los principales procesos sedimentarios están controlados por la fuerza de la gravedad, (erosión, transporte de los materiales y sedimentación), la importancia del control de la pendiente es clara. Existen también otros factores que ejercen una gran influencia en los medios sedimentarios, como el clima y la geología regional. Estos factores determinan el aporte sedimentario en las cuencas extensionales. Así mismo, se establece un balance entre el aporte de sedimentos y la tasa de subsidencia, estando ambos al final determinados por la tasa de extensión. Por último, la posición relativa del nivel del mar con respecto a la base de la cuenca, es también otro factor importante a considerar.

Hemos indicado con anterioridad, que la pendiente ejerce un control fundamental en los medios sedimentarios, por lo tanto, podemos considerar dos tipos básicos de sistemas de drenaje y transferencia de sedimentos: sistemas transversales (perpendiculares a la dirección de la/s falla/s principal/es) y sistemas longitudinales (paralelos a la dirección de la/s falla/s principal/es). El efecto del basculamiento tectónico suficientemente rápido en estos dos tipos de sistemas, es de esperar que produzca efectos instantáneos y "catastróficos" en la sedimentación. Tales efectos, producen una "señal" en el relleno sedimentario (variaciones en la litología, facies, espesor...). Estas "señales", tienen gran importancia a la hora de analizar el relleno de cuencas fósiles, ya que en ausencia de evidencias directas de tectónica extensional activa, es fundamental integrar el estudio de los cambios en la arquitectura sedimentaria, con la información estructural disponible.

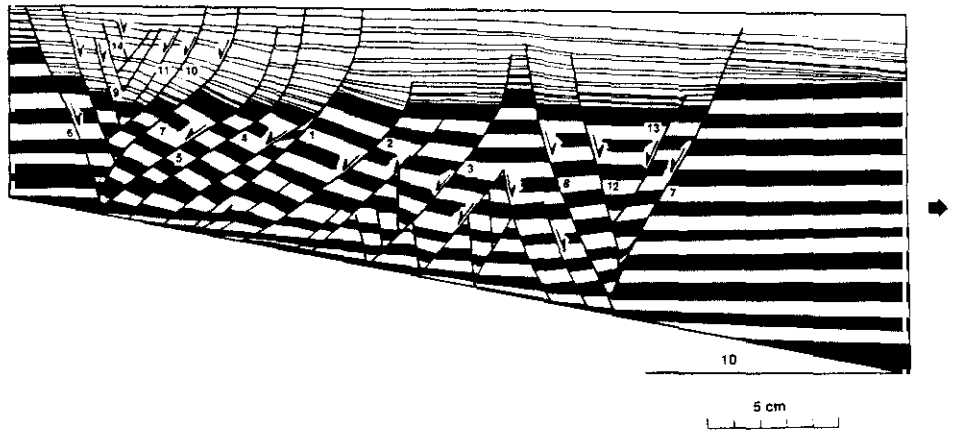
LEEDER y GAWTHORPE (1987), proponen una serie de modelos para cuencas extensionales de tipo "semigraben", según las consideraciones anteriores. Los modelos de facies tectono-sedimentarias propuestos, comprenden las cuencas continentales endorreicas, las cuencas continentales con drenaje fluvial longitudinal, las cuencas "coastal marine gulf" y las cuencas de plataforma carbonatada costera. Es



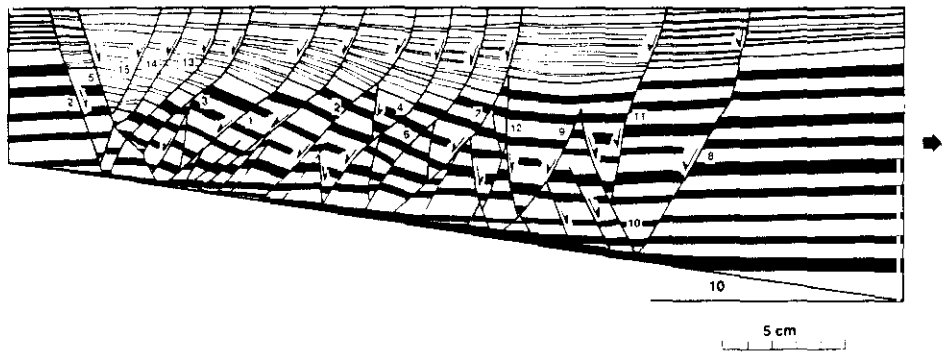
1: "Detachment" horizontal. Material: Arenas. Extensión: 42,8%. Resultado: "Graben" asimétrico con un conjunto de fallas planares en la secuencia "prerift" y fallas lístricas en la secuencia "sinrift".



2: "Detachment" horizontal. Material: Arenas-Arenas/arcillas. Extensión:48,2%. Resultado: "Graben" asimétrico con un conjunto de fallas planares en la secuencia "prerift" y fallas lístricas en la secuencia "sinrift".

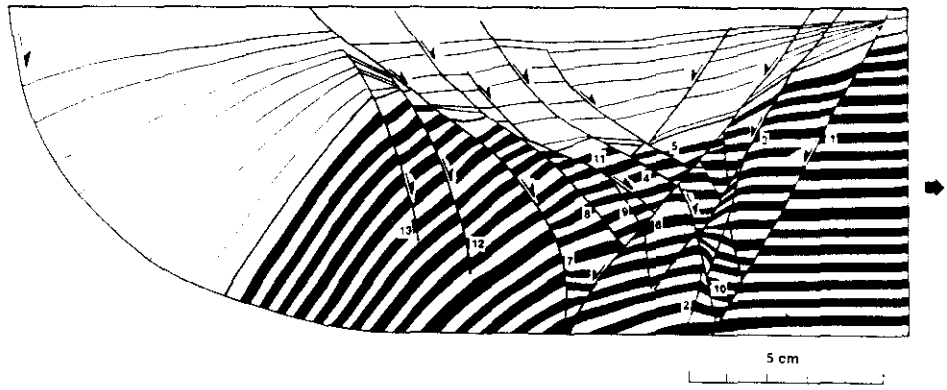


3: Basculamiento: 10º. Material: Arenas. Extensión: 52,6%. Resultado: "Graben" asimétrico con un conjunto de fallas planares a sigmoidales en la secuencia "prerift" y fallas lístricas en la secuencia "sinrift".

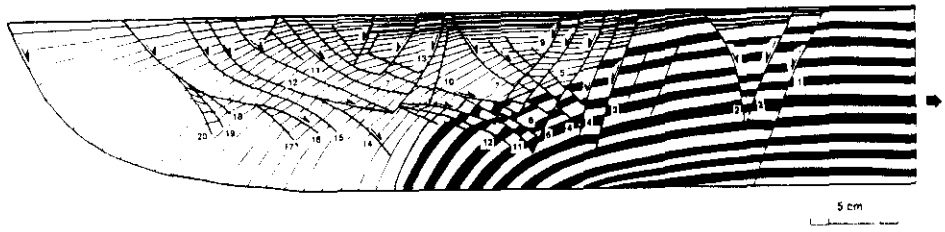


4: Basculamiento: 10º. Material: Arenas-Arenas/arcillas. Extensión: 52,6%. Resultado: "Graben" asimétrico con un conjunto de fallas planares en la secuencia "prerift" y fallas lístricas en la secuencia "sinrift".

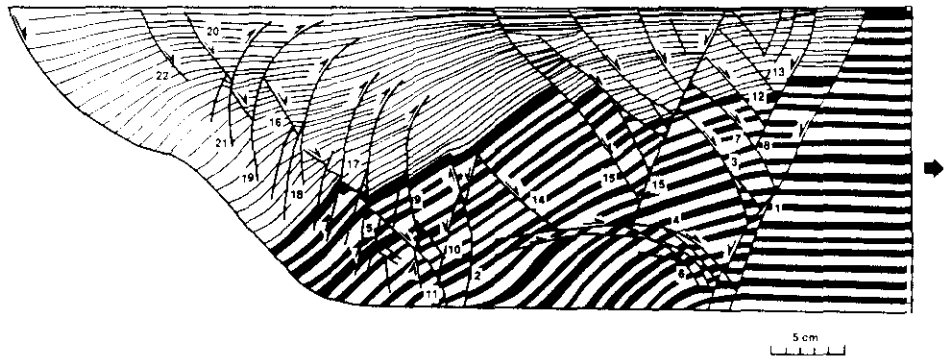
Fig. 6a: Modelos a escala de la geometría tridimensional y desarrollo de fallas y sistemas de fallas. Modificado de McCLAY (1989).



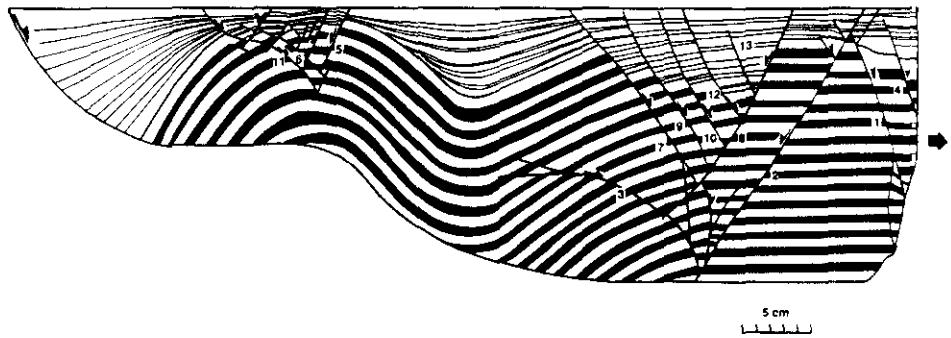
5: Falla lístrica de 70º simple. Material: Arenas. Extensión: 50%. Resultado: "Rollover" con un único "graben" con colapso de la parte superior.



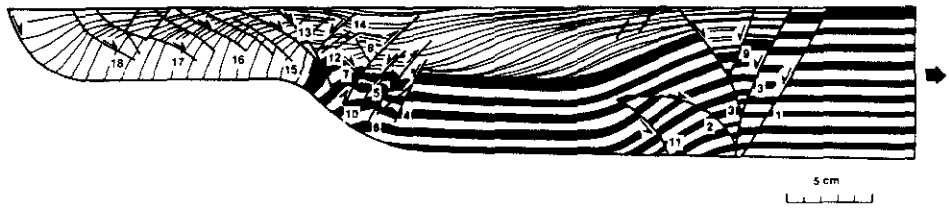
6: Falla lístrica de 70º simple. Material: Arenas. Extensión: 100%. Resultado: "Rollover" con múltiples "grabens" con colapso de parte superior. En la secuencia "sinrift", un conjunto de fallas de crecimiento lístricas.



7: Falla lístrica plana de 70º en rampa. Material: Arenas. Extensión: 50%. Resultado: "Rollover" complejo con fallas inversas y superimposición de múltiples "grabens" con colapso de la parte superior.



8: Falla lístrica plana de 70º en rampa. Material: Arenas/Micas. Extensión: 25,9%. Resultado: "Rollover" superior simple con sinclinal de "hanging wall". "Grabens" con colapso de la parte superior, en los "rollovers" superior e inferior.



9: Falla lístrica plana de 70º en rampa. Material: Arenas/micas. Extensión: 50%. Resultado: "Rollover" superior con un abanico de fallas lístricas en el sinclinal de "hanging wall". "Grabens" con colapso de la parte superior en los "rollovers" superior e inferior.

Fig. 6b: Modelos a escala de la geometría tridimensional y desarrollo de fallas y sistemas de fallas. Modificado de McCLAY (1989).

de especial interés para nosotros, el modelo de cuencas continentales con drenaje longitudinal (fig. 7a). La característica fundamental del modelo, es la influencia que ejerce el basculamiento tectónico sobre el drenaje longitudinal y la migración del canal o sistemas de canales fluviales. Cuando se produce la avulsión, el canal muestra una preferencia estadística a ocupar el eje de máxima subsidencia de la cuenca (BRIDGE y LEEDER, 1979). Con el tiempo se produce logicamente un apilamiento preferente de sedimentos en esta zona (ALEXANDER y LEEDER, 1987). Existen otros factores que afectan al modelo y lo modifican:

a.- El eje del río puede estar desplazado del eje de máxima subsidencia por interdigitaciones de abanicos aluviales procedentes del bloque elevado.

b.- Existencia de fallas normales intracuenca que pueden crear "mini-grabens" dentro de la estructura. Estas estructuras menores tienden a "atrapar" el drenaje longitudinal, del río y producen apilamientos limitados por fallas de los cinturones de arenas o gravas.

c.- Otro efecto del basculamiento sobre el drenaje longitudinal es el desarrollo de pequeñas avulsiones y "cutt-off" pendiente abajo que producen una amplitud anómala de la anchura del cinturón de canales (LEEDER y ALEXANDER, 1987).

Se produce también una menor sedimentación de los materiales de grano fino, al incrementarse las pendientes del bloque hundido. En clima húmedo es frecuente encontrar un amplio cinturón de áreas palustres localizado en el bloque hundido.

En la figura 7b, se puede observar como la tasa de actividad tectónica de las fallas en relación a la tasa local de sedimentación, controla la arquitectura fluvial de la cuenca.

Como vemos, existen características dentro de la arquitectura sedimentaria que permiten inferir, al menos, parte del control tectónico de la sedimentación. El estudio detallado de la estratigrafía y la arquitectura sedimentaria en áreas extensionales activas, donde la cinemática y la geometría de la deformación de la cobertera puedan ser correlacionados claramente con los procesos tectónicos que sufre la corteza, debe propòrcionar un mayor numero de modelos arquitecturales. Estos modelos pueden ser usados para predecir la estratigrafía y arquitectura sedimentaria de nuevas cuencas (lo que implica un evidente interés económico) y en cuencas sedimentarias fósiles, pueden servir para elaborar hipótesis razonables sobre la cinemática supuesta y la geometría de los sistemas de fallas.

Sin embargo, cuando se lleva a cabo el estudio de cuencas extensionales, dificilmente se dispone de todos los datos necesarios para elaborar una hipótesis razonable acerca de la génesis, cinemática, geometría, respuesta de los medios sedimentarios a la deformación, etc. En estos casos (los más frecuentes), es de gran utilidad comparar "nuestra cuenca" y "nuestros datos", con otras áreas extensionales mejor conocidas y que inicialmente puedan ser comparables, tanto por el tiempo en el que se produjo la extensión, como por la geometría, cinemática y características de la arquitectura sedimentaria u otro tipo de datos (vulcanismo, procesos hidrotermales, etc.). Así pues, efectuaremos a continuación un rápido

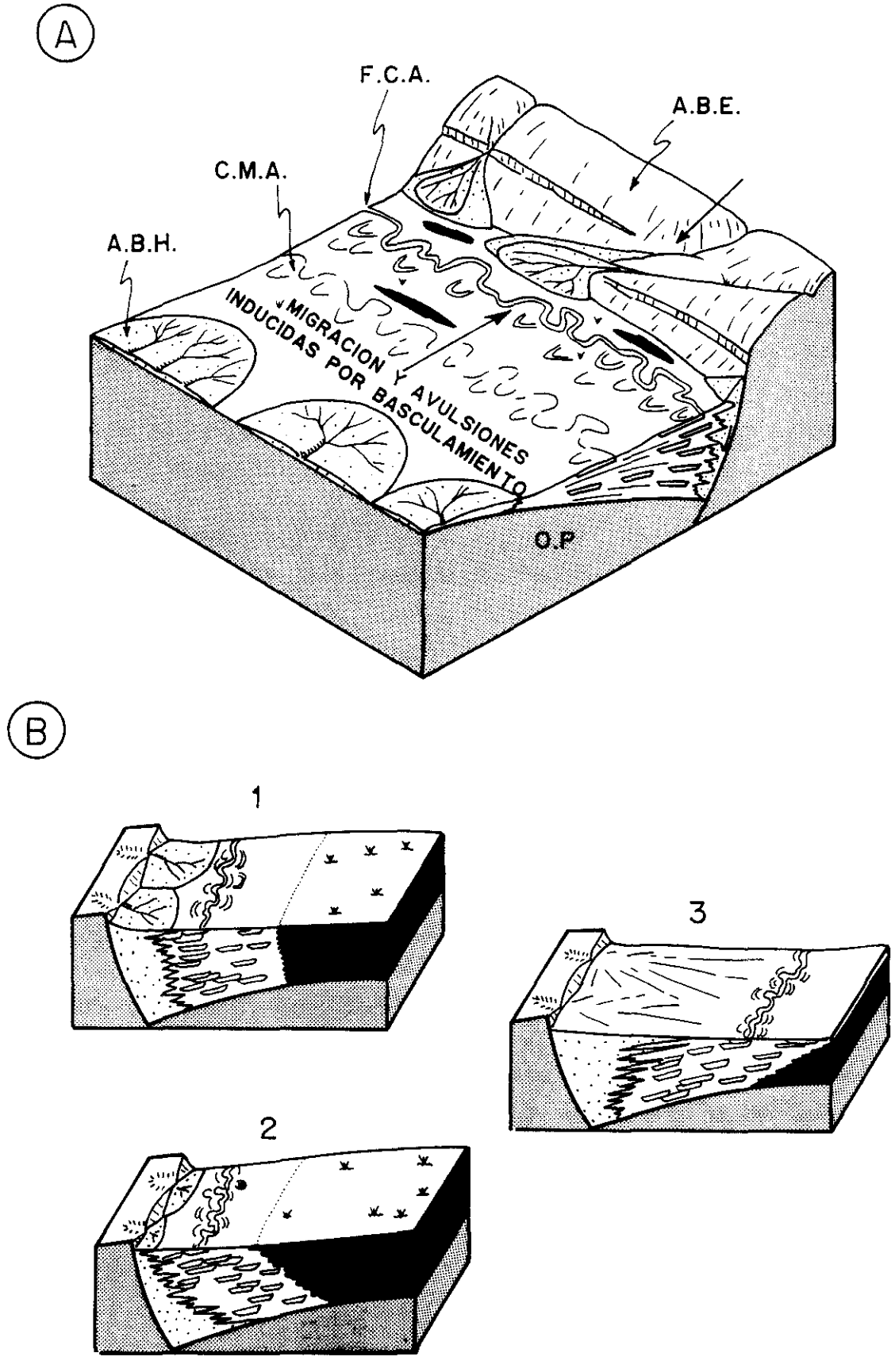


Fig. 7: A: Cuencas continentales de tipo "semigraben" con drenaje axial. FCA, Facies de canales axiales; CMA, Cinturón de meandros abandonados; ABH, Abanicos procedentes del bloque hundido; ABE, Abanicos procedentes del bloque elevado; OP, "Onlap" progresivo durante la extensión. LEEDER y GAWTHORPE (1987). B: Estilo arquitectónico de los sistemas fluviales axiales y su relación con las facies de abanicos del bloque elevado. 1, Condiciones de equilibrio; 2, "Offlap" de facies proximales; 3, "Onlap" de facies finas. ALEXANDRE y LEEDER (1987).

repaso de una serie de cuencas extensionales que presentan características semejantes a las del área aquí estudiada.

2.2.1. Casos seleccionados de cuencas extensionales

De la bibliografía disponible sobre cuencas extensionales, cabe destacar una serie de trabajos en cuencas extensionales activas que son básicos para abordar los estudios posteriores. Destacan los trabajos de MCKENZIE (1978), JACKSON et al (1982), JACKSON y MCKENZIE (1983) en el Mar Egeo, y los realizados por WERNICKE y BURCHFIELD (1982) y ANDERSON et al. (1983) en la provincia del "Basin and Range". Recientemente, se han realizado numerosos estudios en los "rifts" africanos entre los que cabe destacar los de FROSTICK y REID (1986), ROSENDAHL et al. (1986), BURGES et al. (1988). Consideramos de especial interés, las áreas del Mar del Norte y la plataforma continental de las Islas Británicas y el área de Newfoundland en el margen continental Atlántico Canadiense. En este área, las estructuras paleozoicas ejercen una gran influencia en la extensión mesozoica. La distribución y geometría de las cuencas del "rift" mesozoico aparece muy controlada por las fracturas a lo largo de planos de debilidad preexistentes. TANKARD y WELSINK (1989) reconocen dos estilos diferentes de extensión:

1.- Reactivación de las estructuras preexistentes como fallas normales y "strike-slip". La extensión mesozoica se produjo mediante relajación lateral sinestral, con depósito de importantes espesores de sedimentos terrígenos, carbonatos y evaporítas en numerosas cuencas (fig. 8a) de "pull-apart". Las cuencas de Fundy, Orpheus y Sur de los Grandes Bancos (Canada), son ejemplo de este estilo de extensión, si bien cada una posee características propias.

2.- "Semigrabens" formados por reactivación "dip-slip" y "oblique-slip" de las estructuras paleozoicas preexistentes. Este estilo estructural, se desarrolla en las áreas de Avalon y Meguna, destacan las cuencas de Orphan y Jeanne d'Arc (fig. 8b). WELSINK et al. (1989a) ; TANKARD et al. (1989); BALKWILL y LEGALL (1989); WELSINK et al. (1989b); analizan diversos aspectos estructurales de la extensión de estas áreas. CLOETINGH et al. (1989) analizan el registro tectono-estratigráfico de la plataforma atlántica Canadiense y su correlación con los ciclos de Vail. De este análisis deducen que ambos están relacionados con los cambios en el esfuerzo intraplaca.

Una de las áreas extensionales más clásicas, es el Mar del Norte. BEACH et al. (1987) proponen para el Viking Graben dos posibles modelos de extensión:

a.- Zona de cizalla constituida por un "detachment" de muy bajo ángulo a traves de la corteza.

b.- Sistema de fallas extensionales de tipo "dominó" que atraviesan la corteza superior e inferior alcanzado el Moho. Ambos tipos de geometría se reconocen en los perfiles de sísmica profunda. El primer modelo es aplicable a la tectónica extensional del Triásico-Jurásico Inferior, mientras que el segundo modelo se desarrollaría durante el Jurásico superior - Cretácico inferior. KOOI y CLOETINGH (1989), presentan los resultados de la modelización estratigráfica y el análisis cuantitativo de la subsidencia en la Cuenca Central del Mar del Norte. Destacan la importancia de esfuerzo intraplaca, no sólo durante la formación de la cuenca, sino también durante el posterior desarrollo.

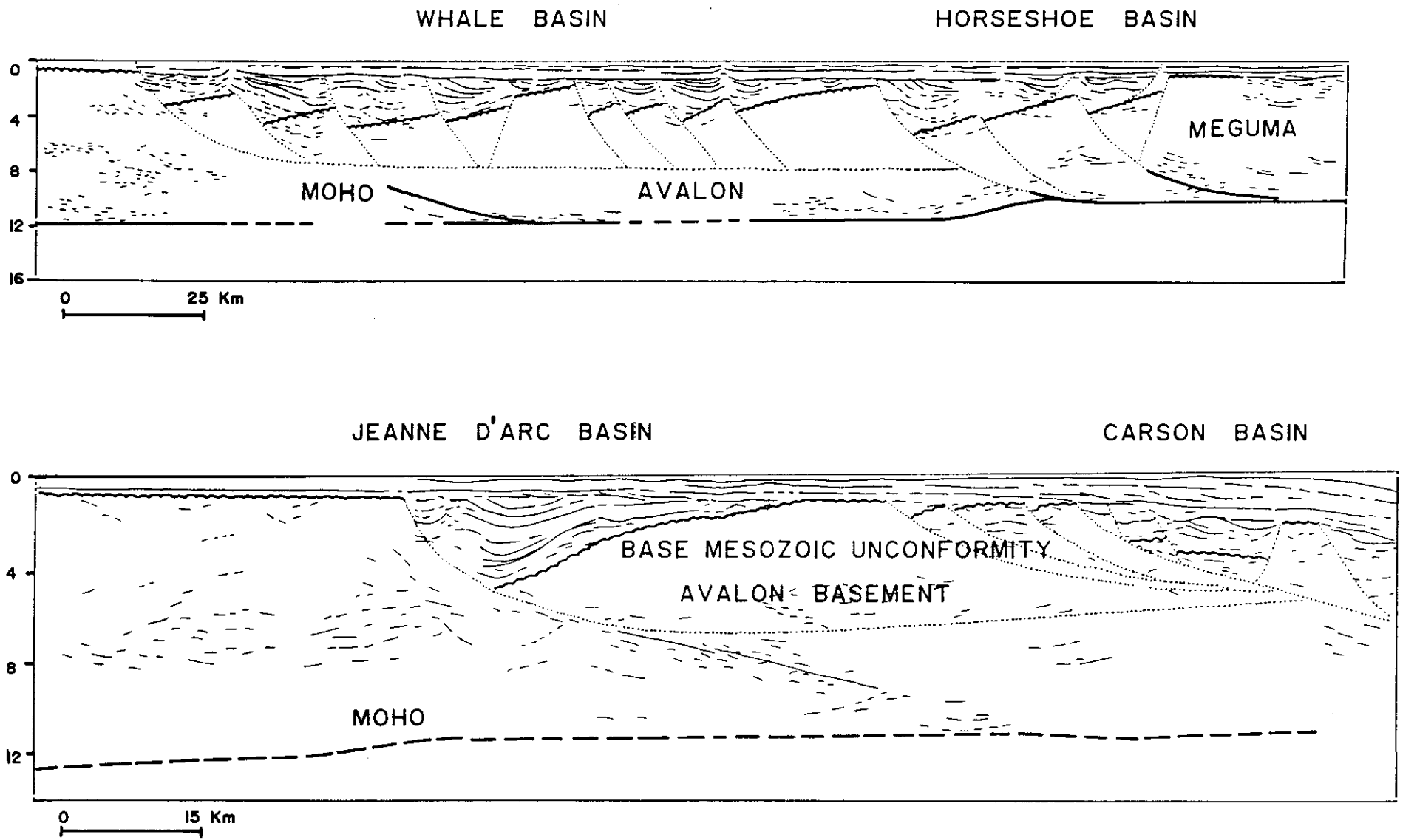


Fig. 8: A: Sección interpretada del perfil sísmico L-85-1 en el área sur de los Grandes Bancos - Newfoundland (Canada), Cuencas de Whale y Horseshoe. WELSINK et al. (1989) en TANKARD y WELSINK (1989). B: Sección interpretada del perfil sísmico L-85-4 área de los Grandes Bancos (Canada), Cuencas de Jeanne d' Arc y Carson. KEEN y BARRET (1981) en TANKARD y WELSINK (1989).

Dentro de la plataforma Continental de las Islas Británicas son numerosos los trabajos realizados en los últimos años, pudiendo destacarse los de GIBBS (1989b); KIRTON y HITCHEN (1987), o el de KARNER et al. (1987), donde se estudia el desarrollo mecánico y térmico de la Cuenca de Wessex (sur de Inglaterra).

Algunas de estas cuencas mencionadas, serán retomadas posteriormente con el fin de comparar distintos aspectos de las mismas (geometría, cinemática, análisis de la subsidencia, edad y facies sedimentarias) con los datos obtenidos para nuestro área.

2.3 MODELOS TECTONICOS PROPUESTOS PARA LA CORDILLERA IBERICA

En este apartado, se realiza una revisión rápida de los modelos tectónicos propuestos para la Cordillera Ibérica por diversos autores. Con ello, se pretende establecer un marco geotectónico que sirva como base para situar los sedimentos estudiados e interpretar las causas de su geometría y evolución.

En general, podemos decir que la Cordillera Ibérica ha sido usualmente integrada en el modelo de aulacógeno en el sentido de HOFFMAN et al. (1974), desde que fué propuesta esta idea por ALVARO et al. en 1979. La mayor parte de los trabajos realizados a partir de este momento adoptan esta idea como hipótesis de trabajo.

ALVARO et al. (1979) proponen un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica, cuya evolución se produce a partir de una unión triple de tipo "rrr", originada sobre una pluma del manto situada en la región de Valencia-Castellón (fig. 9a). Uno de los "rifts" dio lugar a la Cadena Celtibérica, mientras que los otros dos, al área bético-balear. La cadena pasaría por las siguientes etapas:

- Etapa "Pregraben": Existiría un abombamiento precursor de la distensión. El Stephaniense y el Pérmico inferior, se caracterizan por la formación de fallas de desgarre según dos sistemas, uno sinestral de direcciones
NE-SSO y NE-SO y otro dextral de dirección NO-SE. Se produce además, la intrusión de granitoides y emisiones volcánicas. El macizo hercínico queda dividido en un conjunto de bloques, cuya orientación y situación controlan la sedimentación posterior. Las fallas que limitan los bloques se reactivarán como fallas normales en los períodos distensivos y como fallas inversas en los compresivos.

El Pérmico superior se interpreta como una fase tensional, donde la sedimentación de series terrígenas se localiza en cuencas de tipo "graben" y "semigraben", muy subsidentes y con acumulación de importantes espesores de sedimentos.

- Etapa "Graben" (fig. 9b): Se inscribe en un contexto de distensión generalizada que marca el comienzo de la fragmentación continental y separación de Norteamérica y Africa durante el Triásico inferior y medio. El aulacógeno, se inicia como un "graben" complejo, articulado sobre fallas tardihercínicas

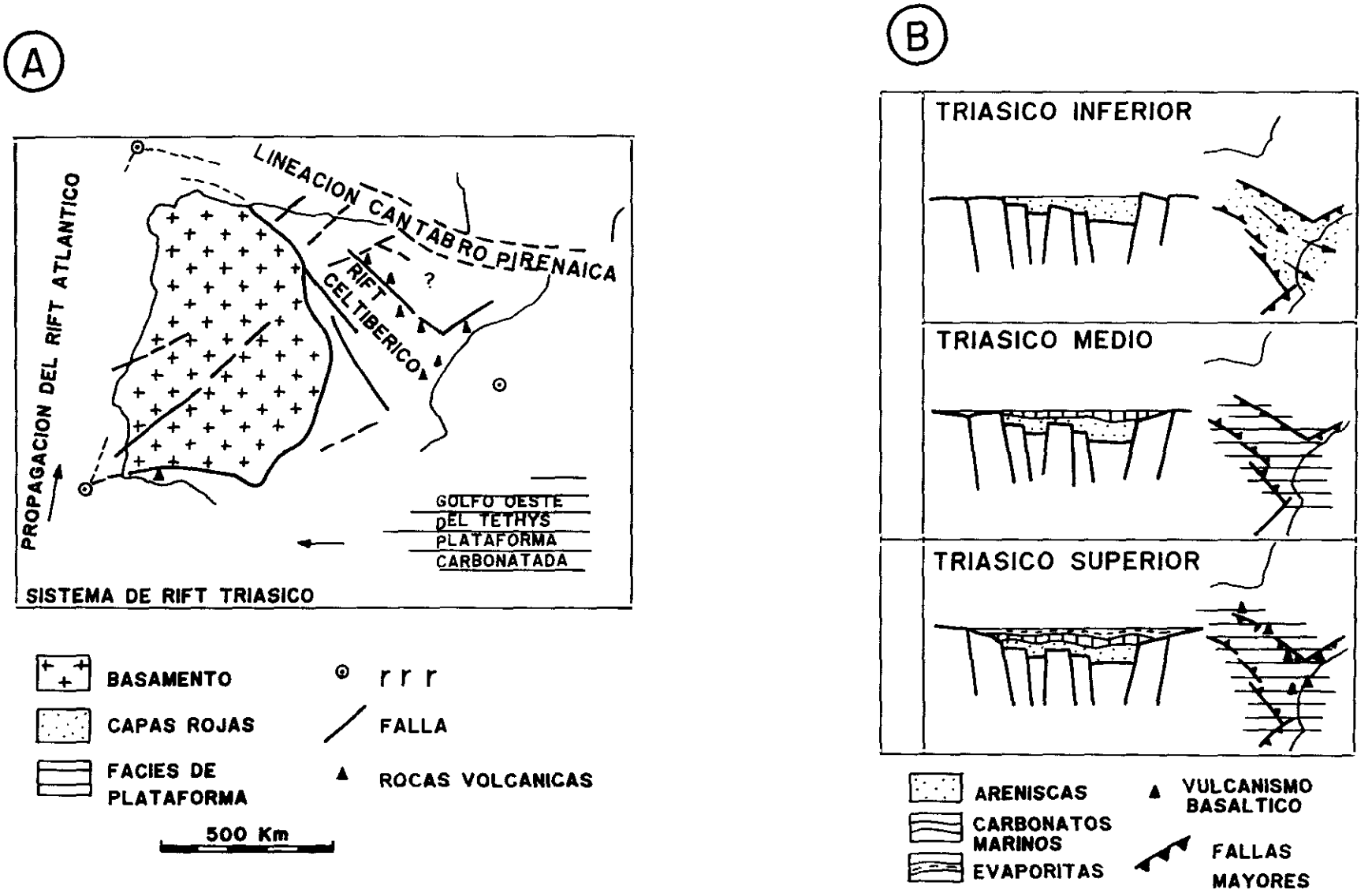


Fig. 9: A: Sistema de "rift" triásicos. VEGAS y BANDA (1982). B: Evolución de la etapa "Graben" del Aulacógeno Ibérico durante el Triásico. ALVARO et al., 1979. A y B en SOPEÑA et al. (1989).

de dirección NO-SE. La distribución de espesores del Buntsandstein reflejaría, para estos autores, la geometría del "graben", con varias fosas menores subsidentes de dirección NO-SE que se encontrarían separadas por umbrales, algunos de los cuales, de dirección transversal a la cadena, estarían controlados a su vez por fallas NE-SO. Las series típicas de este estadio de evolución son depósitos fluviales, con direcciones de aporte longitudinales a la cuenca.

En el Triásico medio, las condiciones de hundimiento generalizado permiten el avance de los episodios transgresivos característicos del Muschelkalk.

- Etapa de Transición: En el Triásico superior se produce un incremento del estiramiento cortical con ascensión de magmas basálticos, localizándose en los surcos más subsidentes las emisiones más importantes. Coetáneos con este vulcanismo se producen depósitos evaporíticos, extensivos sobre las unidades anteriores.

- Etapa de Flexura: En el Jurásico inferior, el estiramiento cortical origina una progresiva flexura de la corteza superior, con un cambio en el régimen de subsidencia, pasando a un modelo con hundimiento de los bordes. Se inicia la transgresión liásica, con instalación de una extensa plataforma carbonatada. El estiramiento cortical alcanza gran intensidad en el Toarciense, llegándose a producir corteza oceánica entre las placas de Iberia y las de Apulia y Marruecos. La progresión del estiramiento, culmina con el inicio de la fragmentación de la plataforma carbonatada en el Dogger. En el Jurásico terminal las condiciones son ya claramente regresivas, y en el Kimmeridgiense se inicia la rotación de Iberia respecto a la Europa estable. Este hecho produce una inestabilidad tectónica durante el Jurásico superior, que se manifiesta en el aulacógeno por el levantamiento de sus bordes y el carácter continental de la sedimentación. La rotación de Iberia se completa durante el Neocomiense y el Barremiense, creándose un área oceánica en el Golfo de Vizcaya y Pirineos, próxima al Aulacógeno Celtibérico.

La tectónica distensiva eocretácica se refleja en el movimiento de numerosos bloques controlados por fallas normales y posiblemente con desplazamiento lateral según fracturas NO-SE, así como por el inicio de la actividad diapírica del Keuper.

En el Cretácico superior se reanuda la flexura cortical y el aulacógeno registra la última transgresión mesozoica, con instalación de una plataforma carbonatada abierta hacia dos áreas oceánicas (NO y SE). La regresión senoniense marca el fin de la historia marina del aulacógeno.

- Etapa de compresión y sedimentación molásica: A partir del Cretácico superior, se inicia la etapa de deformación compresional y estructuración del aulacógeno como una cadena de doble vergencia. El aulacógeno es comprimido según dos direcciones, una casi longitudinal (SE-NO a ESE-ONO) y otra transversal (NNE-SSO) más importante y que origina las estructuras principales, aunque en el extremo NO de la cadena la intensidad es mayor en la dirección ONO-ESE.

La compartimentación del aulacógeno, controlada por las fallas del zócalo, origina una distribución de zonas y unidades estructurales compleja. Los umbrales originan bloques cabalgantes, mientras que las áreas de cobertera potente dan zonas subtabulares. Las fallas de dirección NO-SE son reactivadas como cabalgamientos de gran ángulo, mientras que las fallas de zócalo NE-SO se reactivarían como desgarres sinestrales. La deformación compresiva incluye varias fases de plegamiento en relación con etapas de colisión y bloqueo en los márgenes activas. Hasta finales del Oligoceno el aulacógeno es comprimido desde

ambos márgenes, pero a comienzos del Mioceno se divide en dos zonas de evolución diferente separadas por la falla Hespérica. En el Mioceno se produce una etapa distensiva que mediante un proceso de "rifting" origina la Cuenca de Valencia, aislando este sector del resto de la Cadena.

La sedimentación molásica se inicia en el Terciario y es en parte contemporánea con la deformación y en parte postorogénica.

Este modelo de aulacógeno, es retomado en trabajos posteriores que se describirán a continuación, donde se abordan distintos aspectos como el grosor de la corteza, vulcanismo, mineralizaciones o estudios mediante sísmica de la corteza y el manto superior o de fracturación.

ANCOCHEA et al. (1981), intentan establecer un marco tectónico para el vulcanismo calcoalcalino del Pérmico de Atienza, (N de Guadalajara). Proponen una serie de hipótesis, de donde destacan el modelo tectónico de colisión continente-continente. En este contexto, los sedimentos Pérmicos se situarían sobre un área de reactivación continental, con una tectónica de fractura distensiva por reajustes isostáticos, área a la que afecta además la existencia de un episodio de cizalla intracontinental. Esto explicaría la existencia de los "grabens" o "semigrabens" localizados en grandes líneas de fractura donde se depositan los materiales Pérmicos.

Posteriormente, VEGAS y BANDA (1982), proponen un modelo de evolución geotectónica para la Península Ibérica dentro del ciclo alpino. Establecen tres estadios de evolución.

- Un primer estadio correspondería al tiempo entre el final del ciclo hercínico y el principio de la extensión generalizada del Mesozoico. Durante este ciclo, los sedimentos pérmicos se depositan en pequeñas cuencas intramontanas controladas por reactivación de zonas de cizalla y movimientos verticales de la corteza hercínica.

a.- Estadio extensional: Este episodio generalizado de extensión, abarca desde el Pérmico superior al Cretácico medio-superior y está en relación con la apertura del Atlántico central. Consideran la existencia de una zona de transformante (con movimiento lateral sinestral) entre Africa y Eurasia que obliga a la placa Ibérica a efectuar un giro antihorario y a la apertura del golfo de Vizcaya.

Para el área que nos ocupa podemos distinguir tres etapas:

. Triásico: Se produciría la iniciación del "rifting" en el aulacógeno Ibérico, con sedimentos típicos de "rift" y existencia de emisiones volcánicas.

. Jurásico: El aulacógeno se encontraría en etapa de "downwarping".

. Cretácico: En el Cretácico inferior comienzan a producirse las primeras perturbaciones y en el superior se produce la transgresión generalizada.

b.- Estadio compresional: Comprende desde el Cretacico superior al Mioceno inferior. Está relacionado con el cambio en la dirección de expansión del Atlántico central. Se distingue un primer episodio precolisional y una fase colisional, durante la cual, unidades extrañas a la placa ibérica impactaron en el margen sur de la misma. Esto implica la existencia de una corteza oceánica o intermedia entre las Béticas y el margen sur de la placa. En el margen norte la respuesta a la compresión sería la creación de

los Pirineos.

Los autores consideran además un último estadio de tectónica post-alpina.

VIALLARD en sus trabajos de 1978 y 1979, estudia las estructuras alpinas de la Cordillera Ibérica, encontrando que se hallan relacionadas con movimientos de cizalla sinestral, producidos a lo largo de tres zonas principales de falla con direcciones E-O o NO-SE.

En 1982, este mismo autor, plantea la reconsideración del sistema de pliegue de la Cordillera Ibérica desde su interpretación como una zona de cizallamiento intracontinental complejo.

Siguiendo esta línea, VIALLARD en 1983, publica un trabajo sobre la apertura de las cuencas mesozoicas de la placa ibérica. Una cizalla sinestral situada en la zona noreste de la placa ibérica, sería responsable mediante rotación, de las fallas en dirección NO-SE y de la creación de las cuencas. El modelo, se diferencia fundamentalmente de otros, en que los elementos estructurales son considerados como elementos de orientación relativamente constante en la cuenca. Para Viallard, el área intracontinental Ibérica, no es en el mesozoico una simple fosa de dirección NO-SE con un juego vertical de fracturas y tampoco puede ser asimilada a un modelo de "pull apart basin" en el sentido de CROWELL (1974), aunque su apertura, presente un deslizamiento sin rotación apreciable en las fracturas normales que la limitan.

RONDEEL et al. en 1984, estudian la estructura tectónica del Paleozoico en el área del Macizo del Nevero (Sierra de Albarracín), planteando un modelo de acortamiento crustal. La cartografía detallada de los pliegues (con eje de inmersión norte) en los que se encuentra dispuesto el Paleozoico, indicaría según estos autores que las sinformas han sido producidas por fallas inversas longitudinales. En el sector oeste del Macizo del Nevero, esta estructura es complicada por un sistema "en escalón" de tendencia E-O y de fallas de tipo "strike-slip" dextrales, que reactivaron parcialmente fallas inversas anteriores. Debido a la removilización de estas últimas fallas, la corteza sufriría un acortamiento en dirección E-O. Calculan un acortamiento de 1 Km, asociado al movimiento de "strike-slip" y al rejuego de cabalgamientos en la zona de falla de Las Truchas.

ZEYEN et al. en 1985 realizan el estudio de la sísmica de la corteza y manto superior de la Cadena Celtibérica. Señalan la estructura heterogénea de la litosfera situada por debajo de la Cadena Celtibérica y proponen un modelo que incluye las heterogeneidades laterales. La media de espesor de la corteza es de 30-32 Km, aunque se detectan engrosamientos en la zona centro-norte de la Cadena, relacionados con el retrocabalgamiento de mantos. La corteza inferior y el manto superior, presentan velocidades y estructuras anómalas que pudieran indicar procesos de "rifting" relacionados con el carácter de aulacógeno de la Cadena.

El "rifting" que produjo la apertura del Golfo de Valencia en el Oligoceno-Mioceno, parece haber tenido una prolongación hacia la Cadena Celtibérica que se registra como una corteza adelgazada.

DE VICENTE et al. (1986), en base a los datos obtenidos del análisis estructural de los diques y fallas asociados a la mineralización argentífera del Sistema Central (sector de Hiendelaencina) deducen dos etapas tectónicas diferentes en el tardihercínico.

La primera de estas etapas, estaría caracterizada por la tectónica de desgarres que se desarrollaría como resultado de una compresión horizontal de dirección N50 y que generaría fallas N70 y N30. ARTHAUD y MATTE (1975) interpretan esta etapa, en un contexto de funcionamiento de transformante continental. Los desgarres, previos a la mineralización de Hiendelaencina y al vulcanismo andesítico de Atienza, evolucionaron a fallas direccionales y normales.

En una etapa posterior se alcanza un régimen distensivo radial en la horizontal. Se interpreta como un abombamiento generalizado con ascenso y extrusión de magmas de composición intermedia (vulcanismo andesítico de Atienza).

Ambas etapas afectan a sedimentos Pérmicos y son por tanto, eventos tectónicos de la "etapa pregraben" del Aulacógeno Celtibérico de ALVARO et al. (1979).

VEGAS et al. en 1986 proponen un modelo de "deformación intracontinental distribuida", como mecanismo de formación del Sistema Central. Encuentran dos tipos de estructuras de edad alpina: bandas de deformación intensa por fractura con dirección N80-N70 y que corresponden a valles longitudinales y cuencas internas de la cadena y fracturas oblicuas de dirección N10-N20 que compartimentan los dominios anteriores. Esta pauta de deformación se puede extender tanto al E como al O. La forma y extensión de la zona de deformación induce a considerar una zona de cizalla intraplaca, con movimiento dextro en la horizontal, ya que no se aprecia un gran desplazamiento en un accidente simple. Se considera por tanto, la existencia de una zona de "deformación intracontinental distribuida". Este tipo de deformación, implica rotación de bloques con ejes verticales entre la bandas penetrativas. El contexto geodinámico está relacionado con la tectónica intraplaca de Iberia desde el Cretácico superior al Mioceno medio.

VEGAS y SURINACH en 1987, mediante la interpretación de perfiles sísmicos profundos, establecen la existencia de un engrosamiento en la corteza inferior mediante el levantamiento de su límite superior en 2 km y el descenso de 3 km del límite corteza-manto. La corteza superior asciende al mismo tiempo que la corteza inferior y se mantiene el espacio ocupado por el Sistema Central, que se levantaría por el ascenso brusco de estas capas de la corteza.

La consecuencia de este modelo, es la sustentación isostática del relieve del Sistema Central. El ascenso de la corteza superior de naturaleza frágil, se relaciona causalmente con la formación del relieve en bloques. En este contexto se encontrarían las fallas inversas de los bordes de la cadena. La extensión en profundidad de las fallas que compartimentan los bloques del relieve, debe ser limitada a la parte superior de la corteza, hasta 10 Km de profundidad debajo del Sistema Central. A su vez se considera que

la corteza inferior presentaría un comportamiento dúctil, que explicaría la acomodación del acortamiento mediante un engrosamiento generalizado. El ligero engrosamiento que sufre la corteza hercínica del centro de Iberia es consecuencia de la tectónica alpina. En áreas del cinturón hercínico europeo no afectadas por la restructuración alpina, se ha producido la desaparición de las raíces orogénicas.

En esta línea de trabajo, CAPOTE et al. (1987) realizan un estudio de la fracturación tardihercínica en sector Centro-Occidental del Sistema Central, deduciendo la existencia de dos etapas de fracturación tardihercínica. La primera relacionada en sus etapas iniciales con distensión, originó zonas de cizalla dúctil de dirección E-O. Posteriormente, se produce el emplazamiento de diques de pórfido granítico, bajo distensión uniaxial y el tránsito a desgarres ya dentro del campo frágil con movimiento de fallas de dirección N70-N110E. La segunda, abarca desde desgarres con dirección de compresión N55E, hasta distensión radial, moviendo fallas de dirección N20-N30E y N70-N90E.

ALVARO (1987) realiza una revisión del trabajo de ALVARO et al. (1979) y analiza la evolución de la subsidencia tectónica en el sector central de la Cordillera Ibérica. Para este autor, existirían dos ciclos superpuestos de "rifting" y subsidencia térmica en un área intraplaca. Elabora las curvas de subsidencia total y subsidencia tectonotérmica (mediante el método de HANDERBOL et al., 1981), aunque no realiza cálculos de las decompactaciones.

La curva obtenida para el primer ciclo (Triásico-Jurásico), presenta una primera parte correspondiente a la etapa "rifting" con una cierta pendiente, posteriormente se suaviza y se hace asintótica durante la etapa de subsidencia térmica. El cambio en el tipo de subsidencia, se produce en el Karniense y coincidiría con la sedimentación de las facies Keuper, efusión de rocas básicas y con la etapa de transición de "graben" a flexura en el modelo de ALVARO et al. (1979).

En el Jurásico terminal, tiene lugar una aceleración de la subsidencia que señala en comienzo de una nueva etapa de "rifting". La Rama Castellana experimenta una tectónica de bloques muy activa, mientras que en la Aragonesa se reanuda la subsidencia. Esta etapa, está en relación con el giro antihorario de la placa Ibérica y la apertura del golfo de Vizcaya. En el Albiense medio, se produce un cambio de la pauta de la subsidencia, pasando a una etapa de contracción térmica.

DOBLAS (1989) como parte de su tesis doctoral, estudia los procesos tectónicos que afectaron al surco Ibérico durante el Tardihercínico. Considera que esta zona sufrió un engrosamiento por acortamiento-apilamiento ("crustal telescoping") y una subducción intracontinental de tipo Himalaya. Al final de la orogenia, se produce un calentamiento por sobrecarga y debilitamiento termal por intrusiones masivas de granitos. La corteza constituye una masa inestable ("gravitationally unstable mass"), que tendría tendencia a la expansión bajo su propio peso y donde el potencial gravitacional almacenado por este proceso, proporciona la energía necesaria para producir el colapso extensional del área.

El tardi-hercínico podría ser dividido en tres episodios:

- Episodio extensional (DETH). Producto del episodio compresional previo, que coloca la corteza bajo inestabilidad gravitacional. El área sufre una extensión de la corteza mediante "detachment" a escala litosférica, cuya evolución por denudación de la corteza y arqueamiento definen una cuenca tardi-hercínica de tipo "Basin y Range", de acuerdo con un modelo de cizalla pura de LORENZ y NICHOLLS (1976). Existirían fallas lístricas en la superficie que delimitan bloques basculados y surcos asimétricos, donde ocasionalmente se produce la sedimentación de series terrígenas y la extrusión de materiales volcánicos intercalados con ellas. Existirían también fallas "móviles" de orientación N-S y estructuras de tipo anticlinal-sinclinal, con núcleos de denudación metamórficos en los anticlinales y geometrías de compresión local en los sinclinales.

Se generan a su vez, una serie de zonas de cizalla transcurrente (dextrales o sinestrales) que son interpretadas como "transfer-faults" que compartimentan bloques corticales con características extensionales contrastadas. Hay que considerar la posible conexión y enraizamiento de estas "transfer-faults" con superficies de "detachment" subhorizontales.

Existen además, una serie de zonas de cizalla extensionales de alto ángulo y directrices similares a las de los corredores.

Adicionalmente, existen una serie de zonas de cizalla extensionales antitéticas (localizadas en general, en el interior de los corredores extensionales).

- Episodio transcurrente-dúctil (DTTH). Cuando el potencial gravitacional es liberado, los ejes compresionales remanentes tardihercínicos de orientación E-O, originaron un episodio de tectónica transcurrente dúctil, definido por dos zonas mayores de cizalla y por extrusión/deformación, de enjambres de diques de pórfido a lo largo de direcciones de anticlinales, previamente adelgazados y debilitados.

Existen dos familias principales de zonas de cizalla dúctil: Dextrales de dirección media N40E y sinestrales N110E, con bandillas asociadas de cizalla normales/oblicuas.

- Episodio transcurrente-frágil (FTTH). El esfuerzo intraplaca relacionado con la banda de cizalla megacontinental, originó una tectónica frágil con diferentes juegos de fallas que indican una dirección de ejes compresionales N-S.

Se produce una red de fracturación tardihercínica, con dos familias de fallas: Dextrales NE/SO y sinestrales NO/SE. Localmente, bandillas de cizalla dúctil extensional de dirección media N-S y movimiento hacia el E o el O.

El Tardihercínico con su etapa DETH inicial, comienza en la "fase hercínica 4" (principios del Carbonífero) y culmina con FTTH en el Pérmico inferior.

Sobre todos estos episodios, posteriormente se sobreimpone la reactivación alpina.

Recientemente, DOBLAS (1991) ha elaborado una síntesis del modelo anteriormente expuesto, proponiendo una interpretación geotectónica del tardihercínico de la Zona Centro Ibérica, según un modelo de Provincia Extensional "Basin and Range".

SOPEÑA et al. (1988), realizan una amplia síntesis de las cuencas pérmicas y triásicas de la

Península. Se estudia el relleno sedimentario de las mismas, así como las rocas volcánicas asociadas y sus relaciones paleogeográficas con los sistemas de fallas. Consideran que las cuencas corresponderían a "graben" complejos que evolucionaron a partir de sistemas de fractura tardihercínicos. El modelo tectónico sigue de cerca los propuestos por ALVARO et al. (1979) y VEGAS y BANDA (1982), pero cabe destacar las diferencias en cuanto al mecanismo inicial. La no existencia de un volcanismo asociado a los sedimentos de Pérmico superior-Triásico inferior, hace pensar que el origen del "graben" lineal del surco ibérico y las cuencas relacionadas, no puede ser interpretado como derivado de la presencia de puntos calientes o uniones "rrr" (ALVARO et al. 1979), ya que en ese caso, el vulcanismo activo y la elevación del área preceden en general a la sedimentación. En la Cordillera Ibérica existen evidencias de lo contrario. Los autores se muestran más de acuerdo con los modelos de ROYDEN y KEEN (1980) y BEAUMONT et al. (1982), considerando el "rifting", como respuesta a esfuerzos en los márgenes de la placa. En este modelo, la sedimentación precede al vulcanismo. Destacan la edad de las llamadas "ofitas del Triásico" que aunque incierta, parece ser Jurásico inferior o medio.

DOBLAS et al. en 1988, analizan la actividad hidrotermal durante el hercínico terminal en el sector este del Sistema Central. Para estos autores, durante la orogenia hercínica se produjo un engrosamiento de la corteza en este área por tectónica compresional, calentamiento, debilitamiento y subsecuentemente un sobreengrosamiento por intrusiones graníticas durante el hercínico terminal. El resultado posterior es un colapso extensional, mediante fallas de escala litosférica de bajo ángulo. EL vulcanismo andesítico y la actividad hidrotermal se producen durante la extensión, induciendo sistemas de convención hidrotermal de tipo epitermal.

GUIMERA y ALVARO (1990) estudian la compresión alpina, discutiendo su dinámica y evolución en la Cordillera Ibérica y Cadena Costero Catalana.

Esta región, muestra una estructura estratificada, con un nivel inferior formado por el basamento hercínico y su tegumento pérmico y triásico inferior, y un nivel superior formado por Jurásico, Cretácico y la cobertera terciaria. Ambos niveles se encuentran separados por un despegue localizado en las capas yeso-salíferas del Trías medio y superior.

Para la Cordillera Ibérica, la estructura del basamento está determinada por fallas dextrales convergentes NO-SE, existiendo en la Rama Aragonesa de la Cadena Ibérica fallas NO-SE de escala kilometricas. Las fallas, están asociada a las flexiones del basamento (que llega a verticalizar la discordancia en la base del Trías), con pliegues de gran radio de curvatura orientados NO-SE.

Las estructuras alpinas que se observan en los afloramientos hercínicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, no muestran una orientación bien definida. Son afloramientos menos alargados que en la Rama Aragonesa, mostrando algunas veces una estructura en domo con cabalgamientos sobre los bordes septentrionales y orientales. La orientación dominante de estos cabalgamientos es variable: E-O al

NO de Molina de Aragón, N-S al O de Teruel, pasando por la orientación NO-SE en la Sierra de Albarracín. El borde nororiental de la Sierra de Albarracín muestra esta variación en las direcciones de los cabalgamientos, desde E-O a N-S. Globalmente todos estos afloramientos forman un arco alargado de dirección NO-SE centrado sobre la Sierra de Albarracín.

En cuanto a las estructuras de la cobertera jurásico-cretácica, señalan que son paralelas a las estructuras del basamento. En la Cordillera Ibérica, los cabalgamiento y los pliegues NO-SE son las estructuras dominantes. Estas estructuras se desarrollan a partir de un nivel de despegue situado en los niveles de Muschelkalk medio y/o Keuper. El Trías inferior es solidario con el basamento. No obstante, existen virgaciones y pueden tomar las orientaciones próximas N-S o E-O. El desarrollo de la mayor parte de las estructuras, se efectúa hacia el NE en la parte norte de la cadena y hacia el SO en la parte sur. El cambio de vergencia se produce en superficie, siguiendo la línea hespérica (STILLE, 1931). Esta línea está orientada NO-SE y se encuentra al suroeste de los pequeños macizos hercínicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El sentido de desplazamiento de la cobertera se produce hacia el NE al norte de esta línea y hacia el SO al sur. El plegamiento parece ser más importante que la deformación por cabalgamiento, aunque deben existir cabalgamientos ciegos que no afloran en superficie. En el extremo NO de la Rama Castellana los pliegues de dirección ibérica NO-SE interfieren con los pliegues NE-SO, dirección Sierra de Guadarrama, siendo los pliegues NE-SO anteriores a los otros (CAPOTE et al., 1982).

El sentido del desplazamiento de la cobertera es centrífugo: hacia el N en la Cuenca del Ebro y hacia el S en la Cuenca del Tajo. La cantidad del acortamiento en el basamento y en la cobertera debe ser la misma, ya que en la zona central de la Cordillera Ibérica, la cobertera no está afectada por estructuras extensivas sincrónicas a la compresión.

La presencia y el juego simultáneo en la Cadena Ibérica de desgarres convergentes subverticales y de cabalgamientos de bajo ángulo pero de igual dirección, puede ser explicado por una descomposición de la convergencia oblicua sobre las estructuras NO-SE y la convergencia, producida por un compresión N10E (movimientos horizontales de los desgarres inversos sobre los cabalgamientos).

El desplazamiento de la cobertera se efectúa hacia el norte (localmente N, NE, o NO), al norte de una línea que divide longitudinalmente (NO-SE) la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y al SO al sur de esta línea. Esta situación se produjo durante el Paleógeno y el Mioceno basal.

Por último, SIMON GOMEZ en 1990, hace una revisión de los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. Destaca los numerosos problemas que se plantean en cualquier modelo geotectónico, debido a la variedad de direcciones estructurales, de esfuerzos y deformaciones. Se centra en la revisión crítica de la evolución terciaria. Analiza los dos tipos de modelos propuestos: a) modelos con sucesión de varias fases con diferentes direcciones de esfuerzo, que tratarían de explicar las direcciones y edades de diferentes estructuras. Este tipo de criterio presenta el inconveniente de conducir a la multiplicación

excesiva de fases tectónicas. b) modelos de mecanismo geotectónico único. El principal inconveniente, es ignorar la situación geodinámica compleja de la Cordillera Ibérica en la subplaca Ibérica y los cambios de régimen tectónico sufridos en el curso de su evolución. El autor hace una serie de propuestas para un mecanismo de síntesis, considerando tres puntos: 1) la disposición oblicua en el interior de la subplaca Ibérica y los movimientos relativos con respecto a las placas vecinas, determina que la evolución tectónica de la Cordillera Ibérica se realice en un marco geodinámico complejo; 2) existencia de campos de esfuerzos con variación espacial de intensidades. Esta variación espacial se traduce en un evolución temporal; 3) actuación y superposición de varios campos de esfuerzos a la vez.

2.4. DISCUSION

Como señalan ALLEN y ALLEN (1990), los sistemas de clasificación de cuencas sedimentarias tienen mucho en común, ya que se basan principalmente en la situación de la cuenca en relación con la tectónica de placas. A partir de este punto común, las diferentes clasificaciones hacen más énfasis en unos aspectos u otros. Una primera clasificación subraya la importancia del tipo de litosfera, la proximidad al margen de la placa y la clase de este (DICKINSON, 1974; BALLY y SNELSON, 1980). Otras clasificaciones se basan en la morfología de la cuenca y su relación con el emplazamiento tectónico y su evolución (KLEMME, 1980), o bien se consideran los mecanismos de formación, tipo de relleno sedimentario y su relación con el entorno tectónico (MIALL, 1981), e incluso la historia tectónica posterior al origen de la cuenca (KINGSTON et al., 1983). Un último tipo de clasificación haría referencia a los mecanismos litosféricos que originan la subsidencia, clasificando las cuencas en función de estos (ALLEN y ALLEN, 1990).

En general, las clasificaciones son estructuras más o menos rígidas que, en nuestra opinión, no reflejan la multiplicidad y variabilidad de factores que afectan a la cuenca. No pretendemos por tanto "clasificar" la cuenca estudiada, conformándonos con señalar algunas características que le son propias.

Trataremos de centrar la discusión en el análisis de los modelos tectónicos propuestos para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, y especialmente para el primero de los dos ciclos de "rifting" (Triásico - Jurásico) reconocidos por ALVARO (1987), para el Sector Central de la Cordillera Ibérica (aunque en ocasiones sea preciso hacer mención a otros eventos o áreas).

Dentro del régimen extensional en cuencas continentales, podemos considerar dos términos finales: "grabens" lineales distensivos y cuencas "pull-apart" transtensivas con geometría rómbica. Ambos tipos de cuencas, se encuentran limitadas por fallas. Las primeras están limitadas por fallas normales de tipo "dip-slip" y las segundas por fallas de tipo "strike-slip" o "oblique-slip". En el caso de las cuencas de tipo "graben", la subsidencia vertical es el factor dominante, mientras que en las cuencas transtensivas se produce una prolongación longitudinal, además de subsidencia vertical. En ambos tipos evidentemente, el espesor de sedimentos esta directamente relacionado con los eventos tectónicos. El control tectónico de

la sedimentación es ejercido mediante la influencia en la geometría (y asimetría) de la cuenca, la subsidencia o levantamiento, la tasa de erosión, el gradiente topográfico, así como los efectos térmicos y de deformación posteriores (STEEL, 1976).

Consideremos algunas de las características comunes a todas las cuencas de "pull-apart": tamaño reducido, generalmente menos de 50 Km de largo, corta vida debido al movimiento compresivo continuado, geometría rómbica en planta, existencia de áreas compresionales separando las distintas cuencas, escaso porcentaje de materiales volcánicos, etc. La Cordillera Ibérica parece presentar, escasas similitudes con las cuencas transtensivas.

Como hemos visto, la mayoría de los trabajos de geotectónica regional existentes, se inclinan a considerar la Cordillera Ibérica como una cuenca lineal de tipo "graben". Si examinamos los mecanismos de formación propuestos para estas cuencas, existen dos tipos de procesos en el origen de las mismas:

a.- Convección activa del manto. Este proceso implica existencia de puntos calientes, "doming" regional, extensión cortical, abundante vulcanismo y subsidencia moderada en el "rift" (BOTT y MITHEN, 1983). Los "rifts" del este de Africa (BOTT y MITHEN, 1983; FAIRHEAD, 1986; DUNKELMAN et al., 1988) son excelentes ejemplos de este tipo de cuencas (HAMBLIN y RUST, 1989).

Este proceso, es el invocado principalmente por ALVARO et al. (1979), (unión de tipo "rrr" sobre un punto caliente del manto superior, localizado en el área de Valencia - Castellón) y de alguna forma por numerosos autores posteriores, que parten de la idea del aulacógeno propuesta por los autores antes mencionados.

b.- Esfuerzos activos tensionales, en el límite de la placa. El resultado es extensión horizontal , adelgazamiento continuado, ascenso pasivo del manto, vulcanismo moderado e importante subsidencia. (McKENZIE, 1978; ROYDEN y KEEN,1980; BEAUMONT et al., 1982).

Los estudios sísmicos de los últimos años, han revelado que la mayoría de los "rifts" presentan una estructura con geometría asimétrica y se encuentran dominados por la subsidencia de bloques rotados en fallas lístricas mayores (GIBBS, 1984; BOSWORTH, 1987; FROSTICK y REID, 1987; ROSENDAHL et al., 1986). Una gran mayoría presentan además, compartimentación en segmentos longitudinales (fig. 10), dando cubetas con morfología en planta de arco de circunferencia (fig. 10 b), de unos 100x50 Km de área (GIBBS, 1984; ROSENDAHL et al., BOSWORTH, 1987; FROSTICK y REID, 1987; LEEDER y GAWTHORPE, 1987; SCOTT y ROSENDAHL, 1989). Cada una de esta pequeñas cubetas (fig. 10 a) corresponde a un "semigraben" y/o un bloque asimétrico basculado, encontrándose limitados por una falla lístrica en uno de los lados y por la pendiente del "hanging wall" en el otro (fig. 10 c). Es típico de estas estructuras, la alternancia de polaridad de la asimetría a lo largo del "rift". Segmentos adyacentes separados por altos del basamento, pueden presentar diferentes subsidencias, aun cuando todo el sistema presente una misma historia tectónica. Cabe destacar que en el interior de cada una de esta subcuencas los sedimentos que la rellenan, adoptan una forma en cuña, con los espesores máximos en las proximidades del "footwall" (HAMBLIN y RUST, 1989).

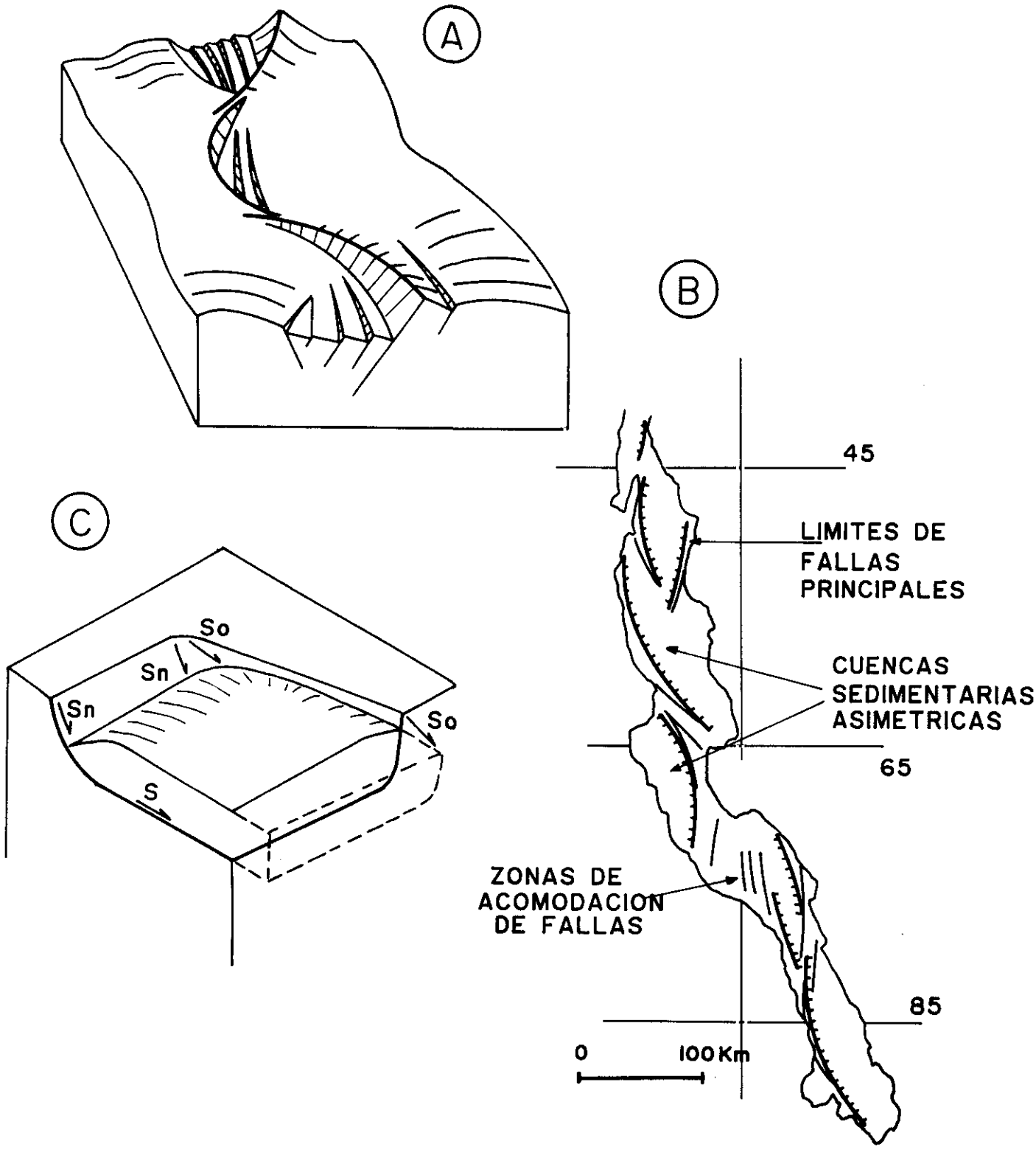


Fig. 10: A: Modelo isométrico de segmentos asimétricos de "rift" y sus componentes estructurales. FROSTICK y REID (1986). B: Subcuencas asimétricas limitadas por fallas en el Lago Tanganika. Modificado de ROSENDAHL et al. (1987) en HAMBLIN y RUST (1989). C: Modelo isométrico de falla normal con deslizamiento en el plano de falla (Sn) y falla de tipo "transfer" oblicua, con deslizamiento oblicuo (So). COWARD y GIBBS (1986).

Si repasamos las características de la Cordillera Ibérica, en principio parecen existir pocas o ninguna de las características típicas de un origen por convección activa del manto. De modo general, el vulcanismo activo y el abombamiento preceden a la sedimentación, pero la Cordillera Ibérica, según SOPEÑA et al., (1988, 1989), no se ajusta al modelo. Estos autores destacan la carencia de vulcanismo ligado al Pérmico superior y Triásico inferior, ya que los primeros materiales volcánicos son, aproximadamente, 30 millones de años posteriores al inicio del "rift" ("ofitas del Keuper", de edad Jurásico inferior-medio). Otro factor es la ausencia de paleocorrientes que indiquen un drenaje centrífugo, drenaje lógico si se hubiera producido un abombamiento regional, en el área de Valencia-Castellón, durante el Carbonífero y/o Pérmico. La ausencia de sedimentos atribuibles al Carbonífero en la Cordillera Ibérica, así como la dirección general de paleodrenaje SE de los sedimentos del Pérmico superior, no parece indicar la existencia de este abombamiento (SOPEÑA et al., 1989).

El modelo predice además, una subsidencia moderada, lo que en principio parece (ver capítulo 5, análisis de la subsidencia) contradictorio con los importantes espesores de sedimentos del Pérmico superior y Triásico inferior y medio que se observan en algunos puntos de la Cordillera Ibérica. (El anticlinal de Riba de Santiuste es uno de los puntos con mayor espesor de materiales del Triásico inferior y medio).

En cuanto al relleno sedimentario de la cuenca, las facies "syn-rift" que estarían representadas en nuestro caso por las facies del Buntsandstein, no corresponden a las descritas como típicas de cuencas de "rift" (COHEN et al., 1986; FROSTICK y REID, 1986; FROSTICK et al., 1988; BURGESS et al., 1988). Hasta el momento, no se han descrito sistemas lacustres perennes o efímeros asociados a facies del Buntsandstein.

Por lo tanto, el modelo de esfuerzos activos tensionales, como señalaron SOPEÑA et al. (1988, 1989), parece ajustarse mejor a las características de la Cordillera Ibérica.

Centremos ahora nuestra atención en un aspecto importante para la correcta interpretación de la cuenca: el tipo de cinemática dominante en la Cordillera Ibérica. Aunque existen numerosos trabajos que analizan la fracturación Tardi-Hercínica (RONDEEL et al., 1984; DE VICENTE et al.,1986; CAPOTE et al., 1987; DOBLAS, 1989, 1991; DOBLAS et al., 1988; MARTIN ESCORZA, 1988; FERNANDEZ RODRIGUEZ, 1991) no puede decirse lo mismo acerca de la fracturación asociada al episodio extensional Triásico.

Como hemos visto, ALVARO et al.(1979); VEGAS y BANDA (1982); ALVARO (1987) y SOPEÑA et al. (1988), aceptan de modo general la existencia de fallas normales NO-SE (y en menor medida fallas NE-SO), como el sistema de fallas condicionante de la cuenca. Estas fallas normales, más o menos verticalizadas, provienen de la reactivación de antiguas fallas transcurrentes tardi-hercínicas. VIALLARD (1983), admite deslizamiento (y cierta rotación ?) en estas fallas normales NE-SO. Para GUIMERA y ALVARO (1990), el basamento estaría condicionado por fallas transcurrentes dextrales convergentes NO-SE, asociadas a flexiones del mismo. Es de destacar, la observación de la geometría en arco alargado (de

dirección NO-SE y centrado sobre la Sierra de Albarracín) que constituyen parte de las estructuras alpinas en los afloramientos hercínicos de la Rama Castellana de la Cordillera.

Según estos datos, tenemos una primera hipótesis con un modelo cinemático simple. La extensión se produciría a favor de fallas normales, generándose la cuenca por "dip-slip".

Las interpretaciones de los perfiles de sísmica profunda de otras cuencas asocian esta génesis a fallas extensionales de bajo ángulo y/o "detachment".

Si bien GUIMERA y ALVARO (1990) interpretan la existencia de "detachments" ("decollements") afectando a lo que denominan "cobertera Meso-Cenozoica" (Jurásico, Cretácico y Terciario), la existencia de estas estructuras en el "zócalo y tegumento" (basamento Hercínico, Pérmico y Triásico) no es considerada.

No obstante, los citados autores, consideran las fallas transcurentes como convergentes. Cabe preguntarse donde se produce esta convergencia, ¿quizás a favor de una estructura mayor de bajo ángulo ?. Destacan también la existencia de flexiones en el basamento, lo que puede sugerir la hipótesis de una geometría en el "detachment" de Rampa y Plataforma.

Es razonable pensar, que dentro de la Cordillera Ibérica y activas durante la extensión triásica (por ser elementos de larga vida, activos a lo largo de la posterior evolución de la cuenca) existieran una o varias fallas lístricas y/o "detachment" cuya cinemática condicionaría la geometría y desarrollo de la cuenca. Estas fallas lístricas y/o "detachments" constituirían el límite en profundidad de las fallas normales "dip-slip".

DOBLAS (cominicación personal) se inclina a pensar en la existencia de "detachments", que producirían extensión de la corteza en dirección ENE, y que aparecerían favorecidos por la existencia de una topografía de tipo "Basin and Range Province" de orientación NNW-SSE desarrollada en el Tardi-Hercínico. Recientemente, WARBURTON y ALVAREZ (1989) en base a perfiles compensados, proponen una interpretación tectónica del Sistema Central, donde se contempla también la posible existencia de "detachments" intracrustales someros, con buzamiento NNO. Esta tectónica estaría sin embargo ligada a la orogenia alpina.

La existencia o no de tales "detachments" y fallas lístricas en el ámbito de la Cordillera Ibérica, debe ser comprobada mediante la realización e interpretación de sísmica de profundidad, que atravesase tanto en sentido transversal como longitudinal la Cordillera Ibérica. Sin esta sísmica, sólo es posible aventurar hipótesis acerca de la geometría y cinemática de los sistemas de fallas en profundidad, y la interpretación de la historia tectónica de la cuenca estará incompleta.

Existen también algunos datos que aconsejan considerar otras posibilidades. En primer lugar, podríamos considerar la hipótesis de un modelo con rotación (a favor de ejes horizontales) de bloques. Este modelo de "dominó" requeriría también la existencia de "detachment" basal, y posiblemente fallas lístricas laterales. VEGAS et al. (1986) proponen un modelo similar para el Sistema Central durante el Cretácico superior - Mioceno medio. Esta rotación de bloques, quizás permitiría explicar algunas de las estructuras de la Cordillera Ibérica, observables a escala cartográfica, y que en otro tipo de modelos no quedan bien resueltas (SOPEÑA et al. in litt.).

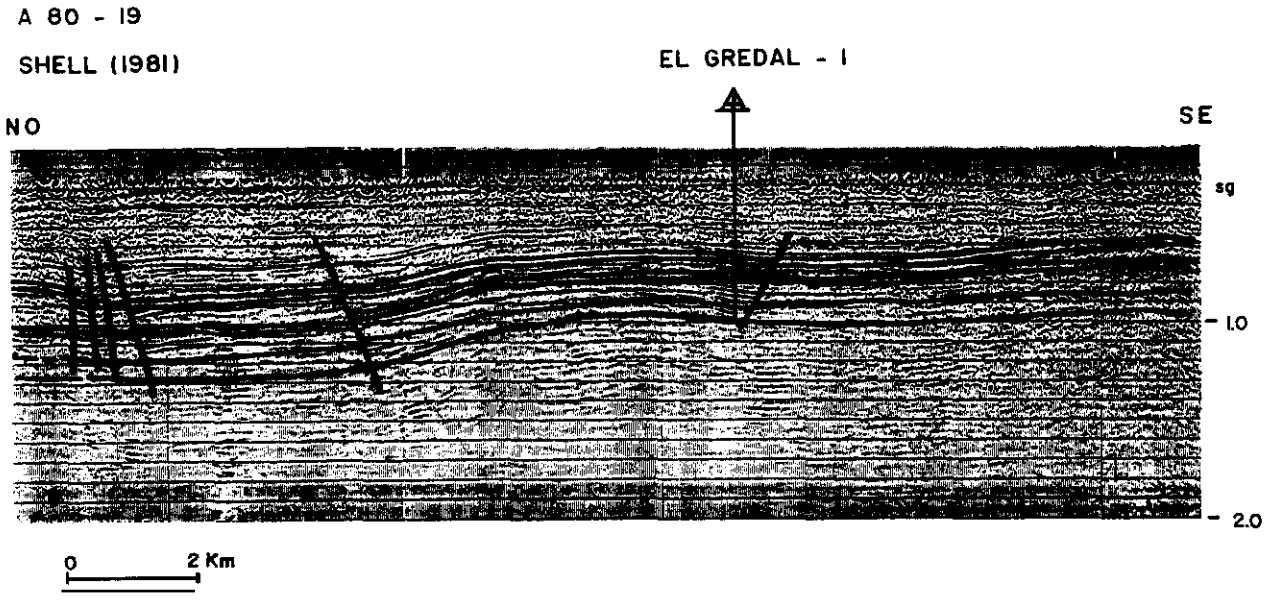
Otra posibilidad, es considerar que nos encontramos ante una cuenca segmentada ALVARO et al. (1979) hablan de la compartimentación de la cuenca mediante fallas del zócalo. Tanto si consideramos la cuenca con una disposición de fallas en "domino", o consideramos fallas "dip-slip", puede producirse la segmentación de la cuenca a lo largo de su dirección, mediante fallas de tipo "transfer". No podemos descartar la existencia de este tipo de fallas (situadas por ejemplo y tal vez en la Cuenca de Almazán, separando la Cordillera Ibérica en sus dos Ramas), a las que se asocian frecuentemente estructuras de tipo "flor". El mapa de profundidad (fig. 11a) a techo del horizonte "G" (Formación Utrillas) elaborado por la SHELL (1981) en base a los perfiles sísmicos realizados en la Cuenca
de Almazán (fig. 11b) es interpretado como una estructura en flor.

De todo lo anteriormente expuesto en este capítulo, parecen deducirse las siguientes ideas básicas:
- La Cordillera Ibérica es una cuenca de tipo extensional.
- Su génesis parece estar asociada a esfuerzos tensionales activos en el margen de la microplaca (en contraposición a un modelo de punto caliente en el manto).
- Probablemente existen estructuras de tipo "detachment" y/o falla lístrica, que controlaron la cinemática y desarrollo de la cuenca.

- La idea de que sea una cuenca compartimentada es muy sugerente.
- Los modelos sedimentarios deben reflejar de alguna forma las características citadas.

Es evidente, que a falta de campañas de sísmica profunda que puedan aportar datos "reales" y decisivos acerca de la estructura en profundidad de la Cordillera Ibérica y por tanto acerca de la cinemática de la extensión, es necesario realizar otro tipo de estudios con el fin de inferir hasta donde sea posible esta estructura.

Ya que la cinemática del sistema extensional ejerce una profunda influencia en la geometría de la cuenca y en los mecanismos de transferencia de sedimentos, los estudios detallados de la arquitectura sedimentaria de la cuenca y del control tectónico, pueden ser empleados para obtener información acerca de los mecanismos de extensión que generaron la cuenca de sedimentación en el ámbito de la Cordillera Ibérica.



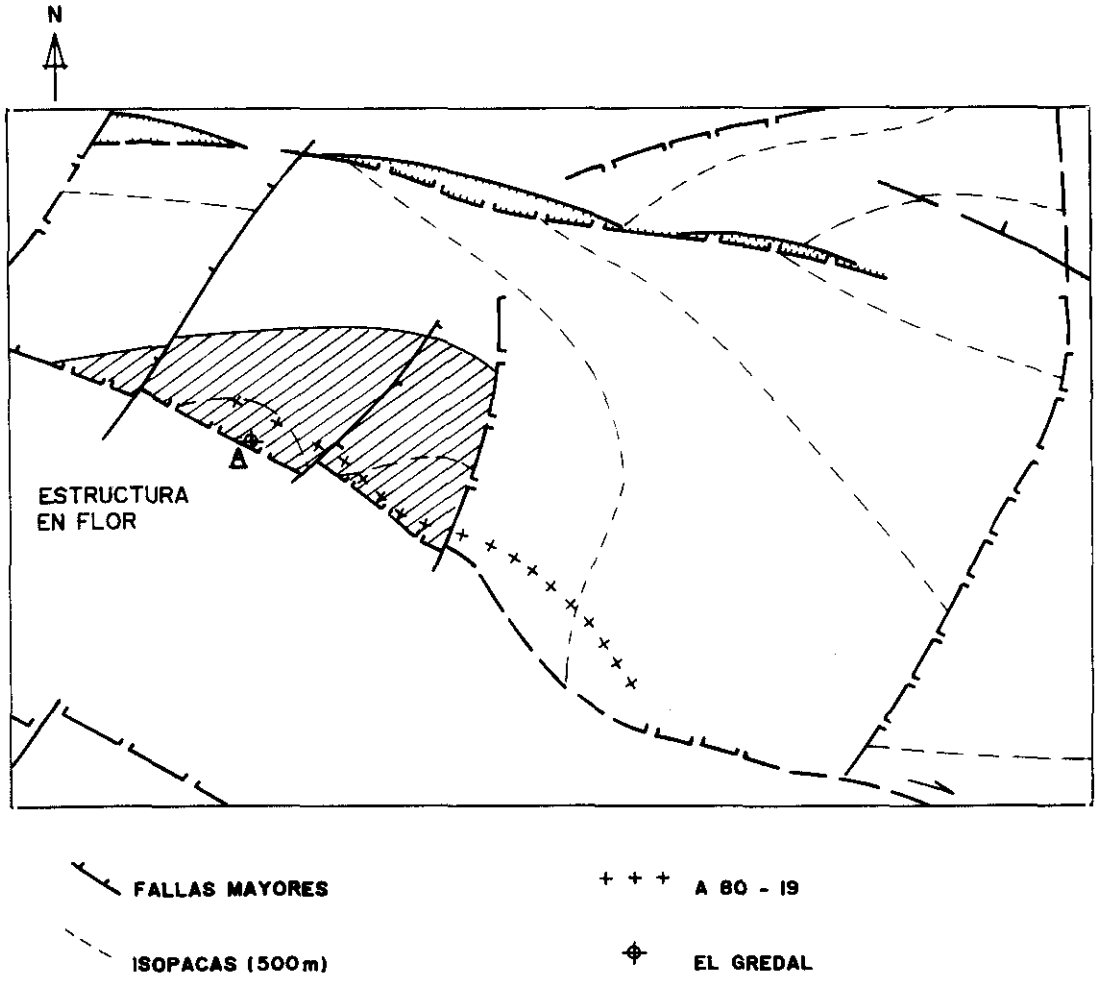


Fig. 11: A:Perfil sísmico A-80-19 realizado por Shell (1981) (localización en B). nterpretación de MUÑOZ et al. (1990). B: Mapa a techo del horizonte "G" (Formación Utrillas) en la Cuenca de Almazán (Area del Gredal). Shell (1981).

Las áreas de borde son de gran interés, no sólo por ser las más próximas a las "fracturas mayores" que condicionan la cuenca, sino también porque es en estas áreas donde se produce un mejor y mayor registro del control tectónico (hacia el centro de la cuenca, de modo general, las discordancias se atenúan).

El objetivo de los siguientes capítulos, es realizar un análisis lo más completo posible, de diferentes aspectos del relleno sedimentario en facies Buntsandstein, de una de estas zonas de borde de la cuenca, con el fin de obtener la mayor cantidad posible de información acerca de la evolución de los distintos bloques, y como se verá el modelo que mejor se ajusta es el que considera los puntos anteriormente expuestos.

3. ESTRATIGRAFIA

3.1. INTRODUCCION

El objeto de este apartado es la descripción detallada del conjunto de materiales en facies Buntsandstein que afloran en el Anticlinal de Riba de Santiuste (ver mapa apéndice I) y su comparación con algunos sondeos próximos, de forma que sea posible realizar el análisis de la evolución sedimentaria en relación con la tectónica activa contemporánea con su depósito. Para ello, es necesario utilizar una metodología distinta a la que habitualmente se emplea en la descripción de las diferentes unidades litoestratigráficas que componen el registro sedimentario de una cuenca. No basta identificar y describir los distintos parámetros que definen una facies (litología, color, estructuras sedimentarias, etc.), sino que es necesaria una caracterización, lo más precisa posible, de las discontinuidades estratigráficas presentes, incluyendo su geometría y su distribución areal. Además, es necesario disponer de una cartografía suficientemente detallada (ver mapa apéndice I) y conocer como se disponen geométricamente cada uno de los litosomas, con relación a las superficies mayores que los limitan (discordancias, discontinuidades mayores, paleosuelos, etc.).

En síntesis, se considera fundamental el estudio de la génesis y geometría de las discontinuidades

estratigráficas y la organización interna de los sedimentos que limitan, como reflejo de factores tectónicos y/o eustáticos.

Por tanto, en este apartado se estudian las características estratigráficas de los diferentes conjuntos de materiales limitados por las discontinuidades más significativas y su posterior correlación, tanto con las unidades litoestratigráficas propuestas para el área (SOPEÑA, 1979), como con las unidades litoestratigráficas establecidas para otras áreas. El objeto es disponer de un marco de referencia de amplitud suficiente que permita interpretar la evolución sedimentaria del sector estudiado dentro del conjunto de la cuenca triásica ibérica.

Sin embargo, no se pretende establecer unidades formales limitadas por discordancias (según los criterios de la I.S.S.C.). Unicamente se ha realizado la descripción de las unidades siguiendo la metodología y forma de descripción de este tipo de unidades, muy útil para el objeto de esta Tesis.

En el establecimiento de las unidades litológicas limitadas por discordancias, se han tenido en cuenta todos los datos obtenidos en el campo, sobre todo los procedentes de la cartografía y las columnas estratigráficas, así como los datos de laboratorio de las muestras recogidas.

Se levantaron 17 columnas estratigráficas cuya localización geográfica y descripciones detalladas se incluyen en el Apéndice II. En la descripción de las mismas, se han tenido en cuenta datos de litología, geometría y estructura de los cuerpos sedimentarios, contenido paleontológico, grado de bioturbación, perfiles de origen edáfico, etc.

Los datos palinológicos obtenidos con objeto de precisar la edad de las diferentes unidades establecidas son escasos, aunque se analizó un alto número de muestras. Por ello, no ha sido posible realizar ninguna nueva datación de las series estudiadas.

Como ya se ha visto en el apartado de antecedentes, hay que recordar que estos materiales han sido tradicionalmente incluidos dentro del denominado "Trías Germánico". Existe por tanto, un tramo inferior detrítico rojo (facies Buntsandstein), unas facies carbonatadas intermedias (facies Muschelkalk) y un tramo superior arcilloso-salino (facies Keuper).

Sin embargo, en los trabajos de síntesis de VIRGILI et al. (1977) y SOPEÑA et al. (1983), se proponen distintas denominaciones para el Triásico de la Península según los diferentes litotipos de los que puede estar compuesto. Los materiales que aquí se estudian se incluyen, según estos autores, en el denominado "Trías Ibérico", caracterizado por poseer una única barra carbonática en facies Muschelkalk. Además, el límite con el "Trías Hespérico" se situaría inmediatamente al O y NO de ella.

Por último, y con el fin de obtener un mayor conocimiento estratigráfico del área (y de la

disposición geométrica de la cuenca), además de facilitar la correlación con otros puntos de la Cordillera Ibérica, se ha realizado también la interpretación de los "logs" procedentes de sondeos próximos: Baides-1 (SHELL, 1983), Sigüenza 44-3 (JEN-SHELL, 1979), Sigüenza 50-12 (JEN, 1980). La localización de los sondeos y su interpretación se incluyen en el apéndice II.

3.2. DEFINICION DE LAS UNIDADES LIMITADAS POR DISCONTINUIDADES

Ya SOPEÑA en 1979 estableció, con carácter informal, las unidades litoestratigráficas del área y señaló la existencia de algunas discordancias internas en los materiales del Buntsandstein.

Las unidades limitadas por discordancias ("Unconformity Bounded Units") propuestas por CHANG (1975), han sido tratadas en sucesivas circulares por la INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC CLASSIFICATION (I.S.S.C.), 1976, 1987, 1989, proponiendo su definición y los criterios para su determinación, como unidades distintas y diferenciables de cualquier otro tipo de unidades.

Exponemos a continuación un resumen de estos trabajos, ya que como se ha indicado anteriormente, la metodología que debe utilizarse aquí es diferente a la que se utiliza en la descripción y caracterización de otras unidades estratigráficas más "clásicas". Además, se explican también las razones por las cuales se utilizan algunas de las directrices marcadas en esta circular.

Se definen las unidades limitadas por discordancias ("Unconformity Boundary Unit") como "cuerpos de roca cuyos límites son discordancias especialmente marcadas, demostrables y significativas en la sucesión estratigráfica (discordancias angulares, disconformidades, etc.) con una extensión preferiblemente regional o interregional". Estar limitados por discordancias, es el único criterio usado para establecer y reconocer dichas unidades estratigráficas.

Las unidades estratigráficas limitadas por discordancias están compuestas por cualquier clase o clases de rocas (sedimentarias, ígneas, metamórficas). Ni el carácter litológico, ni el contenido fósil, ni la duración cronoestratigráfica de la unidad, entra en la definición, y ninguno de estos criterios son válidos para su reconocimiento. Las unidades limitadas por discordancias, son unidades estratigráficas distintas de las unidades supra e infrayacentes por el hecho de estar separadas de ellas por sus discontinuidades estratigráficas limitantes.

Este tipo de unidades puede además permitir procedimientos cartográficos, pero a diferencia de las unidades aloestratigráficas ("allostratigraphic units" del N.A.S.C. (1983), propuestas por la NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE), su definición no exige que sean cuerpos cartografiables. Existe otra diferencia para nosotros significativa entre ambos tipos de unidades. En las unidades aloestratigráficas se habla de "discontinuities", mientras que en las unidades del I.S.S.C.

de "unconformities". En cuanto al término "secuencia", como señala SALVADOR (1987), es confuso ya que puede ser utilizado tanto en el sentido de SLOSS et al. (1949) (unidad operacional limitada por discordancias), o bien puede ser usado en el sentido de MITCHUM et al. (1977); por tanto es preferible adoptar una nomenclatura más clara.

Los episodios orogénicos, los ciclos epirogénicos y los cambios eustáticos del nivel del mar, normalmente se registran como discordancias en la columna estratigráfica. Por esta razón, las unidades limitadas por discordancias, han sido consideradas como equivalentes a ciclos sedimentarios o unidades estratigráficas controladas tectónicamente: estratotectónicas, tectoestratigráficas, tectono-estratigráficas o unidades tectonogénicas, ciclos tectónicos, tectosomas, episodios tectónicos o estructurales y así sucesivamente. Todos estos tipos de unidades, no obstante, tienen un significado genético y causal definido, y requieren para su reconocimiento una interpretación de las relaciones estratigráficas observadas. Por el contrario, las unidades limitadas por discordancias no están vinculadas con interpretaciones genéticas o causales, son unidades no interpretativas. Llamar a una unidad, estadio tectónico, por ejemplo, implica que las discordancias que limitan la unidad son el resultado de eventos tectónicos. Las unidades limitadas por discordancias, por el contrario, son establecidas y reconocidas sin considerar la causa de las discordancias limitantes, ya sean el resultado de eventos orogénicos, episodios epirogénicos, cambios eustáticos del nivel del mar, o cualquier combinación de ellos. Es precisamente esta característica, la que las convierte en unidades muy útiles en el momento de describir de forma objetiva las complicadas geometrías de cuerpos sedimentarios generados en zonas próximas a fallas activas y cuya interpretación puede inducir a errores graves cuando se interpreta la evolución de la cuenca.

Las unidades limitadas por discordancias, son también útiles y las más usadas normalmente en áreas cratónicas estables. En estas áreas las discordancias limitantes son muy extensas geográficamente y las rupturas estratigráficas que esas discontinuidades representan, tienen un gran significado en la interpretación de la historia geológica del área. Estas unidades son útiles también en cinturones orogénicos y otras áreas tectónicamente menos estables, particularmente si las unidades son correctamente establecidas y no equivalen a unidades litoestratigráficas o unidades cronoestratigráficas.

Las unidades limitadas por discordancias deben establecerse, según la I.S.S.C., sólo donde y cuando puedan cubrir una necesidad que no pueda cubrir otro tipo de unidades estratigráficas. Deben establecerse en aquellas áreas donde contribuyan al entendimiento de la estratigrafía y la historia geológica del área, o donde resulten útiles para expresar conceptos estratigráficos para los que otras unidades son inadecuadas.

Las unidades limitadas por discordancias son especialmente útiles para expresar aspectos del desarrollo geológico de la tierra relacionados con los episodios orogénicos, ciclos epirogénicos y fases de cambio eustático del nivel de mar.

Cada par de discordancias en una secuencia estratigráfica no requiere el reconocimiento y designación de una unidad. Particularmente, en los márgenes de las cuencas sedimentarias las discordancias se desarrollan a muchos niveles en la sección estratigráfica. Si cada unidad fuera establecida para cada par de esas discordancias, el número de unidades estratigráficas podría aumentar hasta ser inmanejable. La mayoría de esas discordancias son de extensión geográfica limitada y no se prestan por sí mismas al establecimiento de unidades limitadas por discordancias significativas y útiles con extensión regional o interregional.

Deben reconocerse y definirse solamente aquellas unidades limitadas por discordancias que sean necesarias y útiles.

Las unidades limitadas por discordancias, pueden incluir una o varias unidades estratigráficas de otro tipo (litoestratigráficas, bioestratigráficas, cronoestratigráficas, magnetoestratigráficas, etc.), tanto en sucesión lateral como vertical. Las capas que contienen, puede variar de edad, desde subpiso o cronozona, en uno o más sistemas. En ciertos casos, una unidad limitada por discordancias puede tener una litología uniforme y equivaler por tanto, a una unidad litoestratigráfica o bioestratigráfica. No obstante, estos casos no son frecuentes.

Los límites de otros tipos de unidades estratigráficas incluidas dentro de las unidades limitadas por discordancias, pueden ser paralelos, y corresponder o intersectar con el límite inferior o superior de las unidades. *Donde el límite superior o inferior de las unidades limitadas por discordancias, corresponde* a una discordancia angular o donde se produce un fuerte "onlap" u "offlap" sobre las secuencias siguientes, el límite de la unidad limitada por discordancias puede desviarse notablemente del límite de las unidades estratigráficas incluídas o adyacentes. Por el contrario, si el límite es una discontinuidad, este puede ser paralelo o corresponder a los límites de otros tipos de unidades estratigráficas.

Los límites de estas unidades son siempre diacrónicos (a gran o pequeña escala) y por lo tanto, nunca se corresponden con los límites de unidades cronoestratigráficas, que son por definición siempre isócronos. No obstante, como ha sido señalado por numerosos autores (SLOSS, 1963; MITCHUM et al., 1977), las unidades limitadas por discordancias, tienen un significado cronoestratigráfico, ya que las líneas tiempo no cruzan las superficies de las discordancias.

Con el propósito de establecer y reconocer las unidades limitadas por discordancias, se definen las discordancias como "una superficie de erosión y/o no deposición entre cuerpos de rocas, que representa un hiato o laguna significativa en la sucesión estratigráfica, causada por la interrupción de la sedimentación durante un intervalo de tiempo considerable". Significativo y considerable son términos subjetivos, difíciles de cuantificar. Las interrupciones cortas en la sedimentación son muy comunes en el registro estratigráfico y bien pueden existir en cada plano de estratificación. Otras rupturas más importantes son los diastemas, estos hiatos están generalmente muy limitados en extensión lateral y no son bases apropiadas para

establecer este tipo de unidad.

La unidad básica limitada por discordancias es denominada "synthem" (sinsedimentario). Si es necesario, puede ser dividida en dos o más "subsynthems", y dos o más "synthems" pueden ser combinados en un "supersynthem".

Un "synthem" pequeño en el interior de un "synthem" mayor, pero que no sea componente de una jerarquía de unidad, puede ser llamado "miosynthem".

Establecer una jerarquía útil de unidades limitadas por discordancias presenta algunos problemas. Dado que el único criterio para la definición y reconocimiento de estas unidades es la presencia o ausencia de las discontinuidades limitantes, cualquier jerarquía podría basarse sólo en la magnitud e importancia de estas discontinuidades. No obstante, tal magnitud e importancia puede ser juzgada desde tres puntos de vista: el grado de inclinación estructural, la duración temporal del hiato estratigráfico representado por la discontinuidad y la extensión geográfica de la discontinuidad. Todos estos criterios son frecuentemente independientes uno de otro. Cada uno puede ser criterio de diagnóstico en algún caso. La inclinación estructural puede tener más importancia en cinturones móviles, mientras que la magnitud temporal de la laguna puede ser más importante en áreas estables. Está claro que el peligro de una clasificación contradictoria e inconsistente sobrepasa cualquier beneficio de una jerarquía estructurada. El reconocimiento de "supersynthem", "subsynthem" y "miosynthem" debe por tanto restringirse tanto como sea posible.

El procedimiento para establecer una unidad limitada por discordancias, es el mismo seguido en el caso de cualquier otra unidad estratigráfica. La definición y descripción de estas unidades debe poner énfasis en la discusión sobre la naturaleza, posición y características de las discontinuidades.

Si bien los materiales sobre los que se centra este estudio requieren, por su disposición geométrica, una descripción del tipo que se acaba de indicar, se localizan en un área cuyas características dificultan notablemente la definición de este tipo de unidades según los criterios propuestos por la I.S.S.C. En primer lugar, la limitada extensión del anticlinal de Riba de Santiuste, donde se observan las discordancias internas y, en segundo lugar, el hecho de que este área corresponde a un borde de cuenca triásico. En este tipo de situación, la I.S.S.C. advierte del peligro de establecer unidades no significativas ni útiles, con escasa extensión geográfica y donde las discordancias limitantes pueden no ser representativas dada su abundancia y la distinta jerarquía temporal o geológica de las discordancias presentes. Por estas razones, no pretendemos aquí establecer unidades formales limitadas por discordancias. Sin embargo, metodológicamente, los criterios y la forma de descripción de este tipo de unidades nos parece de gran utilidad para el propósito de este trabajo. La comodidad descriptiva, el hecho de tratarse de unidades no interpretativas y permitir procedimientos cartográficos, son factores que hemos considerado importantes y por los cuales hemos elegido abordar la descripción de los materiales en base a un modelo semejante al utilizado para la descripción de unidades limitadas por discordancias.

3.3. DESCRIPCION Y DISTRIBUCION DE LAS UNIDADES LIMITADAS POR DISCONTINUIDADES

En este apartado se discuten y analizan con detalle los conjuntos litológicos con geometría cuneiforme establecidos en el área de estudio. Para la definición y establecimiento de estos conjuntos litológicos se han utilizado algunas de las directrices marcadas por la I.S.S.C.. Estar limitados por discordancias significativas es el único criterio utilizado para establecer y delimitar los diferentes conjuntos litológicos o unidades limitadas por discordancias (criterio básico señalado por la I.S.S.C). Estas discordancias y/o discontinuidades limitantes se han identificado por medio de:

- Una cartografía muy detallada, realizada a escala 1: 4.500 (ver mapa apéndice).
- Análisis de columnas estratigráficas y su posterior correlación.
- Utilización de fotomontajes de varios kilómetros de extensión sobre los que se marcaron y siguieron las distintas superficies.
- Determinación e interpretación de la arquitectura sedimentaria, tema que será ampliamente tratado en epígrafes posteriores.

Una vez establecidos ocho conjuntos litológicos con sus discordancias limitantes bien caracterizadas, se procedió al análisis de los materiales que los constituyen. La metodología empleada comienza por establecer la litología y estructuras sedimentarias de cada conjunto, el carácter y localización de sus límites, la geometría de cada conjunto litológico, así como de las cuñas sedimentarias que los componen, su extensión areal, espesor y variaciones que presentan.

A partir de la cartografía general mencionada anteriormente, se han realizado unos gráficos más detallados, en los cuales se aprecian mejor las áreas donde se observan particularmente bien características, como la geometría de alguna unidad, los contactos de los límites de éstas, las relaciones internas de las distintas cuñas que componen un conjunto, etc. En ambos tipos de cartografías, se han representado las superficies limitantes de los conjuntos litológicos y los límites de las cuñas sedimentarias que componen los conjuntos mayores (a todas ellas se les ha asignado un número para su mejor identificación).

Se incluyen también gráficos realizados a partir de las columnas estratigráficas, en los que se puede observar la variación de espesor de los materiales estudiados en las distintas áreas, así como las relaciones geométricas de las superficies establecidas.

Así mismo, se incluyen mapas de isopacas de las diferentes unidades. Estos mapas fueron elaborados según dos métodos con algoritmos diferentes: método radial y método poligonal. La forma en la cual se consideran los puntos próximos al nudo para el que se efectúan los cálculos, es la diferencia básica entre ambos métodos. Con el método radial se obtienen mapas "más geológicos", mientras que el sistema poligonal refleja mejor directrices en la disposición de los valores (directrices que en nuestro caso

pueden reflejar lineaciones estructurales de la subcuenca). En ambos tipos de mapas se han marcado en ocasiones, los paleorrelieves y las principales líneas de fracturas.

3.3.1. Conglomerado inferior (C1)

1.- Litología y estructuras

Conglomerados rojos de cantos de cuarcita y en menor proporción de cuarzo, pegmatita y lidita. Son conglomerados "clast-supported". La matriz es escasa y de composición arcillosa o arenosa, de grano medio o grueso, con escaso cemento silíceo o ferruginoso. Los cantos son redondeados a subredondeados y en menor proporción subangulosos. El centil varía entre 40 cm en la base y 25 cm en el techo. Esta disminución se aprecia también en el tamaño medio que decrece de 6 a 4 cm. En general, los cantos de menor tamaño son los que presentan una mayor angulosidad. Los cantos presentan además, abundantes huellas de disolución por presión y huellas de percusión.

Los conglomerados tienen estratificación horizontal pobremente definida y cantos imbricados. Es difícil, sobre todo en la mitad inferior, individualizar los diferentes cuerpos, ya que en esta zona las intercalaciones de areniscas que marcarían distintos estadios de flujo, son escasas. Los niveles aparecen amalgamados, presentando en conjunto geometrías tabulares. En la mitad superior son más frecuentes las intercalaciones de areniscas, por lo que la geometría de los cuerpos se aprecia mejor, observándose formas con geometría canalizada.

Los niveles de areniscas interestratificados son de composición análoga a la de la matriz. Son areniscas rojas de grano medio o grueso, con cantos de cuarcita dispersos. Presentan laminación paralela y ocasionalmente, estratificación cruzada debida a dunas.

Lateralmente existen escasas variaciones. Cabe señalar en el flanco sur, en el Arroyo del Agua, (ver mapa apéndice I), la presencia de cantos de composición y procedencia diferente a los cantos que suelen constituir mayoritariamente el conglomerado. Entre estos cantos destacan fragmentos de areniscas pérmicas y calizas devónicas de evidente origen local.

2.- Límites

Los materiales aparecen fosilizando una superficie de erosión (paleorrelieve) desarrollada sobre el Paleozoico. El límite inferior es siempre una discordancia. Los materiales infrayacentes corresponden en general al Paleozoico inferior (Silúrico y Devónico), excepto el flanco sur (entre la columna de Riba de Santiuste y la columna al E de Cabeza Gorda, ver mapa apéndice I), donde estos materiales se apoyan sobre el Pérmico (ver mapa apéndice).

El límite superior es discordante con los materiales suprayacentes, areniscas A1 y/o areniscas A2, e incluso areniscas A3.

3.- Geometría

La geometría de estos depósitos aparece condicionada por el paleorrelieve desarrollado sobre el Paleozoico y los sistemas de fracturación tardihercínicos que lo afectaron.

4.- Extensión

La unidad presenta una distribución areal amplia. Existen áreas donde esta unidad de conglomerados no existe, apoyándose distintas unidades de areniscas (ver mapa apéndice I y figs. 12 y 13) directamente sobre del Paleozoico. En el flanco sur, el área de no existencia del conglomerado inferior comprende desde el este del Río Alcolea al oeste del Arroyo del Agua y el área de Cercadillo (ver mapa apéndice I). En el flanco norte, el área de no existencia comprende desde la vertical de Alcolea de las Peñas hasta el Arroyo de Valdejudíos.

5.- Espesor

Como puede observarse en las figuras 14 a y b se producen importantes variaciones de espesor en cortas distancias (centenares de metros). El máximo espesor se localiza en el SE del flanco sur (70 m en la columna de Riba de Santiuste, ver apéndice II), disminuyendo en general hacia el oeste, hasta llegar al área del Arroyo del Agua, donde desaparece. En el sector occidental del flanco sur se produce una rápida pérdida de espesor; en aproximadamente 500 m, los conglomerados pasan de tener un espesor de 50 m (oeste del Río Alcolea) a 0 m. En el flanco norte, las variaciones de espesor son más difíciles de determinar, aunque parece existir también una pérdida de espesor desde el NE al NO.

Como se ha señalado, la extensión y distribución de la unidades parece muy condicionada por el sistema de fracturación tardihercínico. En la figura 14b se observan una serie de lineaciones, claramente marcadas por la disposición de los espesores, de dirección NO-SE, N-S, NE-SO y E-O. El conjunto de estas lineaciones, que pueden corresponder a sistemas de fracturación, define una serie de bloques que actuaron bien como áreas elevadas (áreas de no existencia del conglomerado), o bien como bloques hundidos (donde si se produjo registro de la unidad).

Al observarse conjuntamente la figura 14 y el mapa apéndice I, se comprueba la coincidencia de las áreas de no existencia de la unidad de conglomerados con los bloques de Paleozoico en el interior y límite del anticlinal, así como la existencia de fallas con la misma dirección y posición semejante a la que se deduce de las lineaciones observadas en la figura 14b.

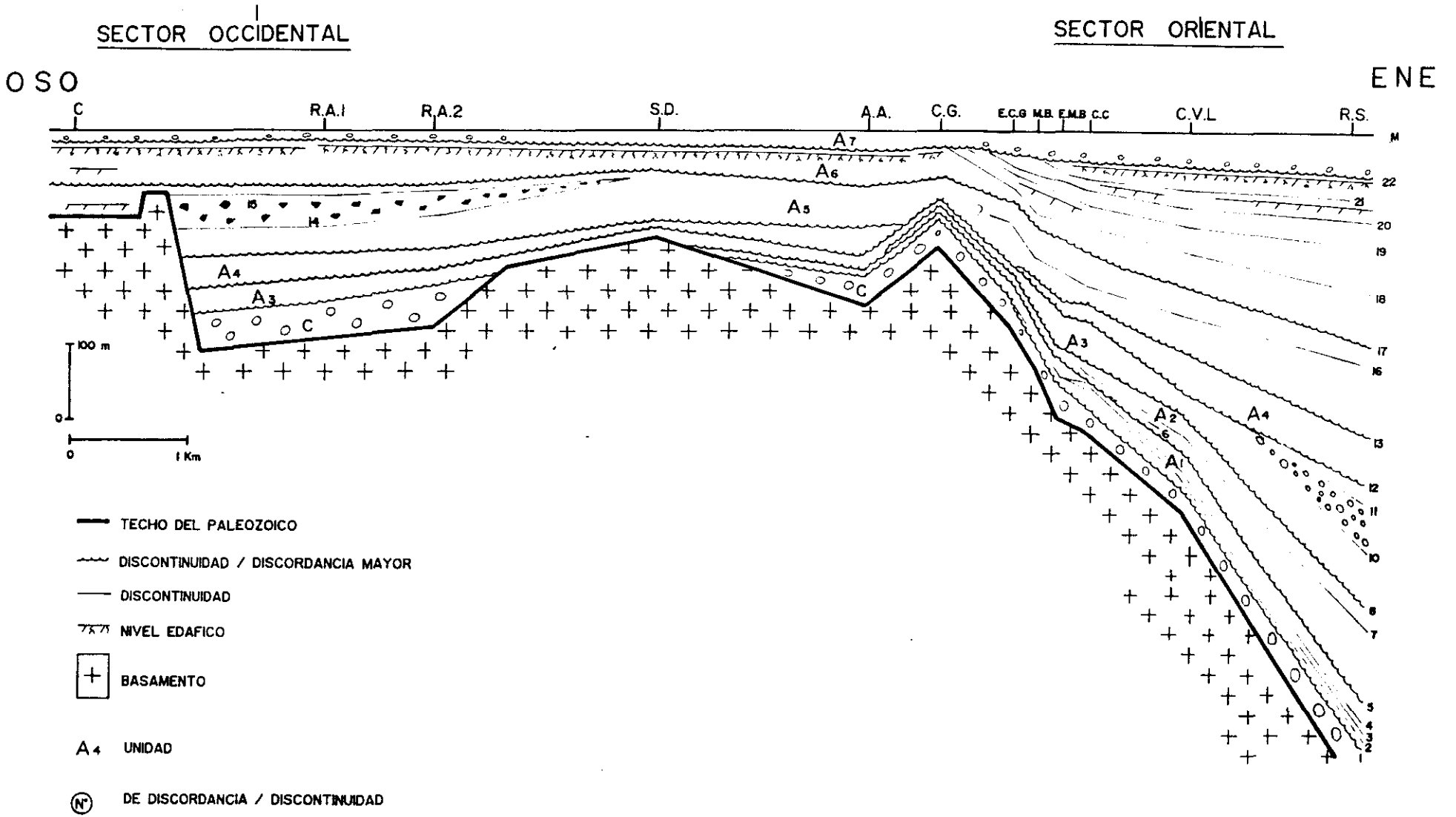


Fig. 12: Esquema estratigráfico del sector sur. Puede observarse la disposición geométrica y extensión de las unidades diferenciadas y las discontinuidades identificadas en este área.

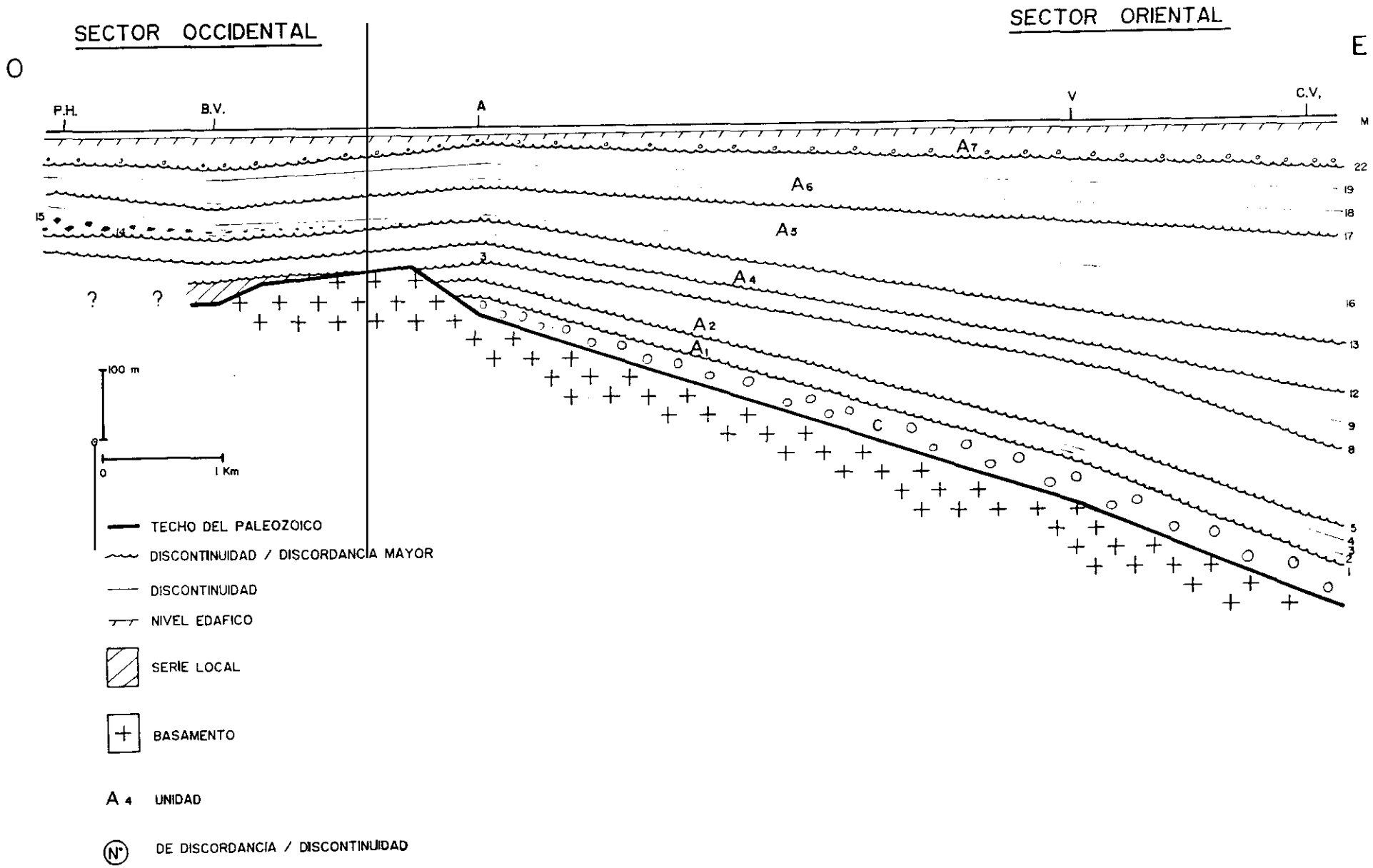
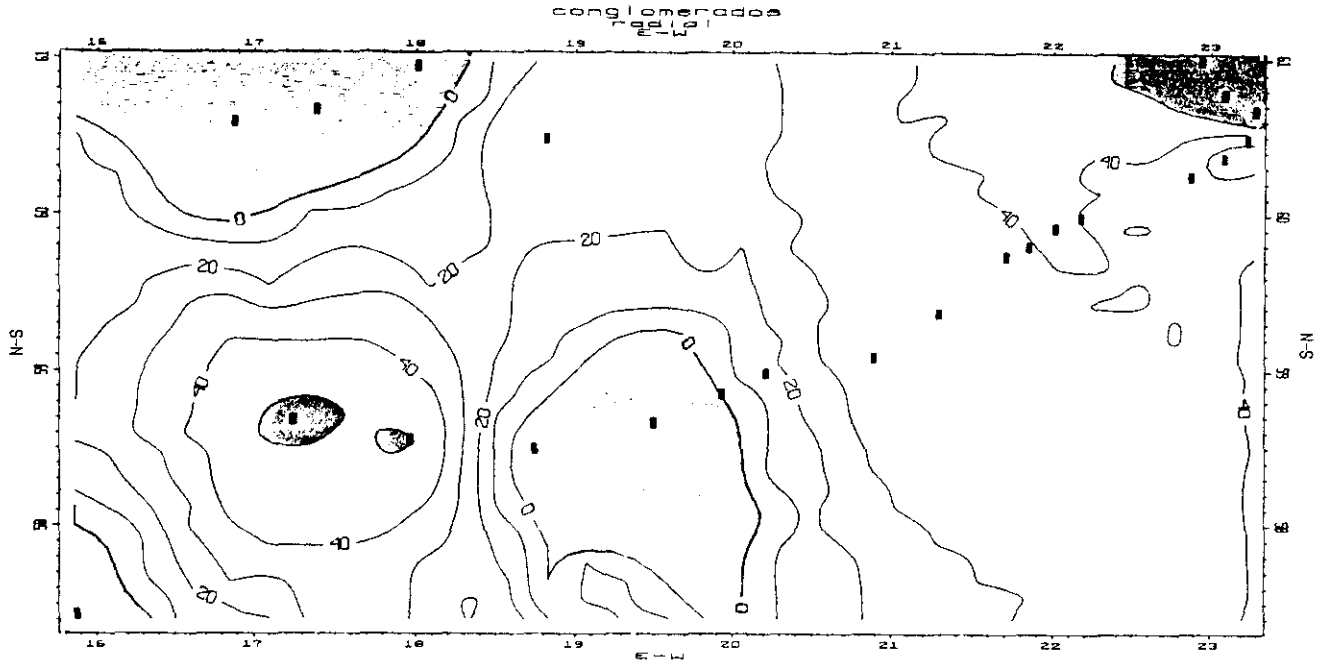


Fig. 13: Esquema estratigráfico del sector norte. Puede observarse la disposición geométrica y extensión de las unidades diferenciadas y las discontinuidades identificadas en este área.



Area de no existencia

Area de máximo espesor

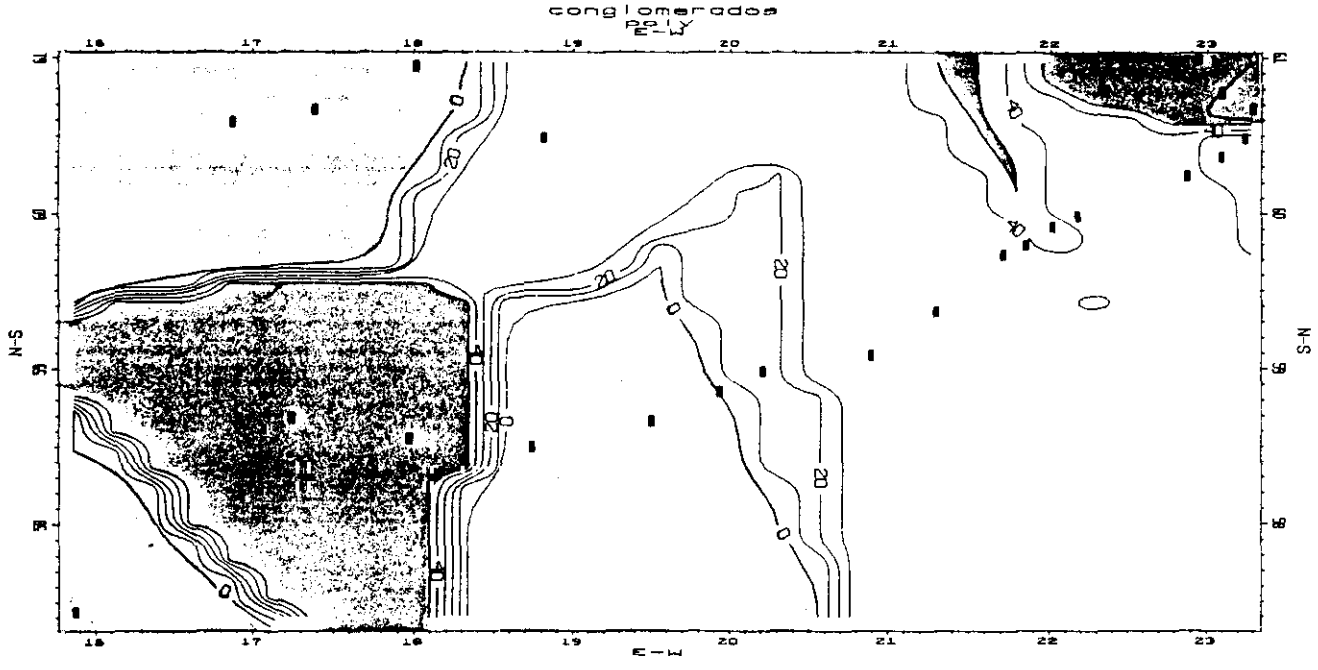


Fig. 14: Mapas de isopacas de la unidad C1. A: Método radial. B: Método poligonal.

3.3.2. Areniscas (A1)

1.- Litología y estructuras

La litología más común en esta unidad son las areniscas naranjas y rojas de grano medio y grueso. Es frecuente la existencia de hiladas de cantos de cuarcita, como pavimento en el techo de algunos niveles o bien como depósitos de "lag". En ocasiones los cantos aparecen imbricados. Su porcentaje aumenta en algunos niveles, llegando a ser areniscas con muchos cantos. En el tramo medio de la unidad, predominan las areniscas rojas de grano medio y fino sin cantos. En los niveles inferiores es frecuente la laminación paralela, mientras que en el tramo medio predomina la estratificación cruzada planar y de surco, ambas a gran y pequeña escala. En la parte superior domina la estratificación cruzada planar y de surco a gran escala.

Los niveles de conglomerados se localizan en los tramos inferiores y en el tercio superior de la unidad. Los cantos, fundamentalmente de cuarcita, son subredondeados o subangulosos con un centil de 23 cm. La matriz es abundante, aunque los cantos se encuentran en contacto, y está constituida por areniscas de grano grueso. Es frecuente también la presencia de niveles lenticulares de areniscas. En los niveles de conglomerados próximos a la base de la unidad, sólo se aprecia estratificación horizontal y ocasionalmente cantos imbricados.

La litología menos frecuente son los niveles de lutitas y lutitas arenosas rojas. Se localizan preferentemente en la parte media y alternan con las areniscas de grano medio y fino. Presentan laminación debida a "ripples". Menos frecuentemente son masivos.

2.- Límites

Tanto el límite superior como inferior corresponden a discordancias. El límite inferior es una discordancia sobre la unidad de conglomerados infrayacentes o el Paleózoico, mientras que en el límite superior se observa una discordancia respecto a la unidad de areniscas A2 y/o A3 (ver mapa apéndice I).

3.- Geometría

La unidad en conjunto, presenta una geometría de "onlap" definida por las diferentes cuñas de sedimentos que sucesivamente son más extensivas y se apoyan sobre los conglomerados infrayacentes.

En el flanco sur (ver mapa apéndice I y figs. 12 y 15), se observan en el interior de la unidad una serie de pequeñas cuñas cuyos límites son también discontinuidades. La variación en la dirección y buzamiento entre cada una de estas superficies es inferior a 10º. Esto se observa especialmente bien en los barrancos situados entre el Río Salado y la vertical de Majada-Blanca. El conjunto de las cuñas sedimenta

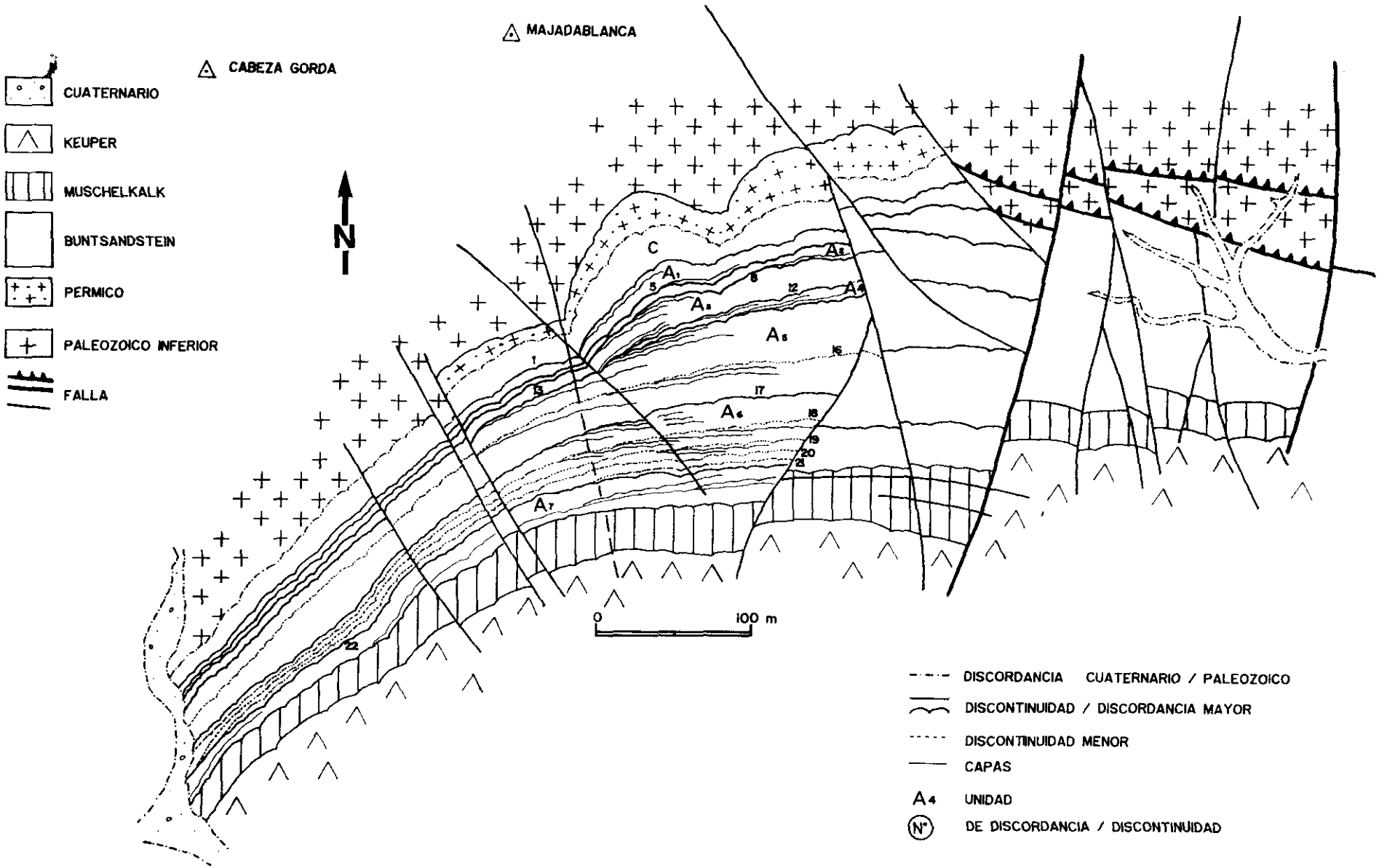


Fig. 15: Cartografía detallada de los materiales estudiados en el sector sur entre Majada Blanca y Cabeza Gorda.

rias que constituyen la unidad presenta geometría de "onlap". Destaca la tercera de las cuñas distinguidas (fig. 12). En esta cuña, limitada por las superficies 3 y 4, la discordancia inferior (superficie 3), choca contra la discordancia superior (superficie 4), en vez de apoyarse sobre la superficie discordante del techo de la unidad de conglomerados. Se produce entonces una geometría de "offlap" en el interior de un conjunto con geometría de "onlap".

A una escala más detallada, es posible observar en el interior de cada una de las cuñas la disposición interna de las capas, que también presentan una geometría de "onlap". La extensión lateral de cada una de las cuñas que componen la unidad A1 puede ser determinada en este área (fig. 12). La primera presenta una extensión muy limitada desapareciendo en las proximidades del Río Salado. La segunda de las cuñas, presenta una extensión amplia alcanzando la vertical de Majada Blanca. La siguiente cuña (superficies 3 y 4), presenta una extensión menor desapareciendo al E de la vertical de Majada-blanca. La última de las cuñas distinguidas es extensiva sobre todas las anteriores (fig. 12).

En el flanco norte, la mala calidad de los afloramientos de esta unidad no permite hacer más precisiones en cuanto a las diferentes cuñas sedimentarias que la componen.

4.-Extensión

En el flanco sur la unidad desaparece en la zona del Arroyo de Santo Domingo. En el flanco norte, la unidad desaparece al oeste del Río Alcolea, a la altura de los Corrales de Los Cerrillos (ver mapa apéndice I y fig. 13).

Observando los mapas de isopacas de la unidad (fig. 16 a y b) se observan, igual que en la unidad anterior, una serie de lineaciones. Destaca la existencia de un amplio área en la que no existe esta unidad. Este área sin sedimentos de A1 es más extensa que para los conglomerados de la unidad anterior, y está limitada por lo que se interpretan como sistemas de fracturación N-S y NE-SO. Las características geométricas, sedimentarias y la menor extensión de esta unidad pueden ser interpretadas como producidas por una elevación relativa de este área con respecto al momento en que se depositó la unidad anterior.

5.- Espesor

En el flanco sur se observa una progresiva pérdida de espesor en dirección oeste, desapareciendo totalmente la unidad en las proximidades del Arroyo del Agua.

En cuanto a las "cuñas" que constituyen la unidad, sólo la superior presenta un espesor constante (30-40 metros), observándose en las inferiores importantes variaciones laterales de espesor. La figura 16 muestra el mapa de isopacas de la unidad.

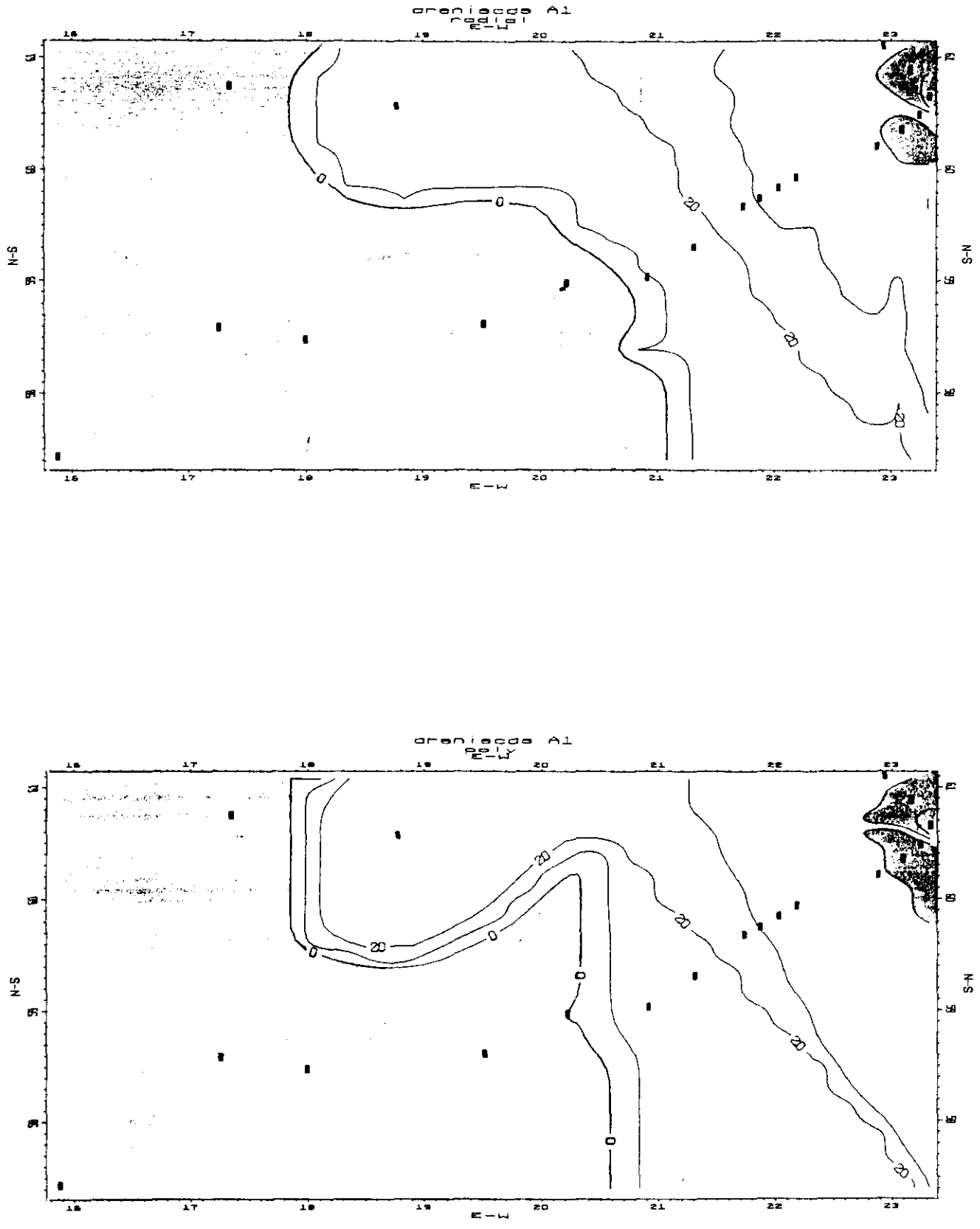


Fig. 16: Mapas de isopacas de la unidad A1. A: Método radial. B: Método poligonal.

3.3.3. Areniscas (A2)

1.- Litología y estructuras

Se trata de areniscas rojas de grano medio y fino con cantos blandos y de cuarcita (3-6 cm de tamaño medio). Los cantos aparecen dispersos, como depósitos de "lag", o en el caso de los cantos de cuarcita como pavimento en el techo de algunos niveles.

Como organización interna presentan laminación paralela y estratificación cruzada, tanto de surco como planar, con tamaños de "sets" variables.

Las lutitas son rojas, en ocasiones algo arenosas. En general, se trata de lutitas masivas y en menor proporción presentan laminación debida a "ripples". La bioturbación es intensa, tanto en las areníscas como en las lutitas.

2.- Límites

El límite inferior es discordante con respecto a la unidad A1 infrayacente. Localmente se llega a apoyar directamente sobre el Paleozoico (fig. 13). El límite superior es a su vez una discordancia con respecto a la unidad suprayacente A3.

3.- Geometría

La geometría de la unidad es compleja, presentando diferencias si se comparan el flanco norte y el sur (ver mapa apéndice I). En el flanco sur y en las proximidades del Arroyo del Agua, se observa cómo la discordancia superior (superficie 8), choca contra la discordancia inferior (superficie 5). A partir de aquí y hacia el oeste sólo existe una única superficie de discordancia. Internamente, se observa una primera "cuña" de sedimentos (superficies 5 y 6), cuyo límite superior (superficie 6), termina chocando contra la superficie 5 (fig. 12). El punto óptimo de observación se sitúa en las proximidades de la columna de los Corrales las Canteras (ver mapa apéndice I y columnas apéndice II). Internamente los estratos de esta "cuña" presentan geometría de "onlap". En la parte superior de la unidad, se observa otra cuña de sedimentos, limitada por las por las discordancias 7 y 8. Esta cuña presenta geometría de "offlap", ya que en las proximidades de la columna Este de Majada Blanca (ver apéndice II), levantada en la vertical de Majada Blanca (ver mapa apéndice I y figs. 12 y 15) se observa como su superficie limitante inferior choca contra la discordancia superior (superficie 8). Los estratos en el interior de esta cuña presentan también geometría de "offlap".

En el flanco norte la discordancia que constituye el límite superior de la unidad A2 (superficie 8), presenta diferencias en cuanto a su disposición con respecto a lo observado en el flanco sur (fig. 17). La

discordancia superior (superficie 8), choca contra una discordancia situada por encima de ella (superficie 9), formando a partir de entonces una única superficie (fig. 13 y 17), que termina, muy probablemente, contra el Paleozoico en la proximidades de los Corrales los Cerrillos (ver mapa apéndice I).

Internamente, en el flanco norte, se aprecia en la parte superior de la unidad una disposición interna de las capas, en geometría de "offlap".

4.- Extensión

En el flanco sur del anticlinal, la unidad A2 limitada por las superficies 5-8, sólo está presente en la zona oriental. Su límite se localiza en las proximidades de dos barrancos situados en la vertical de Cabeza Gorda. En el sector occidental del flanco sur esta unidad no existe. En el flanco norte, la parte superior de la unidad llega claramente hasta el área de Alcolea de las Peñas (ver mapa apéndice I). Más hacia el O no ha sido posible distinguirla. Sin embargo, en el Arroyo de Valdejudíos (ver mapa apéndice I), se ha localizado directamente sobre el Paleozoico una serie de pequeño espesor con características propias. Esta serie, por sus características, no ha podido ser incluida en ninguna de las unidades distinguidas y se considera de carácter local.

La figura 18 a y b, representa las principales variaciones de espesor y extensión de la unidad. En ambas figuras, pero especialmente en la figura 18b, se observa cómo la disposición de los espesores determina las mismas lineaciones que la unidad anterior.

El área de no existencia de la unidad coincide prácticamente con la de la unidad A1, aunque es ligeramente mayor que esta última. El límite oriental del área de no existencia coincide a su vez con la lineación NO-SE que determinaba un cambio significativo de espesores en la unidad A1.

La extensión y distribución de espesores de la unidad refleja una ligera ampliación del bloque que ya actuó como área relativamente elevada en la unidad anterior. Esta ampliación se produciría por el movimiento relativo a favor de la línea de fracturación marcada por la lineación NO-SE en el mapa de isopacas de la unidad anterior (A1), y que constituye, para la unidad que nos ocupa, el límite oriental del bloque elevado.

5.- Espesor

La unidad presenta su máximo espesor en el área de Valdearcos - Este de Majada-Blanca (127 m) (Lámina I A). En dirección oeste se produce una rápida pérdida de espesor. Los espesores mínimos se localizan en los barrancos situados en la vertical de Cabeza Gorda. En el flanco norte, la disminución de espesor se produce también de este a oeste, pero más lentamente. Las reducciones más importantes se producen a partir del Río Alcolea. El mapa de isopacas de la figura 18 permite observar la distribución de espesores de esta unidad.

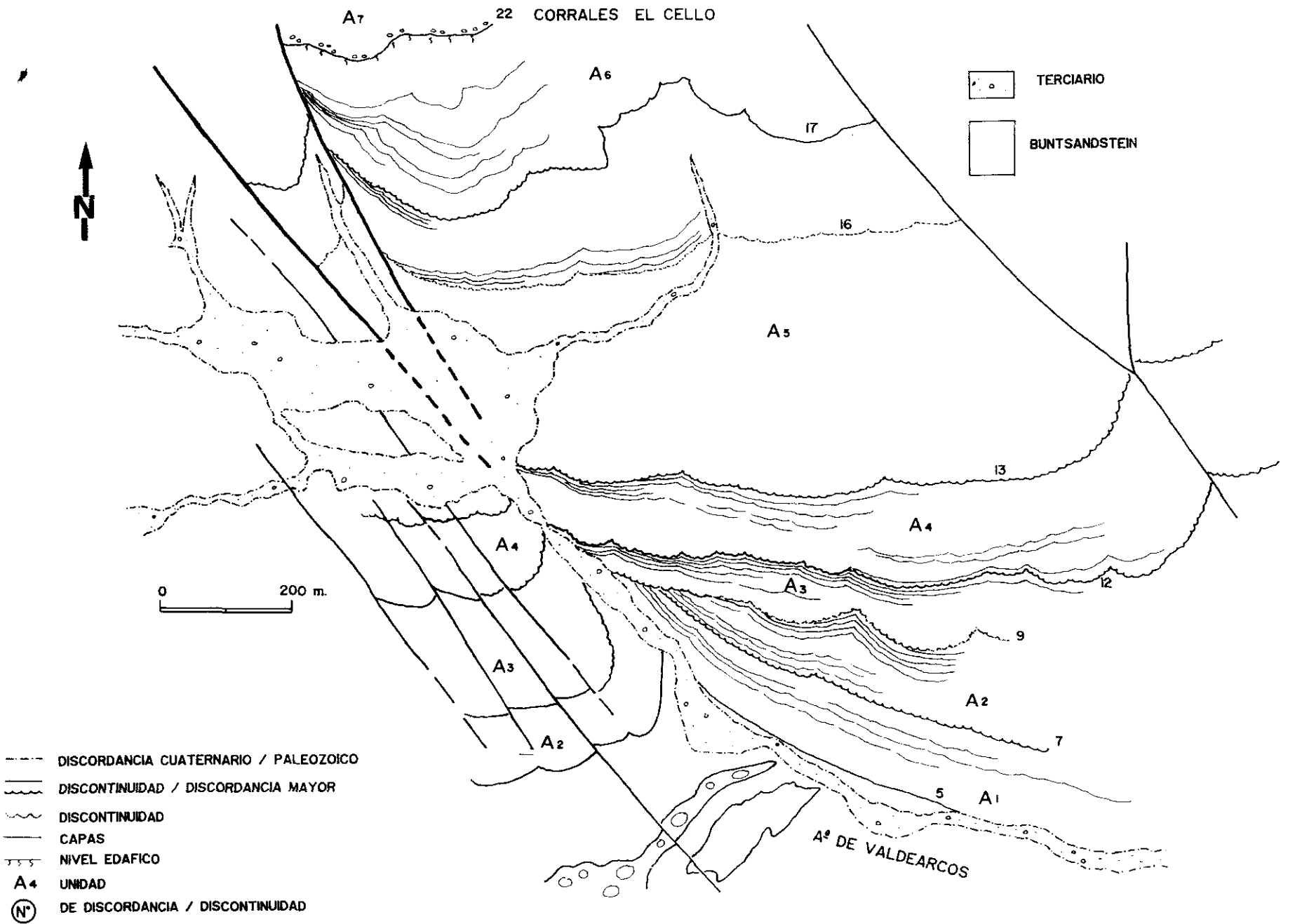
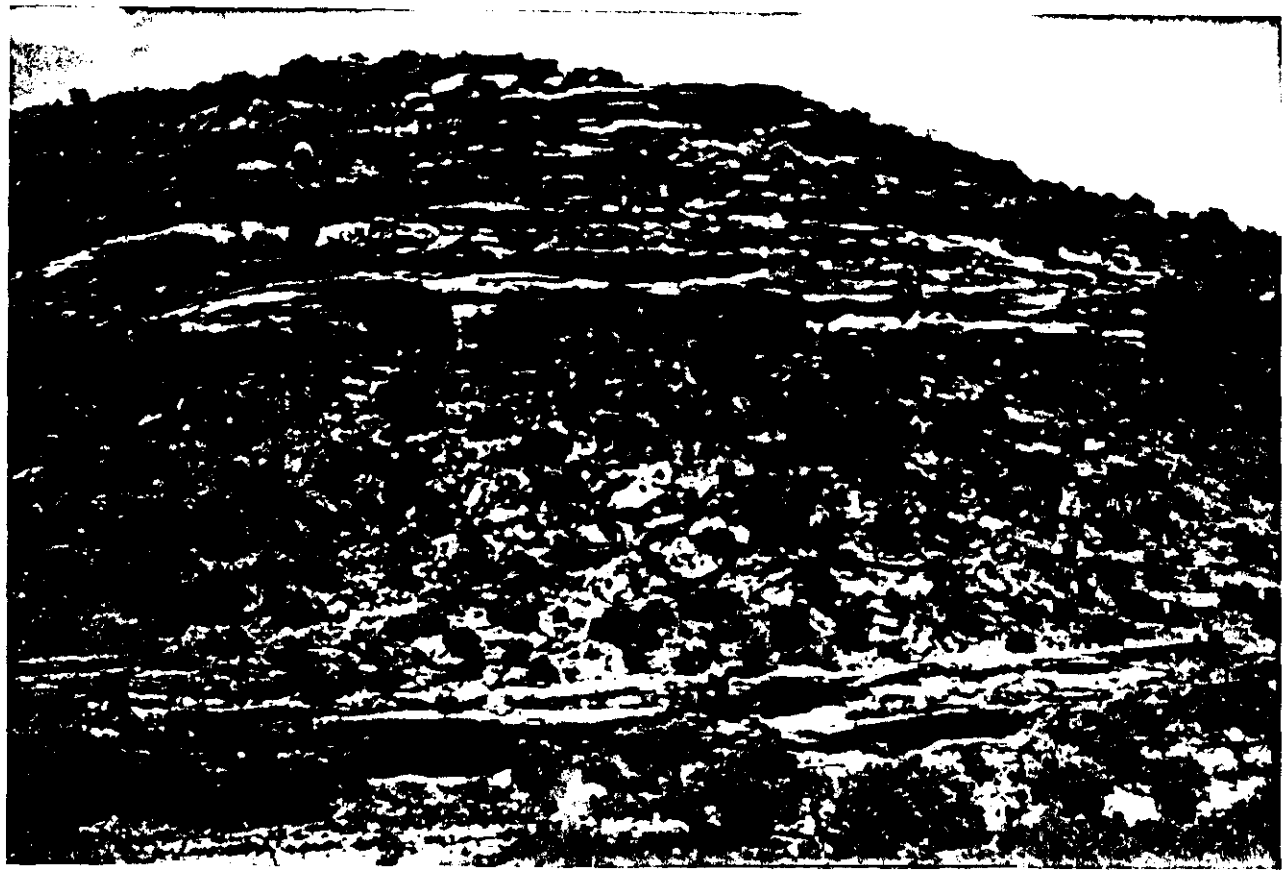


Fig. 17: Cartografía detallada de los materiales estudiados en el sector nororiental, entre el Arroyo de Valdearcos y los Corrales El Cello.



LAMINA I: A: Unidad Areniscas A2. Vista general de la unidad en el Arroyo de Valdearcos.



B: Unidad Areniscas A3. Puede observarse e[illegible] unidad apoyada directamente sobre las cuarcitas del Paleozoico.

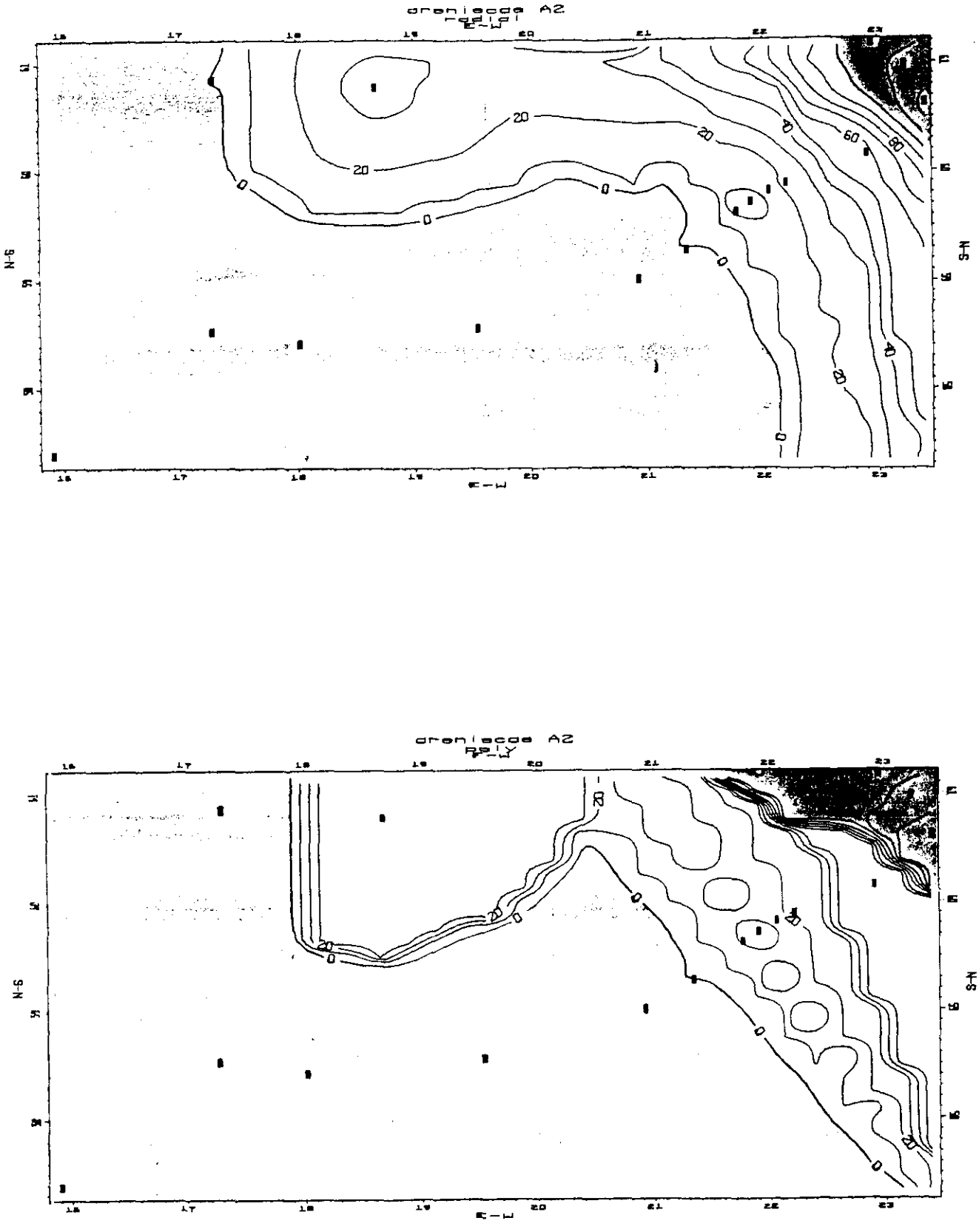


Fig. 18: Mapas de isopacas de la unidad A2. **A**: Método radial. **B**: Método poligonal.

3.3.4. Areniscas (A3)

1.- Litología y estructuras

Las areniscas son la litología predominante, seguidas por las lutitas. Los conglomerados pueden llegar a alcanzar un importante espesor, pero sólo aparecen localmente.

Las areniscas son rojas de grano grueso y medio. Presentan abundantes cantos de cuarcita, tanto dispersos como en depósitos de "lag". En ocasiones aparecen intervalos de areniscas con muchos cantos. Los cantos blandos aparecen también en gran número, aunque en menor medida que los cantos de cuarcita. La laminación paralela es la estructura más frecuente, junto con la estratificación cruzada de surco a gran y pequeña escala. La laminación debida a "ripples" aparece frecuentemente modificando formas mayores.

Los niveles de lutitas son siempre rojos, ocasionalmente arenosos. Son frecuentes las intercalaciones de areniscas rojas de grano fino y espesores centimétricos. Presentan laminación debida a "ripples". Las huellas de procesos edáficos y la bioturbación son muy abundantes.

Los conglomerados aparecen de forma local, como pequeños niveles lenticulares de escasa entidad o constituyendo un importante tramo de 50 m de espesor. Son conglomerados "clast-supported" de cantos de cuarcita y, en menor proporción, de pizarra, esquisto, metarcosa y areniscas pérmicas. La matriz está constituida por areniscas rojas de grano medio. Los cantos son subredondeados, con pátina de hierro y huellas de disolución por presión. La estratificación es horizontal y son muy frecuentes los cantos imbricados. Presentan intercalaciones de areniscas de grano medio con estratificación cruzada de surco.

2.- Límites

La unidad se encuentra limitada por las discordancias 8 y 12 (ver mapa apéndice I). El límite inferior de la unidad (superficie 8) es discordante sobre la unidad A2. Cuando A2 no existe, la unidad A3 puede apoyrse directamente sobre A1, sobre C, e incluso sobre el Paleozoico (Lámina I B). El límite superior es también una discordancia con respecto a los materiales suprayacentes, representados por la unidad areniscas A4. Esta discordancia superior es claramente erosiva (fig. 17).

3.- Geometría

En el flanco sur sector oriental (figs. 12 y 15), se observa muy bien la cuña constituida por la unidad A3. La discordancia límite superior de la unidad (superficie 12), choca con la discordancia situada por encima de ella (superficie 13). A partir de ese momento existe una sola superficie (fig. 15). Interna-

mente, las capas presentan geometría de "onlap" en la zona inferior de la unidad.

Destaca una cuña de conglomerados situada en la mitad superior de la unidad (ver mapa apéndice I y fig. 12). Esta cuña, que llega a alcanzar 50 m de espesor, aparece limitada por dos superficies (10 y 11) que chocan contra la discordancia superior. La superficie superior de esta cuña de conglomerados aparece retrasada con respecto a la superior, mostrado una geometría de "offlap". Las capas situadas por encima de esta cuña tienen así mismo, geometría de "offlap".

Dentro del flanco sur, en el sector occidental, la unidad presenta en conjunto una geometría más tabular, aunque existe una cierta disminución de los espesores hacia el este (en sentido inverso al observado en el sector oriental, figs. 12 y 19).

En el flanco norte (figs. 13 y 17), la discordancia inferior (superficie 8) choca contra una discordancia situada dentro de la propia unidad (superficie 9). El Arroyo de Valdearcos, en la vertical de los Corrales la Cordillera, es el punto óptimo de observación de las relaciones entre ambas discordancias (ver mapa apéndice I y fig. 17). A partir de este sector la discordancia interna, superficie 9, erosiona la parte inferior de la unidad y pasa a ser el límite de la unidad. Internamente, las capas entre la superficie 7 y la superficie 9 presentan geometría de "offlap". Entre la superficie 9 y la discordancia superior se observa también geometría de "offlap".

4.- Extensión

La unidad se extiende por casi todo el área estudiada (fig. 20), excepto en el extremo suroccidental (norte de Cercadillo, ver mapa apéndice I).

Observando la figura 20 se ve como el área de sedimentación se amplía con respecto a las unidades anteriores. El bloque relativamente elevado que había constituido un umbral para las unidades A2, A1 y para parte de C, presentaría para esta unidad un menor relieve diferencial. Este menor relieve permite que esta zona de alto pueda ser rebasada por al menos la parte superior de la unidad A3.

En la figura 20b se observan además, la existencia de dos lineaciones de orientación NO-SE localizadas en el área suroccidental y oriental. La última de esta lineaciones es coincidente con la observada en la misma posición para las unidades infrayacentes y se interpreta como una línea de fracturación. Para la unidad A3 este sistema de fracturación permanecería estable, aunque de alguna forma su existencia condiciona la distribución de espesores, registrándose (como en unidades anteriores) mayores espesores al este de esta línea.

La lineación NO-SE observada en el extremo suroccidental de la zona de estudio, coincide con la observada en la misma posición para la unidad C (fig. 14). Se interpreta como un relieve condicionado por la fracturación, existiendo al menos dos posibilidades para explicar su funcionamiento:

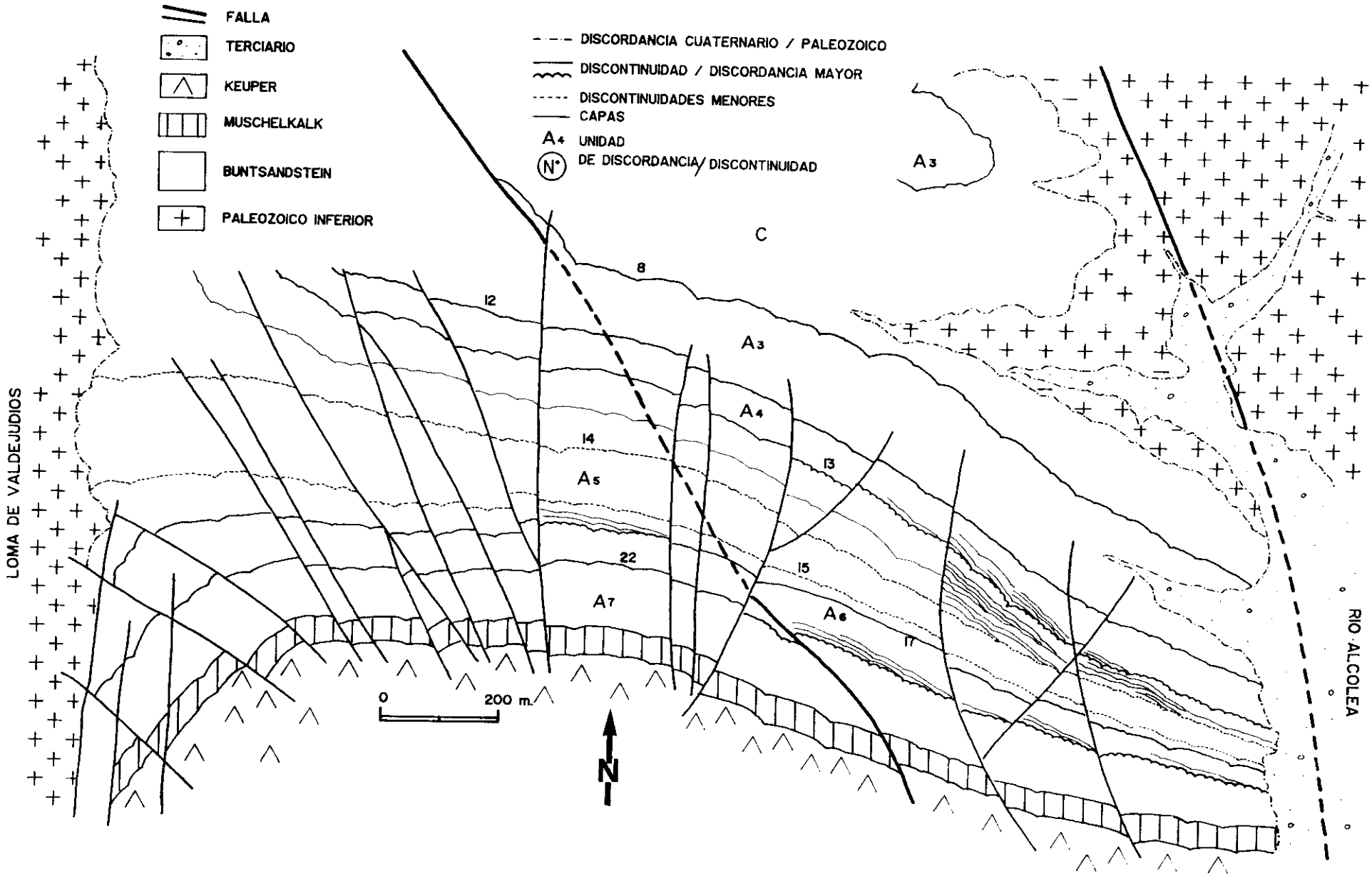


Fig. 19: Cartografía detallada de los materiales estudiados en el sector suroccidental, entre el Río Alcolea y la Loma de Valdejudíos.

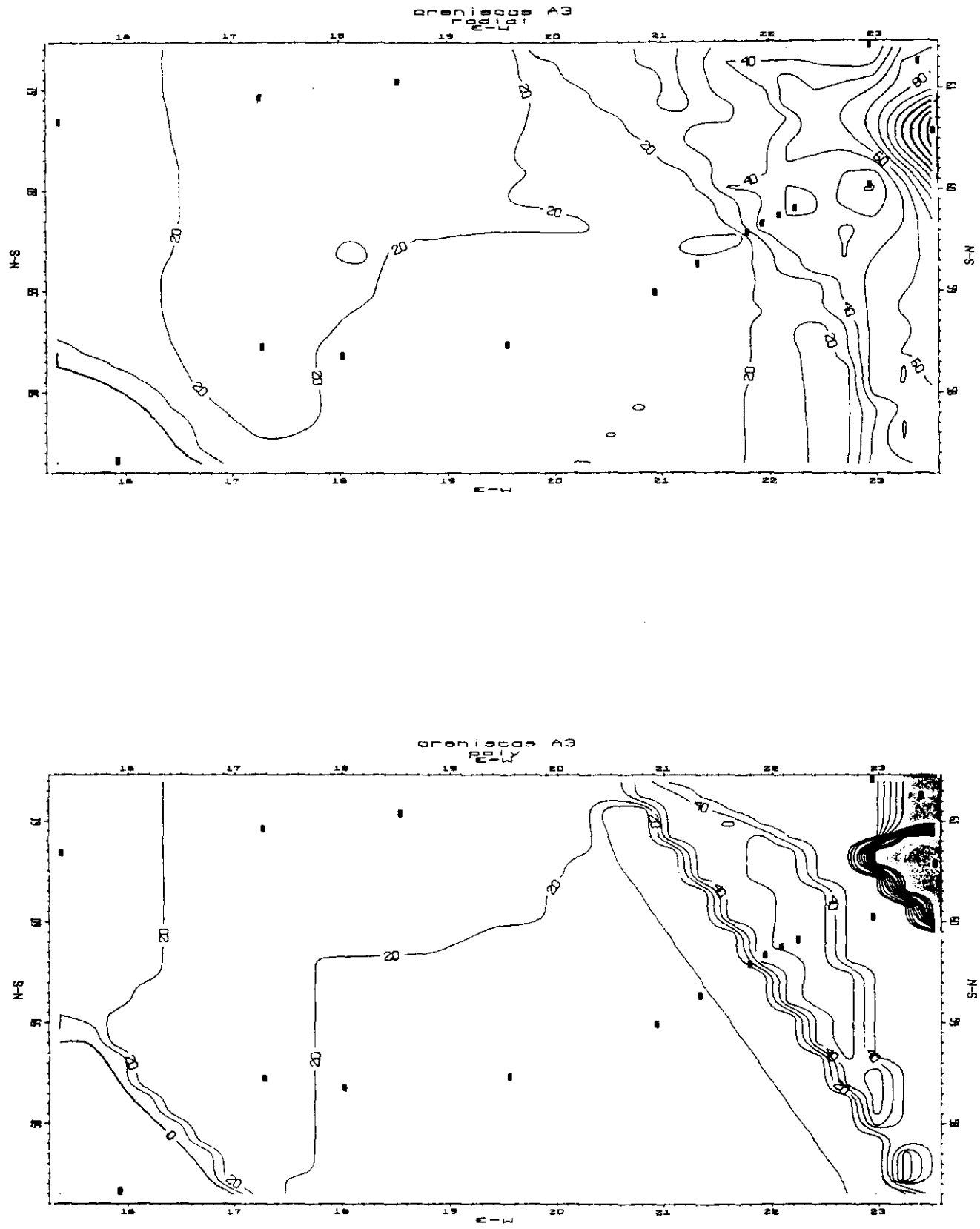


Fig. 20: Mapas de isopacas de la unidad A3. A: Método radial. B: Método poligonal.

La primera de ellas es considerar la existencia de una amplia zona elevada situada en la mitad occidental del área de estudio. Dentro de este bloque elevado existirían diferentes sistemas de fracturación, pudiéndose producir movimientos a favor de estas fallas. Durante la sedimentación del conglomerado y posteriormente de la unidad A3, sólo la zona media de este área actúa como umbral. Por el contrario, durante la sedimentación de las unidades A1 y A2 es toda la zona la que constituye el umbral no existiendo en este área sedimentos correspondientes a estas unidades.

Otra posibilidad, es considerar la existencia de movimientos relativos en la lineación NO-SE suroccidental entre la sedimentación de las unidades C y A3. Esta reactivación impediría que la unidades A1 y A2 rebasen la lineación mencionada.

5.- Espesor

La unidad A3 presenta espesores muy variables (fig. 20). En el área más oriental es donde alcanza su mayor potencia (147 m, de los cuales 50 m corresponde a la cuña de conglomerados), perdiendo espesor rápidamente en dirección oeste hasta el Arroyo de Santo Domingo (ver mapa apéndice I) donde presenta una potencia mínima de 8 m. Posteriormente y en esta misma dirección, vuelve a incrementar su espesor alcanzando los 30 m en las secciones situadas en el Río Alcolea. En el flanco norte la variación de la unidad es menos acusada, produciéndose los cambios de espesor sobre distancias más grandes. Cabe destacar la rápida variación de espesor que se produce en la cuña de conglomerados. En las proximidades del Arroyo de Valdearcos presenta un espesor de 50 m, perdiendo rápidamente potencia hacia el oeste y desapareciendo en 400 metros. Hacia el este la variación de espesor es imposible de observar debido a la existencia de fracturas posteriores.

3.3.5. Areniscas (A4)

1.-Litología y estructuras

La litología que predomina en los niveles inferiores de la unidad, son las areniscas con algunas intercalaciones de lutitas. En la parte superior, el número y espesor de los niveles de lutitas intercalados es mucho mayor. Las areniscas son rojas, de grano medio y con abundantes cantos blandos y de cuarcita. Se puede observar una alternancia entre niveles de areniscas con cantos blandos y areniscas con cantos de cuarcita. Ocasionalmente aparecen niveles de pequeño espesor de areniscas con muchos cantos. Las estructuras fundamentales son la estratificación cruzada de surco y la laminación paralela y/o de bajo ángulo. La estratificación cruzada planar y laminación debida a "ripples" son menos frecuentes.

Las lutitas son rojas o moradas, localmente arenosas y a veces con laminación debida a "ripples". Existen niveles intercalados de areniscas de potencia y geometría variable. Frecuentemente aparecen

bioturbadas y afectadas por procesos edáficos.

2.- Límites

La unidad se encuentra limitada por discordancias. El límite inferior es discordante con respecto a la unidad infrayacente A3 (Lámina II A). El límite superior está constituido por una superficie de discordancia que separa los materiales de esta unidad y los de la unidad suprayacente A5.

3.- Geometría

En el sector oriental del flanco sur, la discordancia que marca el límite inferior (superficie 12, figs. 12 y 15) choca contra la discordancia superior representada por la superficie 13. El contacto entre ambas discordancias es observable en los barrancos situados entre la vertical de Cabeza Gorda y Majada-blanca (ver mapa apéndice I). La disposición interna de las capas en esta unidad A4, presenta una geometría en "onlap" en los niveles inferiores. Las capas superiores adoptan una geometría de "offlap" (fig. 15). En el sector occidental (fig. 19), la unidad A4 presenta geometría paralela a la unidad inferior (ver mapa apéndice I y fig. 19). En las proximidades del Arroyo del Agua las dos discordancias límite se unen constituyendo una única superficie (ver mapa apéndice I y fig. 15). Internamente en las proximidades del Río Alcolea (fig. 19), se observa la disposición interna de las capas superiores de la unidad que adoptan geometría en "offlap".

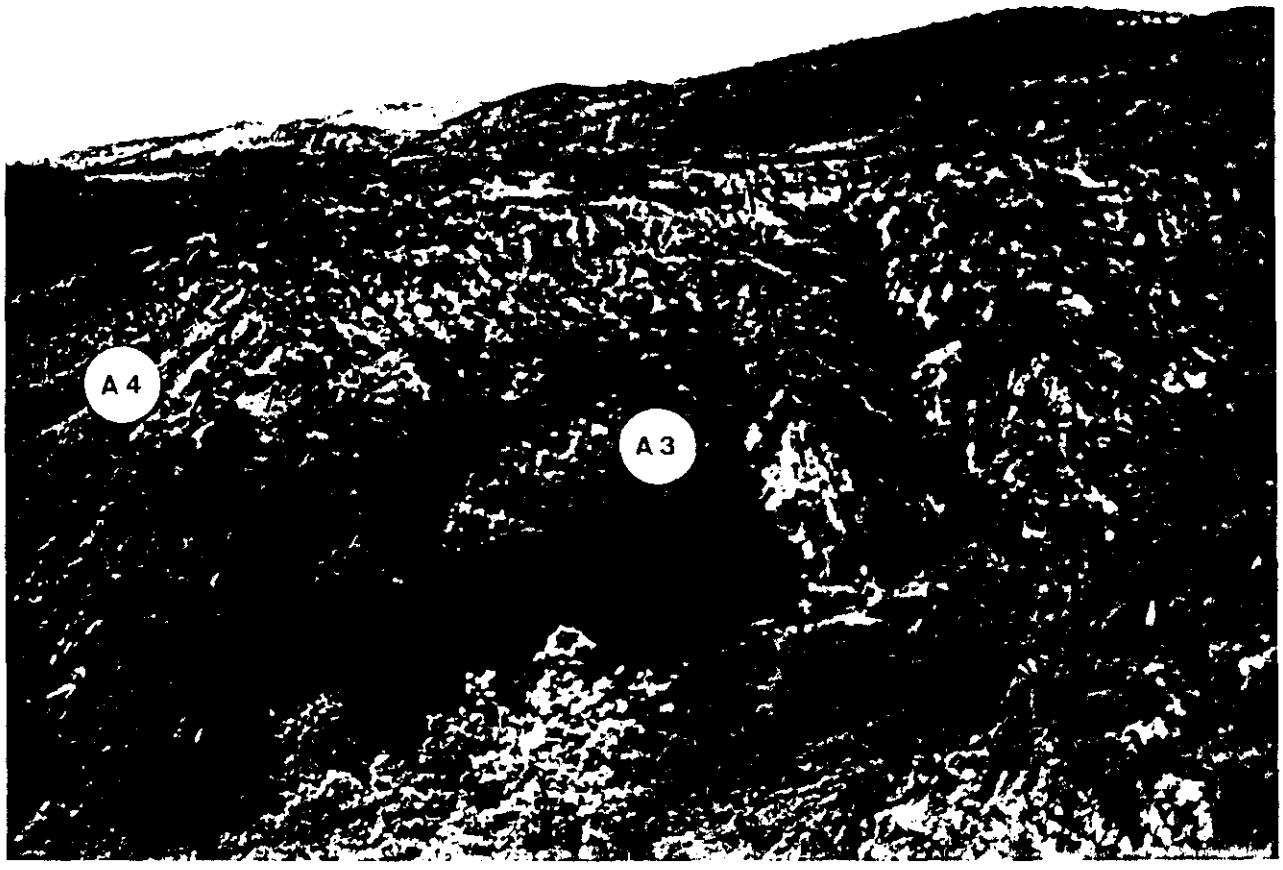
En resumen, en un corte de todo el flanco sur (fig. 12) existiría un área (localizada aproximadamente entre el Arroyo del Agua y Majada Blanca), donde la unidad no estaría representada. Existe pues una única superficie de discontinuidad que representa tanto a la superficie 12 como 13 y que hacia los extremos del área mencionada se separa en dos, tanto hacia el este como al oeste.

En el flanco norte, las discordancias que limitan la unidad se mantienen paralelas. Internamente la disposición de las capas es semejante al flanco sur, destacando como puntos de observación los localizados en la columna de Valdearcos (ver apéndice II columna Valdearcos, tramos 43 al 52) y la vertical de Lomillo (fig. 17).

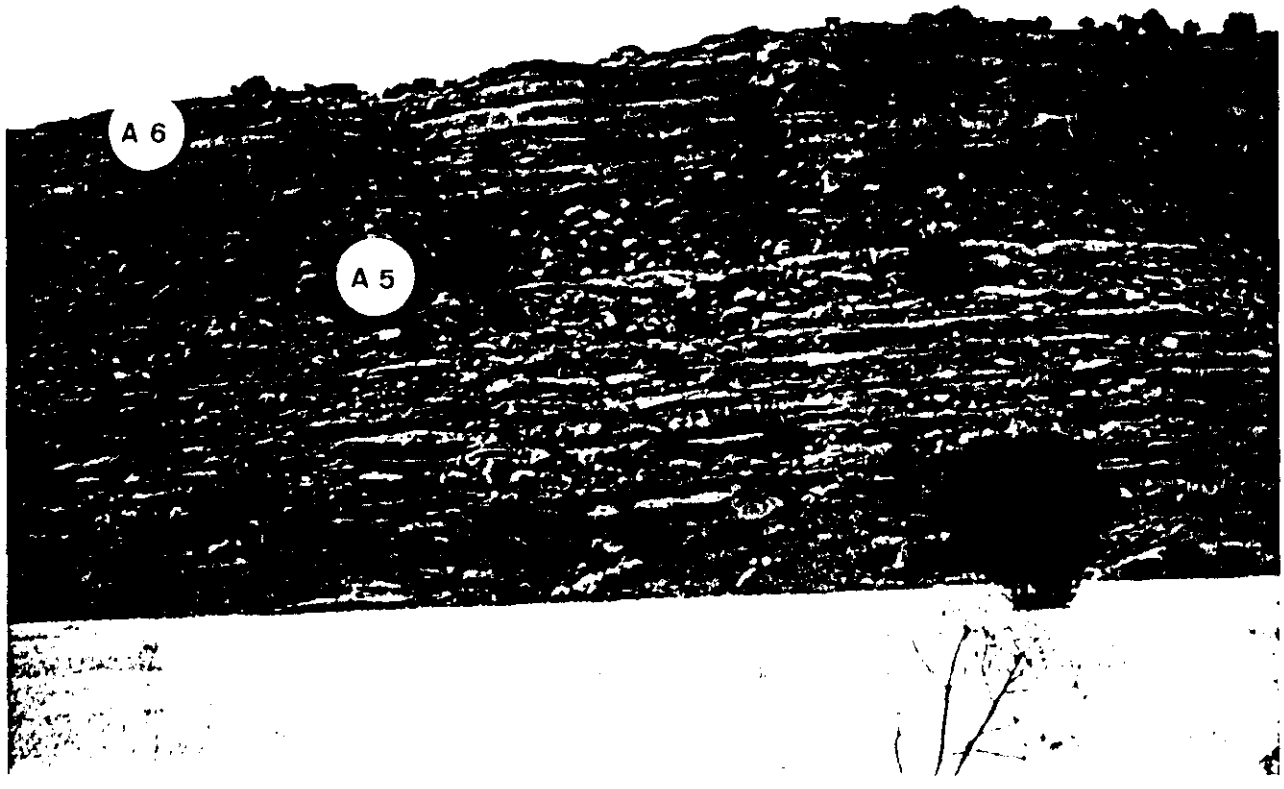
4.- Extensión

La unidad se encuentra presente en casi todo el área de trabajo a excepción del sector de Cercadillo (fig. 21) y una pequeña zona comprendida entre el Arroyo del Agua y la vertical de Majada Blanca (figs. 12 y 15).

En los mapas de isopacas (fig. 21 a y b), se aprecian claramente las dos áreas mencionadas anteriormente. Se observa también que como para la unidad anterior, se localiza la misma lineación NO-SE



LAMINA II: A: Unidades A3 y A4, en la vertical de Majada Blanca. Se observa el contacto discordante entre ambas.



B: Se observa la alternancia de areniscas y lutitas que componen la unidad A5 y el contacto con A6, que en este área es fundamentalmente arenosa (Alcolea de las Peñas).

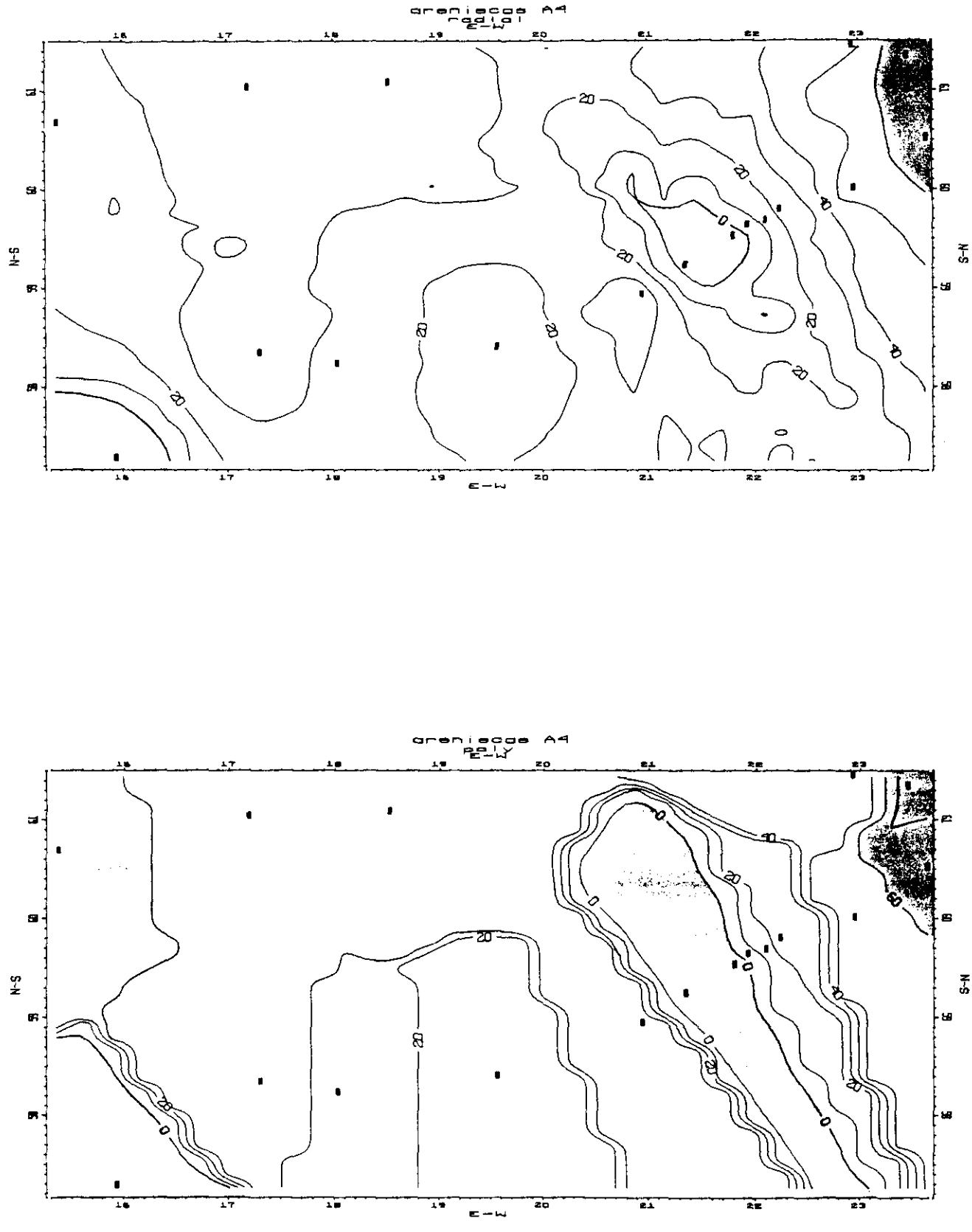


Fig. 21: Mapas de isopacas de la unidad A4. A: Método radial. B: Método poligonal.

en el extremo suroccidental, que representa también para esta unidad el límite de extensión de la sedimentación. Podemos barajar de nuevo, las dos posibilidades apuntadas para la unidad anterior:
- el bloque suroccidental permaneció diferencialmente elevado durante la historia sedimentaria de las unidades C, A1, A2, A3 y A4.
- el sistema de fracturación representado por esta lineación sufrió, entre la unidad A3 y A4 una nueva reactivación, elevándose diferencialmente el bloque situado al O de la fractura.

Respecto al área de Arroyo del Agua - Majada Blanca, es decir en el otro sector donde no existe la unidad A4, se observa en la figura 21a la morfología en planta (ligeramente elongada) y la orientación NO-SE de las lineaciones marcadas por los distintos espesores que la limitan. Lineaciones coinciden con las observadas en las figura 18 (unidad A2), y figura 20 (unidad A3), y corresponderían a los sistemas de fracturación ya mencionados para unidades anteriores. Estos sistemas sufrirían una reactivación entre A3 y A4 produciendo una pequeña elevación diferencial donde la sedimentación de A4 quizás no se produjo o lo hizo de forma muy limitada, siendo erosionada con anterioridad a la sedimentación de A5.

5.- Espesor

El espesor máximo de la unidad se registra al NO de Riba de Santiuste (77 m). Las potencias mínimas se localizan en el barranco situado en la vertical de Cabeza Gorda y el Arroyo de Santo Domingo en el flanco sur (fig. 21). En el flanco norte se registran escasas variaciones de espesor, permaneciendo este casi constante. En el flanco sur, las variaciones de espesor son en cambio muy acusadas (fig. 21).

3.3.6. Areniscas (A5)

1.- Litología y estructuras

La unidad está constituida por una alternancia de areniscas y lutitas rojas (Lámina II B). El tamaño conglomerado está también representado aunque en menor proporción. Las areniscas presentan dos tamaños de grano característicos: areniscas rojas de grano medio con cantos de cuarcita (4-6 cm) dispersos o en hiladas y, ocasionalmente, areniscas con abundantes cantos. El otro tamaño de grano corresponde a areniscas ocres y rojas de grano fino, sin cantos. Las areniscas de grano medio presentan estratificación cruzada de surco y laminación paralela. Las de grano fino presentan también laminación paralela y estratificación cruzada de surco a media escala, estratificación cruzada debida a dunas y laminación debida a "ripples".

Dentro de esta unidad, las lutitas representan un importante volumen de sedimentos. Son lutitas rojas, en ocasiones arenosas y con laminación debida a "ripples" o masivas. Existen niveles intercalados de areniscas de grano muy fino y abundantes micas, con geometrías y espesores variados.

Los conglomerados con extensión local dentro de la unidad, presentan gran variedad. En un primer tipo, podemos considerar los pequeños niveles lenticulares interestratificados con las areniscas de grano medio (espesores entre 2,5 m y 40 cm). Son conglomerados de cantos angulosos o subangulosos de cuarzo y cuarcita. La matriz está constituida por areniscas de grano medio-grueso y los cantos se encuentran en contacto.

Un segundo tipo corresponde a conglomerados "matrix-supported" que pueden alcanzar localmente espesores importantes y que constituyen una alternancia irregular con areniscas y lutitas rojo oscuro y morado. Los cantos son de cuarzo, metacuarcita y en menor proporción pizarra y en general angulosos, subangulosos o subredondeados. El centil alcanza los 25 cm. La matriz, muy abundante, puede estar constituida por areniscas moradas de grano grueso, con abundantes fragmentos de roca o corresponder a lutitas arenosas moradas, donde en ocasiones se observan agregados de lutitas. Estos conglomerados "matrix-supported" presentan nula o escasa organización, apreciándose sólo ordenación en algunos niveles superiores. La bioturbación y las huellas de procesos edáficos son muy abundantes, sobre todo en los niveles superiores.

El último tipo de conglomerados corresponde a brechas de cuarzo, cuarcita y en menor proporción de esquisto y pizarra. Los cantos son subangulosos o angulosos con centil 30 cm y moda de 2-3 cm. Aparecen recubiertos por una película ferruginosa. La matriz es abundante y de naturaleza areno-arcillosa. El aspecto general es masivo y desordenado.

2.- Límites

La unidad es discordante con respecto a la areniscas infrayacentes A4 apoyandose localmente en A3 e incluso en el Paleozóico. El limite superior es discordante respecto a A6.

3.- Geometría

La geometría de la unidad es compleja por las distintas discordancias internas que presenta.

En el sector oriental del flanco sur, es posible diferenciar una única discordancia interna (superficie 16). Esta discordancia se localiza en la parte superior de la unidad (fig. 12), aunque no se observa la disposición que adopta con respecto a la superficie límite de la unidad. La disposición interna de las capas sólo se observa en la cuña inferior, donde adoptan geometría en "onlap" (fig. 15).

En el sector occidental, hay que destacar la existencia de un tramo de conglomerados, limitado por las superficies 14 y 15. Esta cuña pierde espesor progresivamente hacia el este (Río Alcolea) (fig. 19), hasta desaparecer y con seguridad no alcanza el barranco de Santo Domingo (ver mapa apéndice I y fig. 12). En el área de Cercadillo existen también pequeños depósitos de brechas (1 a 6 m de espesor), que se encuen-

tran adosados al Paleozoico y presentan geometrías muy irregulares.

En el flanco norte ambos sectores, oriental y occidental (ver mapa apéndice I y fig. 13), presentan también claras diferencias.

En el sector oriental, la unidad A5 aparece dividida por medio de una discordancia interna equivalente a la observada en el flanco sur (superficie 16), en dos cuñas de sedimentos. En la cuña inferior (superficies 13 y 16), las capas superiores adoptan una geometría en "offlap", mientras que en los niveles inferiores es difícil precisar su disposición con respecto a las discordancias mayores. El punto óptimo de observación de esta geometría se localiza en la vertical de los Corrales el Portillo (ver mapa apéndice I) . En la cuña superior (fig. 17, superficies 16 y 17), las capas inferiores se disponen en "onlap" mientras que las superiores lo hacen en "offlap". El punto óptimo de observación es en este caso la vertical de los Corrales el Cello (ver mapa apéndice I).

En el sector occidental, entre los de Corrales de Peña Hermosa y Alcolea de las Peñas, la unidad A5 muestra importantes variaciones. Destaca en primer lugar una cuña de conglomerados (equivalente a la existente en el sector occidental del flanco sur), que reduce su espesor hacia el este. En las proximidades de los Corrales de Peña Hermosa, donde el espesor de la unidad es máximo (35 m), la cuña de conglomerados erosiona la discordancia inferior (superficie 13), y parte de la unidad infrayacente (areniscas A4). La desaparición de los conglomerados se produce en aproximadamente 2 km. En la columna de Valdejudíos (ver apéndice II), el espesor es de 2 m, desapareciendo poco después. Sobre esta cuña de conglomerados (fig. 13), se localiza la discordancia interna identificada en el sector oriental (superficie 16).

4.- Extensión

La unidad A5 se encuentra representada en todo el anticlinal, pero no sucede lo mismo con las distintas cuñas sedimentarias que se intercalan dentro de ella. En el flanco sur, al norte de Cercadillo, sólo existe registro de la parte superior de la unidad. Los sedimentos de la cuña de conglomerados y las areniscas de la parte inferior de la unidad, podrían estar sustituidos por los depósitos locales de brechas y costras ferruginosas localizadas a lo largo de la Loma de Valdejudíos (ver mapa apéndice I y apéndice II, columna Cercadillo).

Hay que destacar también que la cuña de conglomerados sólo está presente en la mitad occidental del área estudiada.

Las tendencias estructurales que se infieren del reparto de los espesores en los mapas de isopacas de la unidad (fig. 22) son menos claras pero semejantes a las observadas para unidades anteriores. Cabe destacar sin embargo que la lineación NO-SE del sector oriental aparece reflejada de alguna forma, localizándose los mayores espesores al este de esta lineación.

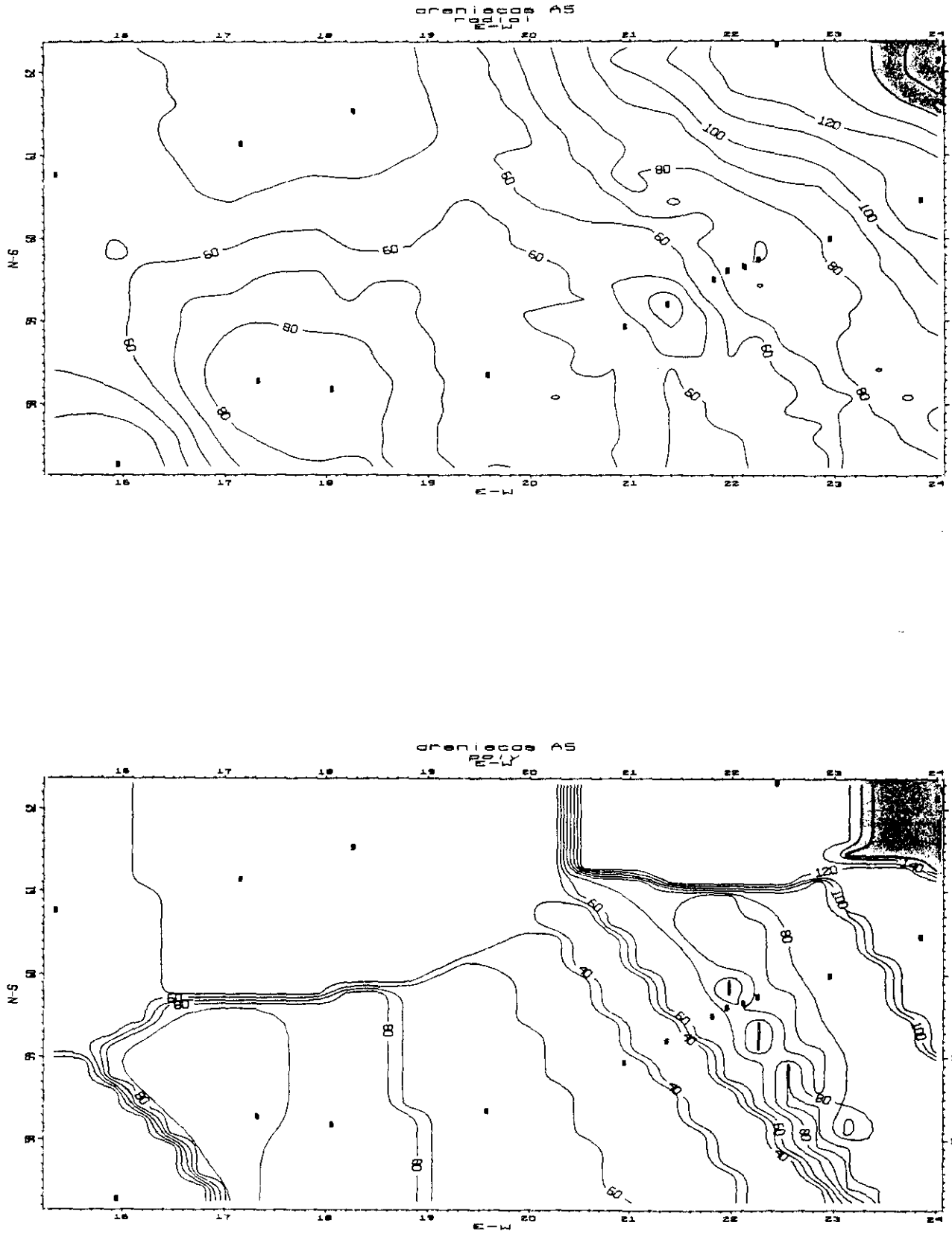


Fig. 22: Mapas de isopacas de la unidad A5. A: Método radial. Método poligonal.

El bloque suroccidental que para todas las unidades anteriores había constituido el límite de la sedimentación, es sobrepasado por los materiales de la parte superior de A2. Sin embargo, la presencia de la lineación NO-SE y la observación del mapa, permiten deducir que para los primeros episodios sedimentarios de la unidad A5, el bloque actuaba aún como umbral y sólo los términos finales de la sedimentación sobrepasaron este umbral (fig. 22).

El área del Arroyo del Agua - Majada Blanca, que para la unidad A4 actuó como alto relativo en el interior de la subcuenca, deja de serlo para la unidad A5. Por tanto, esta unidad se apoya directamente sobre la unidad A3 en este sector.

5.- Espesor

El espesor máximo se registra en las columnas Valdearcos y los Corrales (129-155 m). Los espesores mínimos se localizan en el flanco sur, en la vertical de Cabeza Gorda y Cercadillo (26 y 20 m respectivamente), y en la sección de Alcolea de la Peñas (50 m). La figura 22 muestra las variaciones de espesor y distribución de la unidad.

3.3.7. Areniscas (A6)

1.- Litología y estructuras

La unidad está constituida por una alternancia irregular de areniscas y lutitas.

Las areniscas son ocres o rojas, en general de grano medio, e incluyen cantos blandos y/o de cuarcita, dispersos o como depósitos de "lag". Localmente se alcanza el tamaño conglomerado, bien en pequeños niveles (decenas de cm), o como areniscas con muchos cantos. Fundamentalmente presentan estratificación cruzada de surco de escala variable y laminación paralela. Las lutitas son rojas, en ocasiones arenosas y más frecuentemente micáceas. Presentan laminación debida a "ripples" o son masivas. En general, presentan intercalaciones de areniscas de grano muy fino y espesores centimétricos.

En algunos niveles de areniscas y más frecuentemente, en los niveles de lutitas, destaca la presencia de concentraciones de carbonatos, de aspecto noduloso y pseudonoduloso. Estos nódulos carbonatados muestran desarrollo con tendencia vertical y formas prismáticas. Es frecuente también encontrar glaébulas de carbonatos. Estas concentraciones aparecen junto con decoloraciones o alteraciones del color, tanto en las areniscas como en las lutitas.

2.- Límites

La unidad A6 es discordante respecto a las areniscas A5 infrayacentes; el límite superior es también

una discordancia con la unidad de areniscas A7 (Lámina III A).

3.- Geometría

En el sector oriental del flanco sur, la unidad está formada por una serie de cuñas de sedimentos (figs. 12 y 15), que muestran geometría de "offlap" (Lámina III A) y cuyo límite superior lo constituye un nivel de nódulos carbonáticos de desarrollo vertical (fig. 12). Este nivel de nódulos verticales de carbonato se encuentra situado inmediatamente por debajo de la discordancia límite superior en una amplia extensión del área estudiada (ver mapa apéndice I). En los afloramientos situados al este de Majada Blanca es posible observar esta geometría con detalle (fig. 15). En los puntos situados más al este, el nivel de carbonatos verticales está erosionado por la discordancia superior. Todas las cuñas muestran la misma disposición interna de capas con geometría de "onlap".

En el sector occidental, sólo ha sido diferenciada una superficie interna (figs. 12 y 19), no siendo posible precisar con mayor detalle la geometría de las capas. En este sector, falta el nivel carbonatado que se sitúa inmediatamente debajo de la discordancia.

En el flanco norte, la unidad A6 parece presentar al menos dos cuñas de sedimentos (fig. 13). En la vertical de los corrales el Cello (ver mapa apéndice I y fig. 17), la cuña superior (superficies 19 y 22), presenta una disposición interna de las capas en "offlap". Hay que destacar que no se ha localizado en ninguno de los sectores del flanco norte un nivel de nódulos carbonatados en posición similar al del flanco sur.

4.- Extensión

Esta unidad se encuentra presente en todo el anticlinal. Los mapas de isopacas (fig. 23), muestran sin embargo las mismas lineaciones NO-SE observadas en anteriores unidades. Estas lineaciones marcadas por diferencias acusadas de espesor, reflejan en parte la disposición de los sistemas de fracturación, que condicionaron la sedimentación.

Hay que destacar que la línea NO-SE que hasta ahora siempre aparecía en el extremo suroccidental, ya no existe para esta unidad A6. Esto indica que la sedimentación se ha generalizado y todos los relieves han sido definitivamente sobrepasados.

5.- Espesor

Tanto el máximo como el mínimo espesor, se localizan en el flanco sur. El máximo está en el área de Riba de Santiuste (223 m) y los mínimos en el barranco situado en la vertical de Cabeza Gorda y en el Arroyo de Santo Domingo (40 y 49 m, respectivamente) (fig. 23).

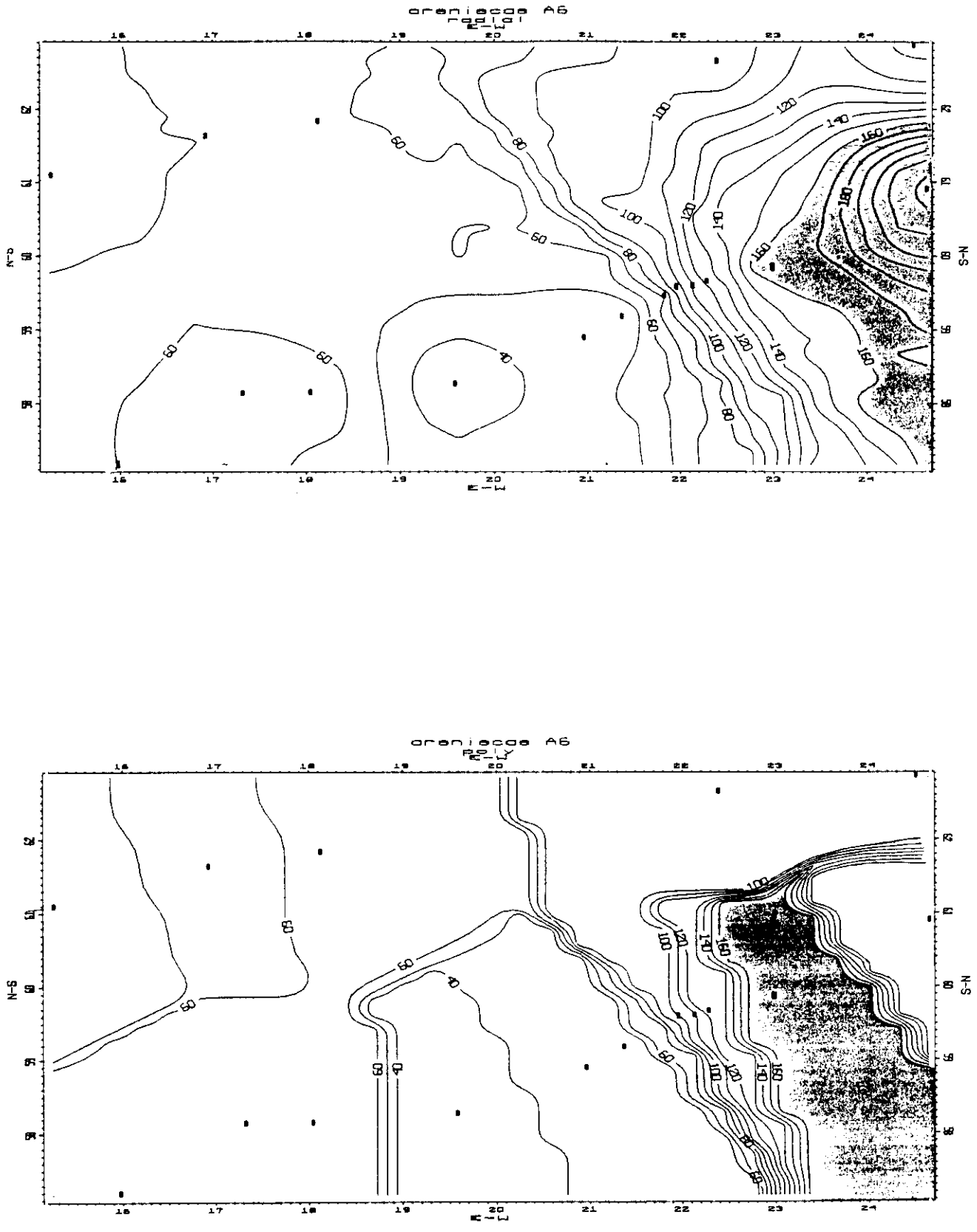


Fig. 23: Mapas de isopacas de la unidad A6. A: Método radial. B: Método poligonal.

3.3.8. Areniscas (A7)

1.- Litología y estructuras

Se trata de una alternancia de areniscas ocres o rojas y lutitas rojas.

Las areniscas predominan en la parte inferior y son rojas o más frecuentemente ocres y de cualquier tamaño de grano, aunque las de grano medio son las más abundantes. Existen niveles con cantos blandos y de cuarcita. Estos últimos aparecen como "lag" o dispersos, constituyendo en ocasiones areniscas con muchos cantos (centil 10 cm, media 5 cm). Predomina la estratificación cruzada de surco y la laminación paralela. En las areniscas con tamaño de grano fino y muy fino la laminación suele ser debida a "ripples".

El tamaño conglomerado está presente, bien formando parte de areniscas con cantos abundantes, bien como niveles de hasta 6 m de espesor. En este último caso se trata de conglomerados "clast-supported", con cantidades variables de matriz. La matriz está constituida por areniscas rojas de grano medio y grueso. Los cantos son de cuarzo y metacuarcita, subredondeados o subangulosos, con centil de 15 cm y media de 4-6 cm. Presenta estratificación horizontal, cruzada planar o menos frecuentemente, cruzada de surco.

Las lutitas son rojas y en menor proporción verdes, pudiendo ser arenosas. Son el término predominante en los niveles superiores de la alternancia, donde apenas existen algunos niveles centimétricos de areniscas de grano muy fino con "ripples".

Igual que en las areniscas A6, aparecen niveles de nódulos carbonatados con formas prismáticas y desarrollo vertical. Estos nódulos se desarrollan preferentemente sobre las lutitas, aunque es posible encontrarlos en areniscas. Suelen estar acompañados de decoloraciones y glaébulas de carbonato.

2.- Límites

El límite inferior de la unidad es discordante con respecto a las areniscas infrayacentes A6, de las que se encuentra separado por una superficie claramente erosiva (superficie 22). El límite superior está constituido por los primeros carbonatos en facies Muschelkalk (ver mapa apéndice I).

3.- Geometría

La unidad en conjunto presenta un ligero acuñamiento desde el sector este hacia el centro del anticlinal (Río Alcolea y vertical de Cabeza Gorda), observándose una disposición semejante en el sector occidental, pero con sentido inverso. La disposición interna que las capas muestran en el sector oriental

del flanco sur, es de "offlap" (en sentido oeste), mientras que en el sector occidental, se observa esta misma geometría en "offlap", pero con sentido este (figs. 15 y 19).

En el flanco norte, debido a la mala calidad de los afloramientos, no ha sido posible reconocer cómo se disponen las capas en el interior de la unidad.

4.- Extensión

La unidad A7 se encuentra presente en todo el anticlinal. Los mapas de isopacas (fig. 24), no muestran tan claramente como en las unidades anteriores la existencia de lineaciones que pudieran ofrecer información adicional acerca de la geometría y cinemática de la subcuenca. La sedimentación se encuentra ya en esta unidad totalmente generalizada y aunque se aprecia una cierta tendencia NO-SE en la disposición de los máximos espesores, ésta no es clara.

5.- Espesor

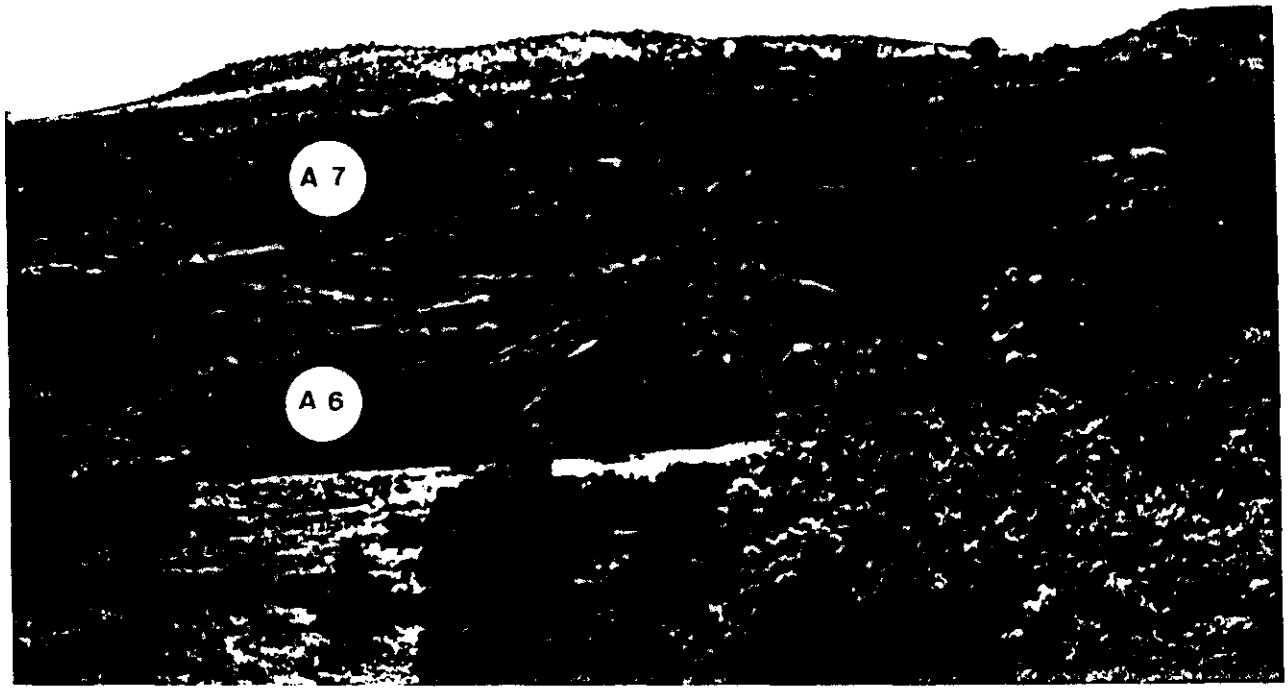
Los máximos espesores se encuentran en las columnas de Riba de Santiuste y los Corrales la Viña (fig. 24), con 63 m y 74 m respectivamente, ambas situadas en las proximidades del eje del anticlinal. El espesor mínimo se localiza en el flanco sur en las columnas de Alcolea-1 y Alcolea-2, con 13 m, y Cercadillo, con 14 m.

En la lámina III B puede observarse una vista general de las unidades A2, A3, A4, A5, A6 y la parte inferior de A7, en el sector norte.

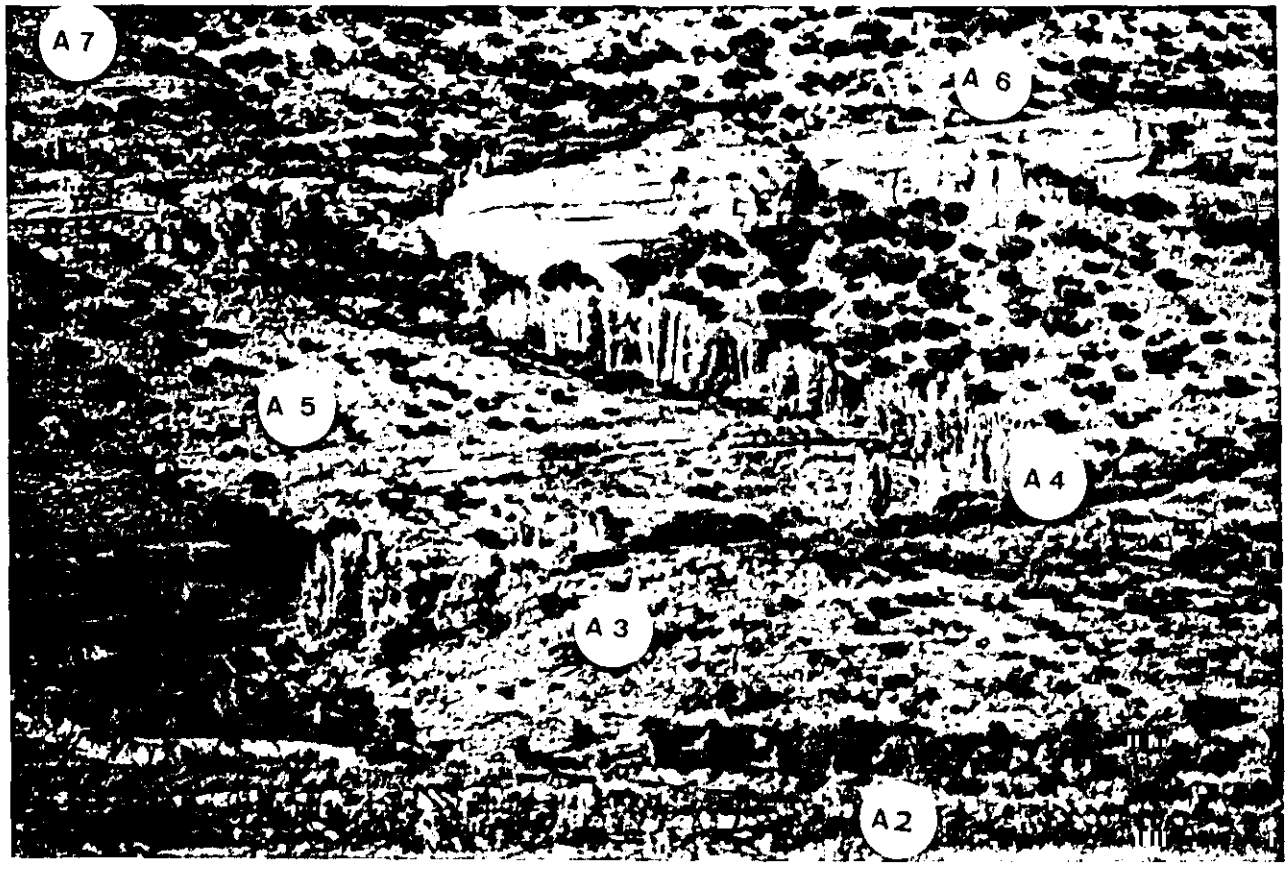
3.4. CORRELACIONES ESTRATIGRAFICAS Y DISCUSION DE LA EDAD DE LAS UNIDADES

Una vez establecidas con carácter informal las unidades litológicas del Buntsandstein y analizadas con detalle sus características geométricas y las variaciones laterales que presentan, es necesario intentar su correlación con otras áreas de la Cordillera Ibérica mejor conocidas, desde el punto de vista lito y cronoestratigráfico. El objetivo que se persigue es doble. En primer lugar, obtener más datos sobre la geometría de las unidades que componen la sucesión del Buntsandstein y por tanto acerca de la distribución del relleno sedimentario de la cuenca triásica a un escala más amplia. En segundo lugar, establecer hipótesis razonables sobre la edad de este conjunto de materiales detrítico-terrígenos, en los que difícilmente se encuentran restos fósiles que permitan establecer una cronoestratigrafía precisa.

Por otra parte, debido a que los criterios utilizados en este trabajo para definir las unidades, son diferentes a los que se han utilizado hasta ahora por los investigadores que han trabajado en este área, se hace necesario discutir las relaciones de equivalencia que existen entre las unidades ya establecidas y



LAMINA III: A: Unidad A6. Puede apreciarse el límite superior de esta unidad discordante con A7. La geometría de las capas es de "offlap" en relación con la discordancia superior.



B: Vista general de las unidades A2, A3, A4, A5, A6 y parte inferior de A7, en el sector nororiental.

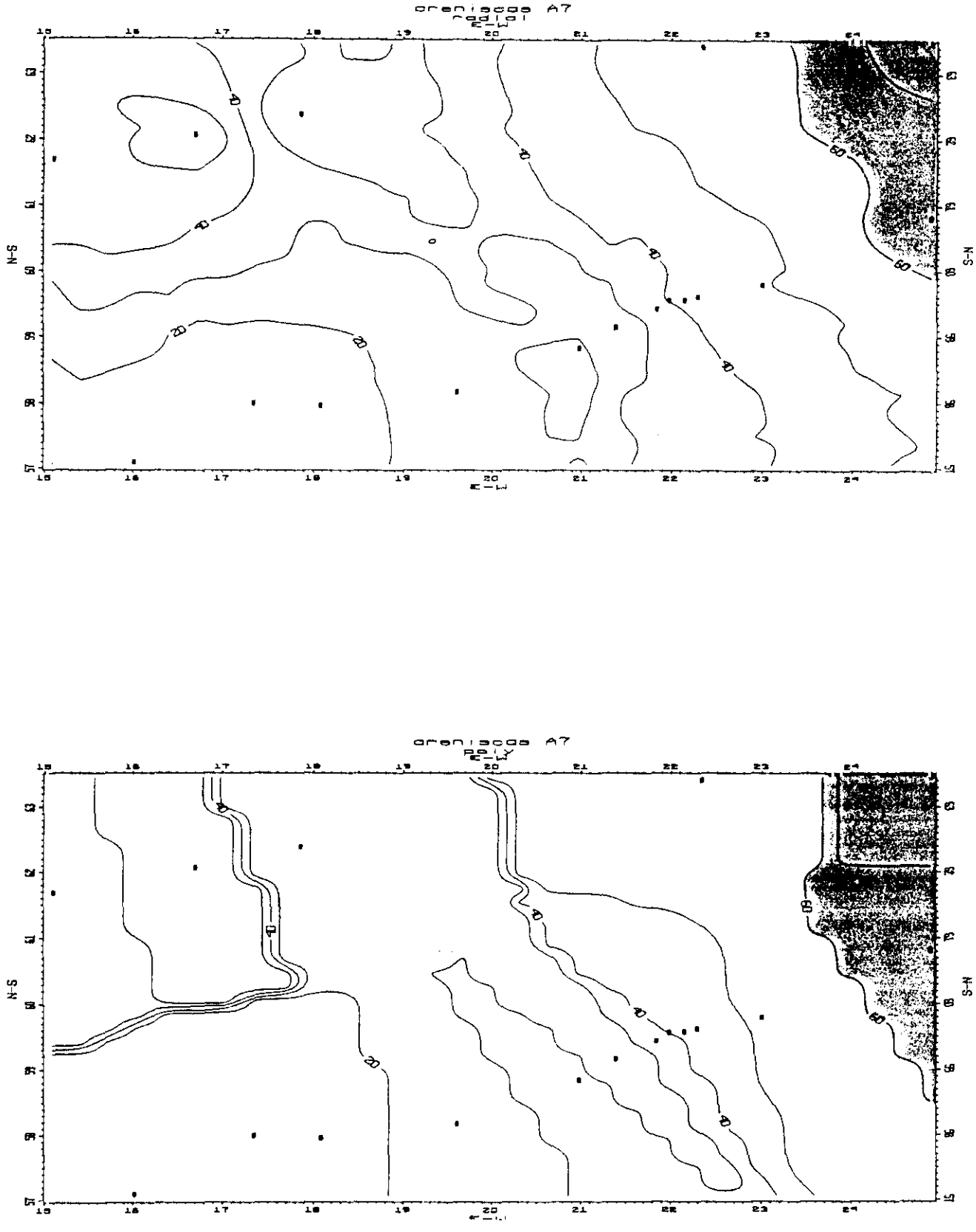


Fig. 24: Mapas de isopacas de la unidad A7. A: Método radial. B: Método poligonal.

las que aquí se proponen.

La figura 25, representa un intento de correlación entre las unidades litoestratigráficas definidas por HERNANDO (1977 y 1980), para la región de Atienza, las establecidas por SOPEÑA (1979) y GARCIA-GIL (1989), en el sector de Riba de Santiuste, las definidas por RAMOS (1979), en la región de Molina de Aragón y las unidades separadas por discontinuidades propuestas en este estudio.

Como se deduce fácilmente de un primer análisis de esta figura, la correlación no es sencilla, debido por una parte a las grandes variaciones de potencia que experimenta el Buntsandstein y por otra al hecho de que las discordancias que separan las unidades en el sector estudiado, son de carácter local o no han sido reconocidas hasta ahora en otras áreas. Sólo GARCIA-GIL (1989), situó una discontinuidad importante en la base de los "Limos y areniscas abigarrados de Torete" que afloran en esta región. Si se comparan las columnas tipo de Atienza y del río Arandilla (Molina de Aragón), con la obtenida en Riba de Santiuste, la correlación resulta muy problemática y casi imposible con los datos disponibles.

Sin embargo, la cartografía de detalle realizada (ver mapa apéndice I) y los datos que aportan los sondeos de los alrededores de Sigüenza, permiten resolver en gran parte estos problemas. En la cartografía, debido a las buenas condiciones de afloramiento, se comprueba sin ninguna duda que la reducción de espesor que experimenta el Buntsandstein en esta zona de borde de cuenca, es debida por una parte a la desaparición de las dos unidades de areniscas A1 y A2 que se apoyan directamente sobre el conglomerado de la base y por otra, a una disminución progresiva hacia el oeste del resto de las unidades distinguidas.

Una vez entendida esta variación de espesor, la correlación con las unidades de HERNANDO (1977 y 1980), resulta más sencilla ya que es posible comparar columnas de potencias similares y además, las unidades distinguidas por este autor, pueden seguirse cartográficamente sin mucha dificultad. El "Conglomerado del Río Pedro" es equivalente a la unidad C, aunque con un espesor mucho más reducido. Las unidades A3, A4, A5 y A6, equivalen a las "Areniscas del río Pedro", el "Conglomerado de Termancia" se situaría en la base de la unidad A7 y las "Areniscas de Termancia", equivaldrían al resto de la Unidad A7. A partir de estos datos, sería de gran interés para futuras investigaciones, revisar los contactos en la zona noroccidental de la Cordillera Ibérica, entre los "Conglomerados del Río Pedro" y las "Areniscas del Río Pedro" y entre estas últimas y los "Conglomerados de Termancia". El objeto, sería comprobar la existencia o no de discontinuidades importantes e incluso discordancias angulares como las que existen en la zona aquí estudiada. Las variaciones de espesor que se observan en algunas de las unidades distinguidas al comparar las columnas de Atienza (HERNANDO, 1977) y Río Alcolea, se interpretan como producidas por un subsidencia diferencial del basamento. Este hecho es muy común esta región, como se vera más adelante en el capitulo de análisis de la subsidencia.

Por último, las "Lutitas de Cuevas de Ayllon" de HERNANDO (1980), corresponden a los "Limos

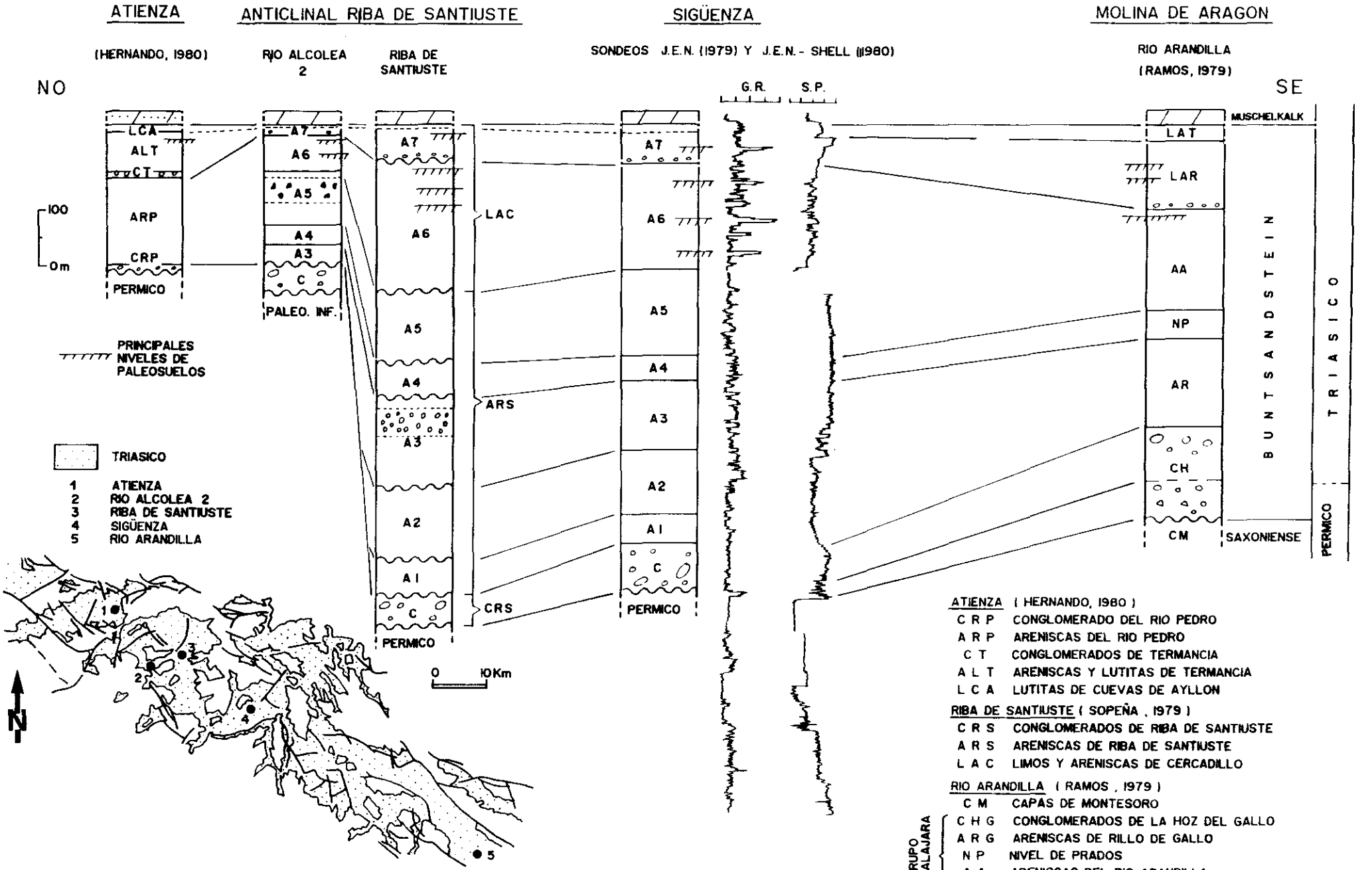


Fig. 25: Gráfico de correlación estratigráfica entre las unidades establecidas en el área estudiada y las propuestas por otros autores en zonas adyacentes. Se han incluido en esta correlación los sondeos Sigüenza 44-3 (JEN-SHELL, 1979) y Sigüenza 50-12 (JEN, 1980).

y areniscas abigarrados de Torete". Esta unidad, definida por RAMOS (1979) para el sector de Molina de Aragón, ha sido extendida a esta región por GARCIA-GIL (1989). Corresponde a las facies que se sitúan inmediatamente por debajo del Muschelkalk y en el área estudiada presentan muy poco espesor.

La equivalencia con las unidades establecidas por SOPEÑA (1979), no plantea ningún problema ya que este autor, utilizó como secciones tipo para la definición, las columnas levantadas precisamente en el área que aquí se estudia. Por lo tanto, en la figura 25, quedan perfectamente reflejadas estas equivalencias y no necesitan mayor análisis.

Existe más dificultad al establecer las comparaciones con la región de Molina de Aragón. Sin embargo, las correlaciones con este área son muy necesarias ya que esta zona es de referencia obligada por dos razones. La primera, es que en ella están definidas las unidades de carácter formal para el Buntsandstein de una gran parte de la Cordillera Ibérica (Grupo Guadalajara). La segunda, es que en esta región, existen varios trabajos de gran interés, acerca de las edades que pueden atribuirse a las distintas unidades triásicas y además, la única escala magnetoestratigráfica disponible actualmente para el Triásico de la Península (TURNER et al., 1989).

La correlación sería también muy difícil, si no se dispusiera de los sondeos de Sigüenza. En la figura 25, se ha representado la interpretación realizada en función de los distintos registros disponibles. Mayor detalle de esta interpretación, se incluye en el apéndice II. Estos sondeos tienen además la ventaja de haberse realizado con testigo continuo y permiten por tanto un buen control de la litología.

Como se observa en la figura mencionada, existe una progresiva disminución de potencia de las facies Buntsandstein hacia el oeste, desde la columna del río Arandilla hasta Riba de Santiuste. En el sondeo de Sigüenza se identifican bien las tres unidades inferiores de RAMOS (1979), "Conglomerados de la Hoz del Gallo", "Areniscas de Rillo" y "Nivel de Prados". Además estas unidades se reconocen también en el anticlinal de Riba de Santiuste aunque con características algo diferentes. En los "Conglomerados de la Hoz de Gallo" no se reconoce el tramo inferior en el que RAMOS y DOUBINGER (1977)), encontraron microflora del Pérmico Superior y cuyas características sedimentológicas son bastante diferentes del tramo superior. Por tanto, la unidad C aquí propuesta, sería equivalente sólo a la parte superior de la unidad de RAMOS (1979). Es interesante resaltar que el techo de esta unidad en la región estudiada, es una discontinuidad importante que se manifiesta como una discordancia angular. Esta discordancia no ha sido reconocida hasta el momento en otras áreas de la Cordillera Ibérica, pero si se han citado "costras" ferruginosas muy bien desarrolladas en el techo de estos conglomerados, en la Sierra de Caldereros y en la Sierra de Albarracín (PEREZ-ARLUCEA, 1985). Por tanto, esta discontinuidad, aunque con características diferentes, parece estar presente en amplios sectores de la Cuenca triásica.

Otra unidad que se reconoce bien, en la región estudiada es el "Nivel de Prados". Sus características litológicas y sedimentológicas permiten identificarla con bastante facilidad y equivaldría a

la unidad A4 de las que aquí se proponen. Por otra parte esta identificación permite correlacionar las "Areniscas de Rillo", con un conjunto formado por las unidades A1, A2 y A3 (fig. 25). Las discontinuidades que las separan y el nivel de conglomerados que se intercala en la unidad A3, serían entonces de carácter local ya que en el resto de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, estas areniscas, no presentan ninguna interrupción sedimentaria importante que pueda ser identificada como correlativa con alguna de ellas y los niveles de conglomerados que ocasionalmente se intercalan en esta unidad parecen tener siempre un carácter local.

El límite entre las "Areniscas del río Arandilla" y los "Limos y areniscas de Rillo", se ha situado en la base de la unidad A7. Además de las comparaciones litológicas y sedimentológicas, los criterios utilizados para esta correlación han sido dos. En primer lugar, la existencia de un importante nivel de origen edáfico en el techo de la unidad A6 que se reconoce muy bien en bastantes localidades, como por ejemplo en Sigüenza (ALONSO, 1981), Riba de Saelices (RAMOS 1979), Río Arandilla (SANCHEZ-MOYA et al., 1989) y en la cartografía realizada (ver mapa apéndice 1). En segundo lugar la existencia en la base de la unidad A7 de un nivel de conglomerados que marca una reactivación importante en el aporte de sedimentos y que fue precisamente el criterio utilizado por (RAMOS, 1979), para definir el límite inferior de la unidad "Limos y areniscas de Rillo", en la región de Molina de Aragón.

Por último, la identificación y correlación de los "Limos y areniscas abigarrados de Torete" y de las facies Muschelkalk, no ofrece dificultad alguna, después de los trabajos de GARCIA-GIL (1989) ya que estas unidades fueron perfectamente identificadas y seguidas en ese estudio.

Con respecto a la edad de las unidades que componen la sucesión del Buntsandstein, conviene recordar previamente, la gran dificultad que existe siempre que se trata de abordar este problema. Las dificultades para establecer una cronoestratigrafía precisa para el Triásico de la Península, han sido analizas por numerosos autores, desde que VIRGILI en 1958 estudio con detalle esta problemática en el Triásico de Cataluña y realizó algunas comparaciones con el resto de España. Todos ellos coinciden en que escasez de fósiles en la mayoría de las facies triásicas hacen muy difícil resolver estos problemas.

Sin embargo, los numerosos trabajos realizados en los últimos quince años sobre el Triásico de la Península y sobre todo la aplicación de técnicas como la palinología y la magnetoestratigrafía, han aportado datos que unidos a los proporcionados por los diferentes yacimientos de fauna que existen, permiten realizar nuevas asignaciones de edad muy interesantes. La cronoestratigrafía así elaborada, aún no teniendo la precisión deseada, si es suficiente para intentar abordar otro tipo de estudios, como son por ejemplo el análisis de la subsidencia de la cuenca. Resulta evidente que este tipo de análisis, serán más refinados cuanto mejor se conozca la edad de los sedimentos pero con datos disponibles ya pueden intentarse con cierta garantía.

Las dataciones que existen específicamente en la región aquí estudiada, están contenidas sobre, todo en los trabajos de DOUBINGER et al. (1978), SOPEÑA (1979) y GARCIA-GIL (1989) y son funda-

mentalmente trabajos palinológicos. En este sentido, de las 53 muestras analizadas por nosotros, en sólo 4 se ha encontrado polen y esporas, pero el mal estado de conservación de la materia orgánica no permite una clasificación y no es posible aportar nuevos datos a los ya existentes. Por lo tanto, las edades que se utilizan, son las propuestas en los trabajos mencionados y las deducidas de las correlaciones con áreas próximas, donde existen otro tipo de datos como los magnetoestratigráficos (TURNER et al., 1989).

Teniendo en cuenta todo lo expuesto hasta ahora y el conjunto de datos disponible, se pueden hacer las siguientes consideraciones con respecto a la edad del Triásico que aflora en el área estudiada:

-Las facies Buntsandstein abarcan el Triásico inferior,el Anisiense y parte del Ladiniense.

-Teniendo en cuenta que en este área, no existe el tramo inferior de conglomerados que en Molina de Aragón contiene microflora thuringiense, la edad del comienzo de la sedimentación de la unidad C de conglomerados, es con toda probabilidad Triásico inferior. Por lo tanto en este caso, la discordancia basal, separa el Triásico inferior de cualquier material más antiguo (Pérmico, Devónico, etc). Además, TURNER et al. (1989) en el área de Molina de Aragón, utilizando datos paleomagnéticos, sitúan el límite entre el Pérmico y el Triásico dentro de los "Conglomerados de la Hoz del Gallo", aproximadamente en el contacto entre los dos tramos de que está compuesta allí esta unidad.

-Por otra parte y tomando en consideración la forma en que se produce la reducción de espesor del Buntsandstein hacia el O (fig. 25 y mapa apéndice I), siempre que exista este conglomerado, el comienzo de la sedimentación del Buntsandstein será seguramente Triásico inferior. Esta afirmación sin embargo, no debe extenderse a otras áreas de la Cordillera Ibérica más alejadas, sin antes realizar las comprobaciones necesarias.

-Las facies Muschelkalk son de edad Ladiniense y con bastante probabilidad el límite con el Karniense se encuentra dentro de ellas como propone GARCIA-GIL en 1989.

-El límite entre el Anisiense y el Ladiniense que RAMOS (1979) situó dentro de los "Limos y areniscas de Rillo", utilizando criterios palinológicos, según las correlaciones realizadas se situaría dentro de la unidad A7.

4. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

4.1. INTRODUCCION

En este apartado, se realiza el análisis sedimentológico, de los materiales que componen las facies Buntsandstein del área estudiada, con el objeto de reconstruir la evolución de los ambientes donde se depositaron estos sedimentos. Este estudio se realizará utilizando los datos procedentes de columnas, paneles de campo, paleocorrientes, etc.

Como se explicó anteriormente en el apartado 3.5. de "Conjuntos litológicos limitados por discordancias", las series estudiadas presentan una gran complejidad, mostrando importantes cambios de espesor y litología, en distancias relativamente cortas. Esto implica la existencia de grandes variaciones en las características y distribución de los medios sedimentarios en que se depositaron estos materiales. Se pretende analizar detalladamente la evolución areal y temporal de los medios sedimentarios, con el fin de asociar los cambios registrados en ellos, con las causas que los produjeron y establecer un modelo de evolución general, en relación con la tectónica activa para este periodo de tiempo.

Para llevar a cabo este trabajo y siguiendo la metodología clásica en el estudio de los medios

sedimentarios, en primer lugar se realiza la descripción de las facies. El término facies, se ha utilizado en el sentido puramente descriptivo de SELLEY (1970) quien las define como "un conjunto de rocas sedimentarias que pueden ser definidas y separadas de otras por su geometría, litología, estrucutras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles". La nomenclatura utilizada en la definición de las facies, está basada en los trabajos de MIALL (1977, 1978). Se han introducido las modificaciones necesarias para su uso en este trabajo.

En segundo lugar y como han señalado ALLEN (1978, 1983); MIALL (1985, 1988); MARZO et al. (1988), las descripciones detalladas de la geometría, organización interna, tamaño y relaciones laterales y verticales de los sedimentos, son los datos absolutamente necesarios para avanzar en el conocimiento del control que los factores alocíclicos y autocíclicos ejercen sobre los sedimentos fluviales. Estos factores determinan la acumulación sucesiva de distintos tipos de secuencias, así como su variación en el tiempo y en el espacio, determinando por tanto lo que se ha denominado arquitectura estratigráfica o arquitectura fluvial en nuestro caso específico.

El análisis de la arquitectura fluvial, ha demostrado ser una herramienta válida para obtener el conjunto de datos necesarios para determinar, no sólo el medio sedimentario, sino también su evolución. Los trabajos de FRIEND et al. (1979), ALLEN (1983), RAMOS y SOPEÑA (1983), BLACKEY y GUBITOSA (1984), RAMOS et al. (1986), MIALL (1988), MARZO et al. (1988), MIALL y TURNER-PETERSON (1989), son un buen ejemplo del empleo de este tipo de metodología.

El análisis de la arquitectura fluvial se ve favorecido en nuestro caso, por la existencia de grandes afloramientos, con fácil acceso y buena exposición, que permiten su estudio mediante fotomontajes obtenidos directamente en el campo. Esta técnica, descrita por ALLEN (1983), ha sido explicada también con detalle en el apartado de metodología.

En el análisis de los fotomontajes y a través de ellos de la arquitectura fluvial, es de gran importancia describir y valorar los acontecimientos representados por los cuerpos sedimentarios y aquellos sucesos que quedan registrados como cicatrices o interrupciones sedimentarias de distinto orden. La caracterización y valoración de estas superficies, aporta importantes datos sobre la evolución de los sistemas fluviales. Así pues, se puede abordar el análisis de la arquitectura fluvial, definiendo los elementos que componen la arquitectura fluvial ("architectural elements"). Según ALLEN (1983), estos elementos son cuerpos sedimentarios de diferentes jerarquías. Individualmente pueden tener geometría de "sheet" o plano paralela, pero interiormente suelen estar constituidos por cuerpos lenticulares interconectados, compuestos a su vez por unidades de sedimentación formadas por una o más facies.

La combinación de los elementos arquitecturales identificados, da lugar a la arquitectura fluvial, cuya variación en el espacio y en el tiempo refleja los distintos tipos de redes de drenaje. En último término el drenaje es la respuesta al control estructural y/o variaciones eustáticas (fluctuaciones del nivel

de base) de la cuenca.

4.2. ANALISIS DE FACIES

En este apartado se describen e interpretan las principales facies que se combinan dando lugar a la arquitectura de los elementos estudiados. La figura 26 es una síntesis y representación gráfica de las mismas. Como se ha indicado, la nomenclatura utilizada en la definición, que acompaña a la representación gráfica, está basada fundamentalmente en MIALL (1977, 1978).

A continuación se describen las facies diferenciadas:

Gm: Conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita (ocasionalmente cantos de pizarras, calizas y areniscas), de subredondeados a subangulosos, con textura granosostenida. El tamaño de los cantos es muy heterométrico apreciandose dos modas: la mayor varia entre 18 y 20 cm y la menor entre 6 a 8 cm. El centil alcanza los 40 cm. En ocasiones existen intervalos con granoselección positiva (ver columna Valdearcos, tramo 1). El espesor de los niveles es variable y con frecuencia próximo a los 40 cm. La geometría es tabular o lenticular. Internamente presentan estratificación horizontal o son masivos, a veces puede existir imbricación (ver columna Riba de Santiuste, tramo 1).

Equivaldrían a las facies "sheet of masive conglomerates" de RAMOS y SOPEÑA (1983), y a las G.ms.eh. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Los niveles de reducido espesor que se asocian a bases de canal, se han interpretado como depósitos de "lag" (SMITH, 1974; HEIN y WALKER, 1977), correspondiendo el resto a depósitos de barras longitudinales (MIALL, 1977, 1978 y 1985).

Gp: Conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita, con estratificación cruzada planar, en "sets" de 35 cm (fig. 26). La textura es granosostenida y el tamaño de los cantos oscila entre 5 y 12 cm. El centil es de 25 cm. Son niveles de morfología tabular, con base plana irregular y espesores de 75 cm. Se asocian a las facies Gt y Gm (columna Arroyo del Agua, tramo. 1).

Son equivalentes a las facies "units of tabular cross-stratified conglomerates" de RAMOS y SOPEÑA (1983), a las Gp de MIALL (1977) y a las G.ec.p de PEREZ-ARLUCEA (1985) entre otros. Se interpretan por tanto, como generados por la migración de barras de gravas transversales o lingüoides.

Gt: Conglomerados de cantos de cuarcita con estratificación cruzada de surco (fig. 26). Los cantos son redondeados y subredondeados. La textura es siempre granosostenida. El tamaño de los cantos oscila entre 4 y 12 cm. El centil es de 20 cm. El tamaño máximo de los "sets" es de 80 cm, siendo más frecuentes los tamaños menores. Presentan geometría lenticular con base cóncava. Ocasionalmente, se asocian a niveles lenticulares de areniscas con laminación debida a dunas (columna Valdearcos, tramo 94).

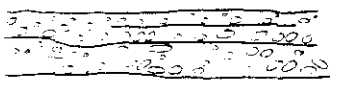
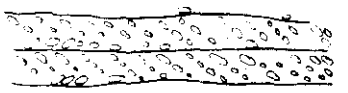
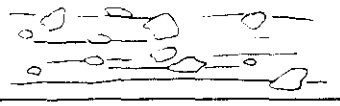
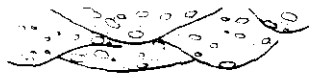
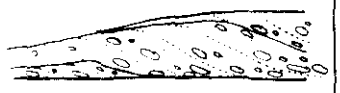
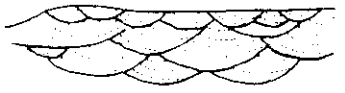
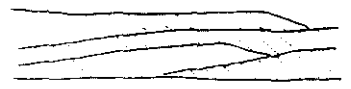
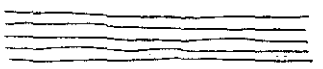
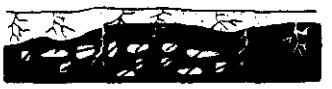
			TAMAÑO DE GRANO	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
CONGLOMERADOS	Gm		6 - 20 cm. Ce = 40 cm.	ESTRATIFICACION MASIVA, HORIZONTAL O DIFUSA. CANTOS IMBRICADOS
	Gp		5 - 12 cm. Ce = 25 cm.	ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR
	Gt		4 - 12 cm. Ce = 20 cm.	ESTRATIFICACION CRUZADA DE SURCO
	Gms		5 cm. Ce = 25 cm.	ESTRATIFICACION MASIVA TEXTURA GRANO-SOSTENIDA
MIXTOS	Se		15 -40 cm. Ce = 2 m.	CANTOS DE CUARCITA Y LUTITAS, ASOCIADOS A CICATRICES EROSIVAS
	Cst		MUY GRUESO MEDIO	ESTRATIFICACION CRUZADA DE SURCO
	Csp		MUY GRUESO FINO	ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR, NUMEROSAS SUPERFICIES DE REACTIVACION
ARENISCAS	st		MUY GRUESO MUY FINO	ESTRATIFICACION CRUZADA DE SURCO
	sp		MUY GRUESO FINO	ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR, SUPERFICIES DE REACTIVACION FRECUENTES
	sh		MEDIO MUY FINO	ESTRATIFICACION O LAMINACION PARALELA
	sr		GRUESO MUY FINO	ESTRATIFICACION CRUZADA DE PEQUEÑA ESCALA DEBIDA A MIGRACION DE "RIPPLES"
	Bp		ARENA LUTITA	ESTRUCTURAS ORGANOSEDIMENTARIAS RIZOCONCRECIONES, NODULOS DE CARBONATO
LUTITAS	Fl		LUTITA	LAMINACION DEBIDA A "RIPPLES"
	Fc		LUTITA CON CANTOS	MASIVAS
	Fm		LUTITA	MASIVAS

Fig. 26: Principales facies descritas.

Son equivalentes a las facies "multi-storey fill trough cross-stratification" de RAMOS y SOPEÑA (1983), interpretadas como relleno múltiple de canales y a las Gt de MIALL (1977, 1978) correspondientes a rellenos de canales menores o barras lobuladas (MIALL, 1981), según las facies a las que esté asociada.

Gms: Conglomerados de cantos de cuarcita, cuarzo y pizarra con abundante matriz lutítica y arenosa (fig. 26). Presentan textura "matrix supported". Los cantos son heterométricos, con centil de 25 cm y tamaño medio 5 cm, y subangulosos a angulosos. Aparecen revestidos por una película de óxidos de hierro. Los niveles varían entre los 40 y 90 cm de espesor (columna Río alcolea 2, tramo 19).

Equivaldrían a las facies G.ms.mxs. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Se interpretan generados por corrientes de alta densidad y viscosidad, cuando el flujo se comporta como una masa plástica (BULL, 1972).

Se: Conglomerados de intraclastos de lutitas y ocasionalmente cantos de cuarcita, sobre superficies erosivas mayores (fig. 26). Aparecen como láminas de uno o dos cantos, o formando niveles de conglomerados. El tamaño de los cantos es heterométrico, llegando ha alcanzar los 2 m en algunos cantos de lutitas, el tamaño medio varia entre 40 y 15 cm. Las superficies erosivas presentan gran continuidad lateral y geometría irregular.

Equivalen a las facies SS de CANT y WALKER (1976), a las G1, G2 y G3 ALLEN (1983), a las Cl.be. de PEREZ-ARLUCEA (1985) y Sb de RAMOS et al. (1986). Las superficies de erosión se generarían por un aumento rápido en la descarga (COLEMAN, 1969) y corresponderían a bases de canales de morfología y extensión variadas. Los intraclastos constituirían un depósito residual ("lag") en el fondo del canal (CANT, 1973; MIALL, 1978; RUST, 1978) y provendrían de los niveles de lutitas depositadas ocasionalmente (CANT, 1973) y en menor medida, de los depósitos de relleno de canales abandonados y depósitos de llanura de inundación cercanos al canal.

Cst: Areniscas conglomeráticas rosas y ocres con cantos de cuarcita subredondeados (fig. 26). El tamaño máximo de los cantos es de 12 cm y el tamaño medio de 5 cm. Presentan estratificación cruzada de surco, en "sets" de 30 cm de espesor y anchura mayor de 1 m. Los cantos se encuentran dispuestos siguiendo la laminación y con frecuencia disminuyen de tamaño en la vertical. Forman cuerpos lenticulares con base erosiva, espesor medio de 2 m y gran extensión lateral (columna Corrales de Valdivia, tramo 4).

Equivaldrían a las facies C de STEEL y THOMPSON (1983) y han sido descritas también por SALLER y DICKINSON (1982) y SMITH (1990). Según este último autor, estas facies estarían generadas por dunas lunadas tridimensionales. STEEL y THOMPSON (1983) interpretan estas facies bien, como relleno de canales someros o generadas por la migración de dunas durante condiciones de descarga variable.

Csp: Areniscas conglomeráticas rosas con cantos de cuarcita subredondeados (fig. 26). El tamaño máximo de los cantos es de 12 cm y el tamaño medio de 5 cm. Presentan estratificación cruzada planar,

con cantos marcando la laminación. El tamaño de los "sets" es de 1,50 m. Aparecen formando cuerpos de geometría tabular y base plana irregular y techo también plano y/o convexo. Los cuerpos presentan una extensión lateral de varias decenas de metros, como se verá más adelante al analizar los fotomontajes de algunos aforamientos de gran continuidad lateral.

Equivaldrían a las facies B y C de STEEL y THOMPSON (1983) o G.A.ec.p. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Según STEEL y THOMPSON (1983) estas facies, se generarían por avalancha de cantos simultánea con la erosión de arenas en zonas próximas y redeposición de la mezcla como si fuera un flujo por gravedad.

St: Areniscas rojas, rosas, ocres, naranjas y malvas de tamaño de grano variable entre muy grueso y muy fino. Presentan estratificación cruzada de surco (fig. 26). El tamaño de los "sets" es muy variable, alcanzando los mayores 80 cm de espesor y anchura de más de 12 m. Los tamaños medios se sitúan entre los 30 y los 12 cm de espesor, con una anchura variable entre 10 m y 75 cm. Normalmente, los tamaños de "sets" más pequeños, se encuentran asociados formando "cosets" de 50-80 cm, en niveles tabulares de gran extensión lateral. Se asocian también a bases erosivas (facies Se) y en este caso la geometría de los cuerpos sedimentarios es lenticular. Los tamaños de "sets" más frecuentes en estos cuerpos lenticulares son los mayores y suelen presentar laminación primaria de corriente y cantos de cuarcita y lutitas marcando las láminas, aunque aparecen también otros tamaños en menor proporción.

Equivalen a las facies 2 de RUST (1972), C de SMITH (1974), SB y SC de EYNON y WALKER (1974), A y B de CANT y WALKER (1976), S3 de ALLEN (1983) y A.ec.tr. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Se interpretan como generadas por la migración de dunas de cresta sinuosa en el fondo de los canales (ALLEN, 1968, 1983; MIALL, 1977, 1985). El tamaño de los "sets" disminuye según se va rellenando el canal y se hace más somero (CANT y WALKER, 1978). También pueden encontrarse como formas sobreimpuestas, modificando el techo de barras o depósitos de llanuras arenosas (CANT y WALKER, 1978; ALLEN, 1983; CROWLEY, 1983).

Los "sets" de gran espesor, han sido interpretados como relleno asimétrico de canales (PEREZ-ARLUCEA et al., 1983), o como producto de la migración de formas lunadas o lingüoides, depositadas en régimen de flujo alto durante la etapa de inundación (SINGH y KUMAR, 1974; TYLER y ETHRIDGE, 1983). La aparición de lineación primaria de corriente, asociada a la estratificación cruzada de surco ha sido citada en relación con la erosión producida por vórtices de flujo en la parte posterior de dunas (ALLEN, 1968).

Sp: Areniscas rosas, rojas y ocres de grano muy grueso a fino. Presentan estratificación cruzada planar (fig. 26), con "sets" de 40 cm de espesor medio, que aparecen aislados o en "cosets" de 1 m. Las láminas son en ocasiones asintóticas a las base o de forma sigmoidal (columna Valdearcos, tramo 80). Se observan también cantos blandos y de cuarcita, orientados según la laminación (columna Riba de Santiuste,

tramo 41). Frecuentemente presentan superficies de reactivación. Los niveles con base y techo planos o convexos, presentan una extensión lateral de decenas de metros.

Son equivalentes a las facies 2 de RUST (1972), D de CANT y WALKER (1976), S2 de ALLEN (1983), A.ec.p. de PEREZ-ARLUCEA (1985) y Tb de RAMOS et al. (1986). Según HARMS (1975), se producen por la migración de dunas de cresta recta, bajo flujos de menor energía que la necesaria para formar dunas de cresta sinuosa. En medios actuales son características de las barras longitudinales y transversas (COLLINSON, 1970; CANT y WALKER, 1978, ALLEN, 1983). COLLINSON (1970) explica las cicatrices que aparecen modificando las láminas, como generadas por un retrabajamiento de la cara de avalancha al producirse un descenso del nivel de agua en los canales.

Sh: Areniscas rojas, malvas y rosas, que en ocasiones presentan alternancias con láminas de color blanco. El tamaño de grano es de medio a muy fino (fig. 26), con laminación paralela o de muy bajo ángulo y lineación primaria de corriente. El espesor es variable entre 50 cm y 2 m, formando cuerpos con base plana o irregular, morfología tabular y gran extensión lateral. Se encuentran también en relación con bases erosivas, presentando en este caso menor extensión lateral y pequeño espesor, entre 15 y 25 cm (columna Riba de Santiuste, tramo 96). En ocasiones se observan modificaciones de formas de menor energía sobreimpuestas a estas facies.

Equivalen a las facies G de CANT y WALKER (1976), Sh y Sl de MIALL (1977, 1978), S5 de ALLEN (1983) y A.lp. y A.ec.ba. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Serían depósitos de lechos planos en régimen de flujo alto, donde es característica la aparición de lineación primaria de corriente (HARMS, 1975). McKEE et al. (1967), SNEH (1983), TUNBRIDGE (1984) y STEAR (1985), interpretan estas facies como rellenos de canales efímeros, producidos en episodios de "flash flood". Según CANT y WALKER (1976), representan depósitos de acreción vertical en áreas no canalizadas o de "overbank" en épocas de inundación. ALLEN (1983), las interpreta como barras simples de estratificación plana, con velocidades de flujo altas, semejantes a las necesarias para desarrollar barras con cara de avalancha, pero con distinto aporte de sedimentos. SMITH (1971), considera que en regímenes bajos y transicionales, las "sand waves" de pequeña amplitud de onda, con una lámina de agua poco profunda, generarían laminación paralela semejante a la que se observa en los lechos planos de régimen de flujo alto.

Sr: Areniscas de color rojo, malva y verde, de grano grueso y muy fino. Tienen laminación cruzada de surco y planar a pequeña escala debida a "ripples" de corriente (fig. 26). En la parte superior de algunos niveles puede observarse la morfología de las formas. Aparecen en "sets" de 2 a 6 cm, agrupados en "co-sets" de 10 a 20 cm. Los "ripples" son asimétricos y de diversos tipos: cresta recta, cresta sinuosa, lingüoides y lunados. También existen formas intermedias.

Cabe destacar la existencia de un tipo peculiar de laminación en estas facies: los "downclimbing

compound cross-stratification" de ALLEN (1984). Presenta "sets" de 6 cm que se agrupan formando "cosets" de 12 cm, que generan estratificación cruzada que desciende por una superficie inclinada. Esta estructura, estaría generada por la migración de "ripples" o dunas, sobre formas que a su vez estarían migrando por el fondo de los canales (ALLEN, 1984).

Equivalen a las facies 3 de RUST (1972), F de CANT y WALKER (1976) y A.ec.rp. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Son producidas por corrientes unidireccionales con un régimen de flujo bajo.

Bp: Se caracterizan por la presencia de estructuras organo-sedimentarias producidas a favor de las raíces de las plantas superiores y que afectan a areniscas y a lutitas (fig. 26), originando decoloraciones que pueden variar del malva al verde (Lámina IV A), tubos y fisuras verticales y moldes de raíces rellenos de sedimento y/o cemento. También existen nódulos de carbonatos.

Equivalen a las facies A.m.sb. de PEREZ-ARLUCEA (1985). Estas facies se interpretan como diferentes estadios del desarrollo de rizoconcreciones y de perfiles edáficos, semejantes a los descritos por ALLEN (1974), ALLEN y WRIGHT (1989) y GIBLING y RUST (1990).

Fl: Lutitas y lutitas arenosas de color rojo y malva, en ocasiones verdes. Tienen laminación debida a "ripples" de corriente (fig. 26). Se presentan en niveles de espesor variable entre 0,2-8 m (columna Corrales la Viña, tramo 114). Ocasionalmente presentan pequeños niveles de areniscas de grano muy fino. Se han observado también oxidaciones ferruginosas, grietas de desecación y bioturbaciones (columna Cabeza Gorda, tramo 11).

En medios actuales han sido citadas formando parte de la llanura de inundación de sistemas fluviales, y en zonas topográficas situadas entre la llanura de inundación y los canales (SCHWARTZ, 1978).

Han sido interpretadas como depósitos de llanura de inundación, generados principalmente al disminuir la energía en las etapas finales de las inundaciones (MIALL, 1977, 1978). CANT y WALKER (1978) las asocian a zonas deprimidas que se forman al descender el flujo y emerger las barras, creando una zona protegida entre los extremos anteriores, aguas abajo de la barra. En algunas ocasiones, los niveles de areniscas corresponderían a depósitos de derrame (MIALL, 1977, 1978 y 1985; SCHWARTZ, 1978 y FRIEND 1983), siendo otras veces parte de la sedimentación habitual de la llanura de inundación.

Fm: Lutitas y lutitas arenosas masivas, rojas y en ocasiones verdes (fig. 26). Aparecen en niveles de 20 cm a 12 m (columna Corrales la Viña, tramo 113). Se encuentran bioturbadas y presentan grietas de desecación, carbonatos (Lámina IV B) y oxidaciones ferruginosas. Eventualmente presentan deformaciones por carga (columna Riba de Santiuste, tramo 132).



LAMINA IV: A: Se observan decoloraciones blancas y verdes, producidas a favor de raíces de plantas.



B: Nódulos de carbonato. Presentan desarrollo vertical. Constituyen niveles de calcretas (Columna Riba de Santiuste, tramo 112).

Se incluirían dentro de lo que CANT y WALKER (1976) definen como facies F, o dentro de las facies M de ALLEN (1983), L.ms. de PEREZ-ARLUCEA (1985) y F de RAMOS et al. (1986). Han sido interpretadas como depósitos generados por decantación en llanuras de inundación o en zonas tranquilas de canales abandonados (BLUCK, 1976 y 1980; MIALL, 1977, 1978 y 1985 y BRIDGE et al., 1986). También pueden formarse estas facies en las etapas finales de desarrollo de "chute bars", al disminuir la energía de la corriente o como relleno de "chute fill" (McGOWEN y GARNER, 1970).

Fc: Lutitas rojas y moradas con gran cantidad de cantos de cuarcita, cuarzo y pizarra de pequeño tamaño (centil 5 cm, tamaño medio 1,5 cm) (fig. 26). También incluyen cantos formados por agregados de cantos de lutitas (columna Río Alcolea 1, tramo 23). Algunos niveles son de lutitas arenosas. No presentan una organización bien definida, aunque ocasionalmente se observa una disminución del porcentaje de cantos en el techo de los niveles. Tienen un espesor muy variable desde 0,2 a 1 m.

Se interpretan como generados en zonas de baja pendiente donde se produce la expansión de un flujo muy cargado en sedimentos con alta densidad y viscosidad.

4.3. ELEMENTOS CONSTITUYENTES DE LA ARQUITECTURA SEDIMENTARIA

4.3.1. *Introducción*

Una vez establecidas las principales facies presentes en el conjunto de los sedimentos estudiados, se describen e interpretan en este apartado los elementos que componen los materiales del Buntsandstein.

El concepto de elemento arquitectónico, fue introducido por ALLEN (1983), retomando el concepto de COLLINSON (1969) de grupos de facies genéticamente relacionadas una con otra y con algún significado ambiental. El establecer elementos arquitectónicos, permite situar cada facies dentro de un contexto, relacionándolas entre sí genéticamente. Por tanto, cada facies contribuye a la interpretación de las otras (WALKER, 1990).

El elemento arquitectónico, puede estar constituido, tanto por una facies individual, como por facies asociadas separadas por superficies limitantes. En su descripción se considerarán tanto las relaciones laterales y verticales de las facies que componen el elemento, como la geometría del conjunto y de cada facies en particular.

La descripción de la geometría externa de los cuerpos sedimentarios sigue la nomenclatura de FRIEND et al. (1979), con dos términos geométricos finales según la relación anchura/profundidad (W/H). Con relaciones W/H mayores de 15:1 son denominados "sheet" y si la relación es menor de 15:1 se emplea

el término "ribbon".

Las superficies que limitan los elementos arquitectónicos y/o las superficies internas que presentan, han sido analizadas y consideradas en detalle por ALLEN (1983) donde propone una jerarquización de las superficies, modificada posteriormente por MIALL (1988). La jerarquización y análisis de las superficies, permite una mejor valoración del significado relativo de los elementos, facilitando la interpretación de la evolución de la arquitectura sedimentaria.

Tras la descripción objetiva de cada elemento arquitectónico, se realiza su interpretación sedimentológica, tanto del elemento en conjunto como de las distintas unidades que lo forman, si es que existe más de una.

Se han considerado dos grupos básicos de elementos arquitectónicos: elementos constituyentes del cinturón de canales o canal activo del sistema fluvial (barras longitudinales, canales mayores, canales secundarios, etc.) y elementos depositados formando parte de la llanura de inundación del sistema fluvial (lóbulos de derrame, canales de derrame, etc.).

4.3.2. Elementos del cinturón activo de canales

4.3.2.1. Elementos con predominio de gravas

-. "Sheet" de conglomerados (Elemento C1, fig. 27)

Se compone fundamentalmente de conglomerados masivos o con laminación horizontal (Gm) y ocasionalmente cantos imbricados (Columna Este de Cabeza Gorda, tramo 1). Presentan un centil de 25 cm y secuencias granodecrecientes constituyendo niveles de 50 cm con bases planas irregulares. En ocasiones, la estratificación horizontal se debe a la alternancia de láminas con distintos tamaños de cantos. Existen también niveles de conglomerados masivos, con base cóncava erosiva. El espesor medio de estos niveles es de 60 cm y extensión lateral de decenas de metros.

Los conglomerados representan el 90 % del volumen de sedimentos de este elemento, estando el resto constituido por areniscas masivas, con laminación paralela (Sh), o con laminación de "ripples" (Sr) (Lámina V A), en niveles lenticulares de 10 a 20 cm de espesor y poca continuidad lateral (fig. 27, C1).

Todas estas facies forman cuerpos de geometría tabular con base y techo planos y presentan una extensión lateral muy amplia.

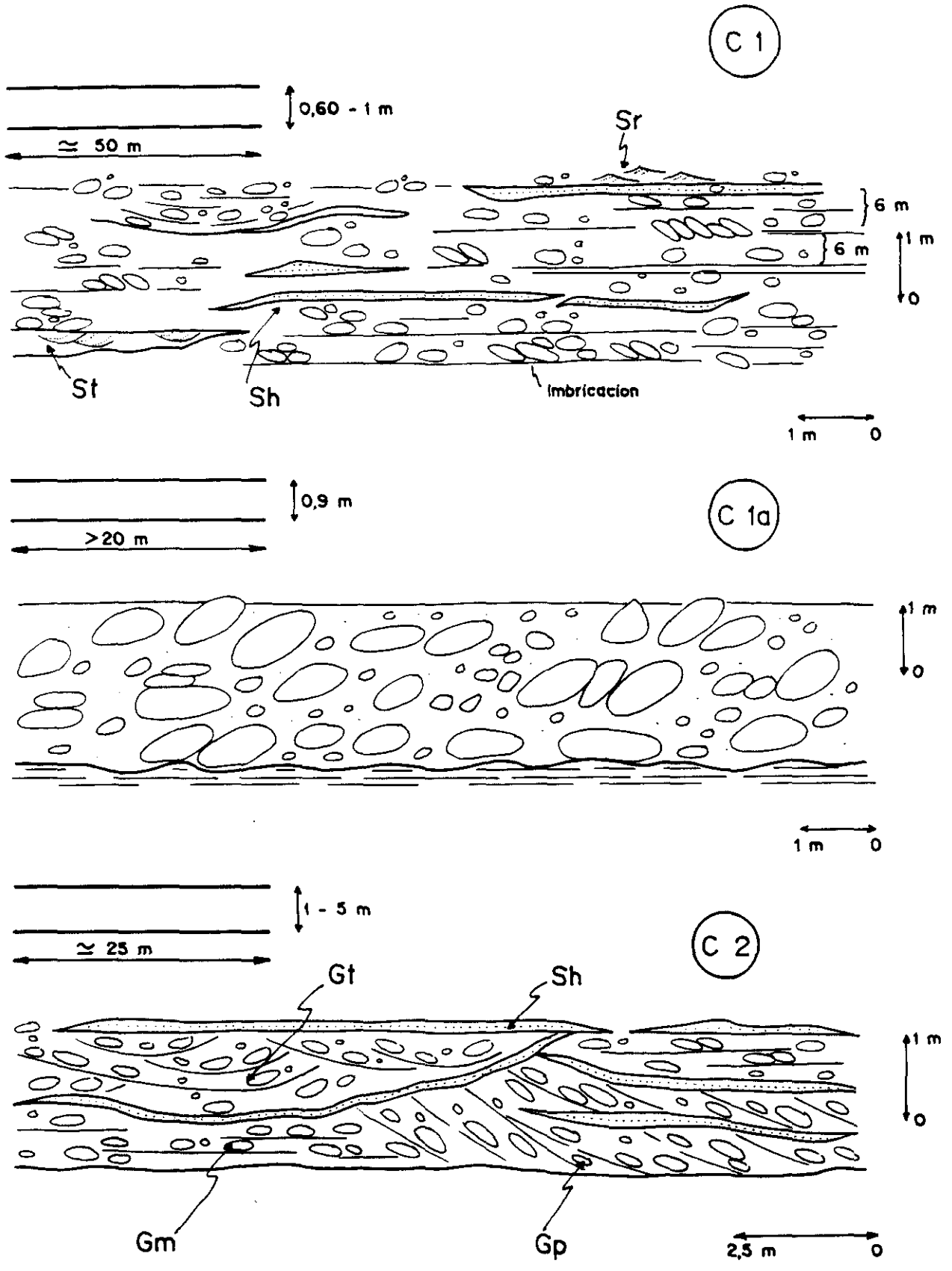


Fig. 27: Elementos arquitectónicos. C1 y C1a: "Sheet" de conglomerados. C2: Barras de conglomerados canales asociados.



LAMINA V: A: Elemento C1, "Sheet" de conglomerados. Pueden apreciarse niveles lenticulares de areniscas de poco espesor y escasa continuidad lateral.



B: Elemento C2, Barras de conglomerados y canales asociados. Se observan las facies Gp, Gm y Gt y niveles lenticulares de areniscas.

Este elemento se interpreta como generado por barras longitudinales de conglomerados, representadas por los conglomerados con estratificación horizontal (HEIN y WALKER, 1977), y canales laterales a las barras. Según SMITH (1974) las barras longitudinales comenzarían como un núcleo de cantos. Durante los estados de flujo alto los cantos estarían en movimiento, al disminuir el flujo se depositarían al quedar atrapados por otros cantos. Se produciría así laminación horizontal difusa y cantos imbricados. Morfológicamente, estas barras se caracterizan por ser formas de pequeña altura y no desarrollar caras de avalancha.

En estados de flujo más bajo, las barras llegan a emerger, permaneciendo activos los canales laterales a ellas. Es en los estados de flujo más bajo, cuando se produce la sedimentación de arenas, que constituyen formas menores en el techo de las barras. Estas pueden haber sido disectadas por canales menores que pueden tener relleno arenoso, ayudándonos entonces a individualizar las barras (RAMOS y SOPEÑA, 1983).

Dentro de los "sheet" de conglomerados hay que destacar la existencia del tipo C1a (fig. 27), que por su especial significado se describe aquí separadamente. Se trata del tramo de conglomerados que constituye la base de la serie del Buntsandstein en casi todo el ámbito del área estudiada. Este tramo ha sido reconocido en todo el sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica por HERNANDO (1974 y 1977) con prácticamente las mismas características sedimentológicas.

El elemento que define este conglomerado está compuesto exclusivamente por facies con textura "clast-supported" y con matriz arenoso-lutítica (Gm). Presentan estructura masiva o con imbricaciones y en ocasiones se observan granoselecciones positivas. Los cantos son redondeados y subredondeados. El centil alcanza los 40 cm, siendo el tamaño medio de 8 cm (Columna Riba de Santiuste, tramo 1). Se definen claramente dos modas una muy próxima al centil y otra próxima al tamaño medio.

La geometría de estos elementos es difícil de precisar, pues se presentan amalgamados y no existen superficies claras que permitan individualizarlos (fig. 27, C1a).

-. Barras de conglomerados y canales asociados (Elemento C2, fig. 27)

Se compone principalmente de conglomerados "clast-supported", con escasa matriz arenosa. Los cantos son subredondeados y subangulosos, con un centil de 25 cm y un tamaño medio de 4 cm. Presentan las siguientes facies por orden de importancia: facies Gt en niveles de base cóncava y erosiva, con una extensión lateral variable entre 16 y 4 m; facies Gp en niveles con techo convexo y base plana con un espesor de 30 cm y una extensión lateral mayor de 20 m; facies Gm con techos y bases planas. Existen también niveles de areniscas rojas de grano grueso con laminación paralela (Sh) o estructura masiva (fig. 27, C2).

Estas facies componen cuerpos con geometría tabular de base plana y techo irregular. En ocasiones, forman secuencias granodecrecientes, en las cuales la facies Sh es más abundante en el techo del elemento. Tienen una extensión lateral media de 25 m y un espesor de 1,5 m. Presentan superficies de reactivación que pueden estar marcadas por niveles de areniscas de geometría lenticular y pocos metros de extensión lateral (Lámina V B).

En conjunto el elemento C2 se interpreta como depósitos de barras y canales de conglomerados. Los canales están representados por las facies Gt generadas por formas de cresta sinuosa que migran por el fondo (BOOTHROYD y NUMMEDAL, 1978). En ocasiones, se sitúan directamente sobre la superficie que constituye la base del elemento, interpretándose entonces como canales mayores, mientras que cuando erosionan a las facies Gm o Gp, representarían canales menores adyacentes a las barras (RAMOS y SOPEÑA, 1983; MIALL, 1985). Las facies Gm, representan barras longitudinales y las Gp barras transversas con caras de avalancha bien desarrolladas. Los estadios de crecimiento de las barras están marcados, en ocasiones, por cuñas de areniscas (RUST, 1972; RAMOS y SOPEÑA, 1983), que representan las etapas de menor energía. Estas barras se depositarían en las partes más profundas de los canales (MIALL, 1977, 1978).

4.3.2.2. Elementos de carácter mixto (arenas y gravas)

-. Barras transversales (Elemento C3, fig. 28)

Se compone fundamentalmente de areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada planar (Csp), apareciendo en menor proporción areniscas con estratificación cruzada de surco (St) de pequeña y gran escala (Fig. 28, C3).

Morfológicamente presenta geometría tabular con base plana irregular y techo plano, espesor máximo de 2,5 m y extensión lateral cercana a 80 m (Lámina VI A).

Las facies que lo componen tienen geometrías variadas. Las Csp, se disponen es niveles con base plana y techo irregular, frecuentemente erosionado. Se observan superficies de reactivación en el frente de la forma, donde se produce un incremento en la proporción de cantos, al igual que en la base de los "sets". Las facies St, pueden relacionarse lateralmente con las facies Csp, mostrando en este caso una extensión lateral amplia y un tamaño de "sets" mayor que cuando se sitúan por encima de las Csp. En este último caso, muestran una extensión lateral de pocos metros y menor tamaño de "sets".

Se interpreta este elemento, como depósitos de barras transversales, en las cuales se observan sucesivos estadios de crecimiento. La acumulación de cantos previa a las superficies de reactivación y en la base de los "sets", estaría relacionado con el grado de evolución de la barra a lo largo del tiempo (BLUCK, 1980). Durante esta evolución, la selección y segregación del tamaño de los cantos va siendo cada

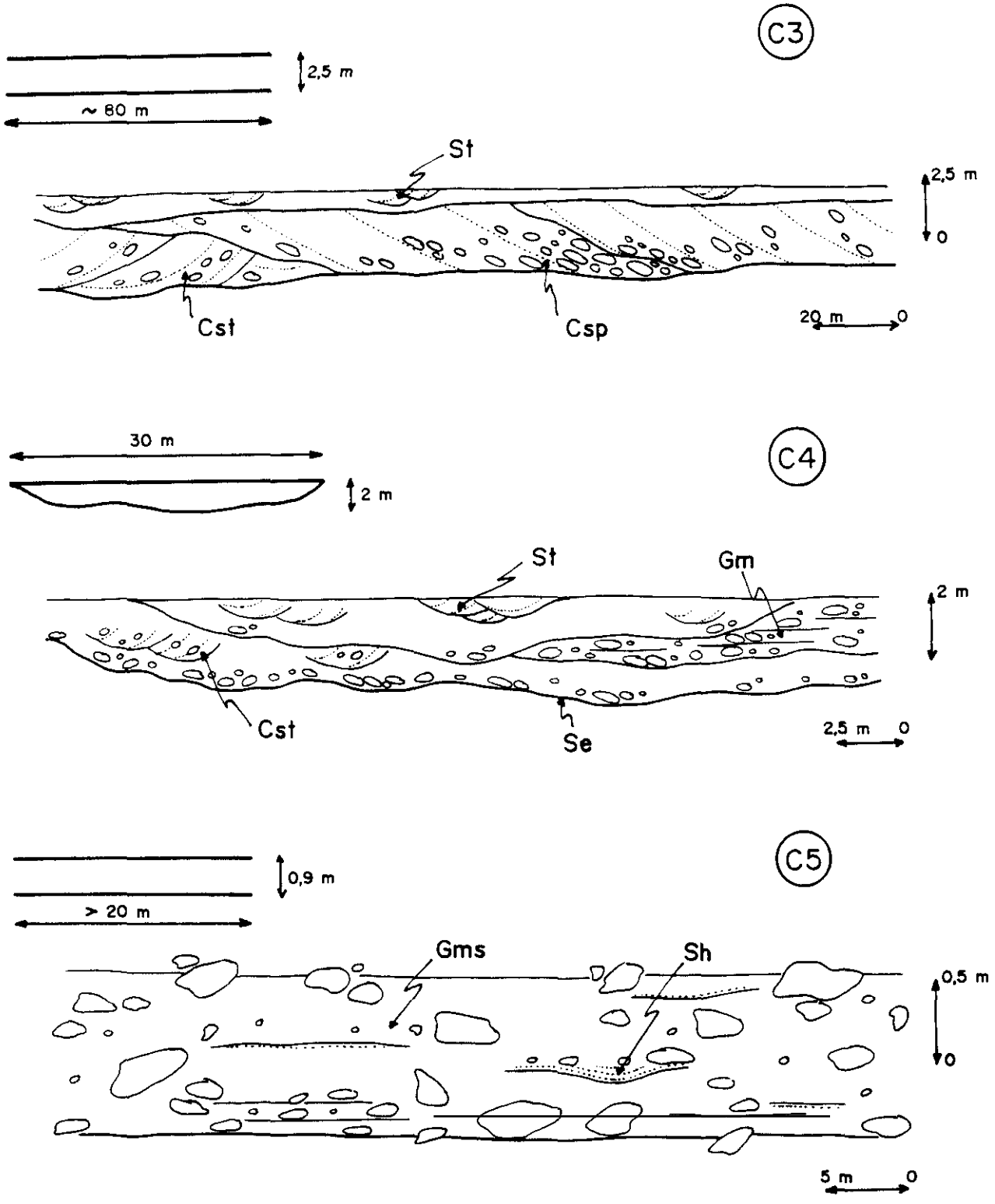


Fig. 28: Elementos arquitectónicos. C3: Barras transversales. C4: Canales mayores. C5: "Debris flow".



LAMINA VI: A: Elemento C3, Barras transversales compuestas por areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada planar (Csp).



B: Elemento C8, Barras y canales asociados. Pueden observarse las diferentes facies que componen este elemento: areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) y areniscas con estratificación cruzada de surco (St).

vez mayor, lo que daría lugar a que los cantos que caen por la cara de avalancha presentan a su vez mayor tamaño. La cabeza de la barra, en la cual se sitúan los tamaños mayores es cada vez más extensa. El techo de estas barras aparece modificado por dunas de cresta sinuosa (facies St) que se generan en los estadios de flujo durante los cuales las barras son estables (CANT y WALKER, 1978). Lateralmente se encuentran canales cuyo relleno está formado por la migración de dunas.

-. *Canales mayores* (Elemento C4, fig. 28)

Está compuesto por areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada de surco (Cst) en "sets" de 20-25 cm y anchura de 3 m. Intercaladas con estas facies, existen areniscas con estratificación cruzada de surco (St) y niveles lenticulares de conglomerados masivos (Gm), con un espesor de 20 cm y una extensión lateral de 10-15 m.

Los elementos presentan una base erosiva (Se) con una extensión lateral mayor de 30 m, que condiciona la geometría de las distintas facies. Existen numerosas superficies internas erosivas que delimitan distintos niveles de facies Cst con geometría lenticular que se presentan amalgamados. Los niveles de conglomerados masivos (Gm), se sitúan preferentemente sobre la superficie Se que forma la base del elemento.

Se interpretan como relleno de canales por los que migran dunas de cresta sinuosa de diversos tamaños, progresivamente menores según se rellena el canal (CANT y WALKER, 1978). Los niveles de conglomerados asociados a la base de este elemento, representan depósitos de "lag". Los distintos episodios de funcionamiento del canal, estarían marcados por la aparición de superficies internas erosivas.

4.3.2.3. Elementos de carácter mixto con presencia de transporte en masa

-. "Debris flow" (Elemento C5, fig. 28)

Compuesto fundamentalmente por conglomerados "matrix-supported" de cantos subangulosos de cuarcita, cuarzo y pizarra mal clasificados. El centil es de 25 cm y el tamaño medio de 6 cm (Columna Río Alcolea-1, tramo 23). La matriz es fundamentalmente lutítica y los cantos se encuentran flotando en ella. Muy ocasionalmente, aparecen areniscas con abundantes cantos, matriz lutítica y estructura masiva. Este elemento no presentan ninguna organización, apareciendo de forma caótica.

La geometría original de los elementos es difícil de determinar, ya que aparecen amalgamados y sólo es posible observar una geometría irregular. Los niveles de areniscas predominan en la parte superior. La erosión basal de este elemento es mínima, presenta un espesor máximo de 90 cm.

Las características anteriormente descritas (carencia de estructura interna, gran cantidad de matriz

lutítica, etc.) indican que se trata de depósitos de "debris flow". Se generan a partir de corrientes densas y de alta viscosidad cuando el flujo incorpora suficientes sedimentos y adquiere un comportamiento plástico (BULL, 1972). El transporte que sufren estos sedimentos es relativamente corto. La presencia de niveles de areniscas, indica que en estos depósitos el transporte no se ha producido en un sólo episodio, sino que existieron detenciones, que permitieron un retrabajamiento superficial a cargo de pequeñas corrientes acuosas tractivas (COLOMBO, 1989).

-. Depósitos de flujos fluidificados (Elemento C6, fig. 29)

Las facies principales de este elemento son las areniscas rojas de grano grueso a fino con abundantes cantos de cuarcita y pizarra subangulosos y matriz lutítica abundante (Columna Río Alcolea 2, tramo 24).

Este elemento, posee geometría lenticular con base erosiva cóncava y techo irregular (fig. 29, C6). Tiene una extensión lateral de decenas de metros y un espesor medio de 35 cm. La estructura de las areniscas es fundamentalmente masiva, aunque de forma ocasional puede observarse estratificación cruzada planar, estratificación cruzada de surco y laminación debida a "ripples".

Asociados a estos elementos se observa bioturbación y decoloraciones malvas y blancas de origen edáfico, alrededor de estas decoloraciones las areniscas están muy cementadas.

Se interpreta como un depósito canalizado producido por flujos de baja viscosidad y alta densidad (flujos liquefactados ó fluidificados, LOWE, 1982). Estos flujos tienen un funcionamiento con características intermedias entre "debris-flow" y los flujos fluidales ("fluidal flows") condicionado por su baja viscosidad relativa.

-. Depósitos de desbordamiento (Elemento C7, fig. 29)

Nos referimos aquí unicamente a los depósitos finos que como se verá más adelante en la interpretación de medios sedimentarios, están asociados a otras facies de abanicos aluviales y que no corresponden a las llanuras de inundación de los sistemas fluviales que se describen posteriormente.

La litología dominante son las lutitas con cantos (fig. 29, C7). En estas facies los cantos son angulosos y de menor tamaño que en los elementos anteriores (el tamaño medio es de 2 cm). Son también abundantes los agregados de lutitas (Columna Río Alcolea 1, tramo 23). Como facies subordinadas, aparecen areniscas rojas de grano medio con algunos cantos, estructura masiva y menos frecuentemente estratificación cruzada de surco.

El elemento aparece constituyendo cuerpos tabulares de base y techo irregular, de una gran

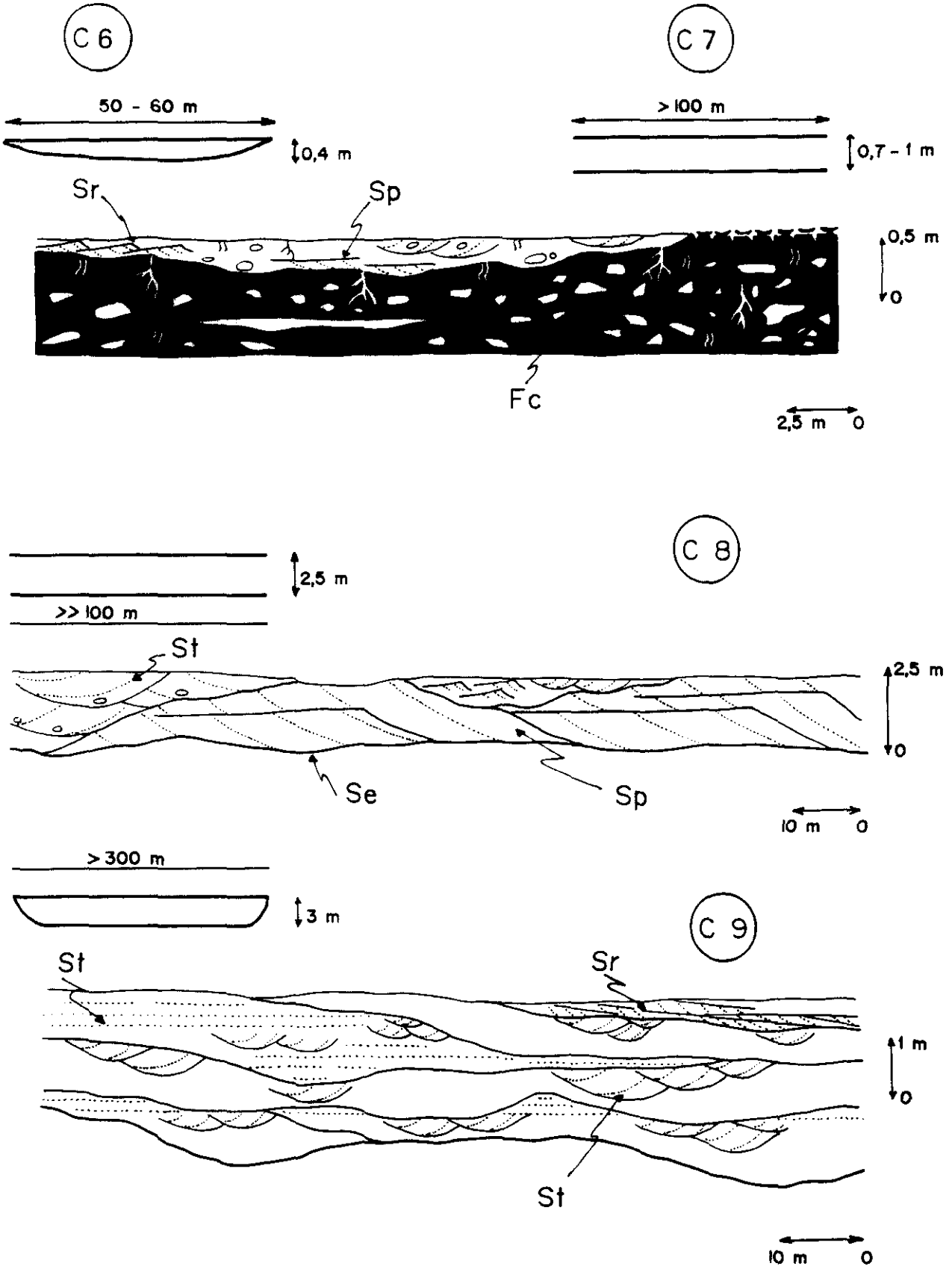


Fig. 29: Elementos arquitectónicos. C6: Depósitos de flujos fluidificados. C7: Depósitos de desbordamiento. C8: Barras y canales asociados. C9: Canales mayores de relleno múltiple.

extensión lateral y 1,30 m de espesor máximo. Las areniscas se sitúan entre los niveles de lutitas y presentan un espesor variable entre 20 y 8 cm.

La bioturbación es abundante, tanto en forma de tubos verticales como horizontales. Se observan frecuentes grietas de desecación, claramente visibles en el techo de los niveles arenosos. Las decoloraciones malvas, blancas y verdes de origen edáfico son muy intensas en todas estas facies.

Se interpreta este elemento como depósitos generados en zonas de baja pendiente, donde se produce la expansión del flujo generándose depósitos no canalizados. Estas zonas permanecen inactivas durante largos períodos de tiempo, en los cuales se producen grietas de desecación y colonización por vegetación.

4.3.2.4. Elementos con predominio de arenas

-. Barras y canales asociados (Elemento C8, fig. 29)

Este elemento se compone de facies con dos geometrías claramente diferentes:

- Areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) en "cosets" de 70 cm. Morfológicamente son cuerpos con base plana y techo convexo, en ocasiones parcialmente erosionado. El espesor está próximo a los 2 m y la extensión lateral es mayor de 50 m. Presentan superficies de reactivación verticales y/o en el frente de la forma. En algunos elementos, es posible hallar juntos ambos tipos de superficies, mientras en otros se presenta un sólo tipo.

- Areniscas con estratificación cruzada de surco (St), en ocasiones con cantos dispersos. Forman cuerpos con bases erosivas cóncavas y techos irregulares, de espesor y extensión lateral variable. Las formas de mayor tamaño presentan espesores de más de 2 m y extensión lateral que alcanza la centena de metros como se verá más adelante en la interpretación general de los paneles de campo. En estos cuerpos, las facies St presentan "sets" de 25 cm de espesor y 3 m de ancho, sobre ellas se disponen facies St de menor tamaño con "sets" de 10-20 cm de espesor y anchura de 1,5 m (Lámina VI B). Las formas de menor tamaño forman niveles de espesor menor de 1 m y extensión lateral hasta de 20 m, donde la estratificación cruzada de surco presenta "sets" de 8 cm y anchura de 90 cm (fig. 29, C8).

Este elemento presenta en conjunto una geometría tabular con base erosiva (Se) y techo irregular, con un espesor medio de 2,5 m y una extensión lateral de cientos de metros.

En este elemento, las facies Sp se generarían por la migración de barras transversas o lingüoides similares a las descritas por CROWLEY (1983). Cuando poseen los dos tipos de superficies de reactivación

antes descritos, se interpretan como acreción vertical y frontal simultáneamente. Cuando poseen únicamente un tipo de superficie sólo se produce un tipo de acreción (Lámina VII A). Estas barras se generarían en el paso de régimen de flujo bajo a alto (ALLEN, 1983). Las facies St representan el relleno de canales laterales a las barras por el fondo de los cuales migran dunas de cresta sinuosa, donde el tamaño de las formas disminuye según lo hace la profundidad del canal (CANT y WALKER, 1978). Los niveles formados por las facies St de menor tamaño de "set", están estrechamente relacionados con las facies Sp, ya que se encuentran modificando y erosionando el techo de los depósitos formados por estas facies. Representan el relleno de canales menores que disectan las barras en los períodos de flujo bajo.

-. Canales mayores de relleno múltiple (Elemento C9, fig. 29)

Litológicamante este elemento está compuesto por areniscas de diversos tamaños de grano, desde grueso a muy grueso en las bases, hasta grano muy fino con micas en el techo. La facies dominante es la estratificación cruzada de surco (St) a gran escala en "sets" de 25 cm de espesor y anchura mayor de 8 m. Progresivamente se observa una disminución de tamaño en las estructuras hacia el techo del elemento llegando a "sets" de 10 cm de espesor y 1,5 m de anchura. Como facies subordinadas aparecen niveles de 1 m de espesor, de laminación paralela (Sh) con base irregular y techo frecuentemente erosionado.

Estas facies Sh pueden aparecer asociadas a una base erosiva adaptándose a ella. En el techo del elemento, se encuentran frecuentes modificaciones por estratificación cruzada de surco (St) a pequeña escala, estratificación cruzada planar (Sp) y laminación debida a "ripples" (fig. 28, C9).

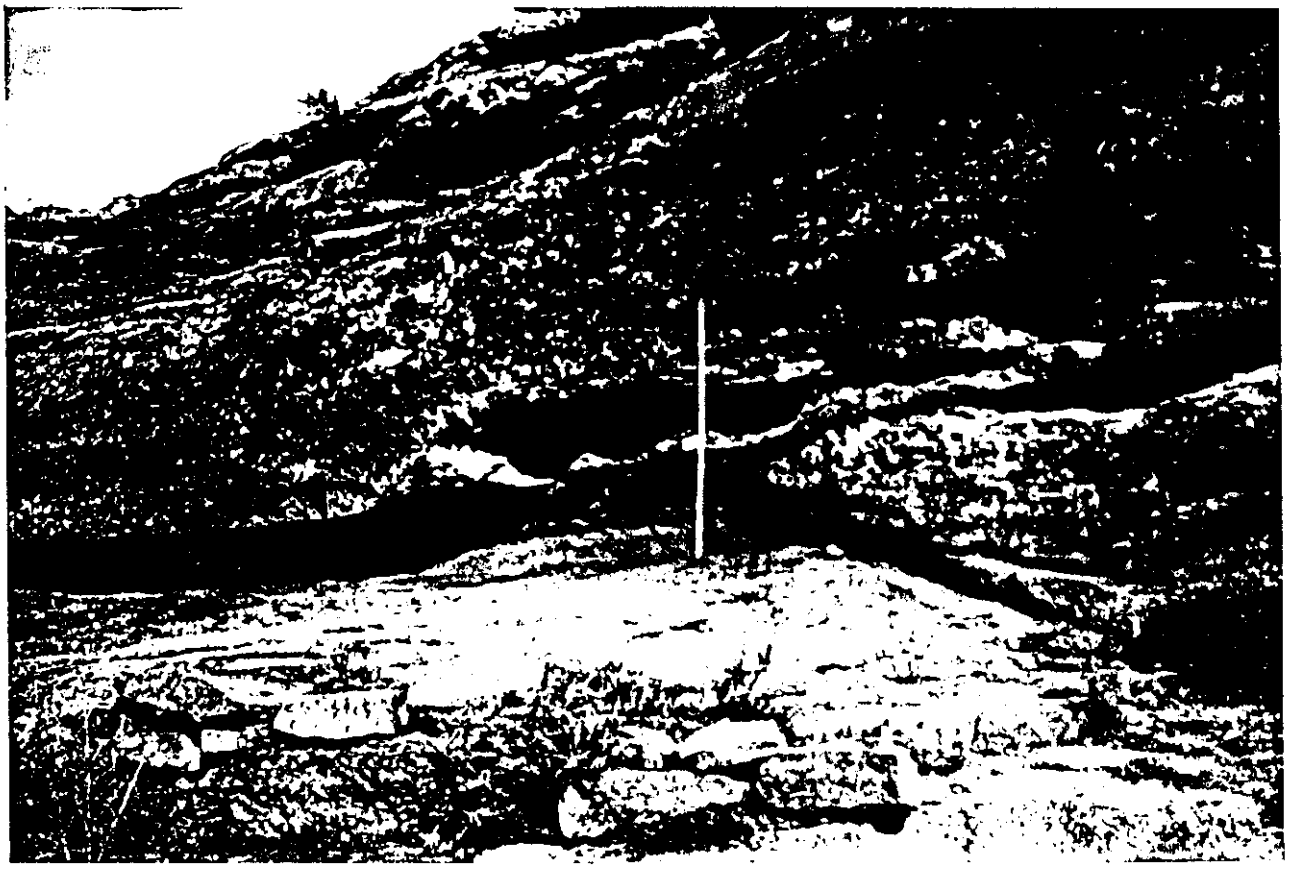
El conjunto de estas facies, se sitúa sobre una base erosiva con cantos blandos (Lámina VII B) y de cuarcita (Se) que delimita un cuerpo con geometría lenticular a gran escala que alcanza varios cientos de metros de extensión lateral y un espesor de 3 m. Presenta numerosas cicatrices internas, que en ocasiones erosionan más de 1 m de los depósitos inferiores. Estas superficies conservan ocasionalmente niveles de lutitas.

Se interpreta este elemento, como el relleno de canales mayores del sistema por los que migran grandes dunas durante los episodios de flujo alto (TYLER y ETHRIDGE, 1983). Cuando la velocidad de la corriente es muy elevada o disminuye la profundidad del canal, se comprimen las líneas de flujo generándose la laminación paralela (Sh). El tamaño de las formas disminuye progresivamente hacia el techo según lo hace la profundidad del canal (CANT y WALKER, 1978).

La gran abundancia de superficies de reactivación indica que los canales tienen un relleno complejo formado en sucesivas etapas, entre las cuales se producen episodios de erosión. La importancia de estos períodos de erosión es variable, en ocasiones pueden llegar a ser muy importantes mientras que otras veces se conservan los depósitos generados en las etapas de menor energía como serían los "ripples" y las lutitas.



LAMINA VII: A: Elemento C8 , Barras transversales compuestas por estratificación cruzada planar (Sp). En este caso se observa únicamente un tipo de superficie de reactivación que indica acreción vertical.



B: Elemento C9, Canales mayores de relleno múltiple. Puede observarse la base erosiva que presentan estos canales y el tamaño de los cantos blandos asociados a ella.

Ocasionalmente, se ha observado una facies peculiar caracterizada por presentar "downclimbing compound cross-stratification" (Sr), en "sets" de 10 cm. La pendiente de los "sets" disminuye hacia su parte superior. Este tipo de estratificación se repite sucesivas veces en la vertical y está delimitada por superficies internas irregulares que a veces conservan cantos. El espesor medio es de 40 cm.

La estructura "downclimbing cross-stratification", se generaría por la migración de trenes de "ripples" sobre superficies de formas mayores que migran al mismo tiempo que los "ripples". Las superficies sobre las cuales migran este tipo de "ripples" tienen un alto grado de pendiente (ALLEN, 1983).

-. Canales mayores de relleno múltiple con predominio de laminación paralela (Elemento C10, fig. 30)

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en este elemento son la laminación paralela (Sh) con lineación primaria de corriente y la estratificación cruzada de surco (St) en "sets" de tamaños variables. Los tamaños mayores de los "sets" tienen 80 cm de espesor y anchura de más de 10 m. Los de menor tamaño, presentan "sets" de 6 a 10 cm de espesor y anchura de 50 a 70 cm (Columna Riba de Santiuste, tramo 118). La laminación paralela presenta espesores variables entre 65 cm y 3 m (Lámina VIII A), presentando en este último caso superficies de reactivación.

Como facies subordinada, existe estratificación cruzada planar (Sp) en "sets" de 20 cm a 1 m de espesor. También aparece laminación debida a "ripples" (Sr), lutitas masivas (Fm) y lutitas arenosas con laminación de "ripples" (Fl).

Normalmente, en el techo se observa una intensa bioturbación, igual que en el interior del nivel. Existen además decoloraciones malvas y verdes, debidas a procesos edáficos y de forma menos frecuente grietas de desecación.

La geometría de este elemento es difícil de determinar por su gran tamaño y el desarrollo lateral que alcanza. Comienza con una base erosiva compleja constituida por varias superficies erosivas de escasa extensión lateral. Por encima, una superficie de mayor importancia marca la instalación definitiva del elemento. Las superficies presentan depósitos de "lag" (Se), compuestos por cantos de cuarcita e intraclastos de lutitas. Estos últimos son muy frecuentes y pueden presentar tamaños de hasta 1,30 m (Columna Riba de Santiuste, tramo 85). Tanto los cantos blandos como los de cuarcita, pueden disponerse de forma dispersa a lo largo del nivel, o marcando la laminación. Generalmente, en la mitad del nivel, disminuye considerablemente su número.

Las superficies internas son muy numerosas, y separan niveles de espesores variables entre 1,5 y 3 m. Estas superficies, que en ocasiones son muy erosivas, pueden conservar niveles de lutitas masivas, de 10 a 25 cm de espesor que aparecen deformadas.

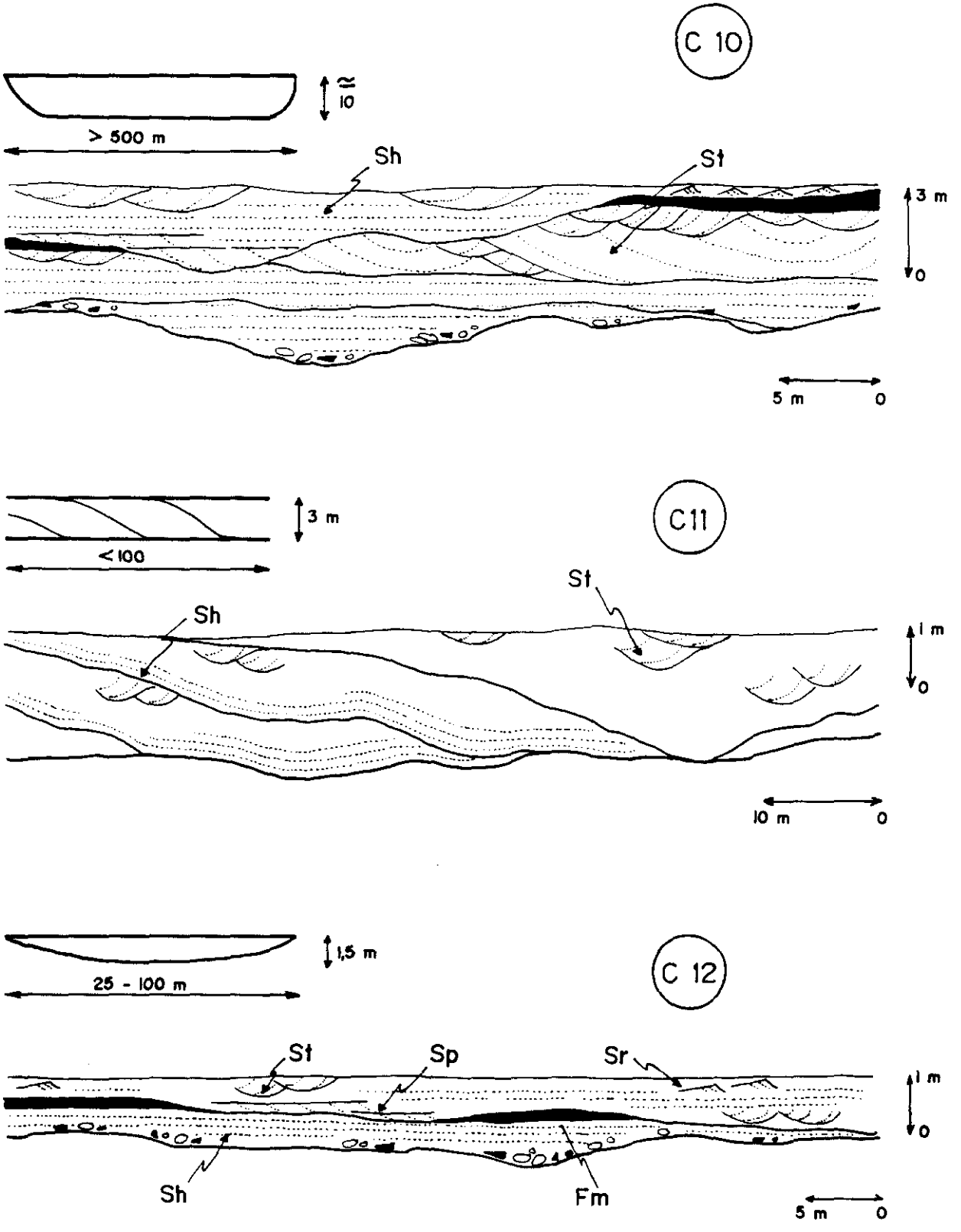
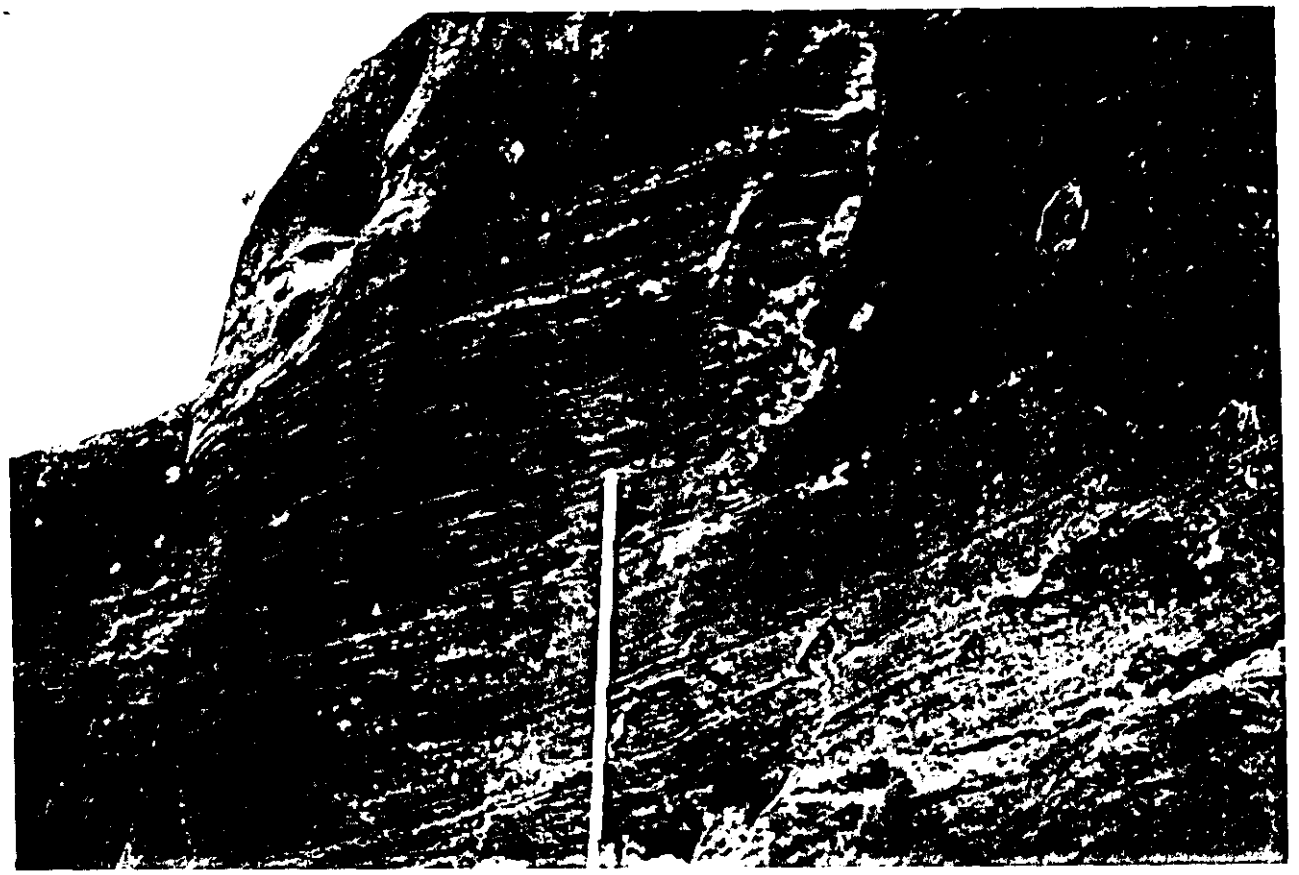


Fig. 30: Elementos arquitectónicos. C10: Canales mayores de relleno múltiple con predominio de laminación paralela. C11: Canales con barras de acreción lateral. C12: Canales efímeros.



LAMINA VIII: A: Elemento C10, Canales mayores de relleno múltiple con predominio de laminación paralela. Se observa en este caso el gran espesor que alcanzan las facies de laminación paralela (Sh).



B: Elemento C14, Canales menores con laminación paralela. Se aprecia la geometría lenticular con base cóncava y techo plano.

El espesor medio del elemento es de 10 m y la extensión lateral puede ser de varios cientos de metros. Las facies Sh, suelen situarse sobre la base erosiva principal y a su vez están erosionadas por los niveles de facies St. Esta secuencia se repite varias veces, separada por superficies internas erosivas. El tamaño de las estructuras disminuye hacia el techo del elemento, igual que el tamaño de grano de las areniscas. En el techo, se encuentran facies Sr, Fm y Fl. Componen en general una secuencia decreciente, tanto en el tamaño de grano como en el de las estructuras.

Se interpreta este elemento como el relleno complejo de canales donde migrarían campos de dunas de cresta sinuosa de gran tamaño. Algunas de estas formas de gran tamaño podrían llegar a ser un elemento morfológico de cierta importancia en el lecho del río. Constituirían barras de morfología lunada con la concavidad desarrollada aguas abajo (SANCHEZ-MOYA et al, 1989). La estructura interna de tales barras estaría formada por facies St. Existirían además, algunas barras transversas (facies Sp). En períodos de descargas bruscas y enérgicas ("flash flood") se generaría la laminación paralela. Al disminuir la energía se generarían dunas de menor tamaño. El carácter multiepisódico del canal, viene determinado por las cicatrices internas y los procesos de erosión asociados. Todo el proceso se repite varias veces, por lo que parece lógico pensar que podría tratarse de un sistema con fuertes descargas periódicas (SANCHEZ-MOYA, 1987; SANCHEZ-MOYA et al., 1989).

-. Canales con barras de acreción lateral (Elemento C11, fig. 30)

Este elemento, está caracterizado por la existencia de diversos niveles paralelos o subparalelos entre si, cuyas superficies de separación tienen una inclinación original (deposicional) respecto a la superficie sobre la que se depositan (fig. 30, C11), ("inclined heterolitic surfaces" de THOMAS et al., 1987). Es decir, se trata de superficies penetrativas desde la base hasta el techo del elemento, del tipo de estratificación epsilon de ALLEN (1965).

Internamente, estos niveles inclinados, pueden tener dos tipos de organización: laminación paralela (Sh) a las superficies inclinadas, o bien estratificación cruzada de surco (St) y en menor proporción "ripples" (Sr) y lutitas (Fm), (Columna Corrales la Viña, tramo 69). Se observa granoselección positiva de la base al techo de los niveles y en ocasiones se produce una disminución simultánea del tamaño de las estructuras.

El conjunto, presenta una geometría tabular con base erosiva irregular y techo plano, con superficies internas inclinadas que forman un ángulo variable con la base del elemento. El espesor varía entre 1,20 y 3 m y la extensión lateral es de decenas de metros.

Se interpreta como generado por acreción lateral, debida a la migración de barras de meandro (ALLEN, 1965; BLUCK, 1971; PUIGDEFABREGAS, 1973 y BRIDGE et al., 1986).

-. Canales efímeros (Elemento C12, fig. 30)

Se compone fundamentalmente de areniscas con laminación paralela y de surco. Las areniscas con estratificación cruzada de surco (St) tienen "sets" de 15 cm de espesor y 1,5 m de anchura y "sets" de 20-25 cm de espesor y anchura de 2 a 3 m. Las areniscas con laminación paralela (Sh) presentan espesores medios de 50 cm. Ocasionalmente se asocian con areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) a pequeña escala. Como facies subordinadas pueden aparecer también areniscas con "ripples" (Sr), lutitas masivas (Fm) y lutitas con "ripples" (Fl).

Este elemento presenta base erosiva (Se), con cantos blandos y de cuarcita y techo plano. Su geometría es lenticular a gran escala, con un espesor medio de 1,50 m y una extensión lateral variable entre 25 y más de 100 m (Columna Valdearcos, tramo 59). Existen también superficies internas irregulares.

Representa el relleno de canales, con variaciones importantes en el régimen de flujo. Las facies St y Sp estarían generadas por dunas de cresta sinuosa y recta respectivamente, que migran por el fondo de los canales. En las etapas con régimen de flujo más alto se genera la laminación paralela (Sh). Estos canales de pequeña profundidad y laminación paralela muy abundante, han sido citados por McKEE et al. (1967), SNEH (1983), y TUNBRIDGE, (1984) en relación con depósitos de flujos efímeros.

-. Canales menores (Elemento C13, fig. 31)

La facies dominante en este elemento son las areniscas con estratificación cruzada de surco (St), en "sets" de 6 a 20 cm de espesor y de 70 cm a 2 m de anchura.

Este elemento, posee geometría lenticular con base cóncava erosiva y techo de tendencia plana. El espesor medio varia entre 1 y 2 m y la extensión lateral es de 25 a 75 m (fig. 31, C13). Puede presentar superficies internas irregulares, aunque no son muy frecuentes.

Por el conjunto de sus características y especialmente por su posición al final de secuencias constituidas por otros elementos y situados por debajo de superficies mayores que representan un nuevo episodio a mayor escala del sistema, se interpretan como canales secundarios. Se generarían en etapas de recesión de flujo, cuando se produce el retoque y erosión de los sedimentos pre-existentes.

-. Canales menores con laminación paralela (Elemento C14, fig. 31)

Litológicamente este elemento está formado por areniscas de grano medio a fino con laminación paralela (Sh) que presenta abundante lineación primaria de corriente. La laminación puede adaptarse a la base del elemento, tomando aspecto de laminación ondulada (fig. 31, C14).

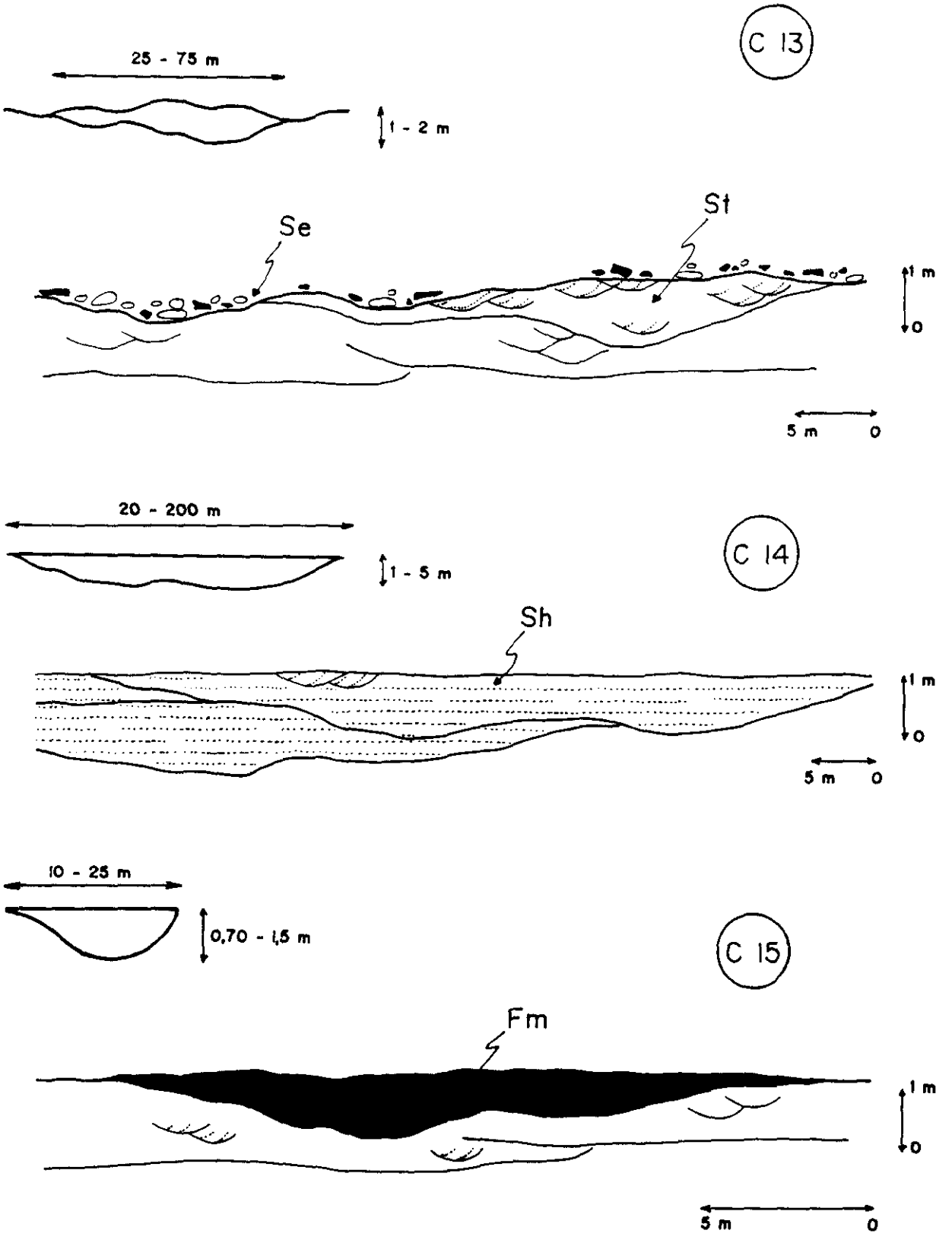


Fig. 31: Elementos arquitectónicos. C13: Canales menores. C14: Canales menores con laminación paralela. C15: Canales menores con relleno lutítico.

La geometría es claramente lenticular, con base cóncava erosiva (Se) y techo plano (Lámina VIII B). Ocasionalmente pueden presentar superficies de reactivación y asociados a ellas, estratificación cruzada de surco (St) en "sets" de 10 a 15 cm de espesor y 1,5 m de anchura. El espesor total de este elemento oscila entre 1 y 5 m, con una extensión lateral variable desde 20 m hasta más de 200 m. Estos canales se encuentran generalmente asociados a la parte superior de las secuencias formadas por otros elementos.

El predominio de la laminación paralela indica condiciones de régimen de flujo alto. Su origen puede estar relacionado con las etapas finales de relleno, en aquellas zonas del canal donde existe una profundidad de agua relativamente pequeña. Cuando se produce un período de avenida o un aumento en el régimen de flujo, la lámina de agua en estas áreas someras sufre gran aumento en la velocidad de la corriente. *Este mecanismo explica el relleno casi exclusivo de laminación paralela.* Este tipo de canales, han sido citados en relación con procesos de flujos efímeros (TUNBRIDGE, 1981; SNEH, 1983; MIALL, 1988; DeLUCA y ERIKSSON, 1989; ABDULLATIFF, 1989) en zonas semi-abandonadas con canales someros.

-. Canales menores con relleno lutítico (Elemento C15, fig. 31)

El elemento se compone, casi exclusivamente, de lutitas que pueden ser masivas (Fm) o con laminación de "ripples" (Fl).

Forman cuerpos lenticulares con base cóncava erosiva y techo plano (Lámina IX A). Presentan un espesor variable entre 70 cm y 1,5 m, y una extensión lateral entre 10 y 25 m.

Por la naturaleza del material que los rellena no se aprecia claramente la existencia o no de superficies internas, por lo cual es difícil determinar si su relleno corresponde a uno o varios eventos sedimentarios. Si consideramos el espesor, parece razonable suponer que representan varios momentos de sedimentación. Estos canales pueden relacionarse lateralmente con canales que presentan barras con acreción lateral y también con canales complejos de relleno múltiple.

Estas facies finas rellenan probablemente una geometría pre-existente. Así pues, la geometría de la base denota unas características energéticas mucho mayores que las que indican los materiales que constituyen su relleno. Se interpreta este elemento como el relleno de canales abandonados que serían activos únicamente en determinados períodos y donde se produce principalmente decantación.

4.3.3. Elementos de la llanura de inundación

4.3.3.1. LLanura arenosa



LAMINA IX: A: Elemento C15, Canales menores con relleno lutítico.



B: Moldes de grietas de desecación en la base de un nivel de areniscas instalado sobre las lutitas de la llanura de inundación.

-. LLanura de inundación de arenas gruesas (Elemento L1, fig. 32)

Se trata fundamentalmente de areniscas con estratificación cruzada de surco (St) y planar (Sp), en "sets" de 10 cm de espesor y 1 m de anchura. En menor medida tienen laminación debida a "ripples" (Sr) de cresta recta, sinuosa, linguoides, lunados y "up-climbing".

Forman cuerpos con geometría tabular de cientos de metros de extensión lateral y un espesor medio de 50 cm, con base y techo planos. Pueden presentar superficies internas erosivas que limitan cuerpos lenticulares de 20 cm de espesor y extensión lateral de 12 m.

La bioturbación es, en general, abundante y presentan huellas de deformación por carga. Son frecuentes las decoloraciones malvas y blancas con tendencia cilíndrica y ramificaciones, debidas a procesos edáficos.

Se interpreta como depósitos de acreción vertical en la llanura de inundación. Según BRAKENRIDGE (1988) estas llanuras de inundación en las cuales domina el material grueso, se generan en sistemas donde el canal es capaz de transportar (casi en su totalidad) la cantidad de flujo que se produce en las etapas de alta descarga, por tanto la llanura de inundación sufre pocas inundaciones. Los depósitos de la llanura de inundación provendrían principalmente del material depositado por las roturas ocasionales de los bordes de los canales en descargas anormalmente altas. En climas adecuados la llanura de inundación se encontraría colonizada por plantas, implantación favorecida por tener que soportar pocas inundaciones.

-. LLanura de inundación de arenas finas (Elemento L2, fig. 32)

Este elemento, se compone de areniscas moradas y rojas de grano medio, fino y muy fino, con abundantes micas y cantos blandos. Presentan laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela (Sh), con lineación primaria de corriente.

Constituyen cuerpos tabulares con extensión lateral de centenares de metros y un espesor medio de 1,5 m (Columna Valdearcos, tramo 23), con base y techo irregular. Se observan superficies internas irregulares, erosivas en ocasiones y con láminas de conglomerados intraformacionales (cantos blandos). Por debajo de estas superficies, a veces es posible observar niveles de areniscas con laminación debida a "ripples" (Sr).

Han sido interpretados como niveles de acreción vertical, producidos en períodos de inundación, cuando el agua no canalizada se expande a gran velocidad sobre áreas muy amplias (RAMOS y SOPEÑA, 1983). Estos cuerpos se formarían por repeticiones del proceso anterior sobre una llanura de inundación de composición fundamentalmente arenosa.

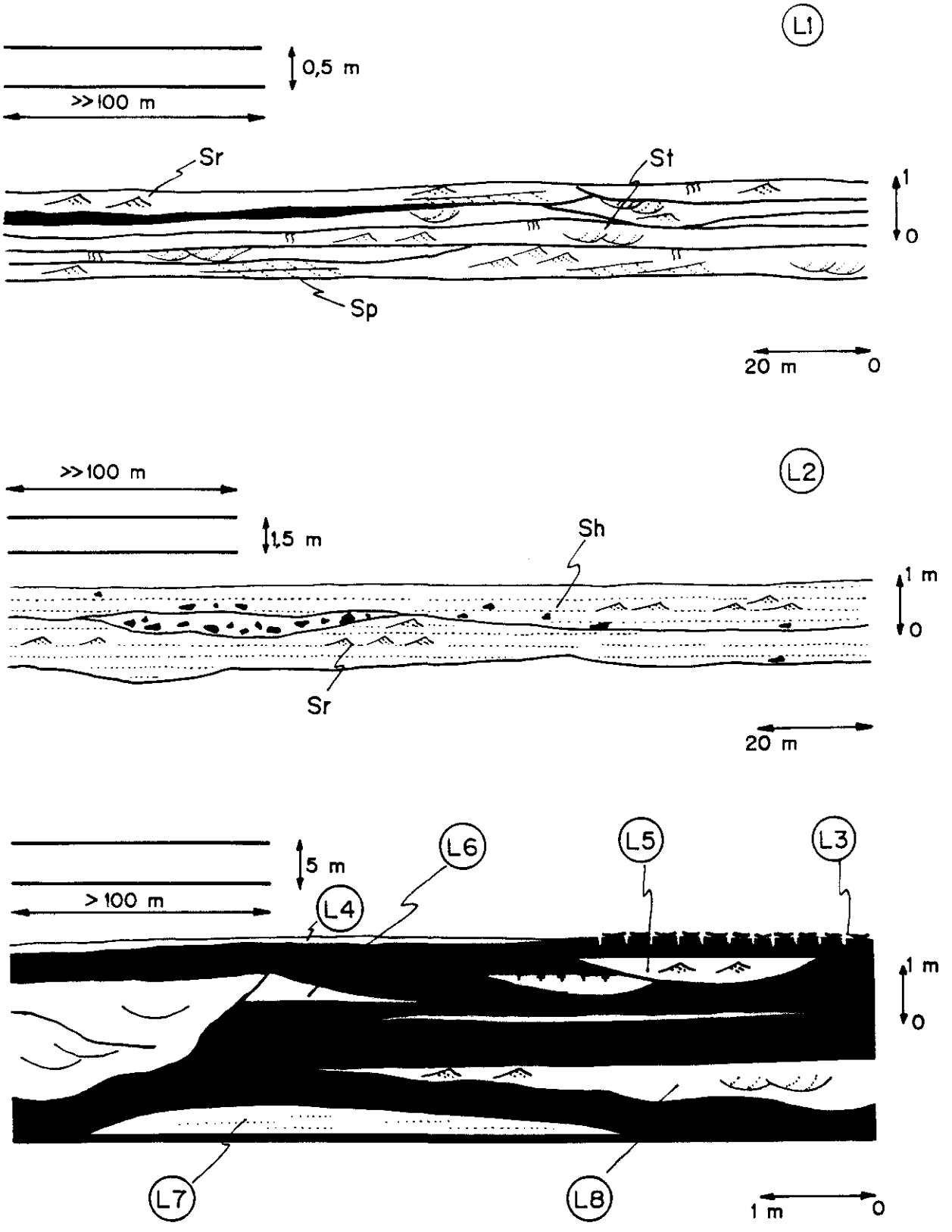


Fig. 32: Elementos arquitectónicos. L1: Llanura de inundación de arenas gruesas. L2: Llanura de inundación de arenas finas. L3: Llanura lutítica. L4: Mantos de arena. L5: Canales de desagüe. L6: Malecones. L7: Lóbulos de derrame. L8: Canales de derrame.

4.3.3.2. LLanura lutítica

-. LLanura de inundación de lutitas (Elemento L3, fig. 32)

Este elemento está constituido por facies lutíticas, ocasionalmente algo arenosas, generalmente masivas (Fm). También existe laminación de "ripples" (Fl) (Columna Cabeza Gorda, tramo 11), como constituyente de este elemento.

Los depósitos presentan geometría tabular, con base y techo irregular, muy condicionados por la geometría de los materiales supra e infrayacentes. Su espesor puede alcanzar hasta 5 m y una extensión lateral de cientos de metros.

Asociados a este elemento, aparecen con frecuencia grietas de desecación (Lámina IX B) y abundante bioturbación. Ocasionalmente, aparecen nódulos de carbonato dispersos y decoloraciones malvas y verdes con tendencia cilíndrica y ramificaciones. Ocasionalmente aparecen cementadas por carbonatos. Estas dos últimas estructuras, están relacionadas con procesos edáficos.

Se interpretan como sedimentos generados por decantación, en zonas de llanura de inundación ("flood-plain") (COLEMAN, 1969), o en zonas topográficas ("flood-flat") situadas a mayor altura que los canales y que se cubrirían de agua en los períodos de inundación más importantes (MIALL, 1977; SCHWARTZ, 1978). Las grietas de desecación, bioturbaciones etc., indican que tras las inundaciones, estas zonas serían colonizadas por fauna y flora que en ocasiones, podría llegar a ser muy abundante.

4.3.3.3. Elementos asociados a la llanura de inundación

-. Mantos de arena (Elemento L4, fig. 32)

Se caracterizan por estar compuestos de areniscas rojas, blancas y verdes con tamaño de grano fino y muy fino, con un espesor de pocos centímetros y una extensión lateral inferior a 1,5 m. Generalmente tienen geometría lenticular o tabular con base y techo irregular. Presentan laminación paralela (Sh) o son masivos, sólo ocasionalmente se observa laminación debida a "ripples" (Sr) (Columna Corrales de Valdivia, tramo 17).

Los niveles pueden presentar una intensa bioturbación, tanto en forma de tubos verticales como horizontales. También presentan ocasionalmente oxidaciones ferruginosas.

Estos niveles centimétricos de areniscas corresponderían a la sedimentación de la carga en suspensión más gruesa en los períodos de inundación. Pueden estar rellenando pequeños canales o ser

unicamente pequeños mantos de arena depositados por corrientes no canalizadas.

-. Canales de desagüe (Elemento L5, fig. 32)

Litológicamente, se componen de areniscas rojas, ocres y verdes, de tamaño de grano variable entre medio y muy fino. Las areniscas tienen laminación cruzada de surco (Sr) y planar (Sp) debida a dunas, en "sets" de 8 cm de espesor y anchura máxima de 1 m. También pueden presentar laminación debida a "ripples" (Sr) (Columna Corrales las Canteras, tramo 28).

Geométricamente, son niveles lenticulares de base cóncava erosiva y techo irregular (fig. 32, L5). Tienen pocos metros de extensión lateral (variable entre 1 y 8 m) y un espesor entre 15 y 50 cm. La relación W/H permite clasificarlos como pequeños "ribbon", según la terminología de FRIEND et al. (1979), observándose claramente las expansiones laterales (alas). Generalmente constituyen una secuencia decreciente, tanto en el tamaño de grano como en el de las estructuras (BRIDGE, 1984). En la base pueden presentar cantos blandos de pequeño tamaño.

La bioturbación es frecuente y abundante. Presentan también, huellas de deformación por carga y grietas de desecación. Pueden presentar decoloraciones malvas y verdes con tendencia cilíndrica o ramificada. Coincidiendo con estas decoloraciones las areniscas aparecen cementadas por carbonatos.

Se interpretan como depósitos generados en pequeños canales, por cuyo fondo migran dunas de cresta recta o sinuosa. En ocasiones, la pequeña profundidad de los canales no permitiría la formación de dunas y sólo existirían trenes de "ripples". El relleno final de estos canales, puede estar compuesto por lutitas. Los intraclastos aparece cuando los canales se sitúan sobre una llanura fangosa desecada, cuyos fragmentos se incorporan a la corriente. Son típicos de etapas de desagüe de la llanura de inundación tras períodos de avenidas.

-. Malecones (Elemento L6, fig. 32)

Este elemento está constituido por areniscas rojas de grano medio o fino y en ocasiones también por lutitas rojas. Presentan laminación debida a "ripples", aunque frecuentemente su aspecto es masivo. Algunas veces pueden estar formados por una alternancia en niveles de 5 a 15 cm, de areniscas de grano fino a grueso y lutitas.

Los cuerpos presentan morfología de cuña, con base irregular y techo convexo. Su espesor es muy reducido, no sobrepasando los 30 cm, su extensión lateral es normalmente menor de 1 m. Suelen alternan los distintos tamaños de grano y las lutitas que en ocasiones se incorporan como cantos blandos en las areniscas superiores.

Asociados a estos niveles, existe abundante bioturbación, que llega a borrar las estructuras sedimentarias originales.

Se interpretan como depósitos de "levee" que forman las orillas de los canales. Es típica su geometría en forma de cuña, así como la alternancia en los tamaños de grano que refleja las variaciones en la energía (ELLIOTT, 1974; SMITH, 1983; BRIDGE, 1984). La bioturbación también es un rasgo característico de estos depósitos. Estos depósitos, pasan lateralmente a los materiales de la llanura de inundación. Por su situación en relación con los canales, estos depósitos tienen un potencial de preservación muy bajo (COLLINSON, 1986).

-. Lóbulos de derrame (Elemento L7, fig. 32)

Este elemento está formado por areniscas rojas y rosas, de tamaño de grano variable entre grueso y fino. Presentan generalmente laminación paralela (Sh), con lineación primaria de corriente, en niveles centimétricos o decimétricos. En menor medida, aparece estratificación cruzada de surco debida a dunas (St), en "sets" de 6 a 12 cm de espesor y 50 cm de anchura media (Columna Riba de Santiuste, tramo 125).

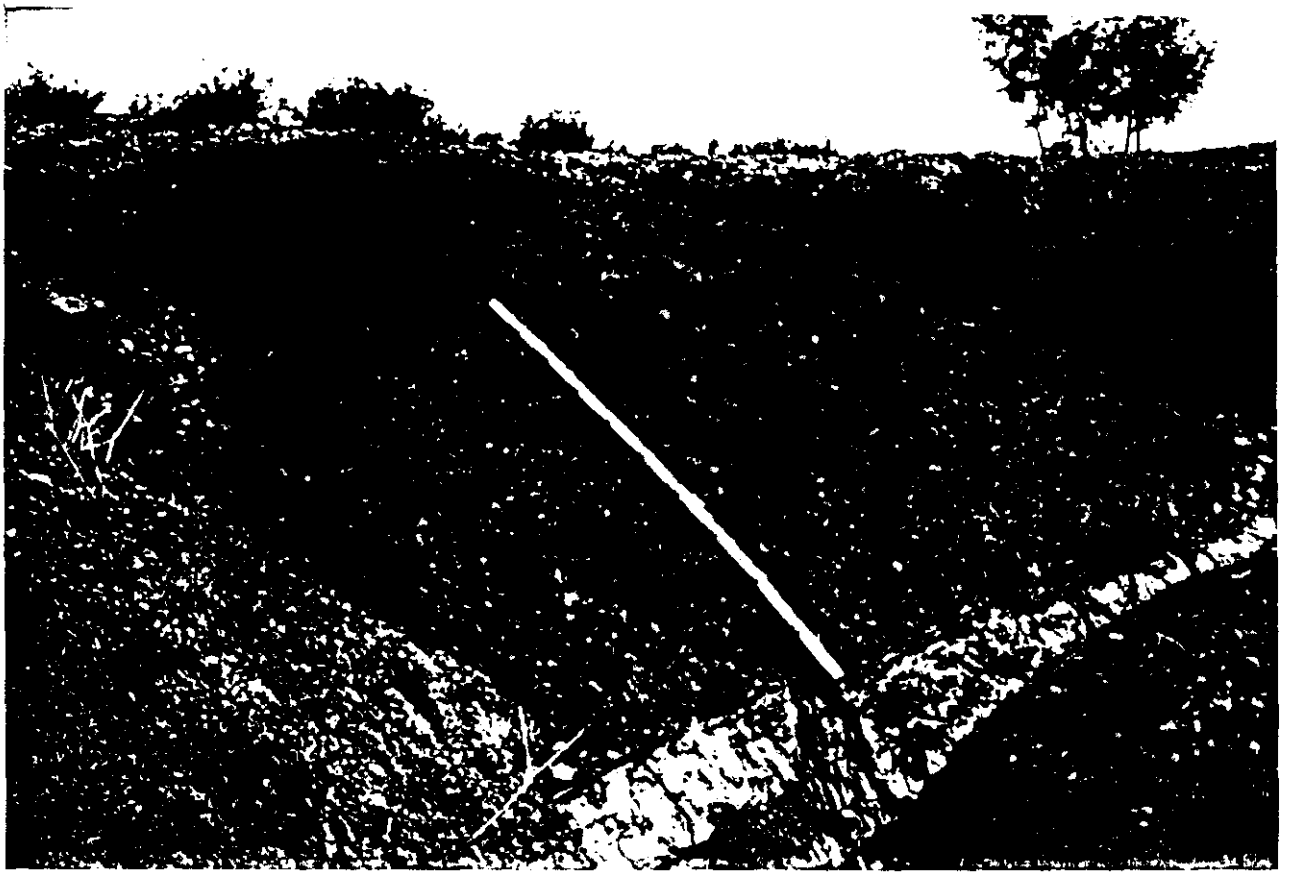
Forman niveles con morfología lenticular de base plana y techo convexo. Tienen una extensión lateral inferior a la decena de metros y un espesor máximo de 60 cm. Pueden presentar variaciones en el tamaño de grano, siendo este mayor en el centro y menor en los extremos. Pueden aparecer muy bioturbados, tanto por fauna, como por raíces.

Se interpretan como depósitos de lóbulos de derrame ("crevasse splay"), sobre la llanura de inundación, al romperse las orillas de los canales (SMITH, 1983; FARRELL, 1987). La ruptura genera una corriente de alta velocidad y gran competencia que se van perdiendo progresivamente al alejarse del canal. Cuando se paraliza este proceso, los sedimentos son bioturbados por diversos seres vivos. En ocasiones esta bioturbación es muy intensa e impide la preservación de las estructuras sedimentarias.

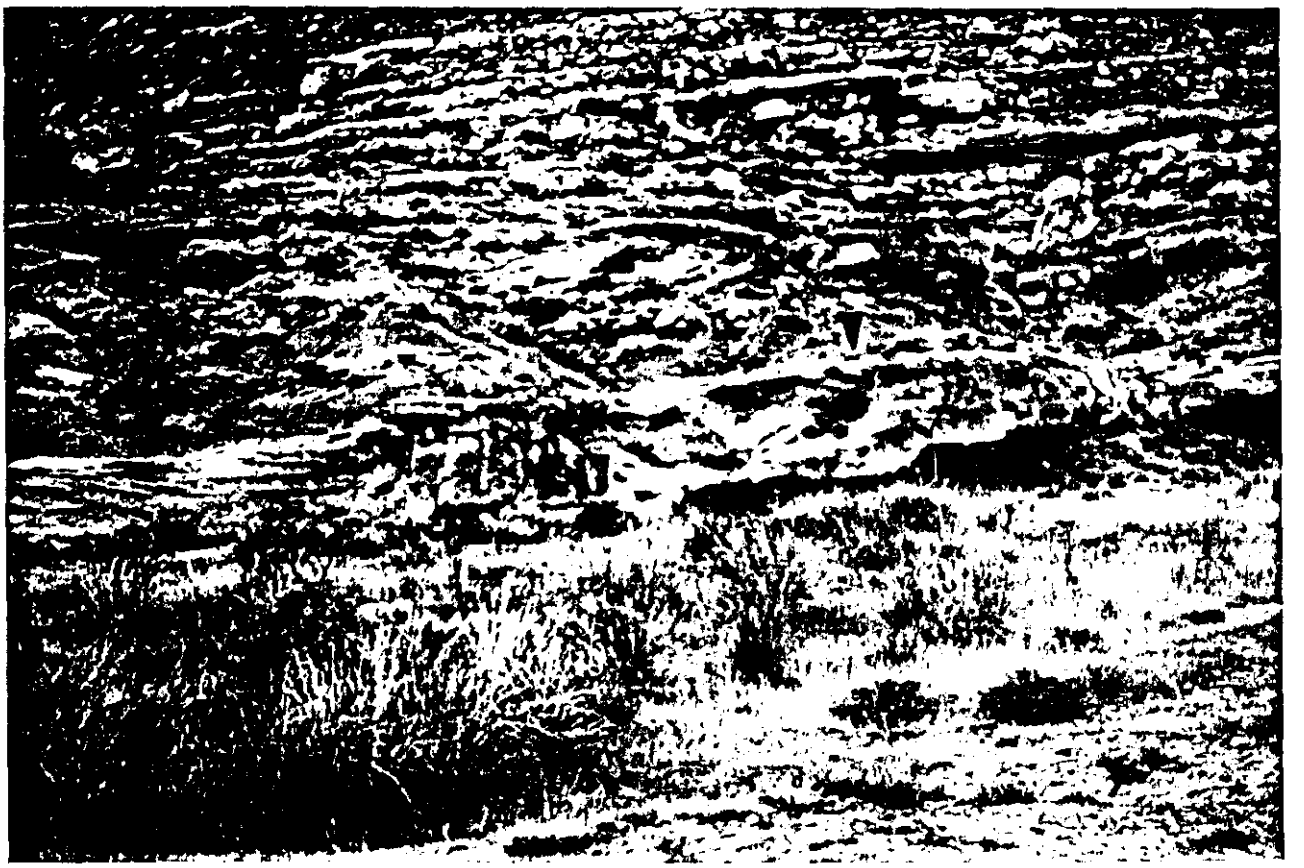
-. Canales de derrame (Elemento L8, fig. 32)

Esta compuesta por areniscas rosas y rojas. El tamaño de grano varia de grueso a muy fino e incluso aparecen lutitas. Las estructuras sedimentarias por orden de frecuencia son, estratificación cruzada de surco debida a dunas (St), laminación debida a "ripples" (Sr) y laminación paralela (Sh), en ocasiones con lineación primaria de corriente (Columna Riba de Santiuste, tramo 104).

El elemento presenta geometría lenticular, con base muy erosiva y techo plano, ligeramente irregular (fig. 32, L8). El espesor varía entre 75 cm y 1,50 m (Lámina X A y B). La extensión lateral también es variable, entre 10 m y varias decenas de ellos.



LAMINA X: A: Elemento L8, Canales de derrame. En este caso presentan poco espesor y escasa continuidad lateral.



B: Elemento L8, Canales de derrame. Se observa un canal de mayor tamaño que en el caso anterior, con una clara base erosiva. Todo el canal está afectado por procesos edáficos, mostrando decoloraciones blancas y verdes.

La organización interna, es la siguiente: sobre la base erosiva, existe normalmente un nivel casi siempre centimétrico, de conglomerados intraformacionales (Se). Sobre ella se sucede estratificación cruzada de surco (St) con "ripples" modificando la parte superior del nivel. Tras una superficie interna que puede ser erosiva, se repiten de nuevo facies St, sobre las cuales suele existir un nivel de laminación paralela de 10 a 20 cm de espesor, "ripples" e incluso lutitas de decantación. Esta secuencia puede repetirse varias veces. En este caso, las superficies internas de separación entre estas secuencias son erosivas. El techo de los cuerpos suele presentar abundante bioturbación por fauna y/o raíces y grietas de desecación.

Se interpretan como depósitos de canal por el cual migran dunas. Cuando la energía es menor se produce laminación de "ripples", llegándose incluso a la decantación de lutitas. Si la profundidad del canal es pequeña se produce una compresión de las líneas de flujo que hace aumentar la velocidad de la corriente, produciéndose la laminación paralela. Estos canales no son el producto de un sólo episodio. Las superficies internas erosivas presentes en ellos indican que el canal ha funcionado durante un cierto período de tiempo, registrando diversas etapas de reactivación (ELLIOTT, 1974). Se pueden interpretar como canales de "crevasse" (SMITH, 1983; BRIDGE, 1984) situados en zonas donde las orillas de los canales son menos consistentes y el desbordamiento tiende a producirse siempre por el mismo sitio, generando un canal que puede funcionar en repetidas ocasiones.

4.4. TIPOS DE RED DE DRENAJE

Los cuerpos sedimentarios de composición y geometría variable que componen el conjunto de los depósitos estudiados, están formados por asociaciones laterales y verticales de uno o varios elementos de los descritos anteriormente. La arquitectura estratigráfica está constituida por unidades complejas que corresponden a los diferentes submedios sedimentarios. Las variaciones y evolución de estas unidades marcan un estilo de arquitectura fluvial característico de distintos tipos de redes de drenaje.

Se describen en este apartado, los diferentes estilos de arquitectura fluvial observados en las facies Buntsandstein, con objeto de identificar los sistemas de drenaje que dieron lugar a estos depósitos.

La determinación del tipo de canal es un criterio básico para identificar el tipo de red de drenaje, sin embargo, son muy diversos los criterios que pueden usarse para su definición. Un canal se puede clasificar, siguiendo la nomenclatura de LEOPOLD y WOLMAN (1957) en recto, meandriforme o "braided". Otro criterio de clasificación es el que se basa en el tipo de carga sedimentaria que transporta el sistema: carga de fondo dominante, carga en suspensión dominante o carga mixta (SHUMM, 1968). Otra opción, es el uso del parámetro "braiding" (que está en función del número de islas o barras dentro de los canales). La obtención de este parámetro, varía según los distintos autores (MIALL, 1977; RUST,1978; CHURCH Y JONES, 1982). Sin embargo, en los sistemas naturales, existen numerosos pasos intermedios entre los términos finales de cualquier clasificación. Además, es posible combinar los distintos parámetros,

para determinar la red de drenaje: el número de canales, la sinuosidad de estos, índice "braiding", el tipo de carga, el tipo de depósitos de llanura de inundación y como se asocian a los canales, etc.

Todos estos factores determinan la morfología del sistema y cada sistema generará un estilo de arquitectura fluvial diferente en el registro sedimentario, según sean los controles alocíclicos y autocíclicos a los que esté sometido.

Es fundamental por tanto, para intentar reconstruir la evolución de una red, analizar con detalle el contenido de los cuerpos sedimentarios, la disposición y relaciones geométricas de los elementos que los forman (barras y canales fundamentalmente) y la geometría y relaciones a gran escala de las unidades arquitectónicas mayores que componen los depósitos fluviales.

Así mismo, WALKER (1990) señala que los modelos son absolutamente necesarios en estratigrafía y sedimentología y que el establecimiento de un modelo es un intento deliberado de sintetizar la información sobre un sistema en particular. Para que el modelo sea válido debe estar estructurado por comparación con sistemas actuales y fósiles. Siguiendo estos criterios, hemos establecido 9 modelos diferentes de redes de drenaje para los sedimentos fluviales del Buntsandstein de esta zona. Las interpretaciones de los distintos tipos de red de drenaje del Buntsandstein se han comparado, tanto con sistemas fluviales actuales bien documentados, como con sistemas fluviales fósiles. Se trata así, de obtener una imagen lo más completa posible del medio sedimentario y de su evolución en el tiempo y en el espacio.

4.4.1. "Braided" de Gravas

El registro sedimentario de este tipo de red, está formado esencialmente, por la acumulación sucesiva del elemento "sheet" de conglomerados (C1). Los elementos no se presentan claramente individualizados, pero en ocasiones es posible diferenciarlos por las superficies erosivas que existen entre ellos o por las cuñas de areniscas que aparecen en su techo.

Su geometría a media y gran escala es difícil de determinar con precisión, aunque parece ser de caracter tabular con base plana y techo irregular y una extensión lateral de cientos de metros (fig. 33 B,C).

Se interpretan como depósitos generados principalmente por la amalgamación de barras longitudinales de conglomerados y de los depósitos de canal laterales a ellas (fig. 33 A). Este tipo de depósitos han sido citados en relación con sistemas de carga de fondo de gravas y baja sinuosidad. Estos canales pueden ser parte de abanicos aluviales de gran extensión (McGOWEN y GROAT, 1971; BOOTHROYD y NUMMEDAL, 1978) o pueden desarrollarse en llanuras aluviales en las que discurren sistemas "braided" de gravas (RUST, 1978; STEEL y THOMPSON, 1983; NEMEC y STEEL, 1984).

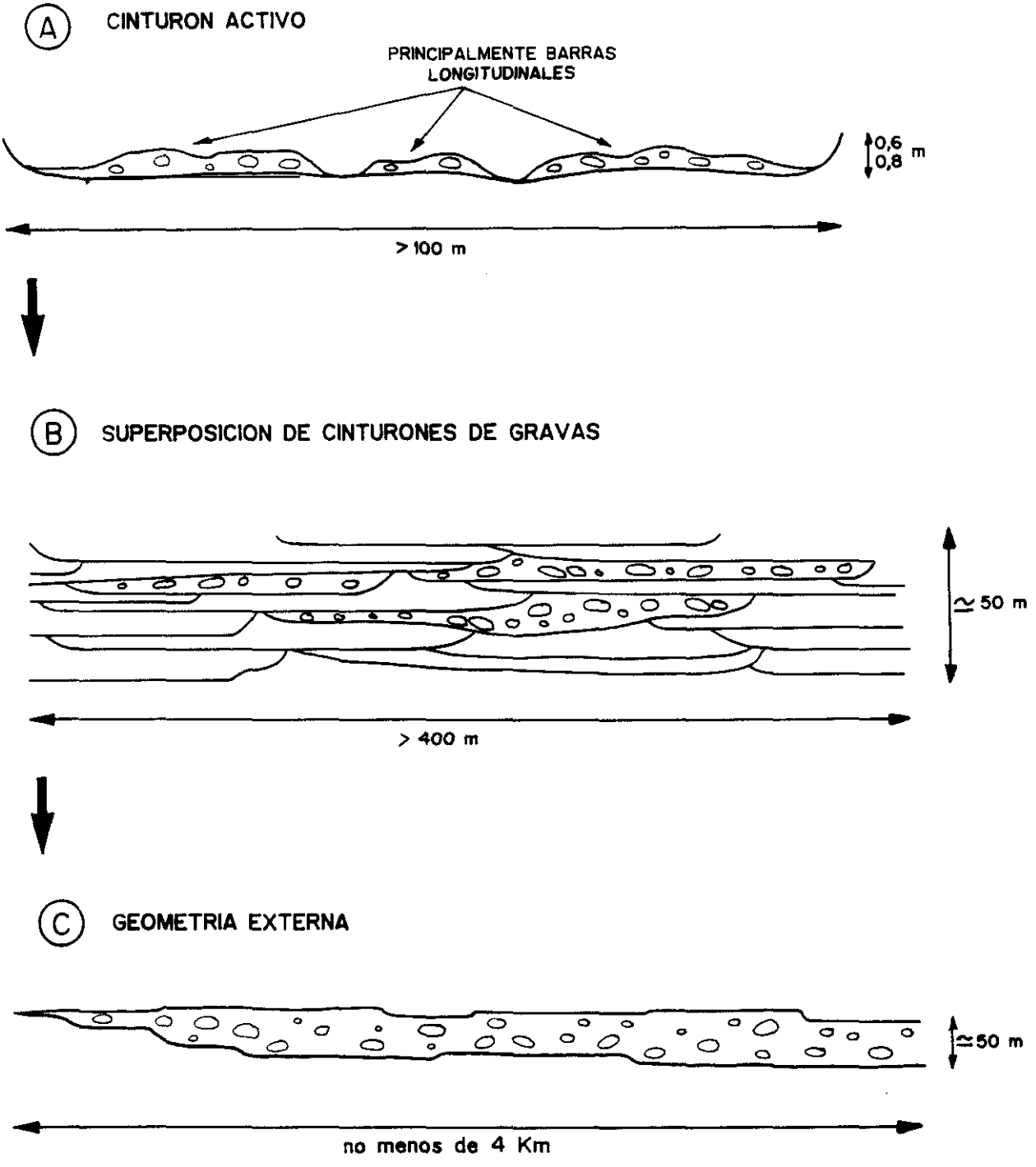


Fig. 33: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas Braided de gravas.

La segunda posibilidad apuntada, explica mejor los sedimentos aquí considerados, debido a la evidencia de una sedimentación en sistemas relativamente canalizados y a la ausencia de otros depósitos característicos de abanicos aluviales. Varios autores (RUST y KOSTER, 1984; RUST y GIBLING, 1990) señalan que la falta de cantos angulosos y conglomerados "matrix-supported" indicativos de "debris-flow" son argumentos contra la sedimentación en abanicos aluviales.

Lo más razonable en este caso, dado el conjunto de características sedimentológicas observado, es pensar en un sistema con canales amplios y poco profundos desarrollándose en ellos barras sin cara de avalancha bien definida y de bajo relieve (fig. 33 A). Estas formas son típicas de flujos someros con alta velocidad de corriente (RUST y GIBLING, 1990). Los depósitos de canal se depositaron lateralmente a estas barras. Las superficies erosivas que pueden observarse en el techo de algunas barras, representan pequeños canales que las disectan cuando emergen, en períodos de flujo bajo (RAMOS y SOPEÑA, 1983). Esto, unido a las cuñas de areniscas que se depositarían en momentos de menor energía, indica que el sistema presentaría importantes fluctuaciones en la descarga (SMITH, 1990).

La ausencia de sedimentos de llanura de inundación, puede relacionarse con unas tasas de migración de los canales relativamente altas comparados con las tasas de subsidencia.

4.4.2. "Braided" de carga mixta

Este tipo de sistema, está definido fundamentalmente por elementos compuestos por dos litologías, areniscas conglomeráticas y conglomerados. Los elementos son los siguientes: barras transversales (C3), canales mayores (C4) y barras de conglomerados y canales asociados (C2).

Las barras y canales de conglomerados aparecen en un porcentaje del 45 %, las barras mixtas en un 25 % y los canales mixtos en un 30 %.

Los elementos de barras transversales y canales mayores, se encuentran relacionados lateralmente (fig. 34 A), mientras las barras de conglomerados y canales asociados, se relacionan verticalmente con los dos elementos anteriores (fig. 34 B). Se observa por tanto, una evolución vertical desde facies mixtas (areniscas conglomeráticas) a conglomerados.

Las barras transversales y los canales mayores cuando se asocian, forman cuerpos tabulares de base erosiva irregular. Tienen una extensión próxima a los 100 m y un espesor de 2 a 2,5 m. Por lo tanto, presentan una relación anchura/profundidad (W/H) (fig. 34 A) de 40:1, incluyéndose en la categoría de "sheet". Los elementos canales mayores incluidos en estos "sheet", presentan una geometría lenticular con base cóncava y erosiva. La extensión es mayor de 30 m y el espesor es de 2 m. La relación anchura/profundidad es de 26:1. Presentan numerosas superficies internas erosivas, reflejando un carácter

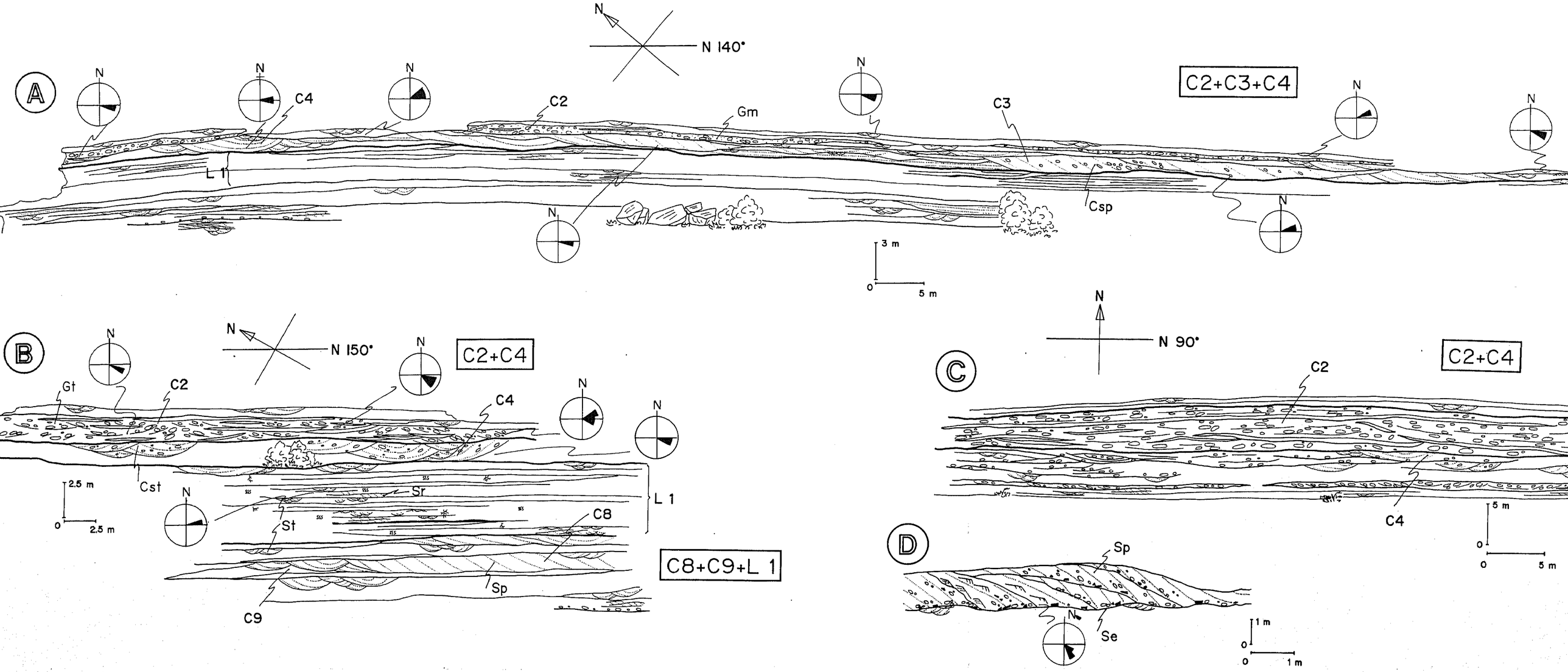


Fig. 34: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de la unidad A1 y principales elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistema Braided de carga mixta. (C2= Barras de conglomerados y canales asociados; C3=Barras transversales y C4=Canales mayores). Coordenadas U.T.M.: 228612; 230613.
B: Sistema Braided de Arenas I. (C8= Barras y canales asociados; C9= Canales mayores de relleno múltiple y L1= Llanura de inundación de arenas). Sistema Braided de carga mixta. (C2= Barras de conglomerados y canales asociados y C4= Canales mayores). Coordenadas U.T.M.: 228 613; 229 612.
C: Sistema Braided de carga mixta. Coordenadas U.T.M.: 229 615; 230 614.
D: Detalle de una barra transversal con numerosas superficies de reactivación, "ripples" asociados y "ripples" de "back flow".

multiepisódico.

Las barras transversales tienen base irregular de tendencia plana y techo ligeramente convexo, con una extensión cercana a los 80 m y un espesor medio de 2 m. Presentan superficies de reactivación en el frente de la forma.

Las barras de conglomerados y canales asociados presentan geometría tabular a gran escala, con un espesor medio de 1,5 a 2 m y aparecen en niveles superpuestos. Internamente tienen superficies erosivas cóncavas y superficies inclinadas, marcadas por niveles de areniscas de espesor variable entre 8 y 15 cm y una extensión lateral de 1 a 3 m (fig. 34 C). Existen también algunos niveles de areniscas con estratificación horizontal y una extensión lateral próxima a los 30 m.

Los elementos que forman este sistema de drenaje se interpretan depositados en un sistema "braided" complejo, que presenta en principio carga de fondo mixta (gravas y arenas) y evolucionan en la vertical a un sistema de fondo de gravas.

Este tipo de sedimentos de facies mixtas, han sido citados por STEEL y WILSON (1975) y BROOKFIELD (1980), en relación con depósitos de corrientes "braided", formados por debajo del punto de intersección de abanicos aluviales, y por STEEL Y THOMPSON (1983) y SMITH (1990) entre otros, como generados por ríos "braided" con carga de fondo de gravas.

En el sistema que estamos considerando, se produce el desarrollo de barras mixtas, que representan una morfología y relieve considerables en el lecho del río. RUST (1975), dice que barras con una altura próxima a los 3 m, requieren una profundidad de agua para su formación que es inusual en las corrientes "braided" de los abanicos aluviales, incluso en estado de flujo alto. Por tanto, teniendo en cuenta todo el conjunto de características sedimentológicas descritas, parece razonable pensar que estos depósitos, se generaron en un sistema "braided" de baja sinuosidad y carga de fondo mixta, con canales relativamente confinados, y más profundos que los que se producen en relación con abanicos aluviales.

Este sistema con carga de fondo mixta, evoluciona en la vertical a un sistema con carga de gravas (fig. 35). En él, se desarrollan barras longitudinales de gravas, a las que se asocian niveles lenticulares de areniscas que se relacionan con cambios en el estado de flujo (RAMOS y SOPEÑA, 1983). Lateralmente a las barras, existen depósitos de relleno de canal que en ocasiones, tienen relleno multiepisódico. Los depósitos de conglomerados con estratificación cruzada planar son escasos y se deben a la migración de barras transversas. Estas barras necesitan para su formación menor cantidad de agua y carga sedimentaria que las longitudinales (HEIN y WALKER, 1977).

Las "cuñas" arenosas que presentan mayor extensión lateral, se sitúan simultaneamente sobre varios tipos de elementos, (barras longitudinales, rellenos de canal etc.). Según RAMOS y SOPEÑA (1983)

FACULTA

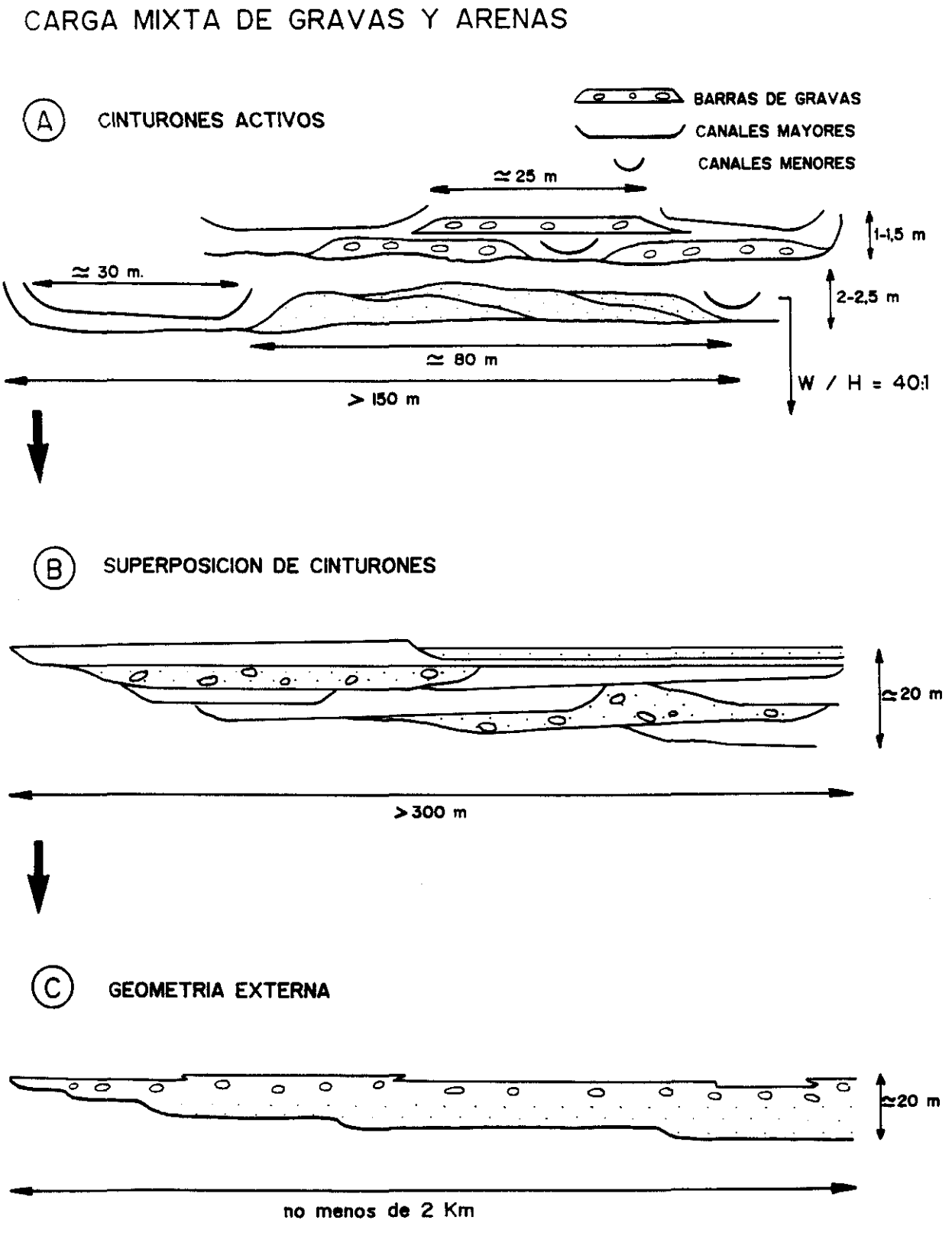


Fig. 35: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas Braided de carga mixta de gravas y arenas.

se generan durante estadios de flujo alto cuando el agua no está confinada al canal.

En resumen, la sedimentación comienza en un sistema fluvial de baja sinuosidad con carga mixta y canales relativamente confinados y profundos, en los que se desarrollan barras mixtas. El sistema evoluciona a carga de fondo de gravas, con canales menos profundos, en los que predominantemente se desarrollan barras longitudinales que practicamente no desarrollan caras de avalancha importantes (fig. 35 A).

La evolución de un sistema hacia facies más gruesas con generación de secuencias granocrecientes, se relaciona clásicamente con movimientos tectónicos que provocan reactivación en el área madre de los sedimentos (STEEL y THOMPSON, 1983; RUST Y KOSTER, 1984).

Recientemente PAOLA (1988) identifica una mayor extensión areal de los sedimentos más gruesos, con una tasa de subsidencia relativamente más baja que la tasa de aporte de material del área madre. Esto favorecería el transporte del material más grueso hacia el interior de la cuenca, ya que si se considera únicamente una reactivación en el área madre, necesariamente se produce un aumento relativo de la subsidencia en esta zona y se reduce por tanto la distancia de transporte del material grueso. Así pues, en nuestro caso, podemos asociar la evolución del sistema fluvial de carga mixta a carga de gravas, con una reducción de la tasa de subsidencia, que permite una aumento en la distancia de transporte de las gravas.

4.4.3. "Braided" de arenas I

Está compuesto por los elementos de canales mayores de relleno múltiple (C9), barras y canales asociados (C8) y llanura de inundación de material grueso (L1).

Los elementos del cinturón activo de canales, se combinan formando cuerpos tabulares a gran escala (fig. 34 B), con base plana y techo irregular. La extensión lateral es de centenares de metros y el espesor medio de 2,5 m. Presentan una relación media de anchura/profundidad (W/H) de 20:1, se clasifican por tanto como "sheet".

Estos "sheet", presentan numerosas superficies internas erosivas que marcan diferentes estadios de evolución. Algunas superficies presentan un depósito residual de cantos de cuarcita de 1 o 2 cantos de espesor.

La arquitectura de este sistema de drenaje, se construye por superposición de "sheets", separados por superficies importantes (fig. 36).

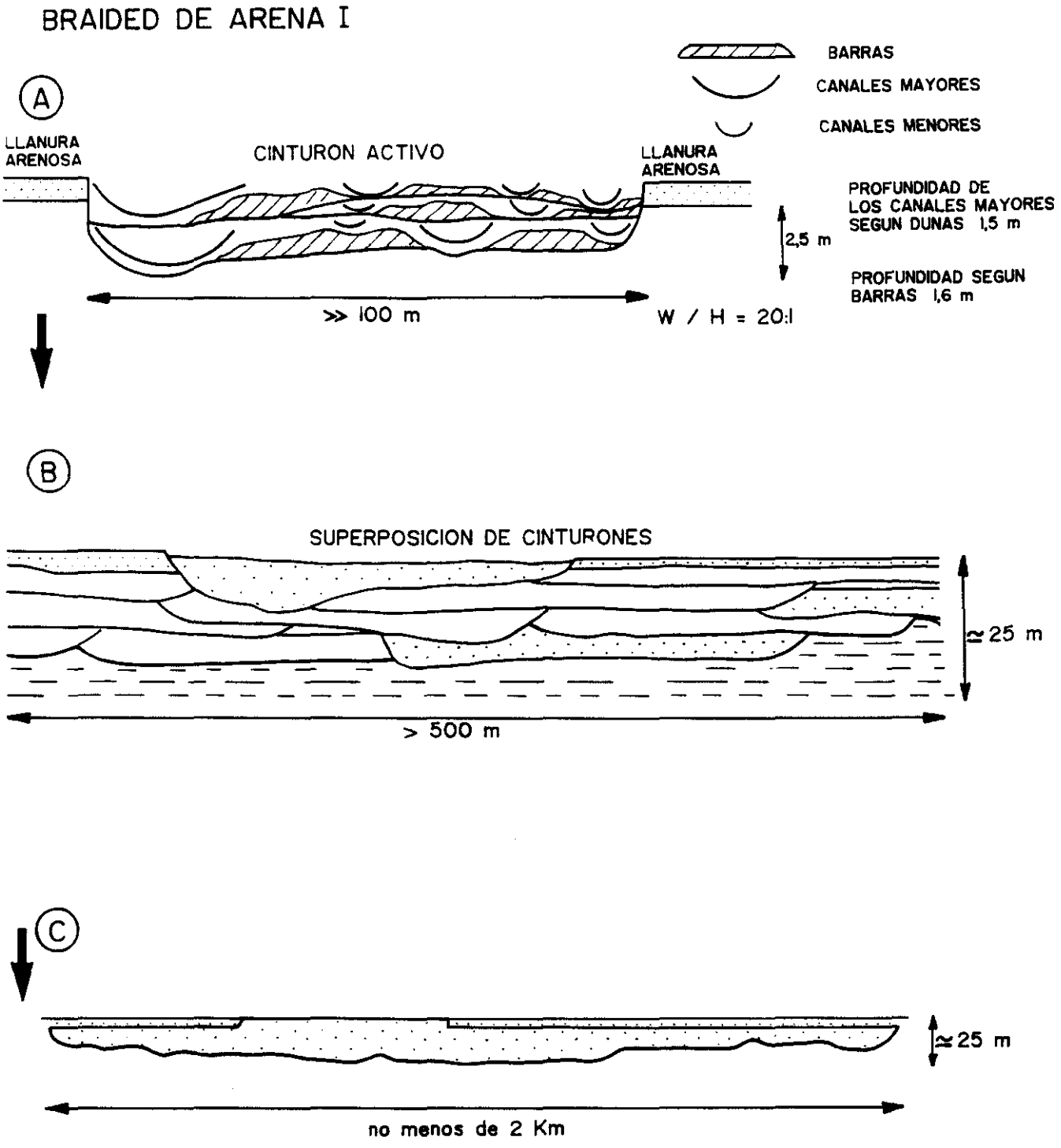


Fig. 36: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas Braided de Arenas I.

La llanura de inundación está formada por el elemento L1 y se genera por la superposición de niveles tabulares de gran extensión lateral (alcanzando incluso 1 km). La base de los depósitos de llanura de inundación está condicionada por la geometría de los depósitos infrayacentes y el techo es plano. Dentro de esta llanura de inundación se observa una disminución del tamaño de grano en los términos superiores, donde dominan las facies más finas. Correlativamente existe también una disminución en el espesor de los niveles, variando de 1 m en la parte inferior a 30 cm en la superior.

Se interpretan estos depósitos, como generados en un sistema fluvial de canales entrelazados y baja sinuosidad con carga de fondo principalmente arenosa. Los canales serían amplios y no muy profundos, presentando rellenos complejos entre los que se encuentran depósitos de barras transversas similares a los descritos por CROWLEY (1983). La organización interna que presentan estas barras puede observarse en la figura 34 D. Tienen superficies erosivas en el frente de la forma, con "ripples" asociados posiblemente generados en etapas de recesión del flujo cuando se producen "vórtices" de corriente ligeramente oblicuos al frente de la forma. También pueden observarse "ripples" en los distintos "sets" de estratificación cruzada planar que forman la barra. En este caso se trata de "ripples" de "back flow". En estados de flujo bajo estas barras son disectadas por canales menores.

Los canales secundarios laterales a las barras, suelen presentar una geometría asimétrica, produciéndose en ellos la migración de dunas de menor tamaño que las que lo hacen por el canal principal. Los canales principales son más profundos que los secundarios, de ahí el mayor tamaño de los dunas que migran por ellos. En nuestro caso, la altura máxima que presentan estas dunas es de 30 cm. CROWLEY (1983), relaciona la altura máxima de las formas que migran por el canal principal, con la profundidad máxima que alcanza este en estados de flujo alto. Aplicado a nuestro caso, los canales principales tendrían una profundidad de 1,50 m. Esta profundidad es coherente con la altura que presentan las barras (siempre menor de 80 cm), ya que cuando se generan estas formas pueden hacerlo con una altura de 1/2 de la lámina de agua. Por lo tanto, implicarían una profundidad de 1,60 m, muy similar a la indicada por las dunas. Estos datos también son coherentes con los estudios realizados por ALLEN (1984), considerando datos de ríos actuales y estudios experimentales. Los datos obtenidos por este autor dan un rango prioritario de variación entre 1,5 y 2,5 m para una altura de dunas de 30 cm.

La llanura de inundación del sistema está constituida casi en su totalidad, por material arenoso grueso y muy grueso. Hay que señalar que llanuras de este tipo no son frecuentes. BRAKENRIDGE (1988), en un estudio realizado en diversos sistemas fluviales en los Estados Unidos, las relaciona con canales capaces de transportar todo el aumento de flujo que se produce en las etapas de alta descarga. Por tanto, la llanura de inundación se alimenta del material aportado en los desbordamientos provocados por la rotura de las orillas del canal. La rotura se produce preferentemente con flujo alto cuando la carga más gruesa que transporta el canal está en movimiento, carga que pasa así a formar parte de la llanura de inundación. Por otra parte, el material fino es "lavado" y transportado aguas abajo.

En resumen, estos materiales se depositaron en un sistema de baja sinuosidad con carga de fondo arenosa, de canales amplios y no muy profundos en los cuales existen barras transversas que determinan un índice "braiding" de moderado a bajo. La llanura de inundación del sistema, se formaría principalmente por los derrames producidos por las roturas de las orillas de los canales.

4.4.4. "Braided" de arenas II

Se compone este sistema de drenaje de los siguientes elementos barras y canales asociados (C8), canales mayores de relleno múltiple (C9) y canales menores con laminación paralela (C14), (fig. 37 A).

El elemento canales mayores de relleno múltiple (C9), es el más ampliamente representado con un 56%, seguido por el elemento barras y canales asociados con un 33% y por los canales menores con laminación paralela con un 9%. El 2% restante, se compone de depósitos de llanura de inundación de lutitas, escasamente representados.

La asociación de estos elementos forma cuerpos tabulares de base erosiva irregular y techo frecuentemente erosionado por el siguiente conjunto de elementos. La extensión lateral es de cientos de metros, (supera ampliamente los 400 m) y el espesor medio se sitúa en 5 m. Con estas dimensiones podemos establecer una relación aproximada anchura/profundidad de 60:1, incluyéndose por tanto en la categoría de "sheet".

Los "sheet" que componen esta red son generalmente complejos, con numerosas superficies internas, alguna de las cuales son muy erosivas. La arquitectura se forma por la superposición de estos "sheet" complejos multiepisódicos, que presentan como veremos a continuación algunas variaciones, sobre todo en la proporción y relaciones de los distintos elementos dentro de los "sheet".

Los canales mayores de relleno múltiple son los más frecuentes en el volumen de sedimentos que depositó este tipo de red. Se componen principalmente, de estratificación cruzada de surco de varias escalas. Presentan superficies internas erosivas que señalan su carácter multiepisódico. La geometría es lenticular a muy gran escala y la base es erosiva. El espesor medio es de 4 m y su extensión lateral oscila alrededor de los 200 m. Serían por tanto, "sheet" complejos. Es posible observar secuencias de relleno de canal en las cuales, trás la estratificación cruzada de surco a gran escala, aparece estratificación cruzada planar y de surco, debida a dunas, laminación debida a "ripples" y niveles de lutitas.

Durante los estadios iniciales de la evolución de este sistema de drenaje, estos canales presentan rellenos generados por formas de mayor tamaño que las formas que se generarán posteriormente. También cabe señalar que durante las etapas más tardias, las bases de los canales, así como las superficies internas, presentan abundantes intraclastos de lutitas, en contraste con las etapas iniciales donde son escasos.

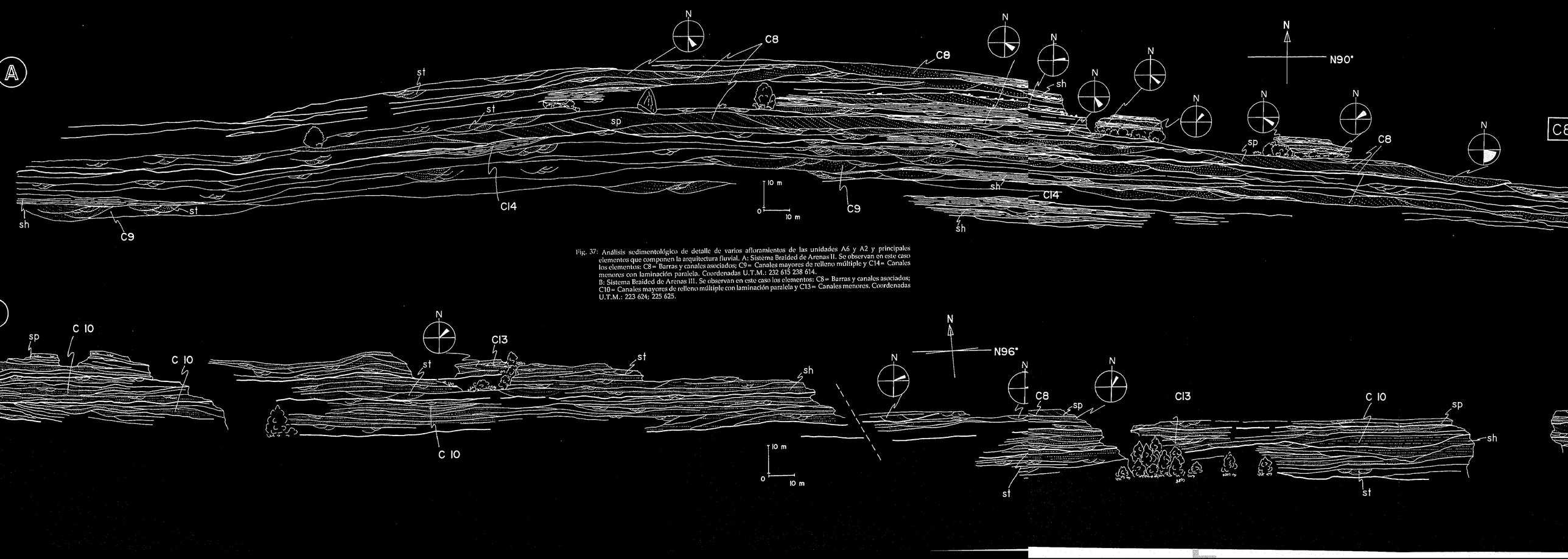


Fig. 37: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de las unidades A6 y A2 y principales elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistèma Braided de Arenas II. Se observan en este caso los elementos: C8= Barras y canales asociados; C9= Canales mayores de relleno múltiple y C14= Canales menores con laminación paralela. Coordenadas U.T.M.: 232 615 238 614. B: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C8= Barras y canales asociados; C10= Canales mayores de relleno múltiple con laminación paralela y C13= Canales menores. Coordenadas U.T.M.: 223 624; 225 625.

Estos elementos se relacionan lateral y verticalmente con las barras y canales asociados. Las barras se caracterizan por tener estratificación cruzada planar, típica de los depósitos de barras transversas. Generalmente forman cuerpos tabulares de base plana y techo irregular. La altura de las barras varía entre 2 y 6 m. Tienen una extensión lateral variable entre 70 y 150 m. Presentan superficies de reactivación en el frente de la forma y su techo presenta modificaciones generadas por formas menores. En ocasiones, el techo aparece modificado por pequeños canales con geometría "ribbon" (fig. 37 A) con una relación W/H próxima a 8:1, espesor medio de 1,5 m y extensión lateral de 8 m.

Las barras presentan también diferencias dentro de la evolución del sistema. En las etapas iniciales son menos frecuentes y de menor tamaño, mientras en las etapas finales los tamaños son mayores y su frecuencia aumenta considerablemente.

Los canales menores con laminación paralela, pueden estar localizados en cualquier posición dentro de todo este sistema de drenaje. Poseen base erosiva cóncava y geometría lenticular, con una extensión lateral de 40 a 60 m y un espesor de 2 a 4 m (fig. 37 A). Las relaciones anchura/profundidad (W/H) que se obtienen son de 17:1 ó 18:1, y se incluyen en la categoría de "sheet" casi en el límite con los "ribbon".

Una característica peculiar de la arquitectura de este sistema, es la existencia de niveles de laminación paralela, con una extensión lateral mayor de 200 m y un espesor variable entre 2 y 5 m. Estos niveles se sitúan sobre cualquier elemento depositado anteriormente (fig. 37 A), no presentan relaciones claras con ninguno de ellos. Son más frecuentes y presentan mayor espesor en las etapas finales.

La interpretación propuesta es que los elementos descritos se formaron en un sistema "braided" de baja sinuosidad, con carga de fondo arenosa. El sistema poseería canales relativamente profundos, en los que se producirían dunas de gran tamaño (con una altura que alcanza los 70 cm). Siguiendo a ALLEN (1984), esto indicaría un rango de profundidad del canal variable entre 4 y 6 m. Lateralmente a estos canales mayores, se desarrollan barras transversas similares a las descritas por CANT y WALKER (1978) en el río South Saskatchewan. Lateralmente a las barras y sobre ellas (en períodos de flujo bajo) se generan canales secundarios de profundidad y extensión no muy grandes. Estos canales se pueden rellenar de laminación paralela, cuando se produce un aumento de la velocidad de la corriente y las líneas de flujo se comprimen si el canal es poco profundo.

Las características expuestas hasta ahora, marcan dos estilos de arquitectura ligeramente distintos. Este cambio se produce a partir de una superficie mayor que se aprecia en los sedimentos depositados por este sistema (fig. 37 A).

El primero de estos dos estilos se produce en las etapas iniciales (fig. 38 A1) y presenta un predominio de las facies de canal y de episodios de alta energía (laminación paralela), que tapiza todos los tipos de depósitos pre-existentes. Los canales presentan secuencias complejas, con numerosas superfi

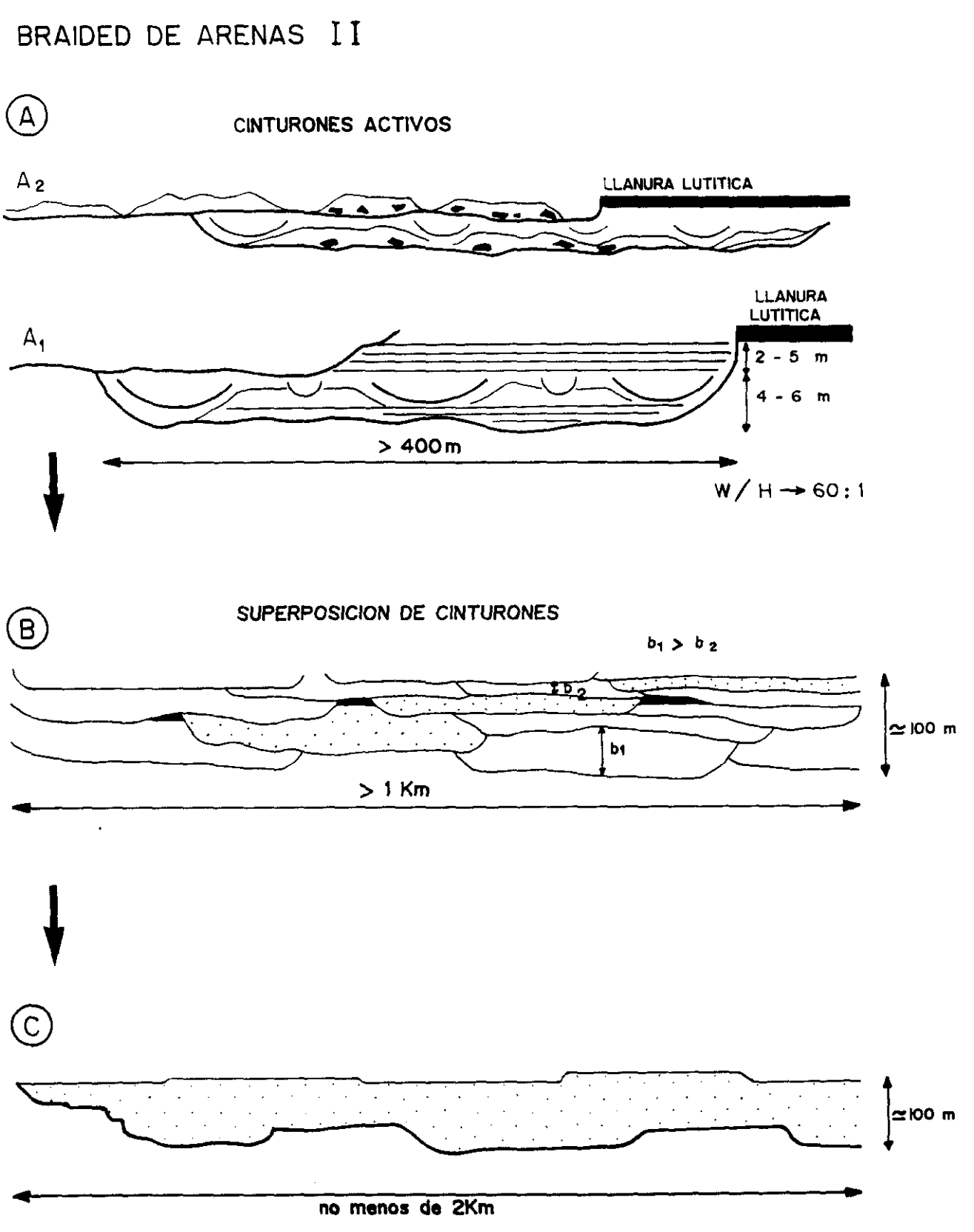


Fig. 38: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas Braided de Arenas II.

cies internas. Según CANT y WALKER (1978), esto se produce por la migración lateral de los canales, que provoca la erosión de depósitos anteriores y forma secuencias de agradación en las facies de canal. Esta parte inferior, presenta similitudes con el río South Saskatchewan (CANT y WALKER, 1978) y con el modelo 10 de MIALL (1985).

El segundo estilo (fig. 38 A2), se caracteriza por un predominio de los depósitos de barras, disectadas por canales menores en etapas de recesión de flujo. Existen también canales secundarios laterales a las barras. Se observan superficies erosivas que presentan intraclastos de lutitas. Según RUST y GIBLING (1990), la abundancia de intraclastos de lutitas, significa que la sedimentación lutítica fue originalmente más abundante de lo que el material preservado sugiere. Probablemente, esta sedimentación se produjo por decantación de material fino en zonas tranquilas del sistema, generalmente depresiones, que posteriormente son erosionadas e integradas al sistema como intraclastos (RAMOS et al., 1986). Este tramo presenta mayores similitudes con el río Platte (CROWLEY, 1983) y con el modelo 9 de MIALL (1985).

En resumen, se trataría de un sistema de canales entrelazados de carga de fondo arenosa que en principio presenta canales más profundos y un menor índice "braiding". Posteriormente el sistema evoluciona aumentando el índice "braiding" y los canales pasan a ser más someros (fig. 38 B).

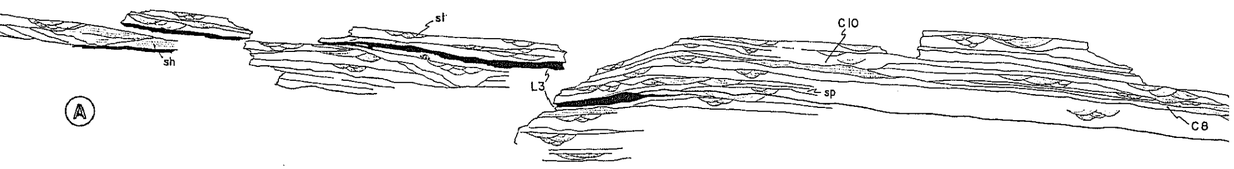
Ambos sistemas debieron sufrir importantes variaciones en la descarga, más importantes en la parte inferior. Según ALLEN (1983), este tipo de fluctuaciones se deben a grandes variaciones estacionales con inundaciones relativamente cortas y rápidas y recesión más gradual.

4.4.5. "Braided" de arenas III

Se compone de (figs. 37 B y 39): canales mayores de relleno múltiple con predominio de laminación paralela (C10), barras y canales asociados (C8), canales menores (C13), llanura de inundación de lutitas (L3), mantos de arena (L4), canales de desagüe (L5), lóbulos de derrame (L7) y canales de derrame (L8).

Los elementos cuya sedimentación se produce en el cinturón activo de canales forman cuerpos lenticulares a muy gran escala (cartográfica) que se presentan amalgamados en mayor o menor grado, formando entonces niveles tabulares (fig. 37 B).

Dentro de estos depósitos, el elemento más frecuente son los canales complejos (fig. 39). Se inician con una base erosiva que marca distintas etapas de funcionamiento del canal hasta su instalación definitiva. Esta base conserva depósitos de "lag" que pueden llegar a tener 30 cm de espesor y pueden a su vez estar erosionados y cortados por superficies posteriores. Progresivamente se va produciendo el relleno del



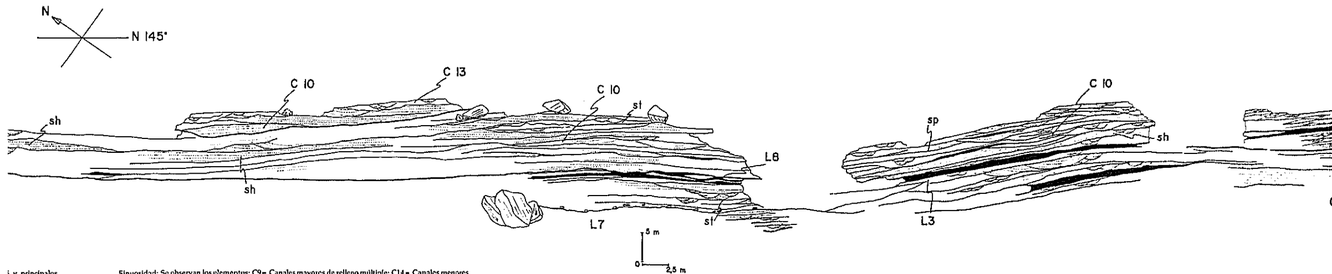
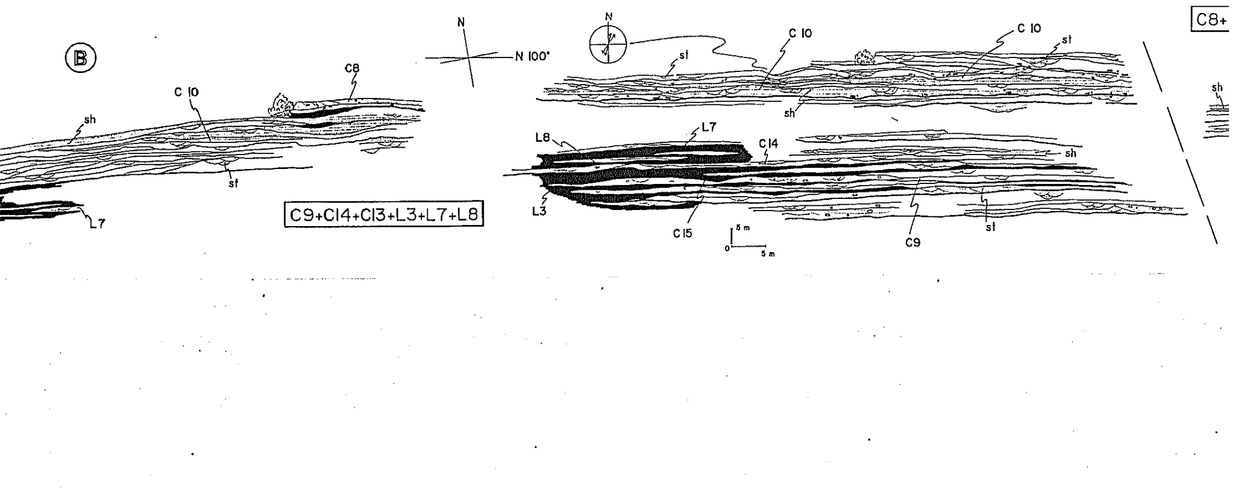


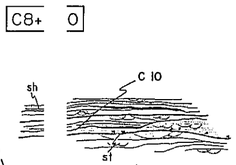
Fig. 41: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de las unidades A
elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistema Braided de Arenas III
caso los elementos: C8= Barras y canales asociados; C10= Canales mayores
predominio de laminación paralela; C13= Canales menores; L3= Llanura lutítica; L7
y L8= Canales de derrame. Coordenadas U.T.M.: 149 604; 156 607.
B: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C8= Barra
y C10= Canales mayores de relleno múltiple y predominio de laminación paralel

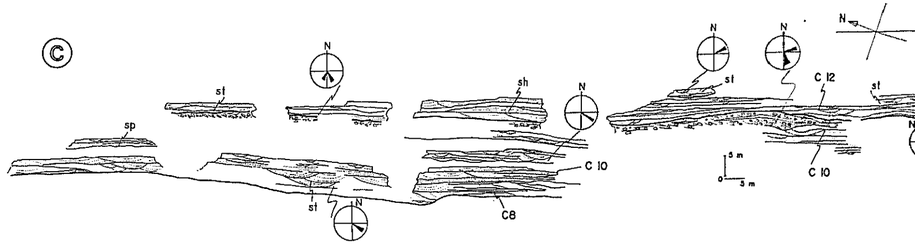
i y principales
oservan en este
no múltiple y
los de derrame

ales asociados
ma de Alta

Sinuosidad: Se observan los elementos: C9= Canales mayores de relleno múltiple; C14= Canales menores con laminación paralela; C15= Canales de relleno lutítico; L3= Llanura lutítica; L7= Lóbulos de derrame y L8= Canales de derrame. Coordenadas U.T.M.: 185 622; 187 622.
C: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C8= Barras y canales asociados; C10= Canales mayores de relleno múltiple y predominio de laminación paralela y C13= Canales menores. Sistema de Alta Sinuosidad. Se observa en este caso el elemento: C11= Canales con barras de acreción lateral. Coordenadas U.T.M.: 224 606; 228 629.







canal. Normalmente este relleno comienza con un intervalo de laminación paralela, que pasa en la vertical a estratificación cruzada de surco a gran escala. Esta sucesión se repite varias veces, estando los límites de cada secuencia marcados por superficies erosivas bien definidas.

La geometría original, ha sido parcialmente destruida por la evolución y superposición de las distintas secuencias de canal. El espesor observable varía desde 2,5 a 10 m y la extensión lateral es siempre mayor de 100 m. Las relaciones de anchura/profundidad, indica que se trata de "sheets" complejos multiepisódicos.

Si consideramos la altura de las dunas que migran por el fondo del canal con relación a la profundidad de los mismos, la profundidad se situaría en un rango entre 6 y 8 m. Teniendo en cuenta la extensión observable, se trataría de canales amplios y relativamente profundos. Por ellos migrarían dunas de cresta sinuosa que en ocasiones alcanzan gran tamaño y constituyen accidentes morfológicos importantes en la fisiografía de río. Estas megaformas sólo funcionarían en etapas de flujo muy alto (SANCHEZ-MOYA et al., 1989) y por su geometría y organización interna serían barras de morfología lunada con la concavidad desarrollada aguas abajo. En los canales, también se encuentran importantes intervalos de laminación paralela que se generarían en períodos de descargas bruscas y enérgicas ("flash flood"), durante los cuales se llegan a depositar importantes espesores de sedimentos.

También existen, en menor proporción, barras transversas o linguoides (CANT y WALKER, 1976; MIALL, 1977). En estas barras, se observan superficies de reactivación, tanto en la vertical, como en el frente de la forma. Esto indica que se produce acreción vertical al mismo tiempo que la forma avanza en sentido frontal (RAMOS et al., 1986). Se observan también modificaciones generadas por formas menores en el techo de la barra, y en ocasiones superficies erosivas cóncavas generadas en etapas de recesión de flujo.

Progresivamente se va produciendo el relleno del canal, tras varias etapas de erosión y sedimentación y se observa una disminución en el tamaño de las formas. Este hecho ha sido observado también por CANT y WALKER (1978) en el río South Saskatchewan.

Asociados a estas etapas de relleno final, aparecen modificaciones, que consisten en erosiones cóncavas de poca extensión lateral (1- 1,5 m) rellenas en parte por laminación paralela adaptada a la forma erosiva. El techo del canal, presenta a veces un pavimento de cantos que en las erosiones antes descritas se adapta incluso a la forma cóncava. En relación con estas etapas de relleno final, existen también canales secundarios, por cuyo fondo migrarían dunas de cresta sinuosa. Estos canales presentan geometría lenticular con base cóncava y erosiva, tienen un espesor medio de 2 m y una extensión variable entre 25 y 75 m. Puede tratarse de "sheets" en unos casos y "ribbons" en otros (fig. 39 C).

En los depósitos generados en la llanura de inundación, los elementos más frecuentes son las

lutitas y los canales que hemos llamado de desagüe. Como es característico de estos depósitos, el conjunto presenta geometría tabular, con base y techo irregular, muy condicionados ambos por la geometría de los niveles infra y suprayacentes. Generalmente, tienen una extensión lateral de cientos de metros y un espesor variable entre 1 y 10 m.

Los elementos de grano más grueso, aparecen entre niveles de lutitas. Los canales de desagüe, presentan geometría lenticular (BRIDGE, 1984), con base cóncava. Tienen un espesor medio de 25 cm y una extensión lateral de 4 a 8 m. Suelen presentarse asociados lateralmente, aunque algo desplazados en la vertical (fig. 40 A). Se interpretan como generados tras las etapas de inundación, cuando la llanura ya ha sido total o parcialmente cubierta y se produce el desagüe posterior. Su funcionamiento sería similar al de los "tidal creeks" descritos en las llanuras mareales (EVANS, 1965). Tienen abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.

Otros elementos con geometría lenticular presentes, son los canales de derrame. Poseen base erosiva y superficies internas, también erosivas, que marcan distintos episodios de funcionamiento del canal. Tienen mayor espesor que los anteriores, variando estos entre 0,6 y 1,5 m y una extensión de varias decenas de metros. La geometría individual es de "ribbon" observándose en muchas ocasiones expansiones laterales en el techo del cuerpo sedimentario. Presentan el mayor tamaño de grano de las areniscas que se depositan en la llanura de inundación (muy grueso e incluyendo cantos de cuarcita de hasta 5 cm en la base). Estos canales se producen en etapas de flujo alto, pueden ser más o menos permanentes y su tamaño no suele ser muy grande. FARRELL (1987) señala que la profundidad máxima de estos canales en el río Mississippi, nunca supera los 5 m. Suelen presentar superficies de reactivación, láminas de lutitas y señales de emersión (ELLIOTT, 1974). La existencia de estos canales de derrame crea zonas de menor cohesión en las orillas del río y genera una zona favorable para canalizar la avulsión del canal, si esta se produce (ELLIOTT, 1974; FARRELL, 1987).

Asociados o no con el elemento anterior, se encuentran los cuerpos que hemos interpretado como lóbulos de derrame. Se trata de cuerpos con geometría lenticular, base plana, techo convexo y un espesor máximo de 60 cm. Se generan por rotura de las orillas de los canales, produciéndose un flujo sobre la llanura de inundación no confinado, que deposita arenas con geometría lóbulada. El espesor de este lóbulo disminuye progresivamente según nos alejamos de su punto de origen (SMITH, 1983). Los lóbulos de derrame, también se han descrito en relación con el final de un canal de derrame (ELLIOTT, 1974; FARRELL, 1987). La laminación más frecuente que encontramos es paralela de alta energía, debido a la alta velocidad de la corriente y a la poca profundidad de la lámina de agua, que al expandirse en un área no canalizada pierde progresivamente velocidad y produce por último, laminación de "ripples". En muchos casos la laminación original ha sido borrada por la abundante bioturbación que presentan estos depósitos.

En ocasiones, se observa una alternancia de lutitas y niveles arenosos de poco espesor, que se interpretan como zonas terminales de lóbulos de derrame. Estas alternancias, suelen estar erosionadas por

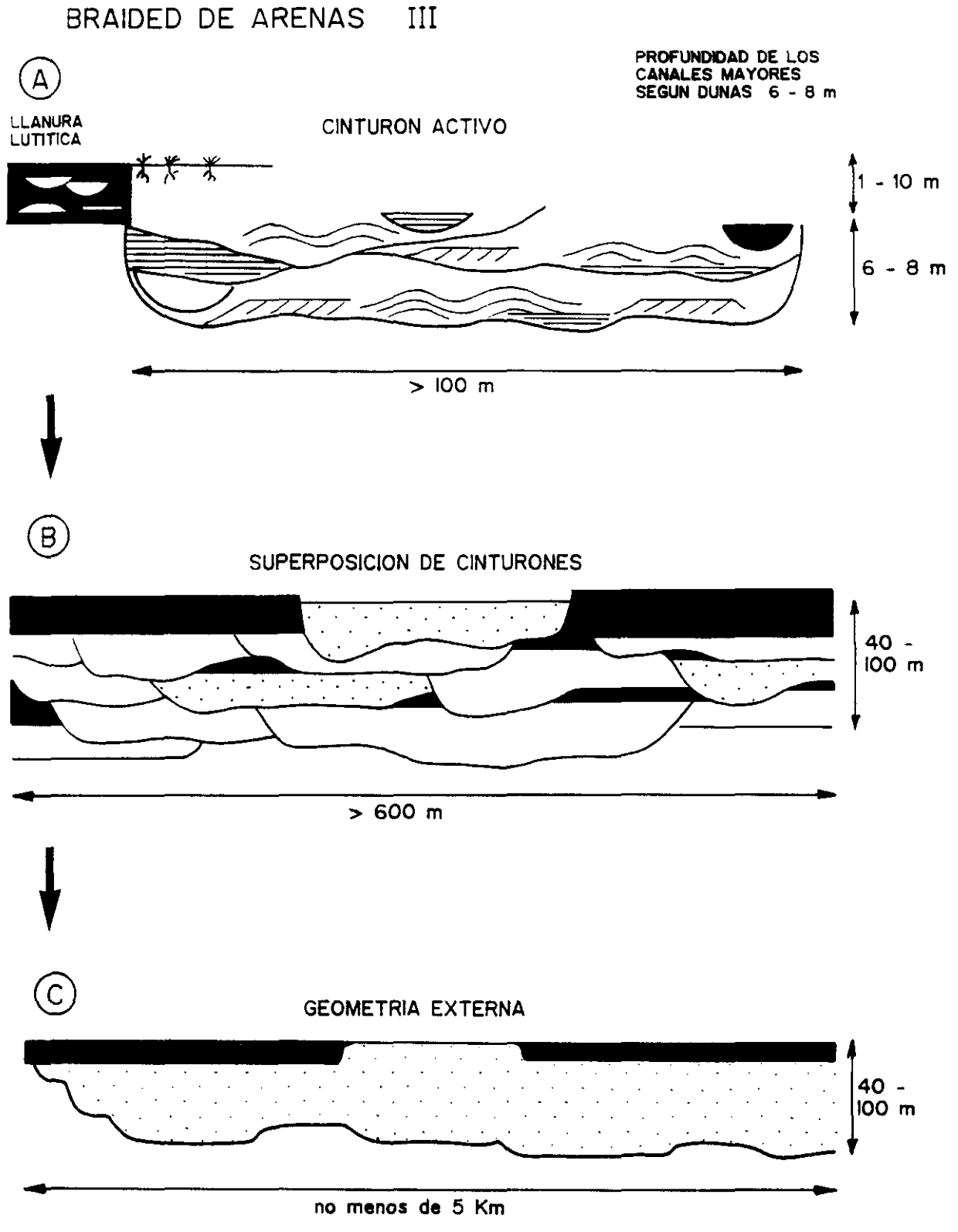


Fig. 40: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas Braided de Arenas III.

los depósitos del canal principal. Según BRIDGE (1984) este tipo de alternancia y las características que presentan son evidencias que señalan el proceso de avulsión de un canal. Este tipo de avulsión propuesto por BRIDGE (1984), se trataría de una avulsión brusca, muy similar a la descrita por FARRELL (1987) en el río Mississippi.

Todos los elementos depositados como llanura de inundación, presentan grietas de desecación y abundante bioturbación, tanto en forma de tubos verticales como horizontales. Todas estas características son más abundantes en las etapas finales del sistema. Se observa también moteado y decoloraciones con tendencia vertical y ramificaciones que en ocasiones estan cementadas por carbonatos. Como característica peculiar, existen niveles de nódulos de carbonato con desarrollo vertical. Asociados a ellos pueden existir capas laminares de carbonatos. El espesor de estos niveles puede alcanzar hasta 1,40 m. El conjunto tiene por tanto, el techo neto y bien definido y la base gradual. Estas características son habitualmente indicadores de distintos horizontes de paleocaliches o calcretas (ALLEN, 1986; WRIGHT, 1982; BRAKEN-RIDGE, 1988; ALLEN y WRIGHT, 1989).

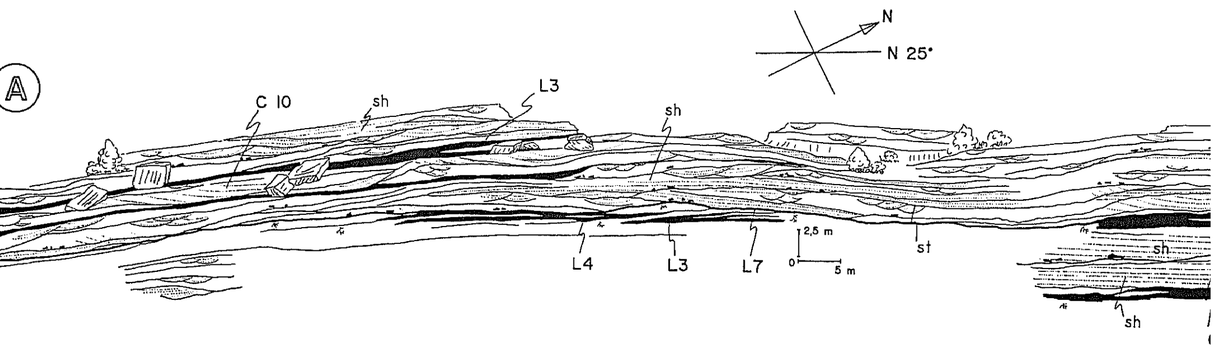
La abundante bioturbación, la presencia de grietas de desecación y las huellas de procesos edáficos, sugieren que la sedimentación se produjo en un ambiente con buen drenaje (TYLER y ETHRIDGE, 1983). En la llanura de inundación tendríamos importantes períodos o zonas de no sedimentación, lo que unido a un clima favorable permitió el desarrollo de importantes horizontes edáficos.

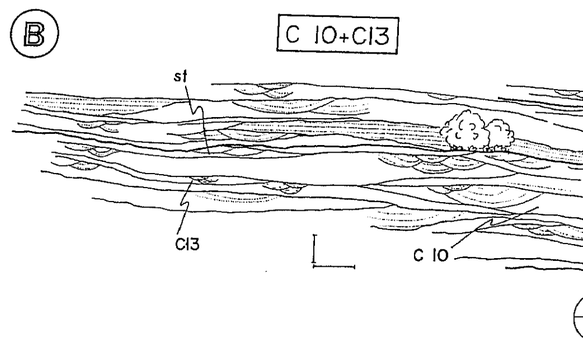
De acuerdo con ALLEN y WRIGHT (1989) la existencia de paleosuelos de gran espesor como los que estamos analizando aquí, implica la existencia de períodos donde la tasa de sedimentación era relativamente baja, existía una cierta distancia al canal (lo cual disminuye la tasa de sedimentación) y el drenaje era bueno. Estos requisitos son fundamentales para el desarrollo de paleosuelos en zonas de llanura de inundación.

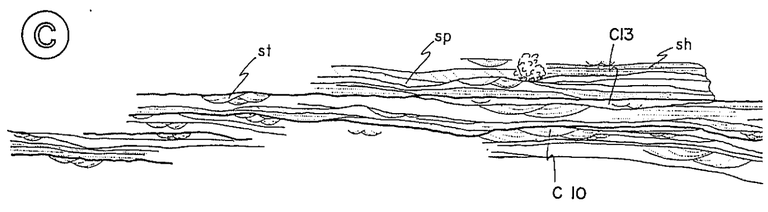
Como síntesis (fig. 40), podemos decir que estos depósitos se formaron en un sistema de carga de fondo arenosa, de canales relativamente profundos y amplios, con un bajo índice "braiding". En este sistema existiría una llanura de inundación bien desarrollada, con numerosos subambientes, principalmente durante la sedimentación en las etapas finales.

El sistema tendría importantes descargas periódicas, de acuerdo con el importante espesor que alcanzan los niveles de laminación paralela en los canales (fig. 41 A y B) y por la presencia de abundantes depósitos de lóbulos y canales de derrame en la llanura de inundación.

La evolución del sistema (fig. 40), produce una disminución del tamaño de los canales y una mayor conservación de los depósitos de llanura de inundación, con una diversificación de los subambientes dentro de está.







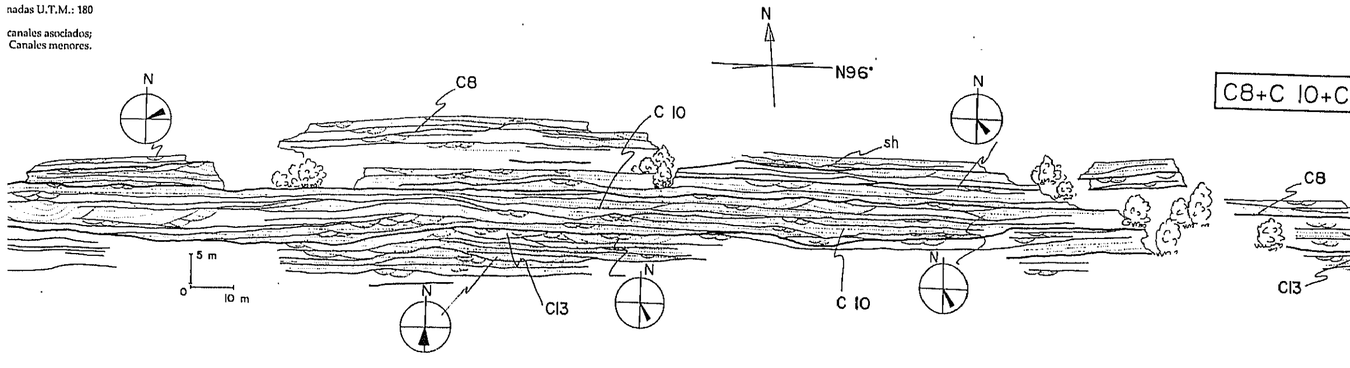


Fig. 39: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de la unidad A6 y principales elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C10= Canales mayores de relleno múltiple y predominio de laminación paralela; L3= Llanura lutítica; L4= Mantos de arena y L7= Lóbulos de derrame. Coordenadas U.T.M.: 179 615; 177 613. B: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C10= Canales mayores de relleno múltiple y predominio de laminación paralela y C13= Canales menores. Co nadas U.T.M.: 180 617; 181 619. C: Sistema Braided de Arenas III. Se observan en este caso los elementos: C8= Barr canales asociados; C10= Canales mayores de relleno múltiple y predominio de laminación paralela y C Canales menores. Coordenadas U.T.M.: 228 625; 230 625.

4.4.6. Alta Sinuosidad

Los elementos que forman está red pueden agruparse en este caso, en dos categorías bien diferenciadas: depósitos de llanura de inundación y depósitos del cinturón activo de canales.

El cinturón activo de canales, se compone principalmente de canales con barras de acreción lateral (C11), que pueden combinarse con los canales rellenos de laminación paralela (C14), canales mayores de relleno múltiple (C9) y canales de relleno lutítico (C15).

Los cuerpos sedimentarios a los que dan lugar, son de geometría tabular de base plana de tendencia erosiva y techo también plano (figs. 41 C y 42 A). En algunas ocasiones, se observan niveles de lutitas, de espesor variable, conservados entre las superficies erosivas que separan distintas asociaciones de los elementos citados (fig. 42 B). En el techo de los cuerpos sedimentarios, se observa bioturbación y con frecuencia algún tipo de proceso edáfico.

Por tanto, se trata de "sheets" (fig. 42 C) con una relación w/h de 50:1. Individualmente, los elementos C14 presentan geometría de "ribbon", con una relación w/h de 12:1, mientras los C11 y C9, tienen geometría de "sheets" con una relación w/h de 18:1 y 200:1 respectivamente. Los canales de relleno lutítico tienen w/h de 14:1.

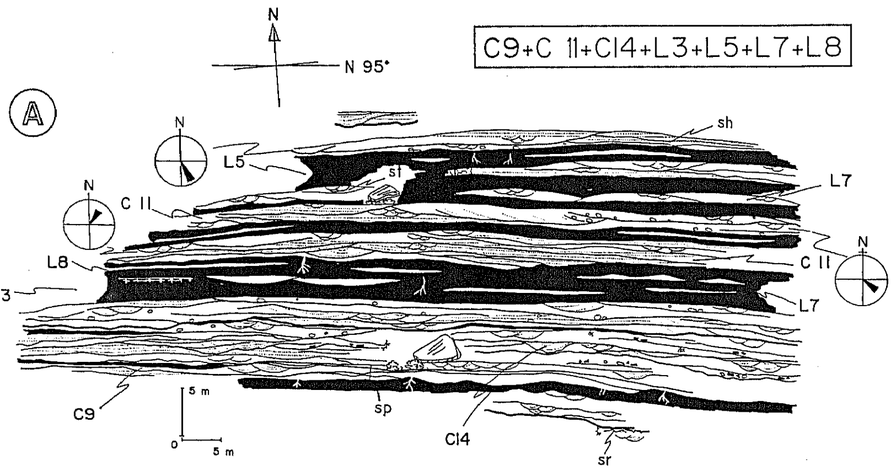
Dentro de la llanura de inundación, además de los sedimentos finos propios de este submedio se distinguen también: lóbulos de derrame (L7), canales de derrame (L8), malecones (L6), canales de desagüe (L5) y mantos de arena (L4).

El porcentaje de areniscas presentes es bastante alto, aunque los sedimentos dominantes son las lutitas.

La llanura de inundación presenta una geometría tabular a gran escala, con cientos de metros de extensión como corresponde a este tipo de depósitos. La base se adapta a la geometría de los niveles inferiores. En el techo se observa mejor su tendencia plana, aunque en ocasiones existen importantes procesos erosivos que modifican la geometría y reducen el espesor real, al espesor medio de 7 m.

Todos los elementos muestran abundante bioturbación, tanto en forma de tubos verticales, como horizontales. Con frecuencia presentan grietas de desecación. También se observa moteado y decoloraciones con tendencia vertical y ramificaciones, cementadas en ocasiones por carbonatos. Estas características, indican procesos incipientes de desarrollo de un suelo (WRIGHT, 1982; ALLEN, 1986 y ALLEN y WRIGHT, 1989).

En general, los depósitos de llanura de inundación se producen por acreción vertical durante las



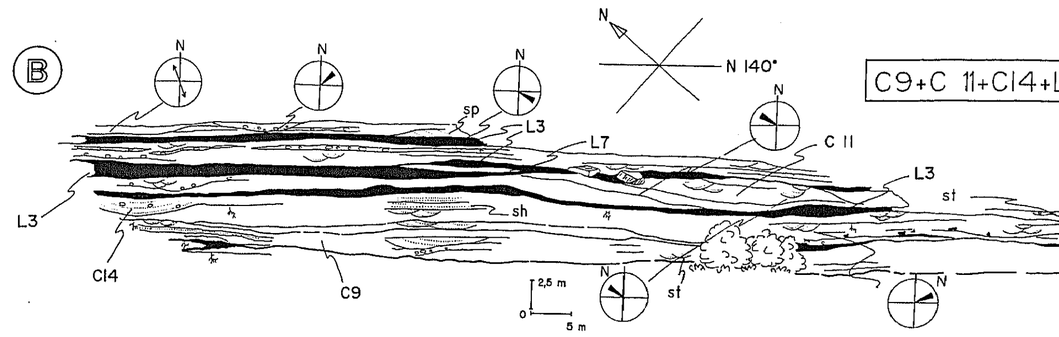
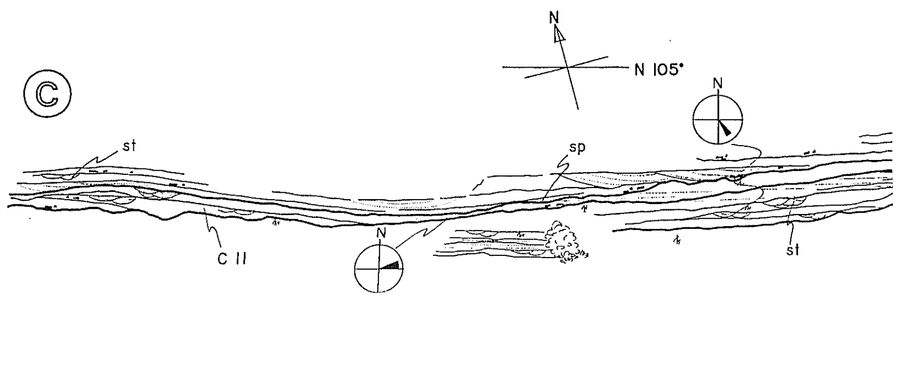
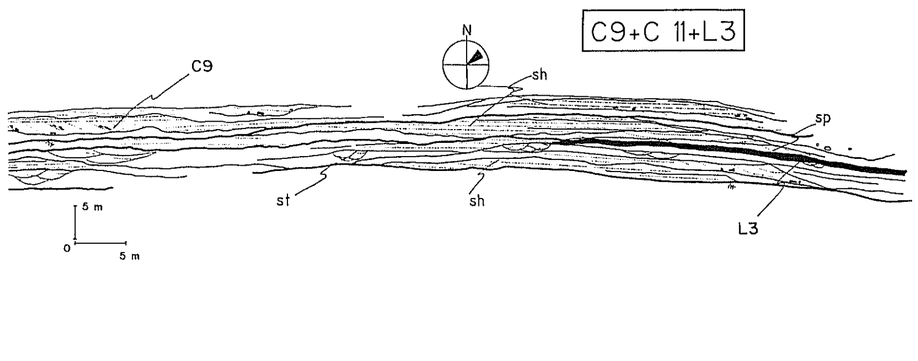


Fig. 42: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramient
componen la arquitectura fluvial. A: Sistema de Alta Sinu
mayores de relleno múltiple; C11= Canales con barras
laminación paralela; L3= Llanura lutítica; L5= Canales
Canales de derrame. Coordenadas U.T.M.: 224 624; 226
B: Sistema de Alta Sinuosidad. Se observan en este caso l
la unidad A5 y principales elementos que
d. Se observan los elementos: C9= Canales
rección lateral; Cl4= Canales menores con
lesagüe; L7= Lóbulos de derrame y L8=
mentos: C9= Canales mayores de relleno
múltiple; C11= Canales con barras de acreción lateral; Cl4= Canales menores con laminación paralela;
L3= Llanura lutítica y L7= Lóbulos de derrame. Coordenadas U.T.M.: 175 612; 177 613.
C: Sistema de Alta Sinuosidad. Se observan en este caso los elementos: C9= Canales mayores de relleno
múltiple; C11= Canales con barras de acreción lateral y L3= Llanura lutítica. Coordenadas U.T.M.: 225
623; 226 624.





inundaciones, o por rotura de las orillas de los canales que producirían depósitos de derrame (fig. 42 A). Ocasionalmente, se conservan depósitos correspondientes a las orillas ("levees"). Los canales de desagüe se producirían en la llanura durante el drenaje de esta, tras una etapa de inundación o desbordamiento. Habría importantes períodos o zonas de no sedimentación, que junto una clima apropiado favorecieron el desarrollo de horizontes edáficos.

Las relaciones existentes entre todos los elementos mencionados anteriormente puede verse de forma generalizada en la figura 42 A.

Todo el conjunto, se interpreta generado en un sistema de carga de fondo arenosa con canales de una sinuosidad relativamente alta, en los que se desarrollan barras con acreción lateral. La organización interna de estos cuerpos es compleja, como puede apreciarse en la figura 42 C. De acuerdo con el modelo clásico, el relleno del canal se produce por la migración lateral de las barras y por las formas que migran en él. Las formas en el interior de los canales son dunas de cresta sinuosa y en menor proporción de cresta recta, desarrolladas en las etapas de flujo regular. Cuando el régimen de flujo es bajo, se producen formas de menor tamaño como los "ripples" (BRIDGE et al., 1986).

En las etapas de alta descarga del sistema, se generaría laminación paralela. Las modificaciones que aparecen en el techo de las barras pueden haberse generado en las etapas finales de relleno o bien debido a un descenso importante del flujo. Eventualmente los canales se abandonan y se produce su relleno fundamentalmente con material lutítico. Se trata de un sistema sujeto a descargas periódicas como los descritos por ALLEN (1965); PUIGDEFABREGAS (1973); FRIEND et al. (1979); BRIDGE et al. (1986).

Así pues, el conjunto se interpreta como un sistema de canales de alta sinuosidad de geometría y evolución como los que se representan en la figura 43.

El grado de interconexión que presentan los depósitos correspondientes al cinturón de canales es bastante bajo (fig. 42 A). Esto parece indicar (según los trabajos de ALLEN 1978; BRIDGE y LEEDER, 1979; ALEXANDER y LEEDER, 1987) que existiría una alta tasa de avulsión de los canales, favorecida también por una alta tasa de subsidencia. La migración lateral del cinturón activo de canales permitiría una mayor conservación de la llanura de inundación (BLUCK, 1980).

4.4.7. *Moderada Sinuosidad*

Los sedimentos que componen este tipo de red, son los siguientes: canales mayores con relleno múltiple (C9), llanura de inundación de lutitas (L3), mantos de arena (L4), malecones (L6), canales de desagüe (L5), lóbulos de derrame (L7), canales de derrame (L8) y llanura arenosa (L2).

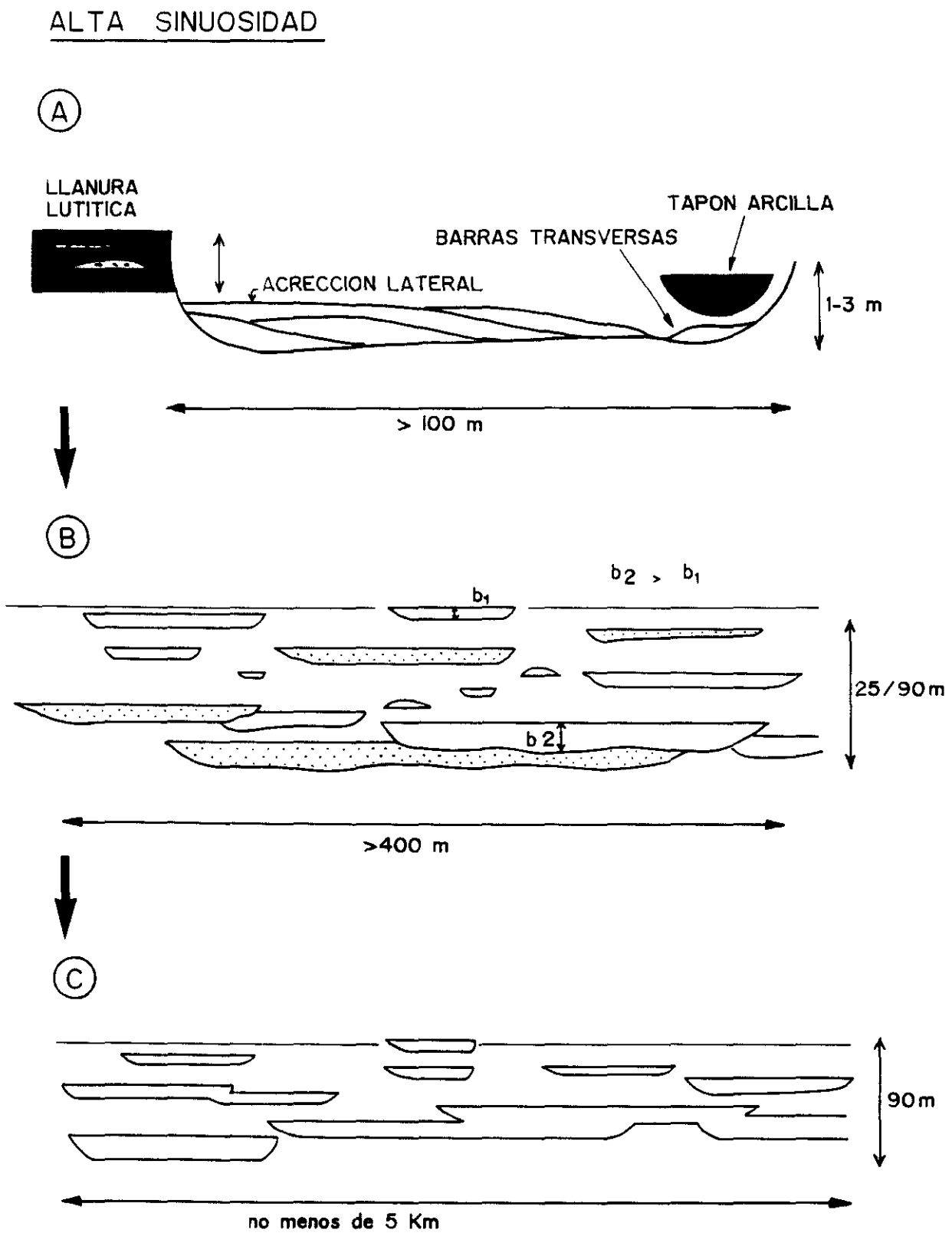


Fig. 43: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas de alta sinuosidad.

Lo que caracteriza este tipo de depósitos es el predominio de la llanura de inundación, que presenta un porcentaje en volumen del 60%, frente al 40% de los depósitos generados en el cinturón activo de canales. Así pues, el elemento dominante son las lutitas, con intercalaciones de material más grueso como por ejemplo los mantos de arena. Aparecen en un porcentaje del 27%. Le siguen los canales de derrame con un porcentaje del 12%, los lóbulos de derrame con un 9% y los canales de desagüe con un 7%. Los elementos menos frecuentes son los malecones y la llanura arenosa en un porcentaje del 5%.

Los depósitos formados en el cinturón activo se agrupan en el elemento canales mayores de relleno múltiple, presentando gran variedad de combinaciones, según domine una u otra facies y según varie también la geometría y extensión de los depósitos. Estos elementos suelen presentar una base erosiva cóncava (que llega a profundizar más de 1 m en los depósitos inferiores), normalmente presentan un depósito de "lag", compuesto por intraclastos de lutitas y/o cantos de cuarcita. Estos depósitos residuales se encuentran también en las superficies internas erosivas (fig. 44 A). Las facies más frecuentes son la estratificación cruzada de surco a media escala y la laminación paralela.

Los canales, generalmente rodeados por depósitos de llanura de inundación (fig. 44 B), presentan distintos tamaños, aunque normalmente superan los 100 m. Las numerosas superficies internas limitan secuencias de 1,5 a 2 m, que a su vez se combinan, formando otras mayores de 6,5 a 10 m. Las superficies de mayor importancia, conservan niveles de lutitas (fig. 45 A). El conjunto de las secuencias, presenta geometría de "sheet" (fig. 45 B) con base irregular y generalmente muestran una gradación clara en el tamaño de grano y en las estructuras. Estas últimas, muestran una disminución de la energía hacia la parte superior de los canales, donde se llega a conservar laminación debida a "ripples". El techo tiene abundante bioturbación, grietas de desecación y huellas de raíces.

El elemento más característico de los que componen los depósitos de llanura de inundación son las lutitas (L3). Los demás elementos se presentan intercalados entre ellas. La geometría es tabular a gran escala, con cientos de metros de extensión y base adaptada a la morfología de los niveles inferiores. En el techo se observa mejor su tendencia plana, aunque en ocasiones existen importantes procesos erosivos que condicionan la geometría y el espesor real. El espesor es por tanto variable, en función de los procesos erosivos provocados por las superficies superiores. En general presenta espesores próximos a los 7 m.

Todos los elementos contenidos en este submedio presentan abundante bioturbación y grietas de desecación. Se observa también moteado y decoloraciones con tendencia vertical y ramificaciones, que en ocasiones están cementadas por carbonatos. Existen además niveles de nódulos carbonatados. Estas características son habituales en los horizontes de paleosuelos (ALLEN, 1986; BRAKENRIDGE, 1988; ALLEN y WRIGHT, 1989).

Los depósitos de llanura de inundación se interpretan como generados por acreción vertical en las etapas de inundaciones, durante las cuales la rotura circunstancial de las orillas de los canales produce

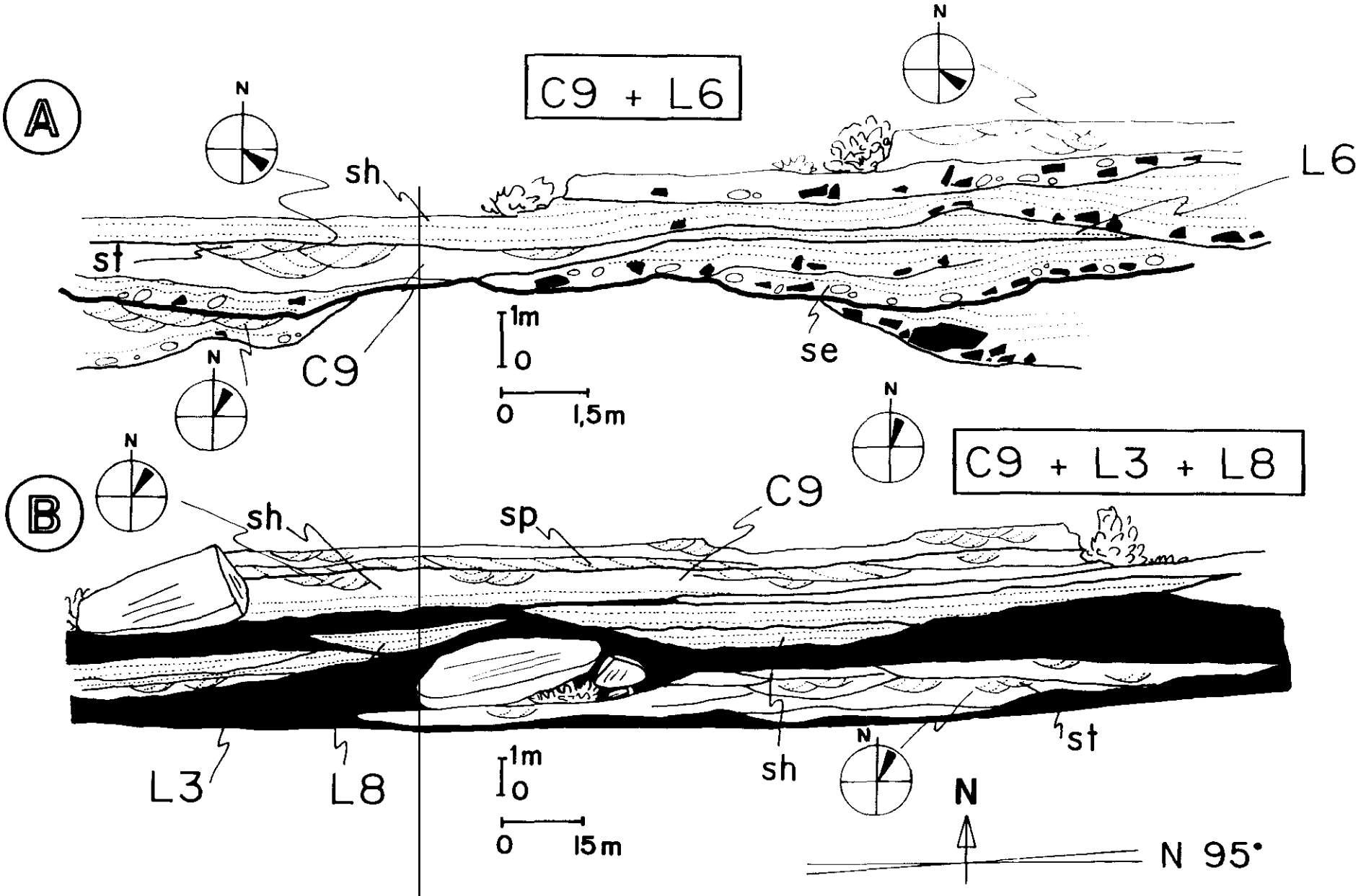
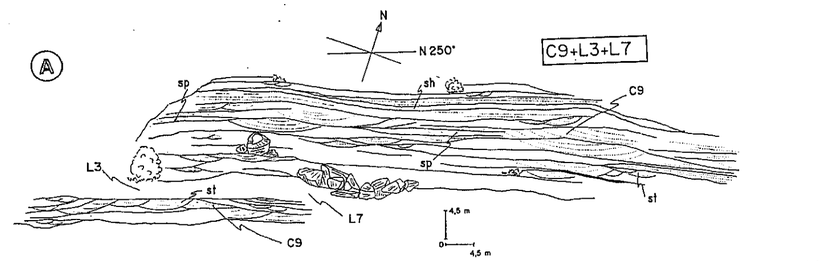


Fig. 44: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de la unidad A4 y principales elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan los elementos: C9= Canales mayores de relleno múltiple y L6= Malecones. Coordenadas U.T.M.: 239 604.
B: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan los elementos: C9= Canales mayores de relleno múltiple; L3= Llanura lutítica y L8= Canales de derrame. Coordenadas U.T.M.: 229 622; 230 622.



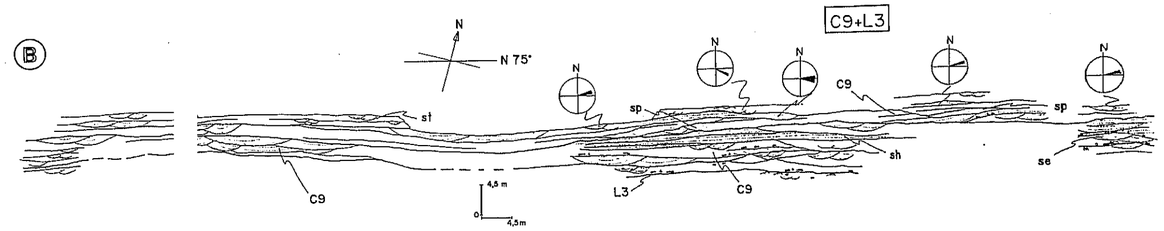
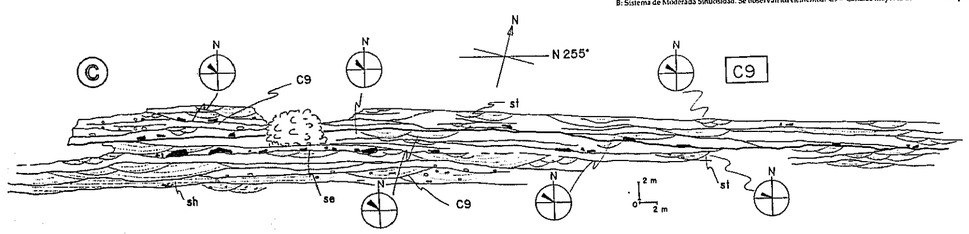


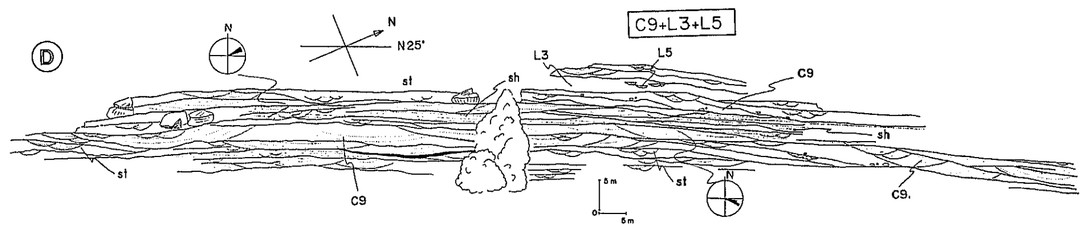
Fig. 45: Análisis sedimentológico de detalle de varios afloramientos de las unidades A3 y A4 y principales elementos que componen la arquitectura fluvial. A: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan los elementos: C9= Canales mayores de relleno múltiple; L3= Llanura lutítica y L7= Lóbulos de derrame. Coordenadas U.T.M.: 176 612, 178 612.
B: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan los elementos: C9= Canales mayores de relleno múltiple

y L3= Llanura lutítica. Coordenadas U.T.M.: 179 614; 18
C: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan el elem
Coordenadas U.T.M.: 173 609; 176 609.
D: Sistema de Moderada Sinuosidad. Se observan en est
relleno múltiple; L3= Llanura lutítica y L5= Canales de

)= Canales mayores de relleno múltiple.

os elementos: C9= Canales mayores de
. Coordenadas U.T.M.: 183 613; 185 613.





lóbulos de derrame, generalmente constituidos por laminación paralela. Ocasionalmente, se conservan depósitos correspondientes a los "levees" de los canales. Un aspecto destacable de estos depósitos de llanura es la presencia de pequeños cuerpos arenosos que se interpretan como canales que llamamos de desagüe. Se producirían tras una etapa de inundación de toda la llanura y significan el drenaje de esta hacia el canal o canales principales. Estos canales de desagüe, presentan una extensión lateral pequeña y el espesor de sus depósitos varia entre 15 y 50 cm. Por último, también se han identificado canales de derrame con una extensión variable entre 10 y 30 m y con un espesor entre 0,75 y 1,5 m. Generalmente presentan un carácter multiepisódico, mostrando distintas etapas de funcionamiento.

Dentro de todo el conjunto de depósitos de este tipo de red de drenaje, los canales se encuentran individualizados entre los depósitos de material fino. Se observan dos grandes secuencias decrecientes, definidas por un mayor predominio de los canales en la base y un mayor porcentaje de depósitos de llanura de inundación en el techo de la secuencia. Hay que resaltar que en la secuencia superior se ha observado un considerable aumento en el porcentaje de cantos de cuarcita que contienen las areniscas y un aumento en el tamaño de los canales.

La interpretación del tipo de red que originó todos estos depósitos no es sencilla. La relación depósitos finos/depósitos gruesos sugiere una red meandriforme. Sin embargo, la ausencia de evidencias de acreción lateral en los cuerpos canalizados y el carácter multiepisódico (fig. 45 D) que presentan la mayoría de ellos, indica sobre todo acreción vertical con numerosos episodios de erosión y sedimentación anteriores a la avulsión del canal (fig. 46).

El predominio de los depósitos finos de acreción vertical, sugiere además, que el sistema tendría frecuentes e importantes episodios de inundación, separados por períodos de no sedimentación en la llanura aluvial, hecho corroborado por la frecuencia de niveles edáficos. Se trata por tanto, de una red de drenaje, probablemente de sinuosidad moderada con canales relativamente estables, carga mixta de arenas y lutitas y avenidas frecuentes.

Recientes estudios (ALLEN, 1979; BRIDGE y LEEDER, 1979; ALEXANDER y LEEDER, 1987; LEEDER y ALEXANDER, 1987) sobre la arquitectura fluvial, el grado de interconexión de los cuerpos arenosos, el porcentaje de depósitos de canal frente a llanura de inundación, etc., indican que el grado de interconexión de los cuerpos arenosos disminuye con una rápida subsidencia, generando un depósito dominado por los sedimentos de llanura de inundación con un porcentaje menor de cuerpos arenosos tabulares.

Teniendo en cuenta los trabajos anteriores, podemos decir que durante la sedimentación de esta unidad la subsidencia fue relativamente rápida, permitiendo una gran conservación de los depósitos de llanura de inundación y presentando los depósitos de canal una baja interconexión.

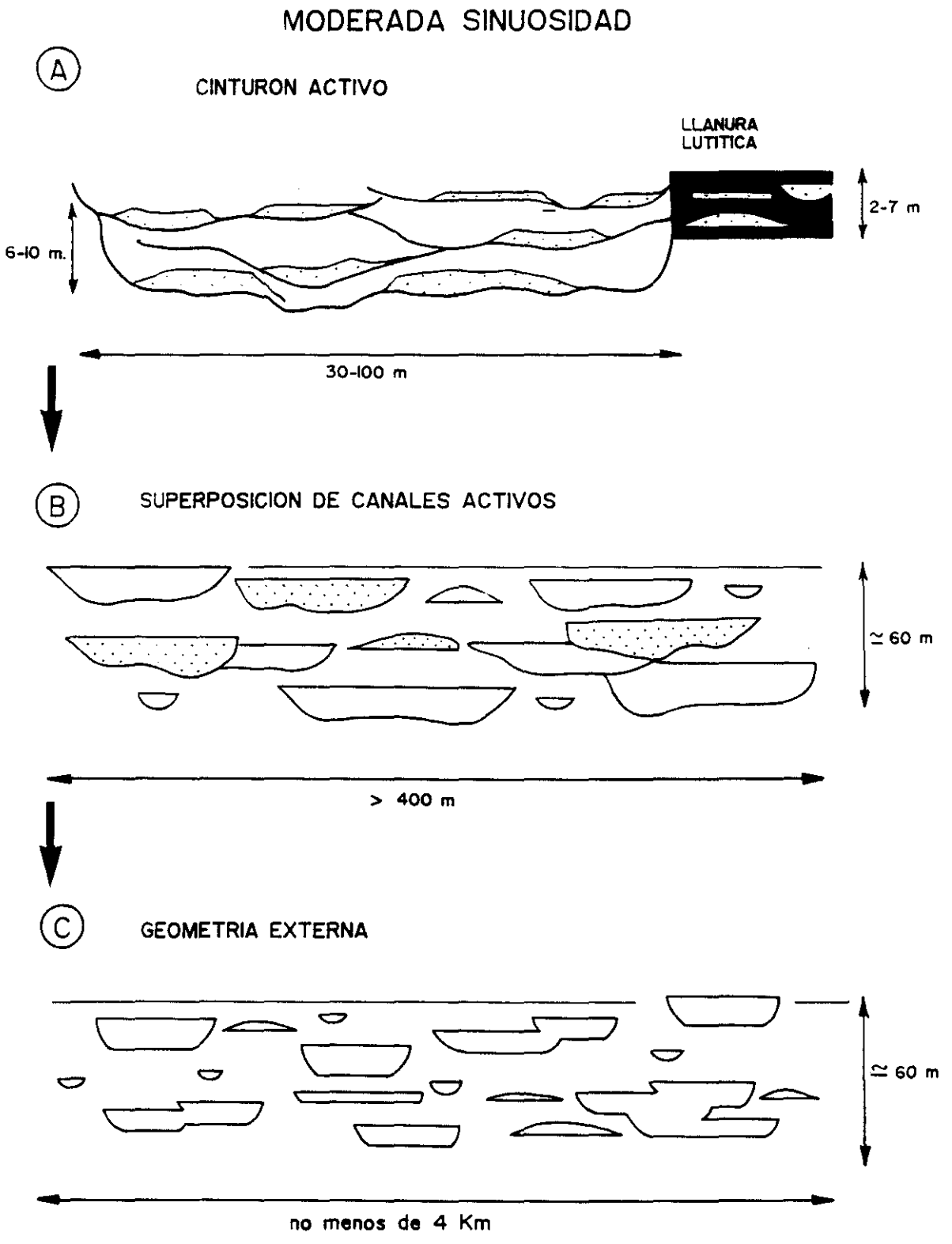


Fig. 46: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas de Moderada Sinuosidad.

4.4.8. Sistemas efímeros

Los elementos que aparecen combinados en los depósitos originados por este medio sedimentario, corresponden a canales efímeros (C12), lóbulos de derrame (L7), llanura de inundación de lutitas (L3), mantos de arena (L4) y canales de desagüe (L5).

Los elementos dominantes son los de llanura de inundación de lutitas, que aparecen en un porcentaje de 45%, a continuación le siguen los correspondientes a canales efímeros con un 30%. Menos frecuentes son los lóbulos de derrame que presentan un porcentaje del 15%. El 10% restante está formado por mantos de arena y canales de desagüe.

La combinación de estos elementos, forma secuencias granocrecientes que comienzan con depósitos de lutitas en niveles de 4 ó 5 m, con intercalaciones de mantos de arena de pocos centímetros de espesor y canales de 10-20 cm de espesor y extensión lateral reducida (1-2 m).

Sobre los sedimentos anteriores aparecen dos tipos de cuerpos arenosos, en parte correspondientes a los canales efímeros, con dos geometrías básicas (fig. 47 A):
- cuerpos con base cóncava erosiva y geometría canalizada
- cuerpos tabulares de base plana irregular y techo plano

Los cuerpos con geometría canalizada pueden presentar depósitos de "lag" (formados por intraclastos de lutitas y cantos de cuarcita con centil de 3 cm) y muy ocasionalmente superficies internas. La estructura dominante en ambos cuerpos arenosos es la laminación paralela, aunque también existe estratificación cruzada de surco debida a dunas y laminación de "ripples". La estratificación debida a dunas es más frecuente en las geometrías canalizadas. El espesor de estos cuerpos arenosos varia entre 0,3 y 1,2 m, siendo los cuerpos tabulares, generalmente, de menor espesor. La extensión lateral es siempre grande y de varios centenares de metros. La relación anchura/profundidad es mayor de 15:1, por lo cual se clasifican como "sheet", según nomenclatura de FRIEND et al. (1979). En ambos casos se interpretan como depósitos de corrientes efímeras.

Los lóbulos de derrame presentan base plana y techo convexo. Se relacionan lateralmente con los canales antes descritos y muestran una disminución de espesor conforme nos alejamos del canal. Su extensión suele ser mayor de 60 m. Los mantos de areniscas intercalados entre las lutitas, podrían interpretarse en ocasiones como los depósitos más distales de estos lóbulos de "crevasse". La parte superior de la secuencia presenta techo plano irregular, donde en ocasiones se observa una lámina de 1 ó 2 cm de óxidos de hierro. También se observan grietas de desecación y abundante bioturbación. Las decoloraciones debidas a procesos edáficos sólo se observan esporádicamente.

Las secuencias descritas tienen un espesor variable entre 6 y 8 m y una extensión lateral de

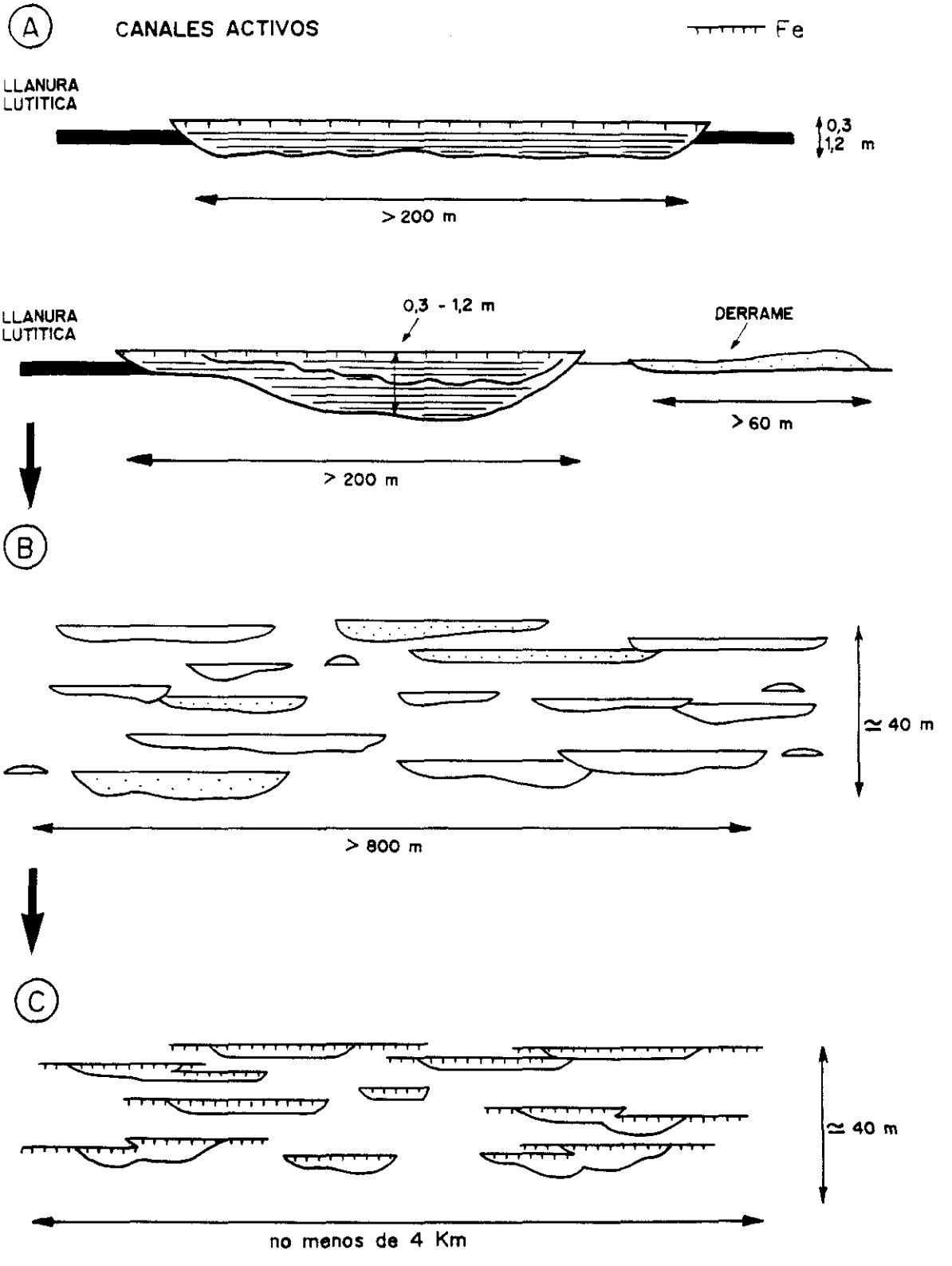


Fig. 47: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas de carácter efímero.

centenares de metros. Parece existir una evolución vertical, de forma que en las secuencias de las etapas iniciales no existen depósitos de "lag" en las bases de los canales, disminuye el tamaño de grano de las areniscas y se reduce el espesor de los niveles arenosos. Además en las etapas iniciales dominan, los cuerpos tabulares, mientras que en la superior dominan las geometrías canalizadas.

La descripción de los elementos y sus relaciones laterales y verticales anteriormente expuestas, permite interpretarlos como depósitos de un sistema fluvial en clima semi-árido, con importantes variaciones en la descarga.

Los dos tipos básicos de cuerpos arenosos descritos significan dos tipos de submedios:
- Canales generalmente someros, pero que permiten la generación de formas arenosas en el lecho del cauce y con orillas bien definidas. Serían asimilables a los observados en sistemas "braided" arenosos efímeros y perennes (McKEE et al. 1967; MIALL, 1977) y a los canales con depósitos de "sheet-flood" canalizados descritos por ABDULLATIFF (1989).
- Flujos no canalizados generando depósitos tabulares con laminación paralela fundamentalmente, similares a los descritos por SNEH (1983), TUNBRIDGE (1984) y MIALL (1985).

En las etapas de descargas importantes, existirían zonas muy amplias y someras (que pueden llegar a varios kilómetros) por las que circularía el agua. En medios actuales han sido descritas zonas similares en el centro-sur de Arizona (GRAFF, 1988), donde se han observado flujos que cubren un área de 4,8 km con una profundidad menor de 1,5 m. Estos flujos amplios y poco profundos se concentrarían posteriormente en canales someros que en etapas de menor descarga pueden sufrir frecuentes desbordamientos.

La abundante bioturbación, grietas de desecación y la existencia de láminas de óxidos de hierro, indican la existencia de exposición subaérea durante importantes períodos de tiempo, que pueden representar etapas de menor pluviosidad y mayor aridez.

En resumen, podemos decir que el sistema tendría un carácter marcadamente estacional, con descargas fuertes y discontinuas que transportarían arenas como carga de fondo y lutitas en suspensión (TUNBRIDGE, 1984). Se producirían seguramente, importantes pérdidas por evaporación e infiltración (ABDULLATIFF, 1989) y en zonas distales o alejadas del canal se sedimentarían los materiales más finos.

La evolución vertical del sistema (fig. 47), señala un predominio de los flujos canalizados en la parte inferior y un predominio de los flujos no canalizadosen la superior. El cambio se produce gradualmente. Este hecho puede indicar una evolución hacia zonas más distales del sistema y/o períodos de mayor aridez. Las fuertes descargas estacionales que sufren una rápida disminución del flujo por evaporación e infiltración, generían preferentemente depósitos tabulares ("sheet-flood") más que flujos canalizados.

4.4.9. Abanico aluvial

Los "debris-flow" (C5), depósitos de flujos fluidificados "stream-flood" (C6) y los depósitos de desbordamiento (C7), caracterizan los depósitos interpretados como abanico aluvial.

El elemento más frecuente son los depósitos de desbordamiento con un porcentaje del 48%. Le siguen los depósitos de "debris-flow" con un porcentaje del 29% y por último los depósitos de flujos fluidificados con un porcentaje del 23%.

Los "debris-flow" aparecen como unidades amalgamadas, que cuando se pueden individualizar presentan un espesor medio de 90 cm. Lateralmente se asocian con depósitos de desbordamiento. Estos últimos suelen presentar un espesor mayor (aproximadamente 1,5 m) y tienen gran extensión lateral. Los depósitos de flujos fluidificados ("stream-flood"), son los que presentan una organización interna más clara, con estratificación cruzada de surco y "ripples". Tienen base erosiva y geometría lenticular, con un espesor medio de 30 cm y una extensión lateral de 40 m.

Las bioturbaciones, grietas de desecación y decoloraciones debidas a procesos edáficos están siempre presentes, aunque son más frecuentes en los depósitos de desbordamiento y en la parte superior de las secuencias. Estas características indican un paleoclima seco (LAMING, 1966), probablemente con lluvias ocasionales y altas temperaturas.

Todas las características de estos elementos se corresponden con los modelos clásicos de abanico aluvial de clima árido o semi-árido, descritos por numerosos autores (LAMING, 1966; BULL, 1972; GLOPPEN y STEEL, 1981; RUST y KOSTER, 1984; COLLINSON, 1986 y COLOMBO, 1989).

La forma típica de estos abanicos es de segmentos de cono, con geometría lenticular en sección longitudinal y una reducción de espesor al aumentar la distancia al área de cabecera (BULL, 1972). Aunque la geometría externa completa, lógicamente no es posible observarla en la actualidad, los datos disponibles como son los aportados por las columnas estratigráficas, así como por la cartografía realizada (ver mapa apéndice I), permiten pensar que se trataría de un abanico aluvial de pequeño tamaño con carácter local, como ya había sido indicado por SOPEÑA (1979).

El análisis de la distribución vertical y horizontal de los distintos tipos de depósitos ("debris flow", "stream flow" y depósitos de desbordamiento), permite abordar la evolución que presenta el abanico. En nuestro caso, las facies más distales, lutitas fundamentalmente, están más desarrolladas en las etapas iniciales, al mismo tiempo que los depósitos de "debris-flow" y las facies canalizadas son muy escasas. Por encima, en la secuencia vertical, se advierte un incremento de facies de carácter más proximal, con un aumento gradual de los canales. En la parte superior, predominan los "debris-flow", que alternan con facies canalizadas de granulometría gruesa. Los elementos compuestos de facies más finas tienen aquí muy

poca importancia volumétrica. Por el contrario, en los últimos metros de la secuencia se aprecia un aumento de estas facies finas, aunque existen algunos canales de poca entidad. Esta parte alta de la secuencia general no se ha conservado siempre, ya que está erosionada por los depósitos fluviales suprayacentes.

En resumen, al comienzo de la sedimentación del abanico aluvial dominarían los depósitos de orla distal de lutitas con algunos depósitos de canales. Posteriormente, el sistema evoluciona a facies de orla media-proximal con predominio de las facies canalizadas, para concluir con un dominio de sedimentos finos. Existe por tanto, una secuencia principal "coarsening upwards", seguida de una secuencia "fining upwards" poco desarrollada.

Esta evolución se debería a la progradación de un lóbulo de abanico como respuesta a una tectónica activa (HEWARD, 1978). Las facies más finas que componen la secuencia "fining upwards" representarían la sedimentación correspondiente a las etapas finales de funcionamiento del abanico, cuando el relieve está ya muy degradado.

4.5. EVOLUCION DE LA ARQUITECTURA FLUVIAL Y LOS SISTEMAS DE DRENAJE

Una vez definidos y justificados por el conjunto de características sedimentológicas que presentan, los diferentes medios y submedios que aparecen en las facies fluviales del Buntsandstein, se exponen a continuación las variaciones verticales y areales encontradas. En las figuras 48 y 49 se han resumido estas variaciones y se ha situado cada tipo de red fluvial en relación con las discordancias que separan los depósitos a los que dan lugar.

El registro sedimentario de estas facies, comienza con un depósito de conglomerados, que como se indicó anteriormente ha sido reconocido en todo el sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (HERNANDO, 1974 y 1977) sobre el cual se encaja un sistema "braided" de gravas (C en figs. 48 y 49).

Este sistema "braided" de gravas se caracteriza por estar constituido, casi exclusivamente, por barras longitudinales amalgamadas. En su evolución vertical, se produce una ligera disminución en el tamaño de los cantos, es decir se trata de una secuencia decreciente. No se observa ninguna variación areal en sus características sedimentológicas. Unicamente, se aprecia una reducción de espesor en sentido oeste (figs. 48 y 49).

Sobre este "braided" de gravas, se instala un sistema "braided" de arenas que hemos denominado "tipo I" (unidad A1 parte inferior en figs 48 y 49), caracterizado por canales amplios y no muy profundos, con rellenos complejos y un índice "braiding" de moderado a bajo. La llanura de inundación esta constituida por material arenoso grueso y muy grueso.

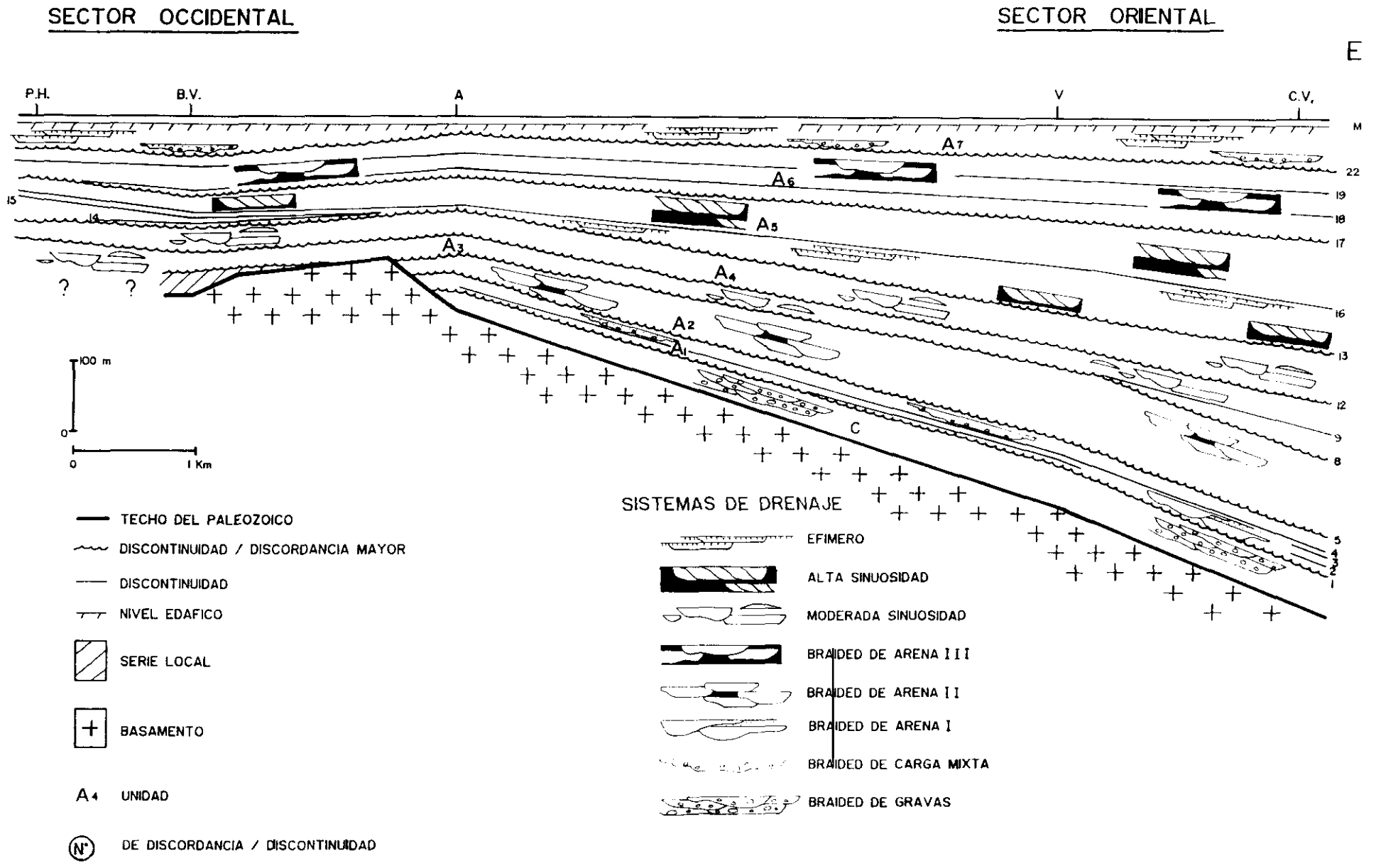


Fig. 48: Esquema de distribución y variación de los distintos tipos de canales y llanura de inundación asociada, dentro de cada una de las unidades distinguidas. Área septentrional.

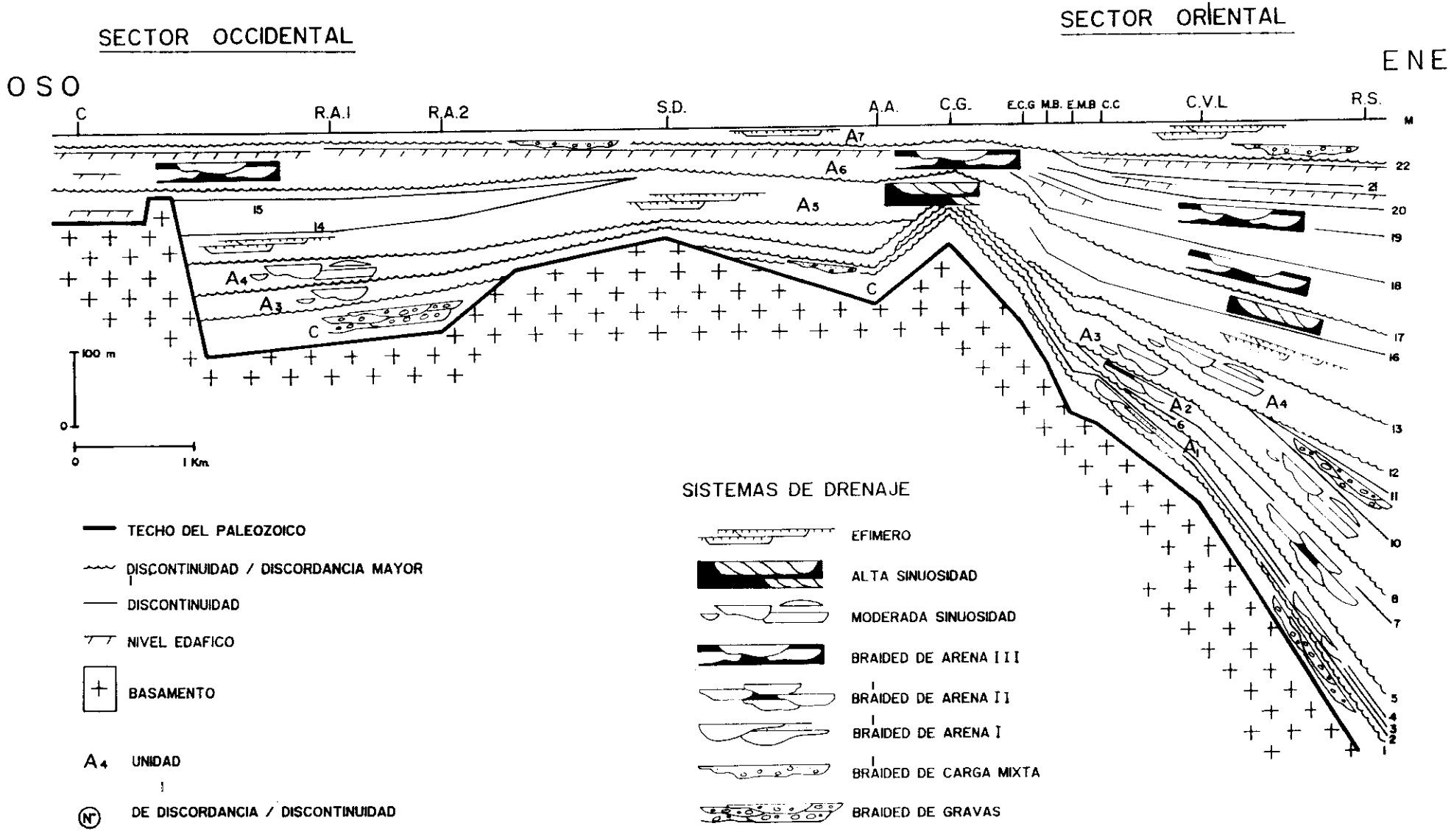


Fig. 49: Esquema de distribución y variación de los distintos tipos de canales y llanura de inundación asociada, dentro de cada una de las unidades distinguidas. Area meridional.

En la vertical, se aprecia una mayor conservación de los depósitos de llanura de inundación. Arealmente, se observa una disminución en sentido oeste, tanto en el tamaño de grano, como en el tamaño de los canales. Además se aprecia una reducción en el espesor de los depósitos (fig. 49). También puede observarse, que los depósitos de llanura de inundación alcanzan mayor extensión que los depósitos del cinturón activo de canales.

A continuación y sobre este "braided" de arenas I, separados por una superficie erosiva (4 en figs 48 y 49), se encuentran los depósitos correspondientes a un sistema "braided" de carga mixta de arenas y gravas, con canales relativamente confinados y profundos. Este sistema evoluciona en la vertical a un sistema "braided" de carga de fondo de gravas, con canales de menor profundidad. En ambos casos, los cuerpos sedimentarios se presentan amalgamados.

En la vertical, esta evolución genera una secuencia granocreciente, con paso de facies mixtas a conglomerados. Arealmente, se observa una disminución en el tamaño de grano, tanto en sentido oeste, como norte.

Sobre el sistema anterior, se instala un sistema "braided" de arenas de "tipo II" (A2 en figs. 48 y 49), caracterizado por canales entrelazados de carga de fondo arenosa. Los cuerpos correspondientes al cinturón activo de canales se presentan bastante amalgamados y los depósitos correspondientes a la llanura de inundación son escasos. En la evolución se observa una disminución en la profundidad de los canales, un aumento del índice "braiding" y una influencia estacional menos marcada.

Arealmente, se observa una disminución en sentido oeste, tanto en el tamaño de grano, como en el tamaño de los canales, especialmente en la parte superior. Cabe destacar, que los depósitos de esta parte superior son menos extensivos que los de la parte inferior.

Tras una discordancia erosiva (8 en figs. 48 y 49), se encuentran depósitos correspondientes a un sistema "braided" que hemos llamado de "sinuosidad moderada", caracterizado por canales escasamente amalgamados entre depósitos de llanura de inundación.

En la evolución vertical, se aprecia una disminución, tanto en el tamaño, como en el grado de interconexión de los canales. La variación areal, viene condicionada fundamentalmente, por la ausencia de los depósitos de la parte inferior de este sistema, en las zonas de umbral paleozoico (fig. 49). Esta parte inferior, cuando existe, presenta una mayor interconexión de los canales. Por el contrario, la parte superior es más extensiva y se caracteriza por una menor interconexión de los canales, que también presentan un menor tamaño.

Encajado entre los depósitos de este sistema, existe en el sector oriental de la zona sur (fig. 49 entre las superficies 10 y 11), unos materiales que se interpretan como generados por un sistema "braided"

de gravas. Este sistema, se caracteriza por la existencia de barras y canales de conglomerados, que constituyen cuerpos sedimentarios muy amalgamados. El paso entre los depósitos del "braided" de gravas y la parte superior del sistema de moderada sinuosidad, se produce de una manera brusca.

Separados del sistema anterior por medio de una discordancia erosiva (figs. 48 y 49, superficie 12) se encuentran nuevamente, depósitos correspondientes a un sistema "braided" de moderada sinuosidad (unidad A4), semejante al anterior. En este caso, predominan los depósitos de llanura de inundación frente a los del cinturón de activo de canales.

Se observan dos secuencias granodecrecientes, definidas por un predominio relativo de los depósitos de canal en la base y un aumento en el porcentaje de llanura de inundación hacia el techo. La secuencia superior, presenta un aumento en el tamaño de grano de las areniscas y en el de los canales, frente a la inferior.

La variación areal viene condicionada por el funcionamiento diferencial del umbral paleozoico. En la zona sur (fig. 49), el sistema fluvial (unidad A4) no supera el alto paleozoico (reactivado entre la sedimentación de esta unidad y la anterior) y se observa una disminución de la interconexión y la profundidad de los canales al aproximarnos a este alto. Por el contrario, en la zona norte (fig. 48), este umbral presentaría una menor incidencia. El sistema se caracteriza por presentar una mayor interconexión de los canales en sentido oeste y el porcentaje de depósitos de llanura de inundación es mucho menor.

Mediante una discordancia erosiva (superficie 13 en fig. 48), se pasa en la vertical a un sistema fluvial de alta sinuosidad de canales poco profundos. Así mismo, se observa una variación señalada por la disminución de la interconexión de los sedimentos del cinturón activo de canales.

Arealmente, se produce un aumento del porcentaje de depósitos de canal frente a los de llanura de inundación en sentido oeste.

Sobre este sistema de alta sinuosidad, se disponen depósitos generados por flujos efímeros. La evolución vertical indica un predominio de los depósitos arenosos canalizados en la parte inferior, y una mayor presencia de depósitos de flujos no canalizados en la superior. Así, en la parte inferior dominan los cuerpos de geometría canalizada, mientras en la superior lo hacen los niveles tabulares. Este hecho, va acompañado de una ligera disminución de los sedimentos arenosos en sentido oeste, al tiempo que se incrementan los depósitos de llanura de inundación.

En todo el sector occidental y erosionando claramente los sedimentos de los dos medios anteriormente descritos (entre las superficies 14 y 15 en figs. 48 y 49), existe un abanico aluvial de pequeño tamaño y carácter local (fig. 48). En este abanico, dominan los depósitos de orla distal de lutitas en la base. Se suceden facies de orla media-proximal y por último vuelven a dominar las facies finas. Existe por tanto,

una secuencia principal "coarsening upwards", seguida de otra "fining upwards" menos desarrollada.

Arealmente se observa, una reducción del espesor de sedimentos en sentido este, que va acompañada por un incremento en el porcentaje de facies de orla distal de lutitas.

Tras una discordancia cuya superficie es muy erosiva en algunas áreas (superficie 16), se suceden depósitos interpretados como un sistema fluvial de alta sinuosidad. El grado de interconexión que presentan los depósitos del cinturón activo de canales es bastante bajo, lo que implica un alto porcentaje de depósitos de llanura de inundación, como corresponde a un sistema de este tipo.

Verticalmente, se observa una disminución de la interconexión de los canales, que también va acompañada de una reducción en el tamaño de estos. Arealmente no se aprecian grandes variaciones.

Tras una nueva discordancia (superficie 17), aparecen depósitos correspondientes a un sistema "braided" de arenas de "tipo III" (unidad A6). Este sistema se caracteriza por la presencia de canales relativamente amplios y profundos, con un bajo índice "braiding". Así mismo, existe una llanura de inundación con numerosos subambientes.

En general, en la evolución vertical del sistema se produce una disminución del tamaño de los canales y se conserva un mayor porcentaje de depósitos de llanura de inundación.

Esta evolución, se produce por la existencia de sucesivas secuencias de disminución del tamaño de los canales y aumento en los depósitos de llanura de inundación. Arealmente, se observa un incremento del porcentaje de llanura de inundación en sentido sur.

A continuación y muy probablemente encajado en los depósitos inferiores, se observan depósitos generados en por sistema "braided" de carga mixta (unidad A7 en figs. 48 y 49), de canales relativamente confinados y profundos. La interconexión de estos depósitos es moderada.

La evolución vertical, viene marcada por la desaparición de las gravas y el predominio de las arenas. Lateralmente, se observa una pérdida del porcentaje de cantos en sentido sur.

Sobre este sistema fluvial de carga mixta, se encuentran depósitos de carácter efímero, con un predominio de lutitas frente a los niveles tabulares de areniscas. En este caso la interconexión de los cuerpos arenosos es muy baja.

Como depósitos que constituyen el techo de la serie sedimentaria estudiada, se encuentran los depósitos que representan en este área la sedimentación de las facies Muschelkalk (M en figs. 48 y 49).

5. INTERACCION SEDIMENTACION-TECTONICA

5.1. INTRODUCCION

La estratigrafía de las cuencas sedimentarias se encuentra controlada por procesos tectónicos, variaciones relativas del nivel del mar o bien, una combinación de ambos procesos. En las cuencas continentales es la subsidencia el proceso que más importancia tiene en el potencial de acomodación (tasa de creación de nuevo espacio disponible para la sedimentación). Por tanto, la génesis de la subsidencia en el tiempo y en el espacio determina la geometría a gran escala de las unidades sedimentarias. Además, la distribución de las facies sedimentarias dentro del relleno de la cuenca, será función de su tasa y variación. En resumen la subsidencia es responsable de:

- Control de la forma, tamaño y orientación de la cuenca.
- Control de la tasa de hundimiento y levantamiento relativo del área fuente local y las zonas de borde de la cuenca.
- En ambientes continentales fluviales, controla el detalle topográfico de la llanura aluvial, que a su vez afecta a la geometría y disposición de los canales.

El basculamiento tectónico producido por la subsidencia (y especialmente por la subsidencia asimétrica en estructuras de tipo "graben" y "semigraben") produce una alteración en la superficie de la llanura aluvial. Esta variación en el gradiente topográfico altera la distribución de flujo, migración del canal y la posición de este una vez que se produce la avulsión. Si en la resultante total del basculamiento se analizan sus dos componentes se observa que la componente paralela a la dirección del canal puede actuar variando la forma, mientras que la componente perpendicular a él, afecta a la estabilidad lateral del canal, produciendo migración progresiva del mismo o una avulsión basculamiento abajo (ALEXANDER y LEEDER, 1987).

ALLEN (1978, 1979) y BRIDGE y LEEDER (1979), en base a simulación de modelos mediante ordenador de la estratigrafía aluvial, han demostrado que la variación en la tasa de subsidencia y/o elevación del basamento, tienen una influencia decisiva en el porcentaje de la fracción de grano grueso y en el grado de interconexión de los canales. Los depósitos con predominio de sedimentos finos de llanura de inundación y cuerpos arenosos con escasa o nula interconexión, reflejan rápida subsidencia, mientras que los complejos fluviales con alta interconexión entre canales corresponden a una menor tasa de subsidencia. Las variaciones locales son también importantes, ya que el cinturón activo de canales tiende a localizarse en áreas de máxima subsidencia. Así mismo, hay que recordar que una relación areniscas/lutitas alta así como la existencia de un alto grado de conexión entre los cuerpos sedimentarios, puede producirse tanto en zonas próximas al eje como en el borde de la cuenca).

Bajo condiciones de equilibrio, la superficie de la llanura de inundación mantiene un nivel estable existiendo un balance continuo entre la tasa neta de acumulación de sedimentos, la compactación de los mismos y la tasa de subsidencia. Así, la tasa neta de acreción aluvial, y la potencial preservación de los sedimentos de llanura de inundación, es directamente proporcional a la tasa de subsidencia de la cuenca.

Partiendo de estas premisas básicas intentaremos inferir la relación existente entre los sistemas aluviales en facies Buntsandstein de nuestro área, que han sido descritos en el capítulo 4, con respecto al control ejercido por la subsidencia y a través de ella con la tectónica.

En primer lugar haremos una breve consideración acerca de los distintos mecanismos que contribuyen a la subsidencia total de la cuenca, la estimación de los mismos y la obtención de curvas de análisis geohistórico y "backstripping". El objetivo es describir los métodos usados en el apartado siguiente, sus limitaciones, ventajas y valoración del modelo a emplear en nuestro caso.

A continuación aplicaremos a nuestra área las técnicas descritas, cuantificando y estimando la historia de la subsidencia. El objetivo es conocer como y mediante que mecanismos se produjo la subsidencia, así como sus variaciones, para poder elaborar un modelo teórico de la distribución y geometría de los depósitos fluviales y sus distintos elementos arquitectónicos.

Tras haber analizado e interpretado los sistemas fluviales y su distribución en el interior de cada una de las unidades diferenciadas (ver capítulo 4), elaboraremos un modelo de la distribución y magnitud relativa de subsidencia en base a la distribución y geometría de los elementos, así como en base a su evolución y/o existencia de discontinuidades o rupturas.

Una vez analizados la subsidencia y el drenaje independientemente compararemos los resultados obtenidos e integraremos ambos aspectos comprobando las distintas respuestas.

5.2. ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA

Como hemos señalado, en las cuencas continentales el papel principal en la creación de nuevo espacio disponible para la sedimentación, corresponde a la subsidencia.

El análisis de la subsidencia es pues la herramienta básica que posibilita el mejor conocimiento de los siguientes aspectos:

- Tectónica regional (como, cuando y por qué se originó la cuenca). Proporciona así mismo, la base necesaria para interpretar los mecanismos y estructura de la litosfera.
- Historia térmica de la cuenca.
- Diferenciación de aquella parte del registro estratigráfico atribuible a efectos tectónicos y de la parte atribuible a control eustático.
- En cuencas extensionales, permite el cálculo de la cantidad de extensión.

Recordemos también que la geometría y disposición interna de algunos tipos de secuencias sedimentarias está directamente relacionada con las variaciones del nivel del mar y/o variaciones en la tasa de subsidencia. En nuestro caso y para el período de tiempo que nos interesa, la cuenca era claramente continental. Por tanto, es razonable pensar, que la posible influencia de la variación del nivel del mar en la geometría y disposición de los materiales que rellenan la cuenca debe ser de menor importancia. Así pues, el principal control estaría constituido por la subsidencia.

Las cuencas extensionales pueden ser divididas en función de la subsidencia, de sus mecanismos y desarrollo, en dos tipos:

- Cuencas producidas por estiramiento litosférico (McKENZIE, 1978).
- Cuencas producidas por extensión de la corteza o de su parte superior (ROYDEN et al., 1983; KARNER y DEWEY, 1986).

Aunque sus expresiones en superficie son similares, la historia de la subsidencia de la cuenca es

sensiblemente diferente, ya que la subsidencia refleja de alguna forma el grado de calentamiento litosférico durante el "rifting".

En general, se aprecian dos fases diferentes en el registro de la subsidencia de una cuenca (McKENZIE, 1978):

1.- Subsidencia inicial controlada por fallas y originada por un estiramiento mecánico de la capa superior frágil de la litosfera. Durante esta etapa de extensión activa de la cuenca, la litosfera presenta en la primera fase un comportamiento isostático local (Airy) que con el tiempo evoluciona a una distribución de la carga según un mecanismo flexural.

2.- Subsidencia térmica causada por el enfriamiento y contracción de la astenósfera elevada.

5.2.1. Análisis Geohistórico y Descompactación

VAN HINTE en 1978 introdujo el término de análisis geohistórico para designar la aproximación cuantitativa al análisis de cuencas sedimentarias. El objeto del análisis geohistórico es producir una representación gráfica del movimiento vertical de un horizonte estratigráfico en una cuenca sedimentaria, como indicador de las tasas de subsidencia y acumulación de sedimentos a través del tiempo.

Los datos necesarios para realizar el análisis de las subsidencia son: columnas estratigráficas con los espesores actuales, tipos de litologías, edad de los horizontes y paleobatimetría estimada. Otros datos de gran interés son la porosidad de los sedimentos y los datos térmicos de la cuenca. En el espesor estratigráfico actual se deben de efectuar tres tipos de correcciones:

a.- Descompactación:

Las unidades sedimentarias son compactadas después de la sedimentación, de manera que el espesor actual de la unidad es más pequeño que el espesor en el momento de la sedimentación.

Siguiendo el método de VAN HINTE (1978), podemos asumir que la diagénesis no es significativa por lo que el volumen de granos no cambia en el tiempo. Por tanto, el cambio en el espesor de la unidad está referido al cambio de la porosidad del sedimento durante el enterramiento. Es pues el volumen de los poros lo que se reduce con la profundidad de enterramiento.

La relación entre el espesor inicial (Eo) y el espesor actual (En) es la siguiente (fig. 50 a):

{1}

$$Eo = \frac{(1 - \theta n)\, En}{1 - \theta o}$$

θo = porosidad original en el momento de la sedimentación

θn = porosidad actual

La tasa de disminución de la porosidad durante el enterramiento ha sido determinada empíricamente para diversas litologías (fig. 50 b) (SCLATER y CHRISTIE, 1980). Para sedimentos no sometidos a sobrepresión se acepta una función exponencial de forma:

{2}

$$\theta n = \theta o \exp(-Cz)$$

z = *profundidad actual de enterramiento*

C = constante para cada tipo de litología (pendiente de la curva porosidad-profundidad para cada litología)(fig. 50 b y c).

La compactación de una unidad es una historia compleja afectada por múltiples parámetros. La litología (la compactación de una arenisca lítica es diferente a la compactación de una cuarzoarenita), la sobrepresión, la cementación temprana (el cambio en la porosidad no es debido a compactación), la diagénesis, etc., son factores que deben ser considerados cuidadosamente antes de efectuar la corrección debida a compactación.

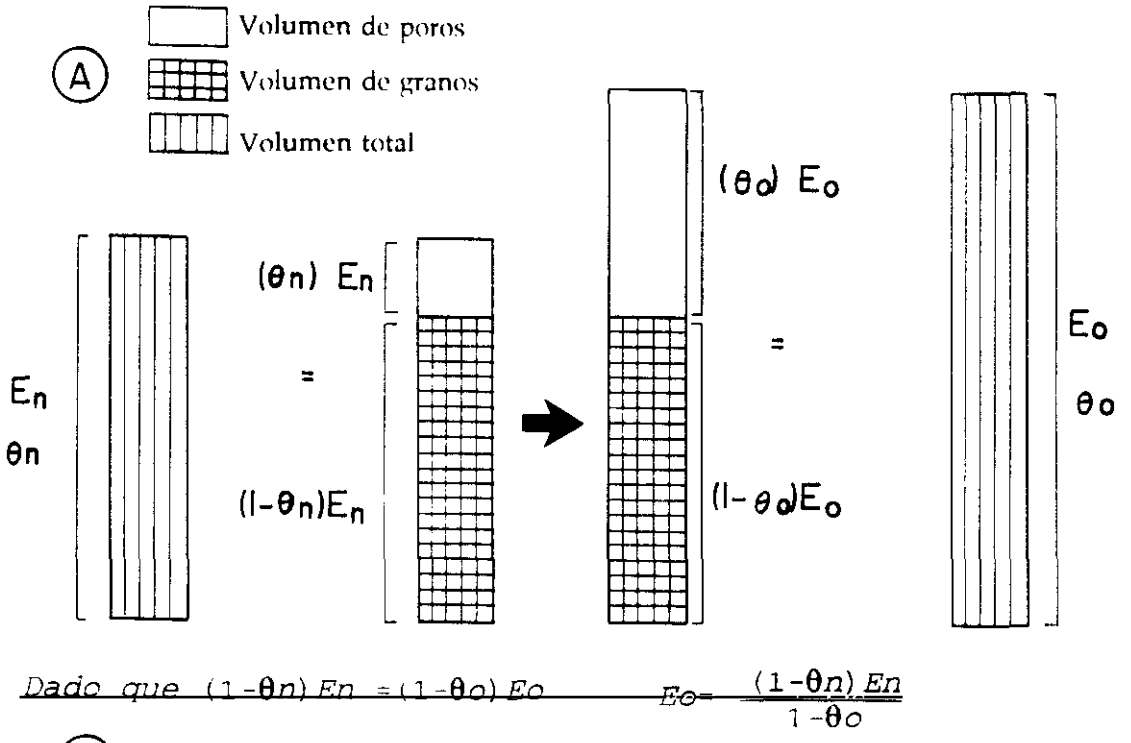
b.- Correcciones paleobatimétricas

Ya que todas las profundidades se encuentran referidas a un "datum" fijo (normalmente el nivel actual del mar), es necesario corregir la diferencia de altura entre la superficie deposicional durante la sedimentación y el "datum".

La información paleobatimétrica procede de diversas fuentes. La elección de la escala paleobatimétrica adecuada y su calibración ofrece grandes dificultades. En el caso de series continentales, la determinación de la paleoelevación es prácticamente imposible en la mayoría de los casos. En condiciones óptimas es posible realizar un cálculo de las paleopendientes de los sistemas fluviales, así como estimar la distancia desde la cabecera a la línea de costa. La aproximación usada con mayor frecuencia consiste en asignar "barras de error" relativamente grandes al efectuar las correcciones paleobatimétricas.

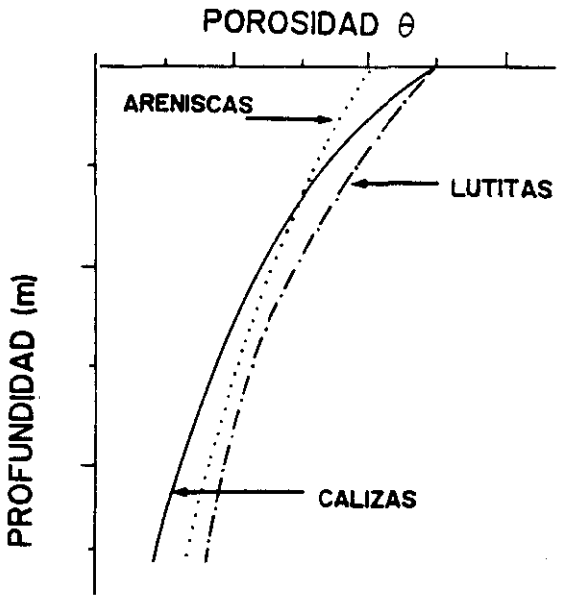
c.- Correcciones eustáticas

Los cambios en el paleonivel del mar con respecto al "datum" actual, pueden inducir a errores en el cálculo de la historia de subsidencia de la cuenca. Los posibles cambios eustáticos pueden determinarse



Dado que $(1-\theta n)\,En = (1-\theta o)\,Eo$ $\qquad Eo = \dfrac{(1-\theta n)\,En}{1-\theta o}$

B



C

Parámetros del sedimento

Litología	*C (m^{-1})*	*Densidad*	*Porosidad*
Lutitas	$5,1\ 10^{-4}$	2,72	0,63
Arenas	$2,7\ 10^{-4}$	2,65	0,49
Lutitas-Arenas	$3,9\ 10^{-4}$	2,68	0,56
Caliza	$5,2\ 10^{-4}$	2,71	0,51
Caliza-Marga	$7,1\ 10^{-4}$	2,71	0,70
Dolomía	$2,2\ 10^{-4}$	2,85	0,30

(Modificado de SCLATER y CHRISTIE, 1980 Y HSUI, 1989)

Fig. 50: A: Ejemplo de la corrección de compactación siguiendo la aproximación de VAN HINTE (1978). Tomado de HELLER (1990). B: Relación de la pérdida de porosidad con el enterramiento. Tomado de SCLATER y CHRISTIE (1980). C: Tabla I. Parámetros del sedimento.

mediante la comparación entre la curva de subsidencia obtenida y las curvas de otras áreas, para determinar si se producen cambios de igual magnitud y de igual tiempo en los registros. Si estos cambios son sincrónicos en curvas de diferentes cuencas, pueden representar cambios en el nivel del mar a escala global.

5.2.1.2. Construcción de diagramas geohistóricos

Como ya hemos indicado, el objeto del análisis geohistórico es obtener la curva de que representa el movimiento vertical del basamento a través del tiempo, es decir, la subsidencia total de la cuenca.

Se asume, que los datos de espesor y litología de la secuencia estratigráfica a analizar, provienen de una columna, una serie de columnas próximas o bien son datos de sondeos. Las unidades diferenciadas dentro de la secuencia serán función de:

a.- Información disponible acerca de la edad de los sedimentos. Es de gran importancia ya que la subsidencia se representa en función del tiempo.

b.- Existencia de discordancias significativas.

c.- Cambios importantes en la paleoprofundidad de la lámina de agua.

d.- Cambios litológicos significativos, ya que diferentes litologías requieren diferentes correcciones de compactación.

e.- Objetivo final del estudio. El nivel de detalle requerido para un determinado período de tiempo varia en función del objetivo final del trabajo.

HELLER en 1990 (en base al método de MAYER, 1982) propone los siguientes pasos para efectuar el análisis geohistórico.

1.- Acumulación de sedimentos: El primer paso consiste en la representación del espesor actual de los sedimentos en relación al tiempo.

2.- Descompactación: La corrección del efecto de compactación de los sedimentos esta basado en estudios empíricos de la relación porosidad-profundidad. Existen diferentes procedimientos matemáticos para efectuar la descompactación (ver HELLER, 1990; ALLEN y ALLEN, 1990), con diferencias de hasta del 3% del espesor calculado dependiendo del método empleado. Según HELLER (1990) si el objetivo final es estimar la curva de subsidencia tectónica y se emplean unidades con un espesor < 100 m , es corriente usar la siguiente técnica de aproximación:

Tras construir la columna estratigráfica básica (que debe contener la litología general, espesor y profundidad de cada unidad), se calcula la porosidad actual en el punto medio de cada unidad. Para el calculo de la porosidad se utiliza el método descrito con anterioridad en el apartado 5.2.1.a (descompacta-

ción) (fig. 50) o mediante la ecuación {2} del mismo apartado.

Se elimina a continuación la unidad superior que ya ha sido descompactada y se recalculan para cada una de las unidades restantes, la nueva profundidad y en función de esta, su nueva porosidad. El nuevo espesor se determina aplicando {1}. Se crea de esta manera una nueva columna con una unidad menos y espesores mayores para las restantes.

A continuación, se elimina la siguiente unidad y se recalculan de nuevo todos los valores. En cada uno de los pasos se vuelve siempre a la columna inicial. Se obtiene así el espesor descompactado de las sucesivas unidades en el techo de la secuencia, pudiendo al final recomponer de nuevo la secuencia estratigráfica con los espesores descompactados.

El resultado final del proceso de corrección de la compactación es dibujar una nueva curva de acumulación de sedimentos (con espesores descompactados), con respecto al tiempo. Hay que destacar, que durante el período de tiempo representando por las discontinuidades no se produce registro de la subsidencia o levantamiento. En función de la paleobatimetría de los sedimentos situados sobre y bajo la discontinuidad, es posible hacer una estimación de la subsidencia en ese tiempo.

3.- Curva de subsidencia total: Una vez obtenida la curva de acumulación de sedimentos descompactados, sólo es necesario efectuar la corrección paleobatimétrica de cada unidad. Esto se realiza incluyendo "barras de error", que consisten en un margen de variación de la profundidad de la lámina de agua que se aplica alrededor del punto representativo de la unidad. Sin embargo en la practica cuando se incluyen sedimentos marinos someros (llanuras intermareales, etc.) la mayoría de los autores consideran batimetría cero.

5.2.2. Cálculo de la subsidencia tectónica ("backstripping")

A la curva de subsidencia total obtenida mediante el análisis geohistórico contribuyen todos los factores que afectan a la subsidencia de la cuenca:

- Subsidencia tectónica.
- Carga de sedimentos.
- Variaciones del nivel del mar.

En nuestro caso, interesa interpretar los procesos tectónicos (y/o las variaciones del nivel del mar), así pues es necesario eliminar el efecto causado en la subsidencia por la carga de sedimentos. La técnica por la cual se elimina el efecto de la carga sedimentaria en la subsidencia total, para obtener la contribución tectónica, se denomina "backstripping" (desmantelamiento).

La distinta contribución a la subsidencia total de la carga de sedimentos y de la subsidencia tectónica, depende de la respuesta isostática de la litosfera. Podemos considerar dos tipos de modelos isostáticos:

- Modelo de compensación isostática local (Airy).
- Modelo de flexura regional.

La forma de realizar el "backstripping" será distinta según el modelo isostático que adoptemos. Lo que HELLER (1990) denomina "backstripping isostático local" (Airy), frente al "backstripping isostático regional" (flexural), ofrece como principales ventajas su relativa sencillez de cálculo y un menor número de datos para su realización. Según STECKLER y WATTS (1978) si el espesor estratigráfico permanece constante en un ámbito regional amplio, los resultados obtenidos mediante ambos métodos son similares.

a.- "Backstripping" isostático local (Airy).

La aproximación más sencilla para eliminar el efecto de la carga sedimentaria es el uso de un modelo isostático local simple. En este caso, se asume que la tierra estaría constituida por una serie de bloques diferenciados y provistos de cierta "flotabilidad" de forma que bloques adyacentes se encuentran compensados a la misma profundidad (fig. 51 a). Esto implica que al ser eliminada la carga sedimentaria se produce un "rebote" isostático de la cuenca. Así mismo, en este modelo la litosfera no sufre estiramiento por carga sedimentaria. El efecto de la carga sedimentaria puede ser entonces evaluado por un problema de balance isostático local, donde el sedimento que rellena la cuenca reemplaza una columna de agua. {3}

$$Zi = S\frac{\sigma a-\sigma s}{\sigma a-\sigma w} + \left(Wdi \pm \Delta Sli \frac{\sigma a}{\sigma a-\sigma w}\right)$$

Zi = profundidad del horizonte a determinar con respecto al nivel del mar, es decir, la cantidad de subsidencia tectónica.

$\sigma a, \sigma w, \sigma s$, = densidades de la astenósfera, agua y columna de sedimentos respectivamente (para cuencas subaéreas se reemplaza la densidad del agua por la del aire, 0).

S = espesor total de la columna estratigráfica una vez efectuada la corrección de compactación.

Wdi = variación del nivel del mar, cuando esta es "a priori" desconocida (profundidad del agua por unidad estratigráfica i). Si la magnitud del la variación es conocida, adquiere el valor de:

$$Wdi \pm \Delta Sli$$

Siendo ΔSli positiva para elevaciones y negativa para descensos del nivel del mar.

Todos los términos son conocidos a excepción de la densidad del sedimento. Dado que σs depende

de la porosidad y de la densidad de granos del sedimento, variará con los cambios en el espesor de la columna estratigráfica debidos a compactación. Según STECKLER y WATTS (1978), σs debe ser calculada para la columna después de la sedimentación de cada unidad mediante:
{4}

$$\sigma Si = \frac{\sum_{j=1}^{i} [\theta j \sigma w + (1 - \theta j)\, \sigma g]\, Ej}{S}$$

θj = porosidad de la unidad j.
σw = la densidad del agua.
σg = densidad de granos del sedimento.
S = espesor total de la columna descompactada.
Ej = espesor descompactado de la unidad j.
σSi = densidad de la columna de sedimentos, compuesta de i unidades.

Los valores de densidad de granos y porosidad máxima en superficie se encuentra establecidos empíricamente (SCLATER y CHRISTIE, 1980) (fig. 50 c).

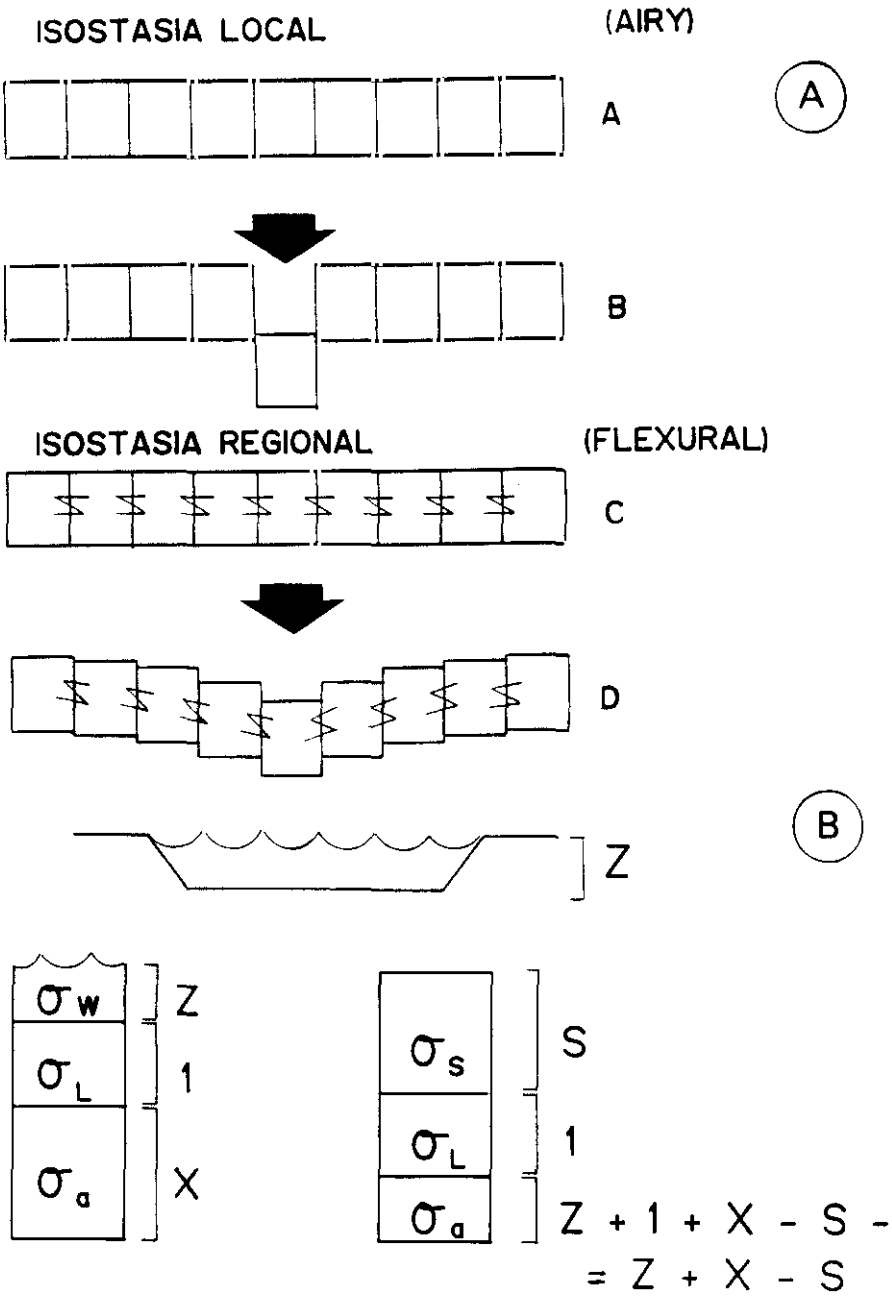
En resumen (fig. 51 b), la curva de "backstripping" isostático se obtiene dividiendo la curva de subsidencia total entre la relación de la diferencia de densidades (2,3).

Este modelo de compensación isostática local, es aplicable solamente en las etapas iniciales de cuencas tipo "rift" o bien como señalamos antes, en cuencas donde no existe variación de espesor en grandes distancias.

b.- "Backstripping flexural"

Frecuentemente la subsidencia tectónica calculada en o cerca del eje de la cuenca, asumiendo un modelo de balance isostático local (Airy), es considerablemente menor que la subsidencia tectónica real. Para áreas distales, la curva predice la existencia de subsidencia en lugares donde esta no se produce. El modelo de "backstripping flexural" permite, en muchos casos, una mejor estimación de la subsidencia. Hay que señalar sin embargo, que el "backstripping flexural" es una técnica aun no muy desarrollada, ya que el grado de conocimiento acerca de la reología de la litosfera continental es pequeño.

Al adoptar un mecanismo de balance isostático regional por flexura (fig. 51 a), presuponemos que la litosfera posee una capacidad de estiramiento finita, y por tanto es relativamente rígida. Al emplazar una carga sedimentaria sobre la litosfera se origina una curvatura en la placa. El manto subyacente es desplazado y siguiendo el principio de Arquímedes la placa curvada "flota" por el peso del manto desplazado. El área localizada bajo la carga se sostiene por el estiramiento de la litosfera circundante y



σw densidad del agua σL densidad de la litosfera σs densidad del sedimento σa densidad de la astenosfera

$$\sigma w\ Z + (1)\sigma L + \sigma a\ X = \sigma s\ S + (1)\sigma L + \sigma a\ (Z+X-S) =$$

$$\sigma s\ S + (1)\sigma L + \sigma a\ Z + \sigma a\ X - \sigma a\ S$$

$$\text{Resolviendo para } S\text{: } \sigma a\ S - \sigma s\ S = (1)\ \sigma L + \sigma a\ Z - \sigma w\ Z + \sigma a\ X$$

$$(\sigma a - \sigma s)\ S = \sigma a\ Z - \sigma w\ Z$$

$$(\sigma a - \sigma s)\ S = (\sigma a - \sigma w)\ Z$$

$$S = \left(\frac{\sigma a - \sigma w}{\sigma a - \sigma s}\right) Z$$

$$Si\ \sigma a = 3{,}3\ g/cm^3;\ \sigma s = 2{,}3\ g/cm^3;\ y\ \sigma w = 1{,}0\ g/cm^3$$

$$Entonces\ S = 2{,}3Z$$

Fig. 51: A: Comparación entre isostasia local ("Airy") e isostasia regional (Flexural). B: "Backstripping" isostático local, ejemplo para una cuenca sedimentaria.

esta, a su vez, se mantiene por el peso de la carga sedimentaria próxima. El resultado es el balance isostático regional del área afectada por flexura.

La forma y tamaño de la cuenca dependerá de la rigidez de la litosfera. Cuanto más rígida sea esta, más amplia y somera será la cuenca. A una menor rigidez, corresponden cuencas más estrechas y profundas. Situando la misma carga sedimentaria sobre placas con diferente rigidez obtendremos cuencas de idéntico volumen pero de diferente geometría.

La subsidencia tectónica será pues, función de la deflección de la litosfera bajo la carga sedimentaria. La implicaciones de la distribución y punto de aplicación de la carga en el modelo flexural han sido ampliamente revisadas por HELLER (1990).

ALLEN y ALLEN (1990), siguiendo a BOND y KOMINZ (1984), consideran que la respuesta del basamento adopta una función de tipo sinusoidal, que varia entre 0 y 1 dependiendo del grado de compensación de la carga. Si la longitud de onda es muy pequeña no se aprecia deflección de la litosfera, presentando esta un comportamiento rígido bajo la carga. Pero si la longitud de onda es amplia, la litosfera parece no presentar rigidez y la carga sedimentaria parece estar en equilibrio hidrostático. El grado de compensación de la carga, (Ç), es la relación existente entre la deflección real comparada con la deflección máxima Airy o hidrostática.

{5}

$$Ç = \frac{(\sigma a - \sigma s)}{\sigma a - \sigma s + \frac{D}{g}(2\pi/\lambda)^4}$$

$(2\pi/\lambda)$ una función sinusoidal periódica, denominada en muchos casos número de onda (WATTS, 1988).

D = rigidez flexural de la litosfera

g = aceleración de la gravedad

Así pues, la subsidencia tectónica según un balance regional flexural, mediante una función sinuosidal, quedará (ALLEN y ALLEN, 1990):

{6}

$$Zi = Ç[S(\frac{\sigma a - \sigma s}{\sigma a - \sigma w}) - \Delta Sli(\frac{\sigma w}{\sigma a - \sigma w})] + (Wdi - \Delta Sli \frac{\sigma a}{\sigma a = \sigma w})$$

La estimación correcta del valor de Ç es de gran dificultad y pequeñas diferencias en cuanto a su valor producen grandes diferencias en el resultado final.

5.2.2.1. Construcción del la curva de "backstripping"

De las dos posibles técnicas para realizar el "backstripping", balance regional flexural o balance isostático regional (Airy), nos hemos inclinado por el uso de esta última. Su simplicidad, menores necesidades en cuanto al número de datos a emplear, así como una mayor sencillez en cuanto a modelo de la litosfera (rigidez flexural de la litosfera en la Cordillera Ibérica ?), son algunas de sus ventajas. Por otra parte, ya hemos señalado que en la etapa inicial de la extensión, el modelo isostático local predice correctamente la curva de subsidencia. En nuestro área, asumimos que esta etapa inicial debe producirse durante el Triásico (tiempo de sedimentación de nuestras series). Este método es el que consideramos, en principio, válido para nuestro caso.

Tras realizar el análisis geohistórico, se obtiene la curva de subsidencia total y una serie de datos como son: el espesor total (descompactado) de la columna estratigráfica, el espesor real y la porosidad de cada unidad. Aplicando a estos datos directamente las ecuaciones {3} y {4} se obtiene la curva de subsidencia tectónica.

Al representar gráfica y conjuntamente la curva de subsidencia total y la curva de subsidencia tectónica, se observa como parte de la subsidencia debe ser atribuida a otros factores distintos de la carga de sedimentos.

El uso de ambas curvas y especialmente la curva obtenida mediante "backstripping" es de gran utilidad a la hora de interpretar los mecanismos de subsidencia, estimación del factor de extensión (β) (longitud inicial de la corteza / longitud final), el tiempo para el cual esta se produjo, así como las posibles variaciones del nivel del mar.

5.2.3. Subsidencia Térmica

Siguiendo el modelo de extensión simple de McKENZIE (1978) la subsidencia total puede ser descompuesta en dos etapas. La primera etapa, subsidencia inicial, esta controlada por fallas y depende del espesor inicial de la corteza y de la cantidad de extensión β. La segunda es una etapa a largo plazo de subsidencia térmica. La subsidencia se origina por el descenso de las isotermas de la litosfera desde la posición "prerift". Esta subsidencia depende solamente de la cantidad de extensión.

Durante la etapa inicial de la subsidencia, la extensión afecta al espesor de la corteza y a la parte

litosférica del manto, pero además el calentamiento de la litosfera durante el "rifting" debe reducir la densidad de esta y afectar a la subsidencia inicial. La densidad de la litosfera del manto (l) varia con la temperatura (T) de acuerdo con:
{7}

$$\sigma l = \sigma o \ [1 - \alpha v(T-To)]$$

σo = densidad de la litosfera a 0° C (3330 Kg/m^3)
αv = coef. volumétrico de expansión térmica (3,28 x 10^{-5} K^{-1})
To = temperatura de la superficie

Para calcular el cambio en la estructura térmica de la litosfera durante el "rift", es necesario conocer la distribución de las temperaturas en el estadio "prerift" y como se deforma la litosfera durante el "rifting". Se asume, de forma general que antes del "rift" la distribución de temperaturas presenta un incremento lineal desde 0° C en la superficie a T_1 en la base de la litosfera. Si la extensión es rápida y homogénea, la distribución de la temperatura al final del "rift", desde la superficie a la base de la litosfera adelgazada, sigue la misma distribución lineal.

Durante el "rifting" el gradiente térmico se ve incrementado desde T_1/e_1 hasta $\beta T_1/e_1$, ya que el espesor de la litosfera se reduce desde e_1 hasta e_1/β. Siendo e_1 el espesor de la litosfera (se acepta como media 125 Km). La subsidencia inicial del "rift" quedara según ANGEVINE (1990):
{8}

$$Si = \frac{e_c \left[(\sigma o - \sigma c)\ \frac{e_c}{e_1}\ \left(1 - \frac{\alpha v\ T_1\ e_c}{2e_1}\right) - \frac{\sigma o\ \alpha v\ T_1}{2}\right]\ \left(1 - \frac{1}{\beta}\right)}{\sigma o(1 - \alpha v\ T_1) - \sigma w}$$

σc = densidad de la corteza continental (2800 Kg m^3)
e_c = espesor inicial de la corteza continental (30-50 Km)
T_1 = temperatura de la astenósfera (1333° C)

Todos los valores de los parámetros mencionados están tomados de PARSON y SCLATER (1977).

El modelo de McKENZIE (1978) predice la existencia de subsidencia si el valor de e_c es mayor de 18 Km. Si el espesor de la corteza es menor, entonces la extensión puede causar elevación del área.

La subsidencia inicial, originada por el ajuste isostático de la extensión mecánica, es seguida por

una subsidencia a largo plazo causada por enfriamiento y contracción térmica tras la extensión. Esta subsidencia térmica sólo depende de β.

Es difícil determinar la subsidencia térmica que sigue al "rifting", ya que la distribución de temperaturas y densidades nos son ahora desconocidas. Si se acepta el mantenimiento de la distribución inicial de temperaturas y como condiciones de los límites, T = To en superficie, y T = T_1 en la base de la litosfera, es posible realizar el cálculo. Es necesario asumir también que el enfriamiento secular de la litosfera está controlado por conducción térmica unidimensional (se ignora la conducción lateral y la convección).

Usando Series de Fourier se determina la temperatura de la litosfera, (en función de la profundidad (z) y del tiempo (t) desde el "rift"). Es necesario considerar en este punto dos parámetros más:

Ψ = difusión térmica (8×10^{-7} m^2/s)
τ = constante térmica temporal ($e_1^2/\pi^2\Psi$)

La constante temporal τ controla la velocidad a la cual la litosfera se enfría y adquiere por tanto una mayor densidad.

Finalmente, la subsidencia térmica vendrá dada por una expresión de tipo: (ver ANGEVINE, 1990 para el desarrollo completo de la ecuación)
{9}

$$S_T(t) = \frac{4\sigma o\ \alpha v\ T_1\ e_1}{\pi^2(\sigma o - \sigma W)} \left[\frac{\beta}{\pi}\ sen\left(\frac{\pi}{\beta}\right)\right] \left[1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right)\right.$$

La subsidencia tectónica total será igual a la suma de la subsidencia inicial y térmica.

$$S(t) = Si + S_T(t)$$

Aunque el modelo de McKENZIE (1978) permite el cálculo de la subsidencia inicial y la subsidencia térmica (así como estimar la extensión cortical, β, a partir de esta última curva), los resultados obtenidos difícilmente se corresponden con la realidad en la mayoría de las cuencas. Mientras que la extensión cortical y la subsidencia inicial son generalmente menores o equivalentes a la predicción del modelo, la subsidencia térmica es en general mucho mayor.

Sin embargo, el modelo de extensión uniforme (McKENZIE, 1978) según ALLEN y ALLEN (1980) es aproximado si el espesor elástico equivalente (que en el modelo de WATTS et al. 1982, corresponde a la profundidad de la isobata de 450º C) varia a lo largo de la cuenca. Entonces β se incrementa hacia el eje de la misma, produciendo una ampliación de la cuenca. La transferencia lateral de calor origina, sin embargo, un enfriamiento en la parte central (que ha sufrido gran extensión) y un calentamiento de los

la profundidad de la isobata de 450º C) varia a lo largo de la cuenca. Entonces β se incrementa hacia el eje de la misma, produciendo una ampliación de la cuenca. La transferencia lateral de calor origina, sin embargo, un enfriamiento en la parte central (que ha sufrido gran extensión) y un calentamiento de los flancos, a consecuencia del cual se produce una anomalía térmica que se refleja como un arqueamiento de la corteza (lo que se conoce como "bulge"). De esta forma en un momento temprano en la historia de la cuenca se producen una serie de procesos que pueden dar lugar tanto a ampliación como a estrechamiento de la cuenca. En las proximidades del margen de la litosfera que no ha sufrido procesos de extensión se produce competencia entre la subsidencia flexural y el "bulge" térmico. Desde el punto de vista global de la cuenca, el efecto de la variación de β y el flujo lateral térmico se anulan, produciendo de esta forma un modelo, como hemos indicado antes, similar al de McKENZIE (1978).

De cualquier forma, el modelo de extensión uniforme es el punto de partida para modelos posteriores donde ya se considera la conducción lateral del calor y la tasa de extensión finita (JARVIS y McKENZIE, 1980), extensión no uniforme (ROYDEN y KEEN, 1980), bien como extensión discontinua en profundidad (HELLINGER y SCLATER, 1983) o como extensión continua en profundidad (ROWLEY y SAHAGIAN, 1986).

Las características de este trabajo no hacen necesario un análisis excesivamente preciso de la subsidencia térmica, por lo cual el modelo de McKENZIE (1978) nos resulta válido como primera aproximación.

5.3. ANALISIS CUANTITATIVO DE LA SUBSIDENCIA - SEDIMENTACION

El objeto de este apartado es intentar cuantificar algunos aspectos, tanto de la cuenca como del relleno sedimentario, analizando los resultados obtenidos y la validez de los mismos.

De todos los aspectos que es posible intentar cuantificar en una cuenca sedimentaria con relleno de sedimentos fluviales, cabe destacar dos:

- Subsidencia
- Aspectos temporales de la sedimentación (estimación de la duración de las secuencias sedimentarias como: el cinturón activo de canales, la llanura de inundación, las superficies de erosión, los hiatos, etc.)

5.3.1. Columnas tipo

En primer lugar se realiza el cálculo de los espesores previos a la compactación (análisis

geohistórico) de las columnas estratigráficas a estudiar (área de Riba de Santiuste, área de Sigüenza y área de Molina de Aragón). Para ello es necesario construir columnas tipo para cada uno de los sectores considerados (fig. 52).

En el área objeto de estudio (Riba de Santiuste) se han analizado, además de la columna tipo, otras cuatro secciones. Como ya se ha señalado este area, que constituye un borde de cuenca para el Triásico, presenta numerosas discordancias angulares de carácter local, así como otro tipo de discontinuidades estratigráficas, que permiten un análisis detallado de la evolución de la subsidencia tectónica.

5.3.1.1. Riba de Santiuste

En la figura 53 a, se puede observar la columna estratigráfica general del área de Riba de Santiuste, denominada Riba de Santiuste-1, compuesta a partir de datos propios y los datos bibliográficos.

Hay que señalar previamente que el Paleozoico, (tanto inferior metamórfico, como superior detrítico), constituye la base sobre la que se apoya el Triásico, y no ha sido descompactado, ni considerado en ninguno de los cálculos posteriores.

El Triásico, de tipo Ibérico (VIRGILI et al., 1977) ha sido dividido en los litotipos clásicos: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. El espesor de las facies Buntsandstein empleado pertenece a al columna denominada Riba de Santiuste (ver apéndice II), se han diferenciado dentro del mismo las unidades descritas en el capitulo 3. El espesor de las facies Muschelkalk, corresponde a la columna de Riba de Santiuste de GARCIA-GIL (1989), mientras que el espesor de las facies Keuper ha sido tomado de HERNANDO (1977).

El espesor de Jurásico proviene de la columna de Sigüenza (5-1 Imón) según el IGME (1982). Para el Cretácico se emplearon los datos de SOPEÑA (1973) y los de SEGURA (1982). Los sedimentos del Terciario parecen no haber tenido representación importante en este área, ya que por su proximidad al paleorrelieve (Sistema Central), esta zona actuó de "by-pass". Se ha considerado por tanto un espesor mínimo de Terciario y Cuaternario (los pequeños afloramientos de tipo "raña" que coronan la parte superior de algunas elevaciones en el interior del anticlinal se encuentran a la misma cota topográfica que los terciarios superiores de áreas próximas, pero aquí su espesor no sobrepasa los 10 m).

Para los límites de edad de los tramos que constituyen la columna estratigráfica general, se ha empleado la escala cronoestratigráfica de la "International Union of Geological Sciences" (IUGS), (1989).

Con respecto a las edades asignadas a las distintas unidades que componen esta serie tipo, hay

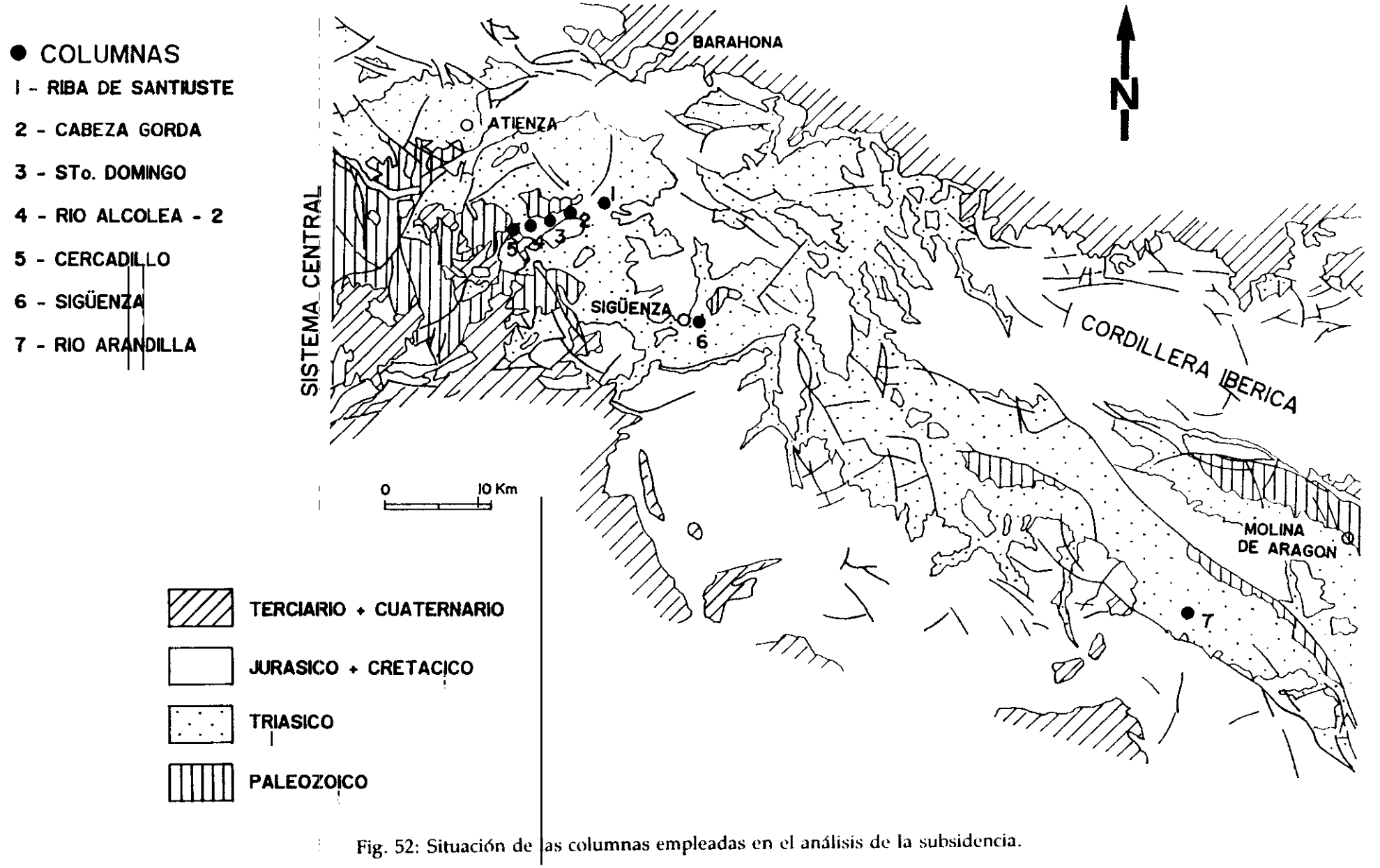


Fig. 52: Situación de las columnas empleadas en el análisis de la subsidencia.

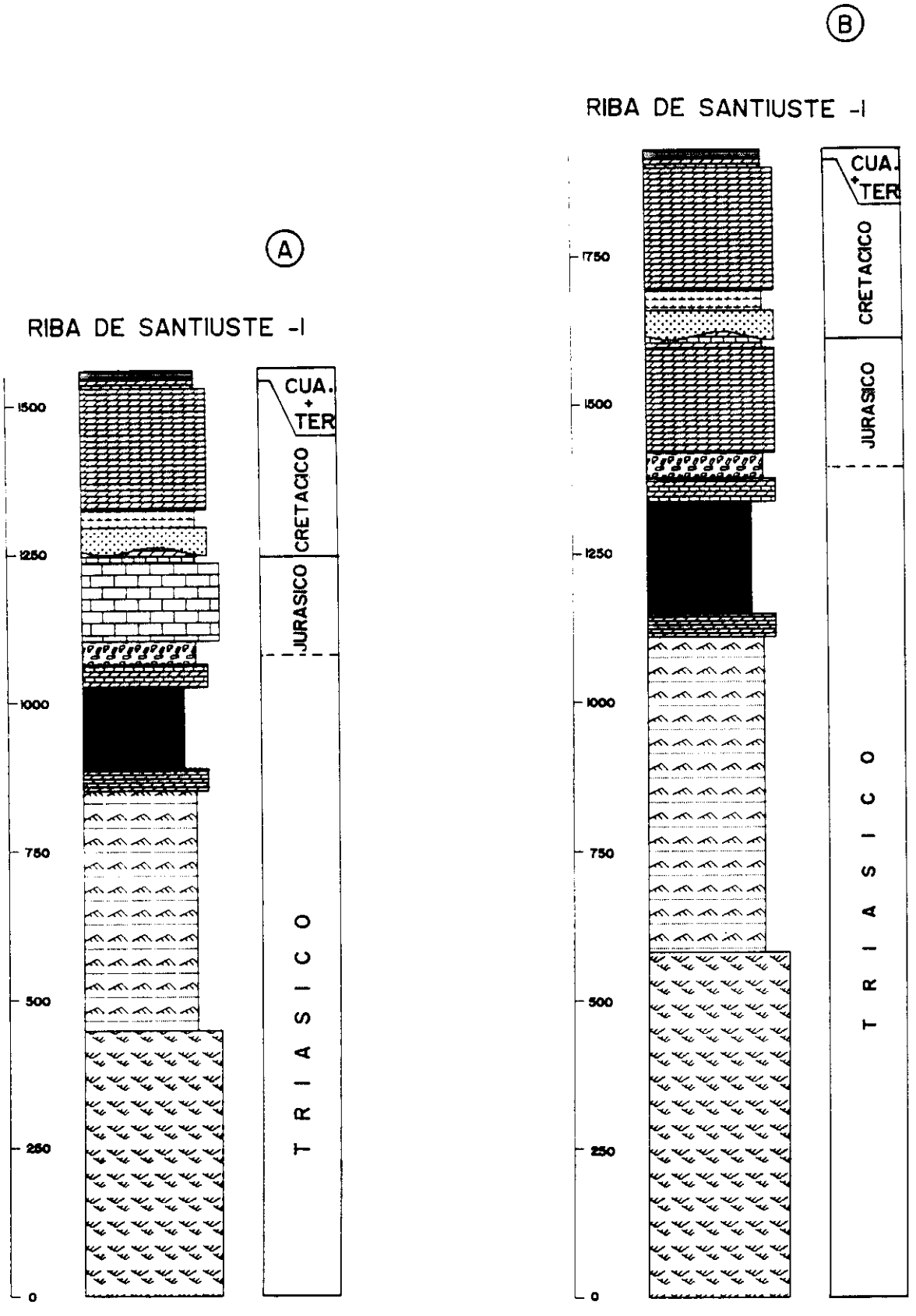


Fig. 53: Columna tipo Riba de Santiuste-1. A: Espesor actual; B: Espesor inicial (tras la descompactación).

que hacer las siguientes consideraciones.

Se ha situado el límite Pérmico-Triásico, en la base de los conglomerados que constituyen el primer tramo de las facies Buntsandstein en este sector. Si bien este hecho no es rigurosamente exacto, creemos que es la mejor aproximación que puede hacerse en este momento con los datos disponibles. En función del conocimiento que se tiene hoy día de las edades de las distintas unidades triásicas de la Ramas Castellana de la Cordillera Ibérica, parece bastante razonable situarlo en dicha posición. Las correlaciones que pueden realizarse con sectores en los que se han encontrado argumentos paleontológicos (RAMOS, 1979; PEREZ-ARLUCEA, 1985; LOPEZ, 1985) o donde existen estudios paleomagnéticos (TURNER et al., 1989), indican que este límite debe encontrarse muy próximo a la base del Buntsandstein en aquellas áreas donde estas facies están más desarrolladas y son más potentes. Además, en la columna de Riba de Santiuste que aquí se considera, no existe el conglomerado donde RAMOS (1979) encontró asociaciones palinológicas del Thuringiense (Pérmico superior), y son los niveles superiores de los "Conglomerados de la Hoz del Gallo", los que se apoyan directamente sobre el Paleozoico inferior o sobre el Pérmico detrítico rojo, de edad indeterminada, que aflora en el área de enlace de la Cordillera Ibérica con el borde NE del Sistema Central. En todo caso esta asignación de edad, no invalida la parte fundamental de las cuantificaciones realizadas, ya que el tiempo sólo se considera a la hora de establecer tasas y no influye en la magnitud de la subsidencia. En el caso de que la edad del comienzo de los sedimentos del Buntsandstein pudiera ser determinada con mayor precisión, bastaría con efectuar una sencilla corrección para el tanto por ciento de columna afectada (con bastante probabilidad un espesor reducido de sedimentos).

En cuanto al resto de las edades de las facies Buntsandstein remitimos al capítulo 3 (apartado 3.4.) donde han sido discutidas.

Las edades de los restantes límites han sido establecidos de acuerdo con de la bibliografía: GARCIA-GIL (1989) para las facies Muschelkalk y HERNANDO (1977) y ARACIL y HERNANDO (1988) para las facies Keuper. Para el Jurásico se emplearon las edades propuestas por GOY et al., (1976) e IGME (1982). En el Cretácico se siguieron las edades propuestas por SEGURA (1982) y GARCIA QUINTANA (comunicación personal).

5.3.1.2 Sigüenza

En la figura 54 puede observarse la columna tipo del área de Sigüenza. Los datos del Buntsandstein provienen del análisis de los sondeos 44-3 (JEN - SHELL, 1978), 36-10 (JEN, 1979) y 52-6 (JEN, 1980). Los datos de las facies Muschelkalk provienen de las columnas Sienes 1, 2 y 3 de GARCIA-GIL (1989). El espesor de Keuper se ha estimado según los datos de áreas próximas.

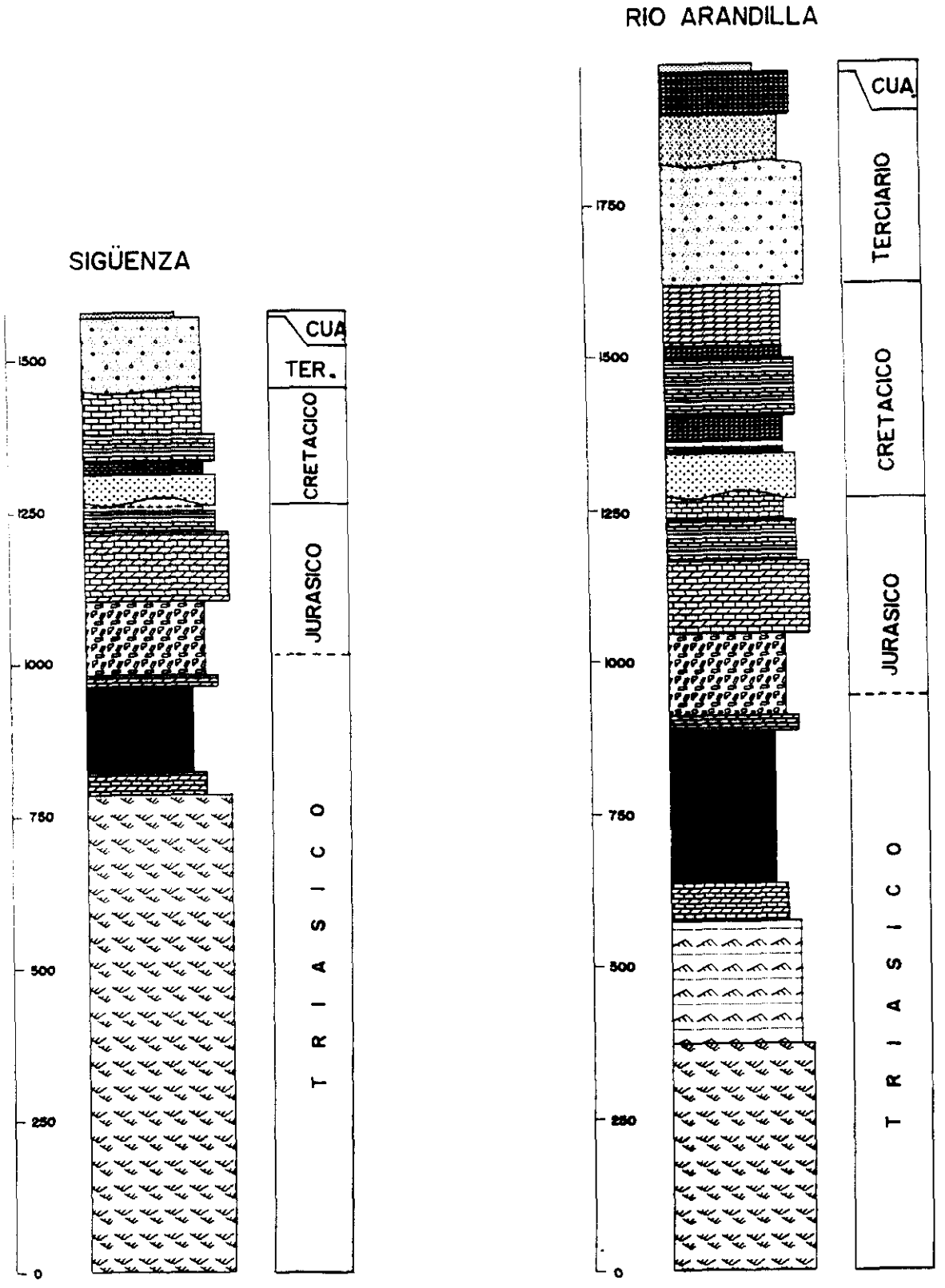


Fig. 54: Columnas tipo de las áreas de Molina de Aragón (Columna Río Arandilla) y Sigüenza.

El Jurásico fue compuesto según los datos de la columna de Sigüenza (5-2 Olmedillas) del IGME (1982) y el trabajo de GOY et al. (1977). Para el Cretácico se emplearon los datos de SEGURA y WIEDMANN (1982) así como la columna Sigüenza (La Cabrera 9-8) del IGME (1982).

Los datos de Terciario y Cuaternario provienen de la hoja a escala 1:50.000 nº 461 (Sigüenza) del IGME (1981)

5.3.1.3. Río Arandilla (Molina de Aragón)

En la figura 54 puede observarse la columna tipo propuesta para el área del Río Arandilla (Molina de Aragón). Para las facies Buntsandstein y Muschelkalk se emplearon los datos de RAMOS (1979), mientras que los datos sobre las facies Keuper provienen de PEREZ-ARLUCEA (1975). El Jurásico fue compuesto según la columna de Ablanque (5-8 Cortes de Tajuña) del IGME (1982), GOY et al., (1977) y de las hojas 1:50.000 nº 513 (Zaorejas) y nº 514 (Taravilla) del IGME (1981). Los datos de Cretácico corresponden a SEGURA y WIEDMANN (1982). El Terciario se obtuvo de las hojas a escala 1:50.000 nº 513 y nº 514 del IGME (1981).

5.3.2. Análisis geohistórico y Descompactación

Es posible obtener la curva de subsidencia tectónica sin realizar un primer paso que consiste en el análisis geohistórico (VAN HINTE,1978), pero los resultados obtenidos serán sólo una aproximación a la subsidencia tectónica "real". Al considerar un espesor de sedimentos menor al realmente existente, el peso de la columna sedimentaria no se refleja correctamente en las curvas de subsidencia, obteniéndose valores inferiores.

Otro aspecto interesante es el cálculo de la tasa de sedimentación. Se obtendrán valores más correctos cuanto más lo sea el espesor de sedimentos considerado. (Este aspecto será retomado posteriormente al efectuar otro tipo de cuantificaciones).

En el apartado 5.2.1., se resumieron los fundamentos geológicos del método, así como la forma de obtener el espesor descompactado de un nivel.

La figura 55 es un ejemplo de la aplicación de estas técnicas a la columna tipo del área de Riba de Santiuste.

Todos los cálculos necesarios pueden efectuarse bien mediante el uso de tablas o con calculadora. En cada paso sucesivo se obtienen los nuevos valores de espesor y porosidad en función de la perdida de

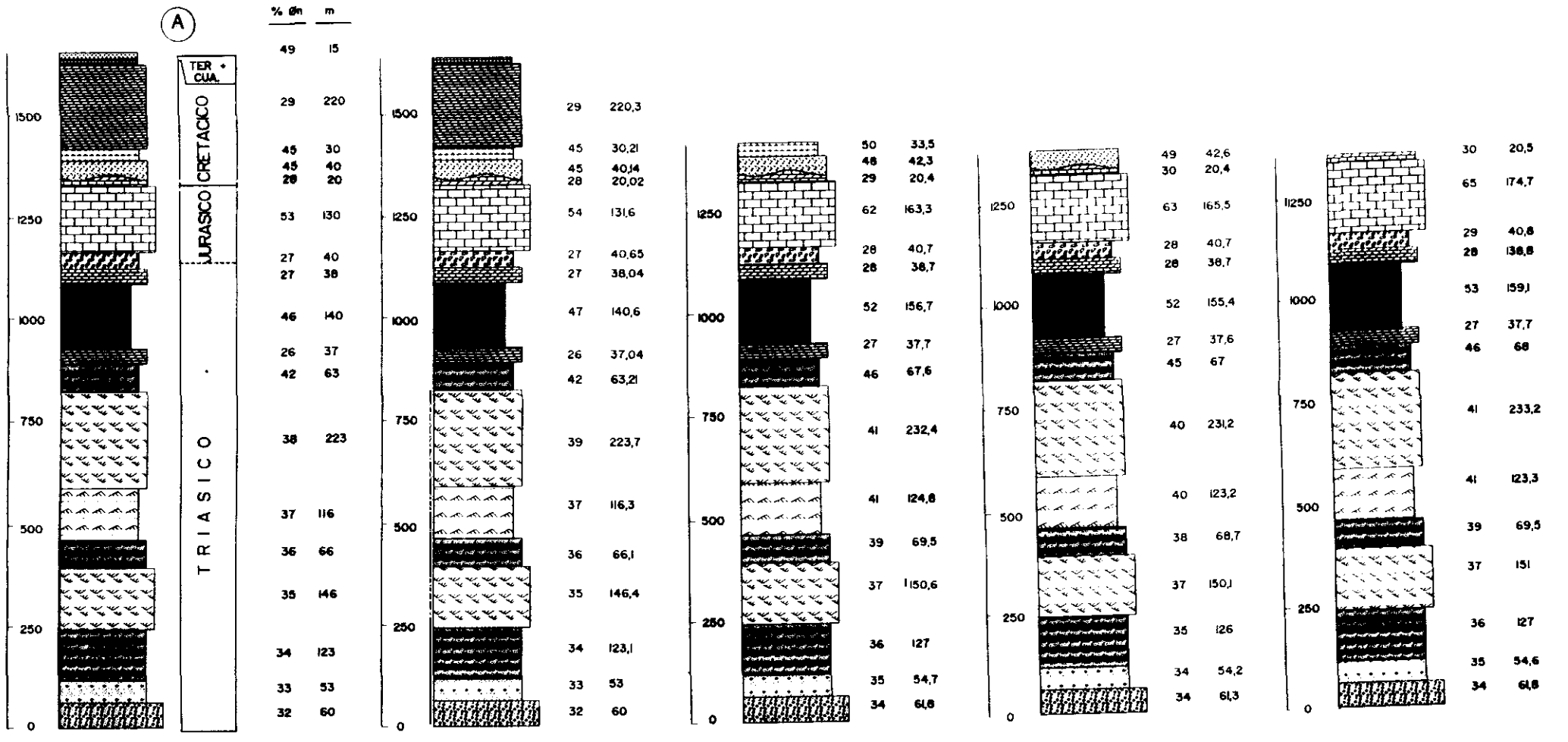


Fig. 55a: A: Aplicación del método de corrección de la compactación a la columna tipo Riba de Santiuste-1. Se muestran las sucesivas columnas con los valores de porosidad y espesor obtenidos para las nuevas profundidades consideradas. B: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) obtenidas para la columna tipo Riba de Santiuste-1.

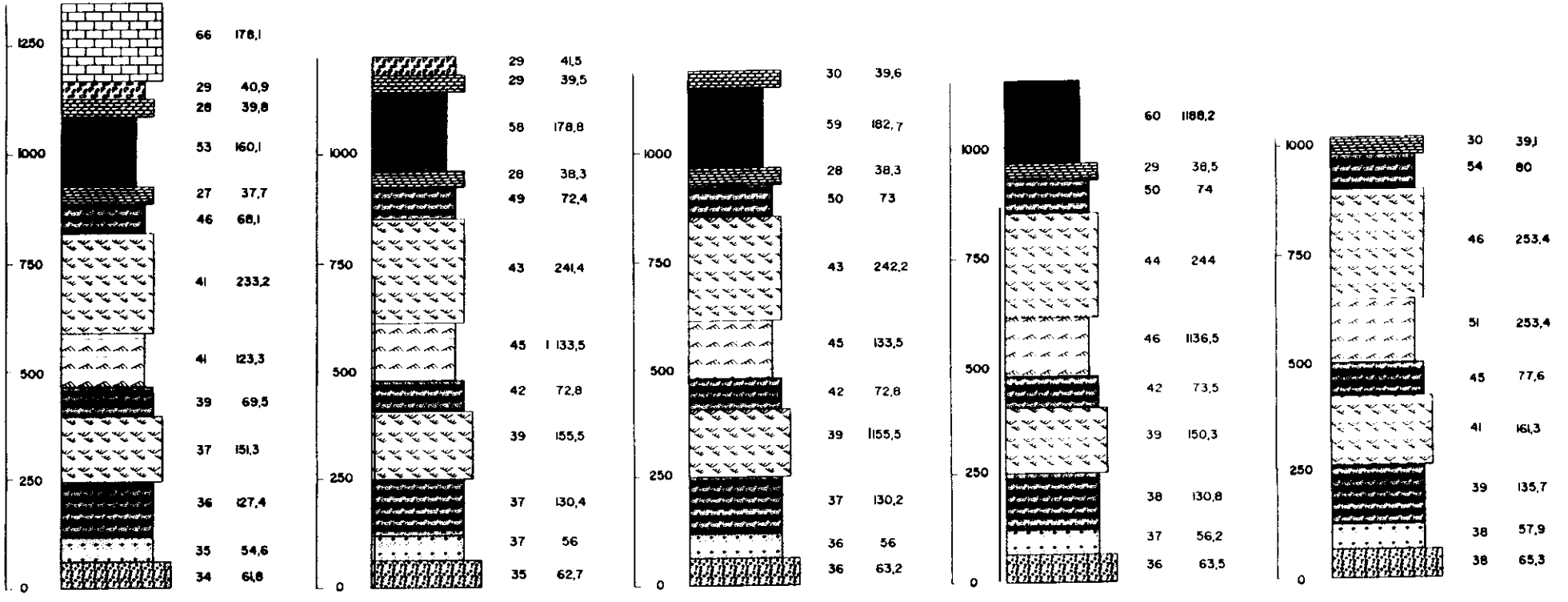


Fig. 55b: A: Aplicación del método de corrección de la compactación a la columna tipo Riba de Santiuste-1. Se muestran las sucesivas columnas con los valores de porosidad y espesor obtenidos para las nuevas profundidades consideradas. B: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) obtenidas para la columna tipo Riba de Santiuste-1.

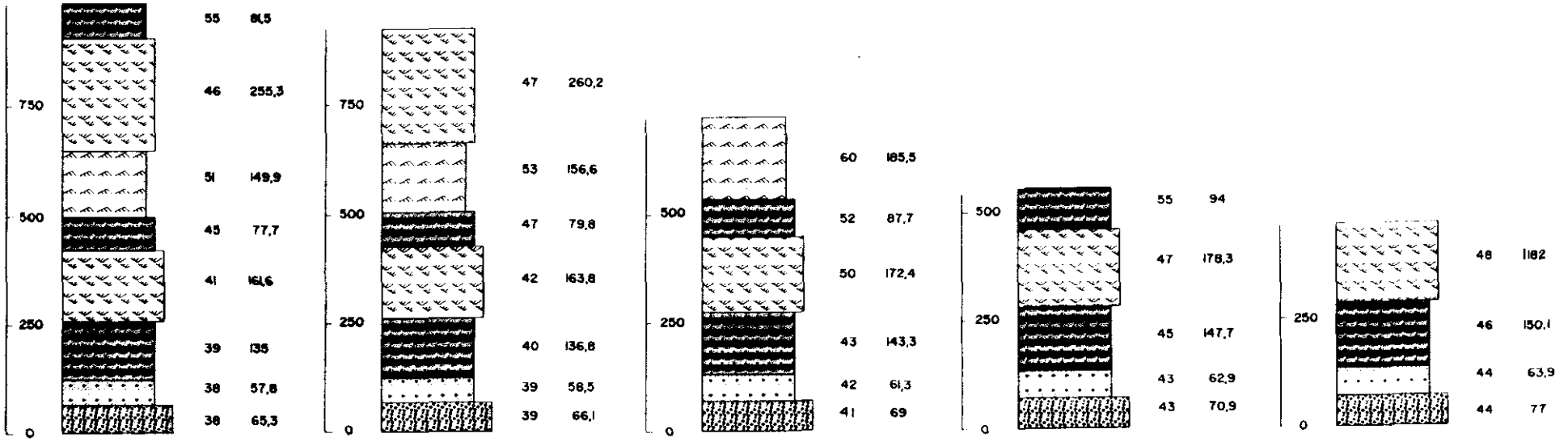
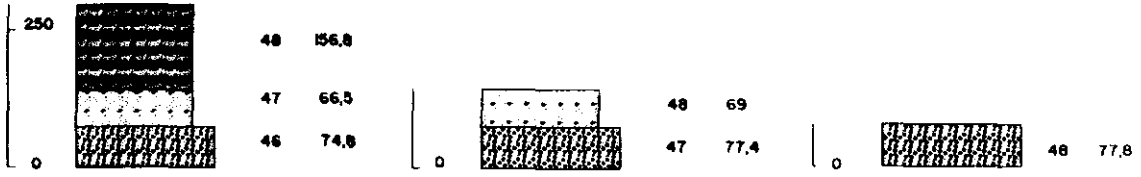


Fig. 55c: A: Aplicación delmétodo de corrección de la compactación a la columna tipo Riba de Santiuste-1. Se muestran las sucesivas columnas con los valores de porosidad y espesor obtenidos para las nuevas profundidades consideradas. B: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) obtenidas para la columna tipo Riba de Santiuste-1.



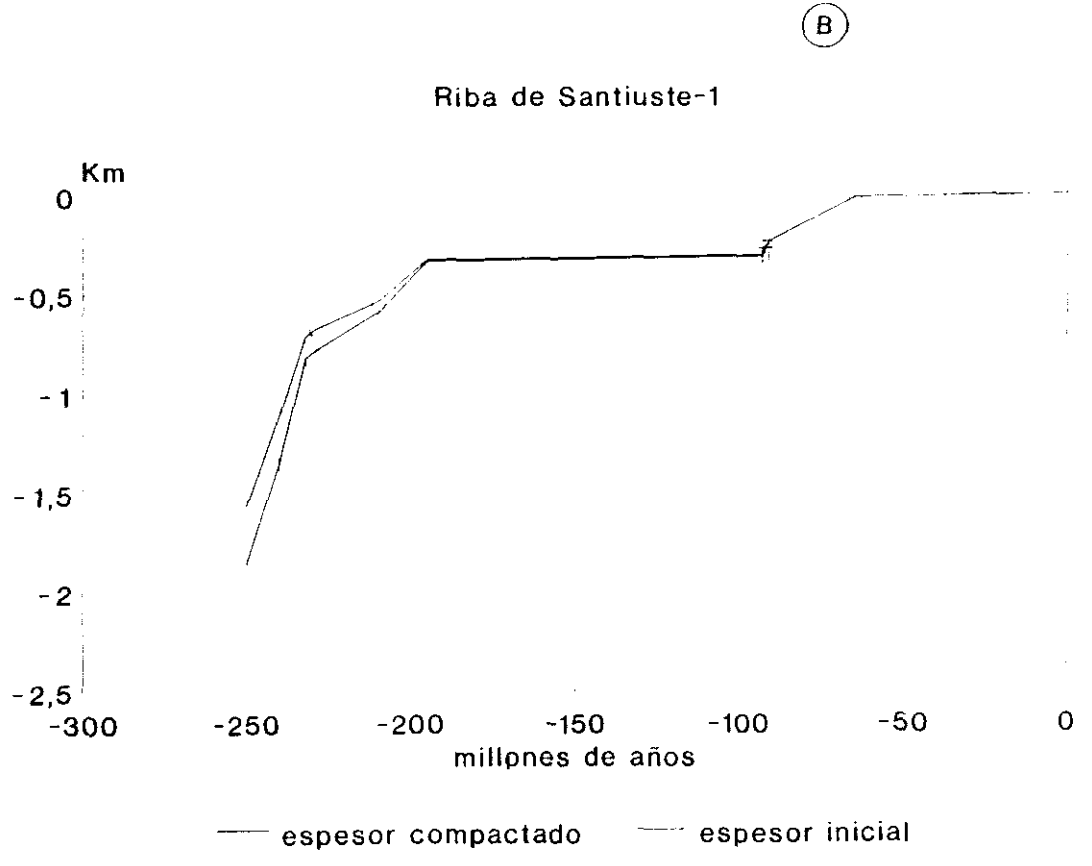


Fig. 55d: A: Aplicación del método de corrección de la compactación a la columna tipo Riba de Santiuste-1. Se muestran las sucesivas columnas con los valores de porosidad y espesor obtenidos para las nuevas profundidades consideradas. B: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) obtenidas para la columna tipo Riba de Santiuste-1.

profundidad de enterramiento al efectuar el "backstripping".

Tras efectuarse los primeros cálculos, se reconsideró el espesor del Jurásico. En principio se había asignado a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, un espesor de 40 m (asignando valores típicos de dolomías en los cálculos). En base a la revisión de sondeos próximos y especialmente Gormaz-1 (VALDEBRO, 1958) se concluyo que era razonable suponer un espesor mayor de Carniolas (130 m) ya que la anhidrita en superficie se disuelve y el espesor en afloramiento es, sin duda, menor que el espesor de la unidad en el momento de su sedimentación. En este caso los parámetros litológicos empleados fueron la densidad de la anhidrita (2,98 g cm^3), porosidad inicial próxima a 0 y coeficiente C igualmente próximo a 0.

Esta nueva columna estratigráfica (fig. 56), denominada Riba de Santiuste ha sido la empleada en el resto de los cálculos.

Como hemos visto, el efectuar el proceso de descompactación requiere gran cantidad de cálculos, que si bien son sencillos de realizar, representan un tiempo considerable. Otra opción es el uso de programas para ordenador que reducen considerablemente el tiempo empleado. En nuestro caso, hemos empleado una versión comercial: "Subside" de HSUI (1989), aunque existen otras versiones como la de ALLEN y ALLEN (1990), quienes incluyen el listado completo del programa.

Los datos que hay que suministrar al programa son prácticamente los mismos que se emplean al efectuar la descompactación sin ayuda del ordenador (Densidad de la roca, coeficiente C y porosidad inicial), empleándose los determinados empíricamente por SCLATER y CHRISTIE (1980) (fig. 50 b y c). El programa necesita además la edad de la base y el techo de cada nivel (lo que no es necesario si calculamos el espesor descompactado sin emplear el programa).

Los resultados obtenidos con el programa "Subside" (fig. 57 a), son prácticamente equivalentes a los que se obtuvieron anteriormente (fig. 55) al realizar los cálculos de una manera más "tradicional".

Dado que nuestro interés se centra en determinar el espesor real de las facies Buntsandstein y la obtención de las curvas de subsidencia, no se representaran los sucesivos cambios de espesor de cada nivel estratigráfico, ya que como puede verse en la figura 57 b, donde si aparecen representados, esto dificulta notablemente la rápida lectura de las curvas. Así pues, sólo se representan las curvas de acumulación de sedimentos ya compactados y la curva inicial (generada tras la descompactación) fig. 57 a).

Una vez comprobada la validez del programa (y sus limitaciones), se ha efectuado la descompactación de todas las columnas seleccionadas.

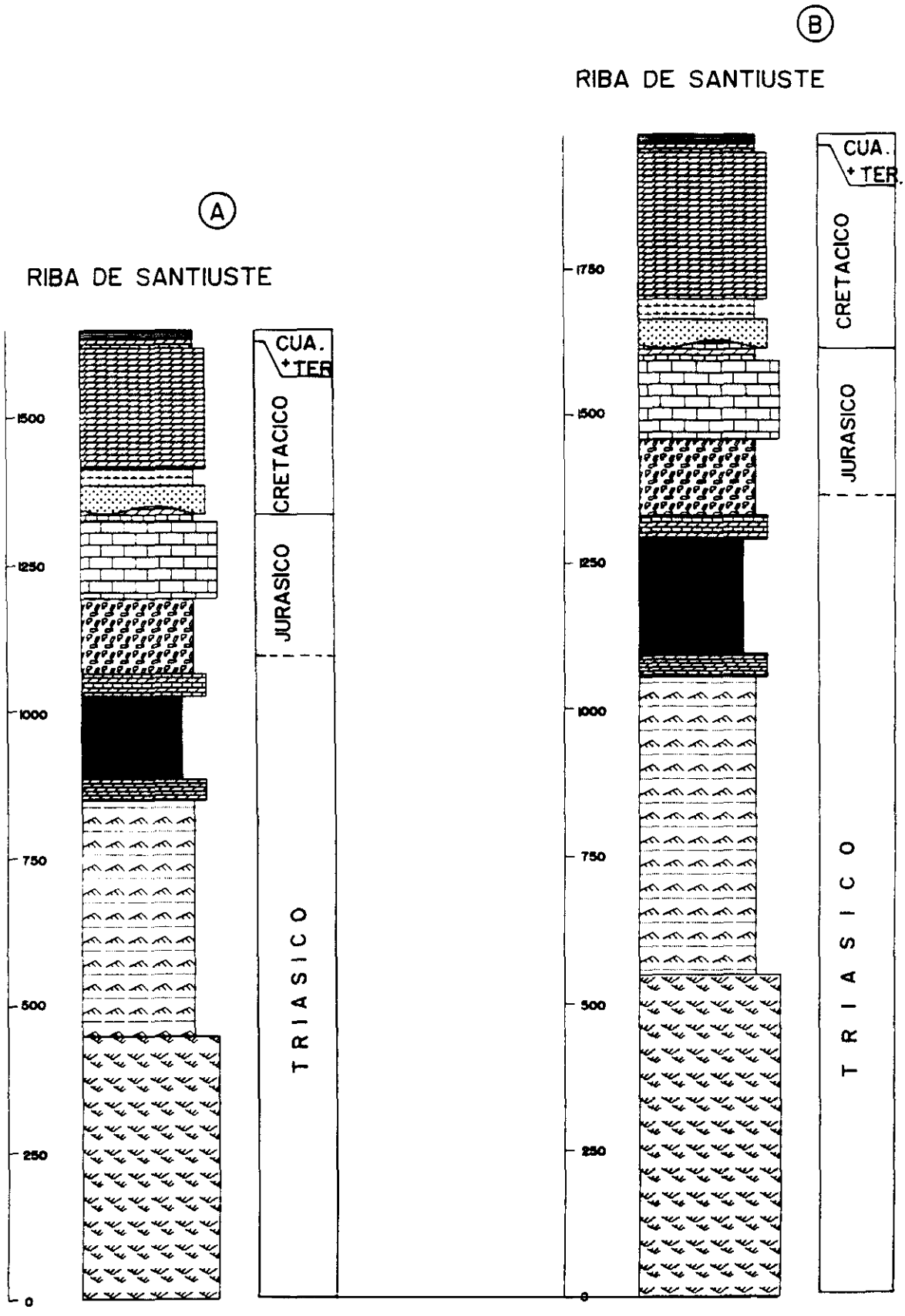
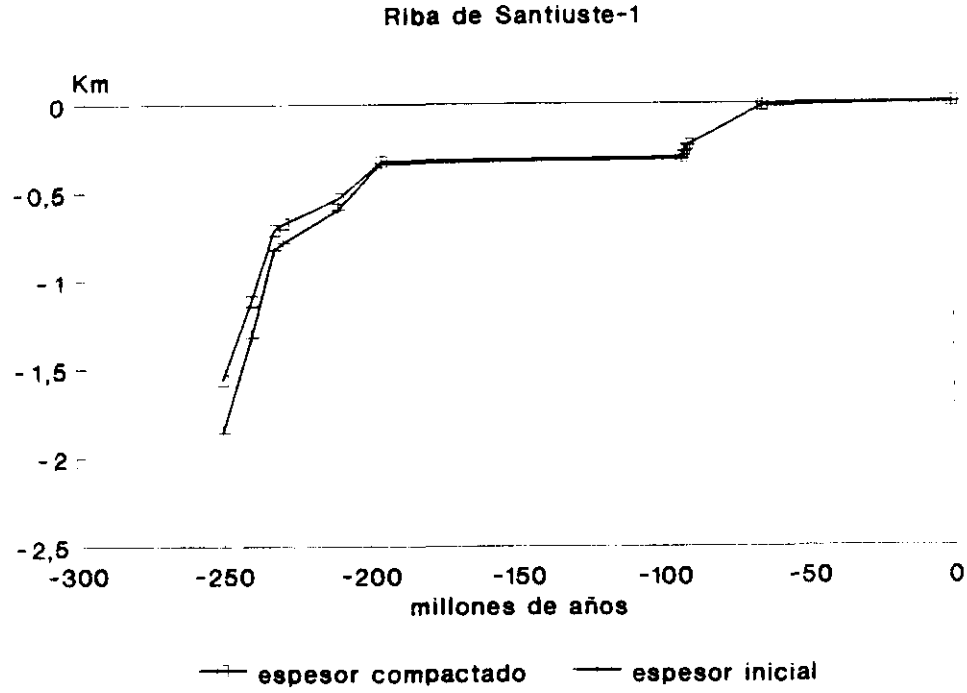


Fig. 56: Columna tipo Riba de Santiuste. A: Espesor actual; B: Espesor inicial (tras la descompactación).



"Subside" (HSUI, 1989)

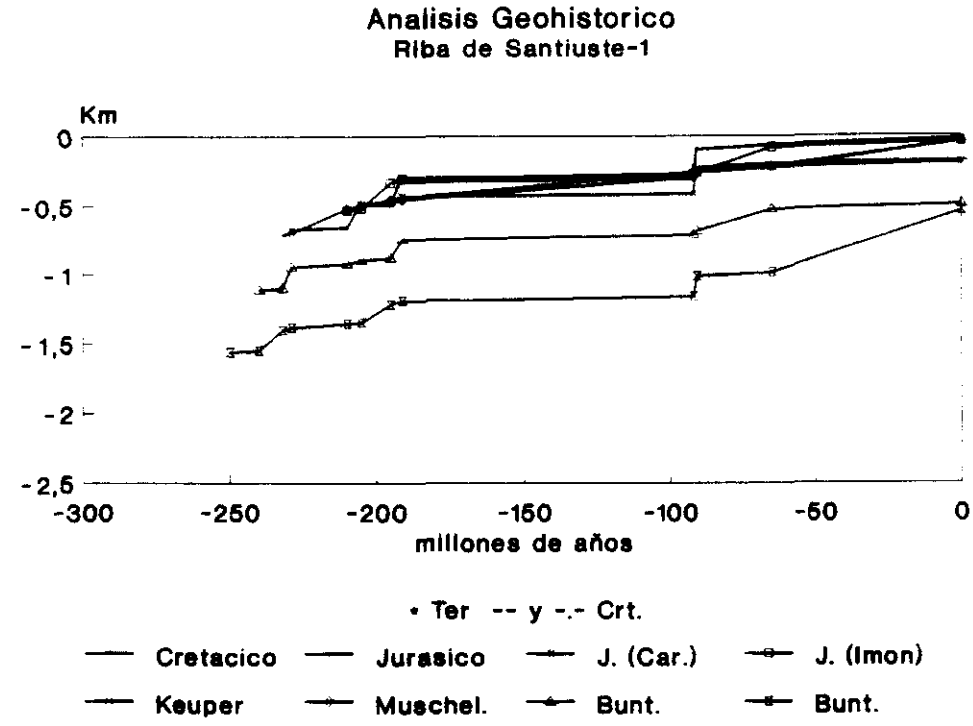


Fig. 57: A: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) para la columna tipo Riba de Santiuste-1, obtenidas con el programa "Subside". B: Curvas de análisis geohistórico para la columna tipo Riba de Santiuste-1.

5.3.2.1. Riba de Santiuste

En este área, objeto del estudio de la presente tesis, se seleccionaron en función de su localización, bien sobre altos del basamento o en zonas de máxima acumulación de sedimentos (ver mapa apéndice I), cinco columnas cuya situación se muestra en la figura 58.

Al tratarse de un área pequeña (10 Km de largo), y según lo observado en campo, las posibles variaciones en el espesor y edad de los materiales situados estratigráficamente por encima de las facies Buntsandstein, parecen poco significativas para este tipo de cuantificación. Así pues, las columnas presentan los mismos valores a partir de las facies Muschelkalk, variando en cada caso el espesor de las facies Buntsandstein (ver apéndice II columnas de Riba de Santiuste, Cabeza Gorda, Sto. Domingo, Río Alcolea-2 y Cercadillo).

En las figuras 59, 60 y 61 se muestra las curvas obtenidas.

Como se aprecia, se observan diferencias entre las distintas columnas, no sólo en el valor de la curva de acumulación de sedimentos total, sino también en la forma de la misma. Este último dato podría ser una primera confirmación de la asimetría de la cuenca.

El espesor de sedimentos una vez efectuada la descompactación se ha incrementado entre un 15,6 % y un 13,8 %.

Se ha calculado la tasa de acumulación de sedimentos (descompactados) para las facies Buntsandstein de las columnas selecionadas y se ha comparado con las propuestas por SCHWAB (1976, 1986) para diferentes tipos de cuencas sedimentarias.

En el sector oriental se obtiene una tasa de acumulación de sedimentos para el total de las facies Buntsandstein de 0,057 m/1000 años.

El valor de la tasa de acumulación de sedimentos en el intervalo inferior de las facies Buntsandstein para este mismo sector, es de 0,073 m/1000 años encontrandose dentro del intervalo de valores que SCHWAB (1976, 1986) considera tipico de cuencas tipo "rift" y aulacogenos. El intervalo superior de estas mismas facies presenta una tasa de 0,037 m/1000 años, no existiendo clara relación entre esta tasa y los valores que serian indicativos según SCHWAB (1976, 1986) de cuencas extensionales continentales.

Sin embargo, la tasa de acumulación de sedimentos obtenida para el resto del área de Riba de Santiuste oscila entre 0,006 y 0,019 m/1000 años. Estos valores estarían dentro del intervalo (0,001 y 0,024 m/1000 años) propuesto por SCHWAB (1986) como representativo de la tasa de acumulación de sedimentos para cuencas cratónicas.

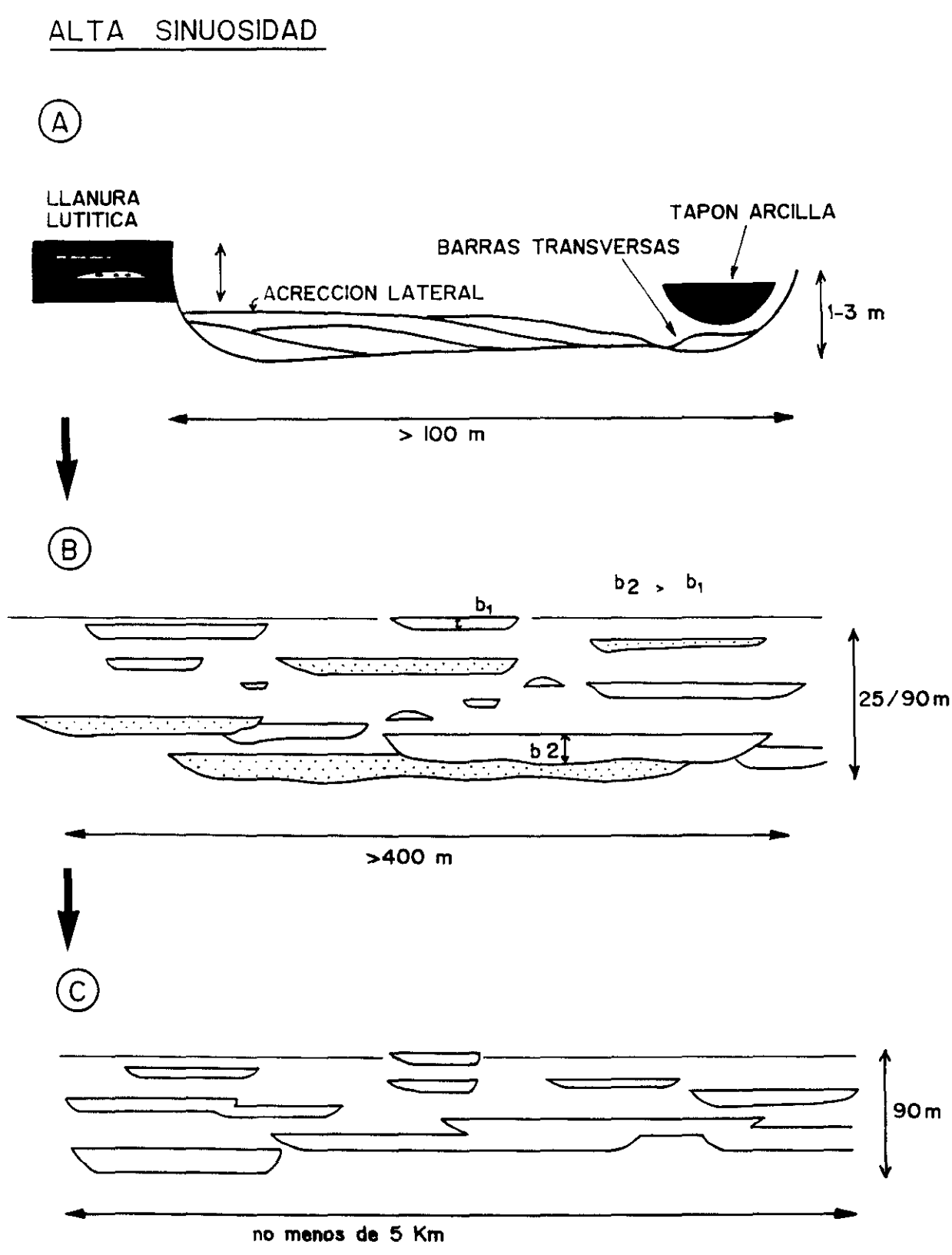


Fig. 43: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas de alta sinuosidad.

Lo que caracteriza este tipo de depósitos es el predominio de la llanura de inundación, que presenta un porcentaje en volumen del 60%, frente al 40% de los depósitos generados en el cinturón activo de canales. Así pues, el elemento dominante son las lutitas, con intercalaciones de material más grueso como por ejemplo los mantos de arena. Aparecen en un porcentaje del 27%. Le siguen los canales de derrame con un porcentaje del 12%, los lóbulos de derrame con un 9% y los canales de desagüe con un 7%. Los elementos menos frecuentes son los malecones y la llanura arenosa en un porcentaje del 5%.

Los depósitos formados en el cinturón activo se agrupan en el elemento canales mayores de relleno múltiple, presentando gran variedad de combinaciones, según domine una u otra facies y según varie también la geometría y extensión de los depósitos. Estos elementos suelen presentar una base erosiva cóncava (que llega a profundizar más de 1 m en los depósitos inferiores), normalmente presentan un depósito de "lag", compuesto por intraclastos de lutitas y/o cantos de cuarcita. Estos depósitos residuales se encuentran también en las superficies internas erosivas (fig. 44 A). Las facies más frecuentes son la estratificación cruzada de surco a media escala y la laminación paralela.

Los canales, generalmente rodeados por depósitos de llanura de inundación (fig. 44 B), presentan distintos tamaños, aunque normalmente superan los 100 m. Las numerosas superficies internas limitan secuencias de 1,5 a 2 m, que a su vez se combinan, formando otras mayores de 6,5 a 10 m. Las superficies de mayor importancia, conservan niveles de lutitas (fig. 45 A). El conjunto de las secuencias, presenta geometría de "sheet" (fig. 45 B) con base irregular y generalmente muestran una gradación clara en el tamaño de grano y en las estructuras. Estas últimas, muestran una disminución de la energía hacia la parte superior de los canales, donde se llega a conservar laminación debida a "ripples". El techo tiene abundante bioturbación, grietas de desecación y huellas de raíces.

El elemento más característico de los que componen los depósitos de llanura de inundación son las lutitas (L3). Los demás elementos se presentan intercalados entre ellas. La geometría es tabular a gran escala, con cientos de metros de extensión y base adaptada a la morfología de los niveles inferiores. En el techo se observa mejor su tendencia plana, aunque en ocasiones existen importantes procesos erosivos que condicionan la geometría y el espesor real. El espesor es por tanto variable, en función de los procesos erosivos provocados por las superficies superiores. En general presenta espesores próximos a los 7 m.

Todos los elementos contenidos en este submedio presentan abundante bioturbación y grietas de desecación. Se observa también moteado y decoloraciones con tendencia vertical y ramificaciones, que en ocasiones están cementadas por carbonatos. Existen además niveles de nódulos carbonatados. Estas características son habituales en los horizontes de paleosuelos (ALLEN, 1986; BRAKENRIDGE, 1988; ALLEN y WRIGHT, 1989).

Los depósitos de llanura de inundación se interpretan como generados por acreción vertical en las etapas de inundaciones, durante las cuales la rotura circunstancial de las orillas de los canales produce

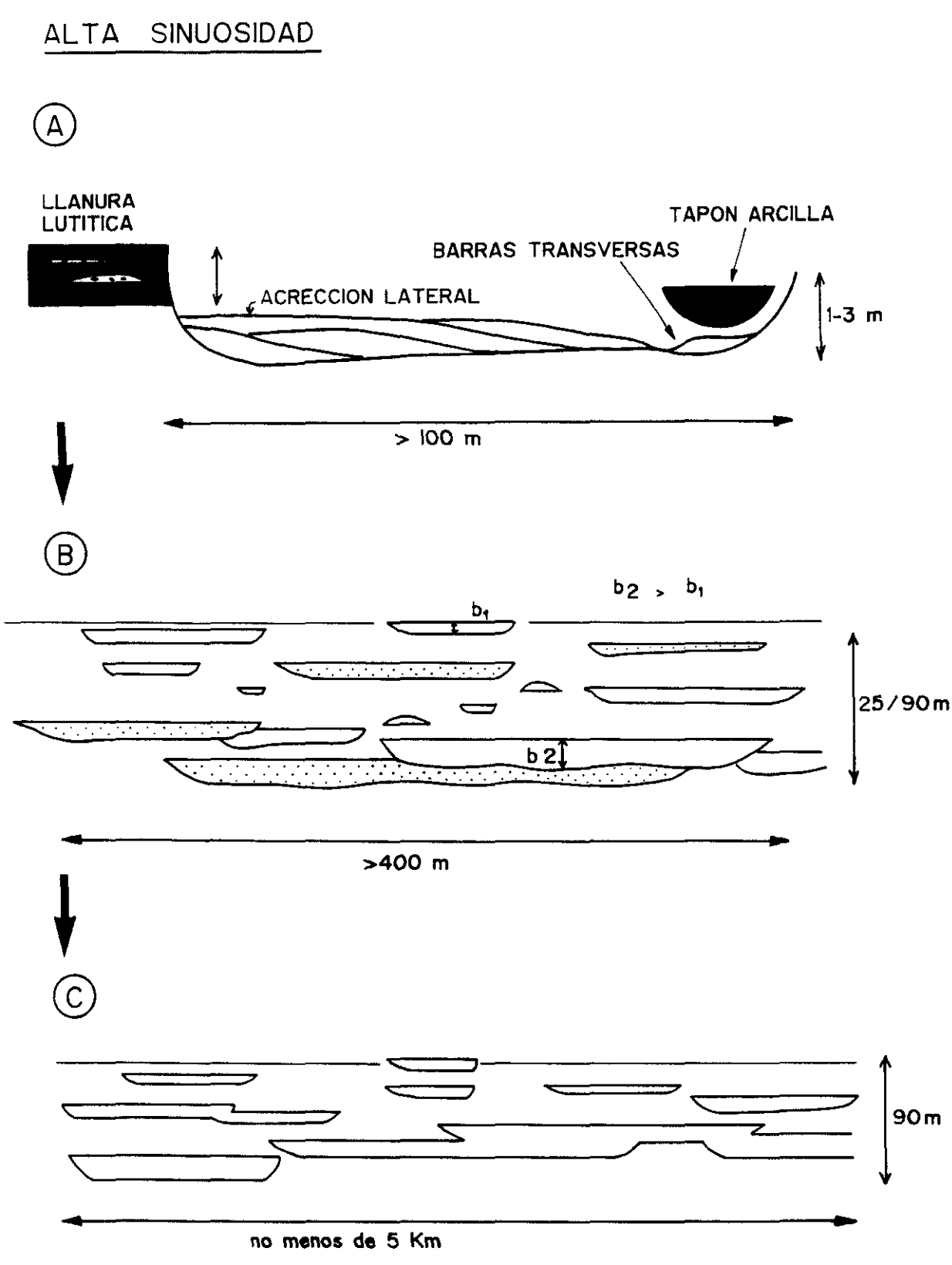


Fig. 43: Principales tipos de cinturones de canales activos y modelo de evolución de la arquitectura sedimentaria de los sistemas de alta sinuosidad.

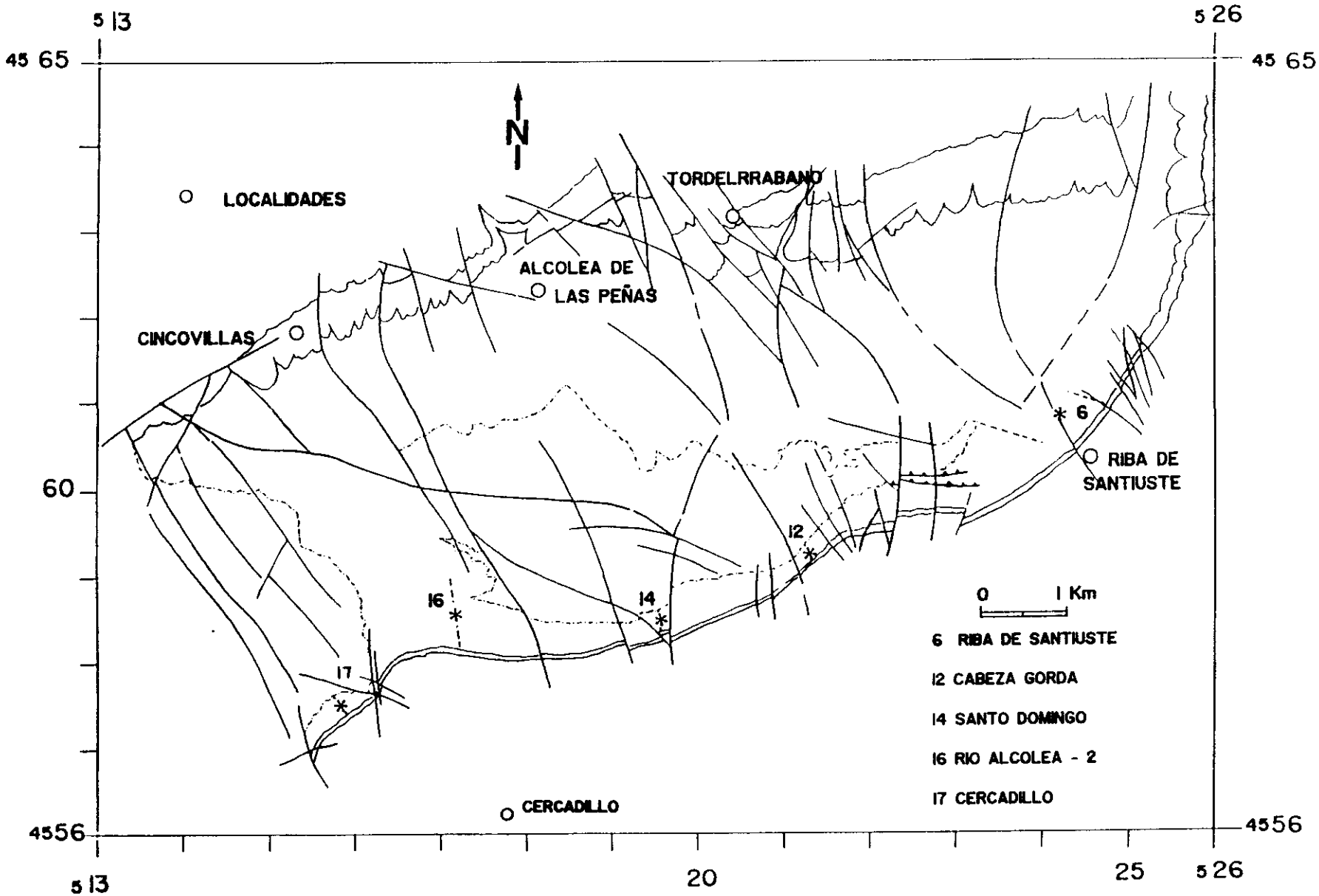


Fig. 58: Situación de las columnas empleadas para el análisis de la subsidencia en el Anticlinal de Riba de Santiuste.

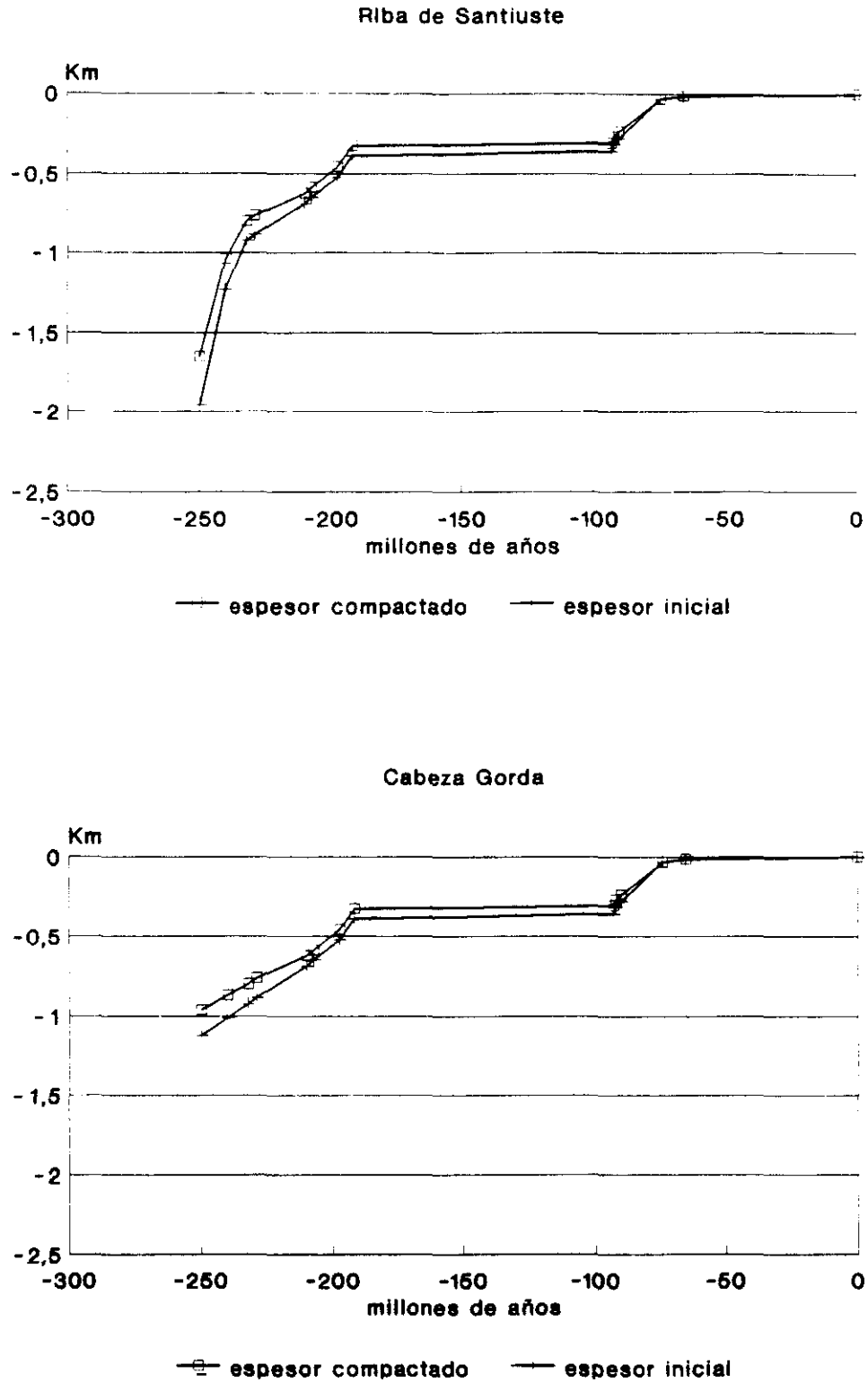
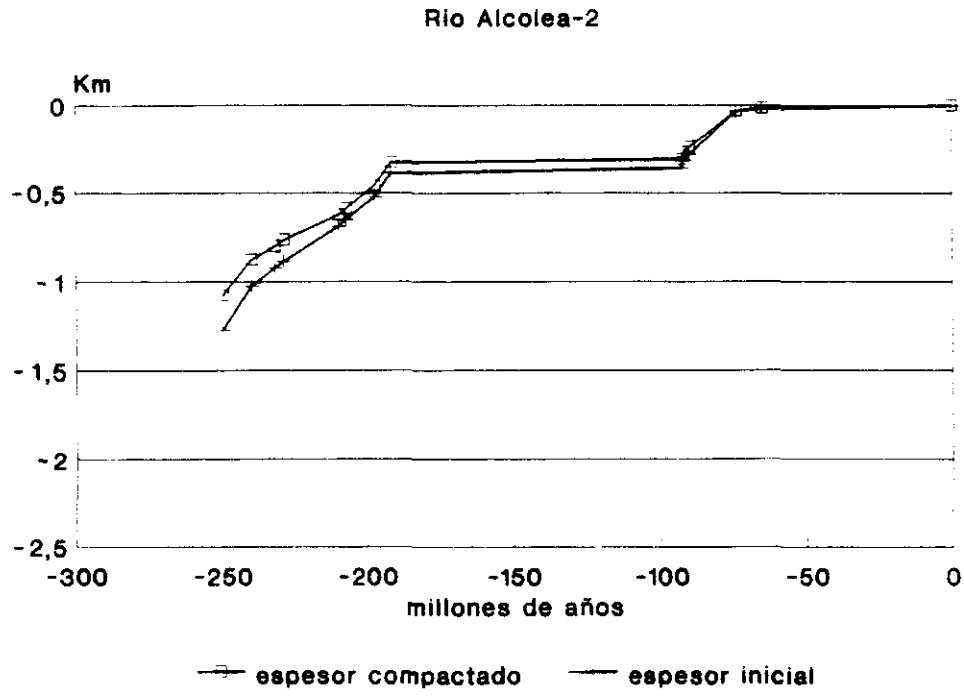


Fig. 59: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) para las columnas Riba de Santiuste y Cabeza Gorda.



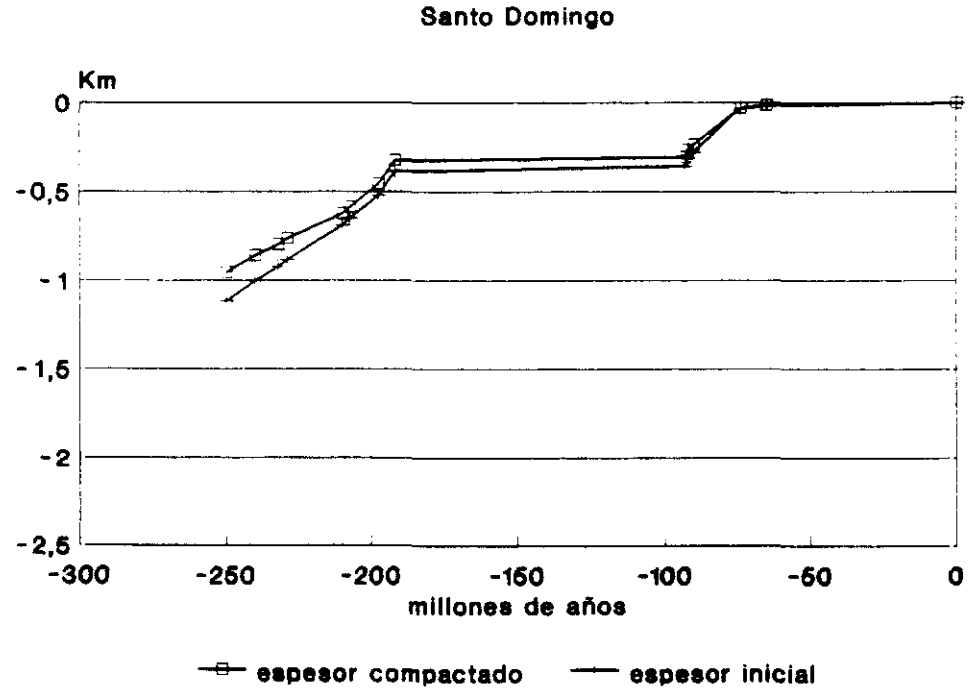


Fig. 60: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) para las columnas Río Alcolea-2 y St Domingo.

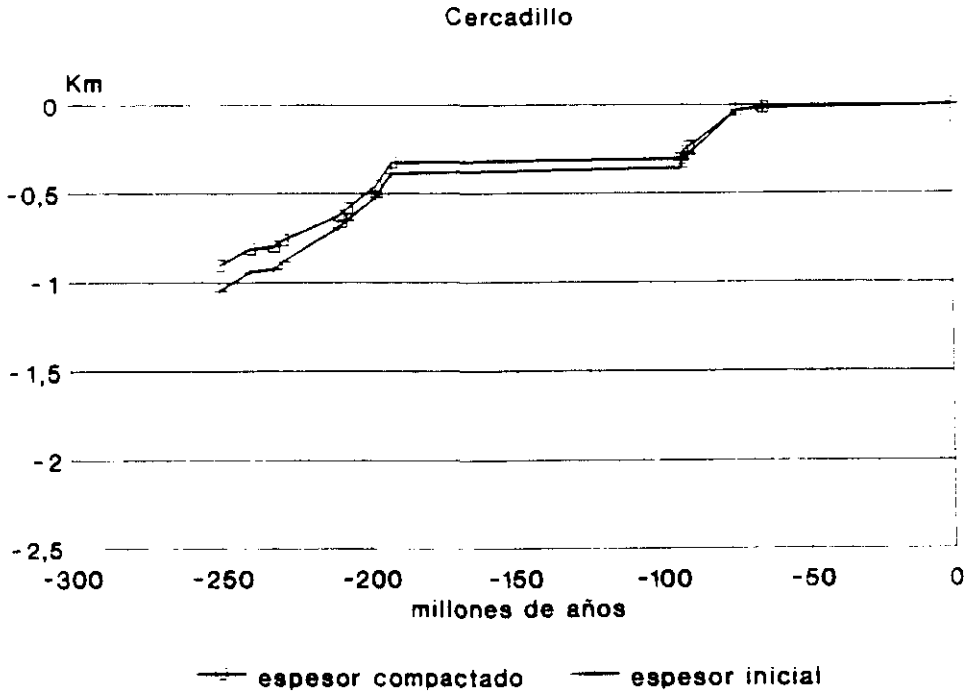


Fig. 61: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) para la columna de Cercadillo.

Existe pues una evidente diferencia de valor en la tasa de acumulación de sedimentos calculada para el sector oriental y el resto del Anticlinal de Riba de Santiuste. Esta diferencia debe ser explicada en función de la diferente posición que ocupan cada una de estos sectores en la cuenca triásica. El sector oriental se localiza en un área de la cuenca tectonicamente activa mientras que el resto del área estudiada ocuparia una posición en el borde de cuenca, inmediatamente encima del paleozoico más estable.

De cualquier forma hay que señalar que los datos de los que se dispone actualmente para efeactuar comparaciones, son escasos y heterogeneos. SCHWAB (1976), en su trabajo de síntesis, solo considera once ejemplos en el caso de cuencas de tipo "rift" y aulacogenos. Por otra parte el contexto geodinamico de la mayoria de las cuenca utilizadas no está suficientemente aclarado. Ademas ni la litologia ni el sistema deposicional son considerados al para establecer las tasas "tipicas" de los distintos tipos de cuenca. Todo ello hace que el efectuar comparaciones entre las tasas obtenidas y las propuestas por SCHWAB (1976, 1986) ofreca grandes dificultades.

A pesar de las dificultades señaladas, en nuestro área de estudio las tasas de acumulación de sedimentos permiten concluir la exitencia de dos zonas claramente diferentes. El sector oriental correspondería a la zona de sedimentación y tectónica activa, mientras que el resto constituiria una zona de borde de cuenca controlado por la tectónica.

5.3.2.2. Sigüenza

Como se observa en la figura 62 las curvas obtenidas para Sigüenza, presentan valores y geometría muy semejantes a las curvas de la columna de Riba de Santiuste. La diferencia de valor observado en esta última columna entre el espesor inicial de sedimentos en facies Buntsandstein y el obtenido en Sigüenza puede ser debido al numero de tramos considerados. En la columna de Sigüenza todas las facies Buntsandstein fueron descompactadas como un sólo tramo, debido a la falta de datos cronoestratigráficos, mientras que en Riba de Santiuste se consideraron dos tramos diferentes.

Tras la descompactación, el espesor de sedimentos se incremento un 9,7 % y la tasa de acumulación de sedimentos para las facies Buntsandstein (0,047 m/1000 años) presenta un valor próximo al obtenido para el sector oriental del área de Riba de Santiuste.

5.3.2.3. Río Arandilla

En el área central de la cuenca, Molina de Aragón (Río Arandilla), las curvas muestran diferencias mucho más acusadas (fig. 62). El espesor acumulado es mayor y la diferencia entre las curvas mucho más clara, la geometría de las curvas es por tanto diferente a las del sector NO de la cuenca.

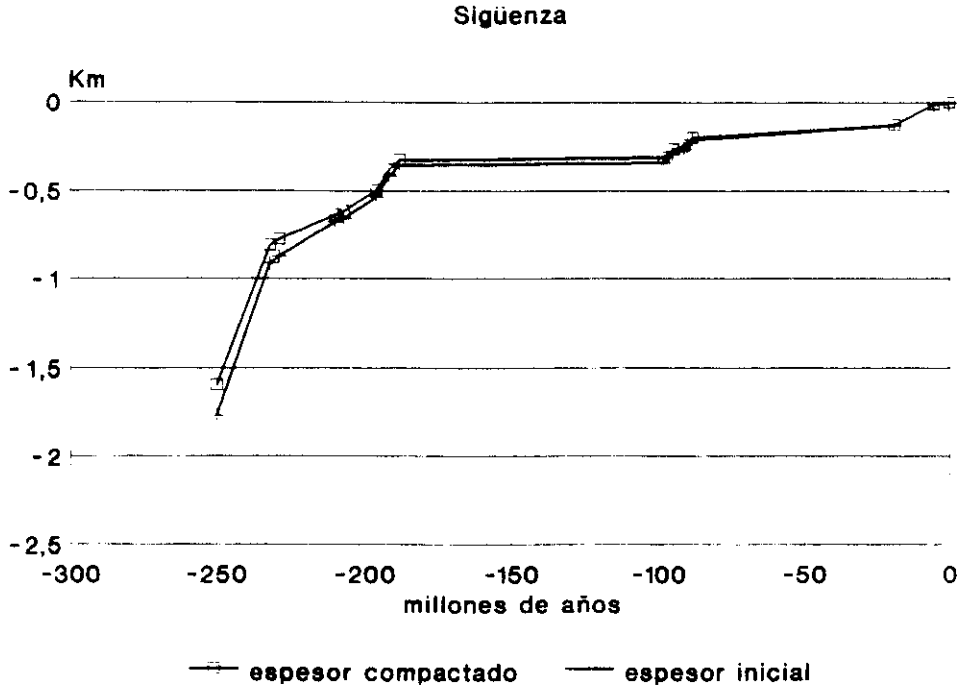
Tras la corrección de la compactación, el espesor se incrementa en un 18,6 %, obteniéndose una tasa de acumulación de sedimentos para las facies Buntsandstein de 0,040 m/1000 años.

5.3.3. Cálculo de la subsidencia tectónica "Backstripping"

Como ya explicamos, el efecto del peso de la carga sedimentaria debe ser eliminado para obtener la curva de la parte de la subsidencia que responde a los mecanismos tectónicos (y tectonotérmicos) que controlan la cuenca. Al realizar el "backstripping" los sedimentos son progresivamente eliminados, permitiendo el rebote isostático del basamento (generalmente usando un modelo de isostasia local), que se representa gráficamente.

Antes de analizar las curvas obtenidas debemos hacer algunas consideraciones de orden general:

Los modelos cuantitativos en cuencas sedimentarias intracratónicas han sido desarrollados según la respuesta de la litosfera a movimientos extensionales simples. Siguiendo a McKENZIE (1978), tal extensión produce dos fases diferenciadas en el desarrollo de la cuenca:



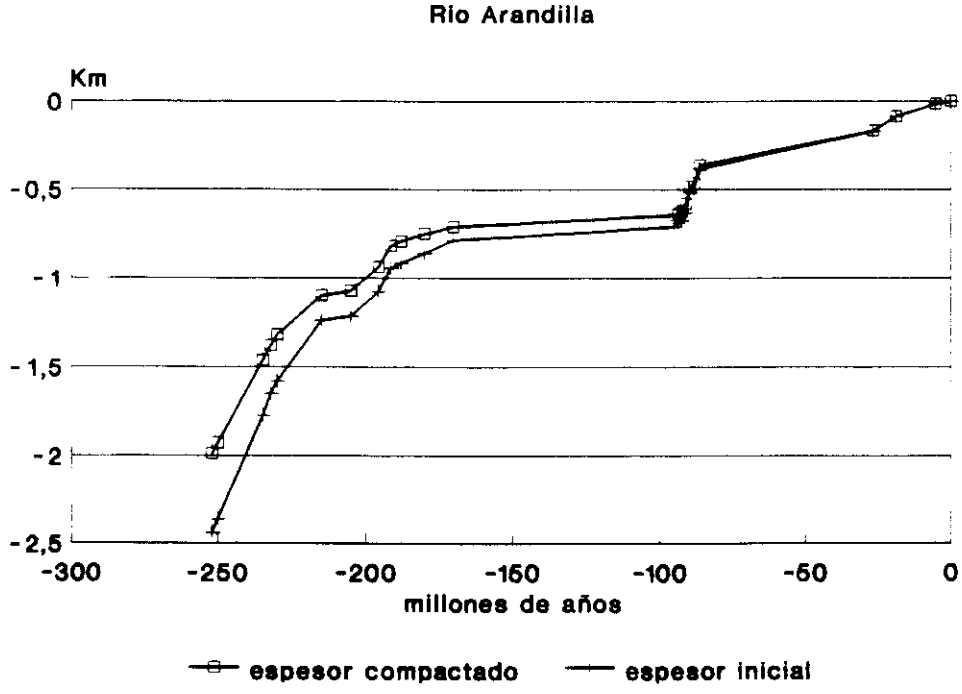


Fig. 62: Curvas de espesor compactado y espesor inicial (descompactado) para las columnas tipo de Sigüenza y Río Arandilla.

- Fase de subsidencia rápida. Relacionada con el "rifting" de la corteza y el adelgazamiento de la litosfera situada por debajo de la misma. Es la denominada también fase activa (KARNER et al., 1987).

- Fase de subsidencia exponencial negativa. Asociada con el enfriamiento conductivo de la litosfera, es denominada también fase pasiva.

Sin embargo, numerosas cuencas no se ajustan a este modelo simple, sino que presentan una historia de "rifting polifásico", caracterizado por la existencia de episodios donde se reanuda la subsidencia. Frecuentemente, esta subsidencia renovada es rápida y se encuentra seguida, a veces, por una subsidencia térmica pequeña.

El intervalo de "rifting" se estima a partir de la mayor ruptura en la tendencia de la subsidencia, ruptura que representa la transición "rifting-enfriamiento" (MUTTER et al., 1985).

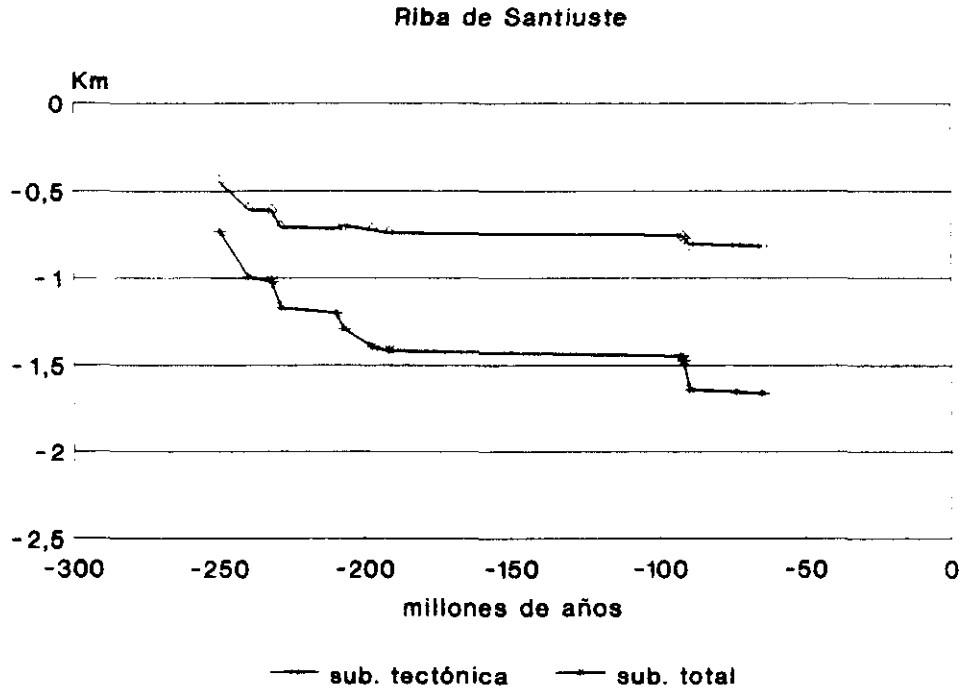
Una complejidad más a considerar, es que no todas las fases puntuales de subsidencia son necesariamente generadas por un "re-rifting" de la corteza. Por ejemplo, una complicación mayor en el desarrollo de la misma es la inversión de la cuenca. Por este proceso los depocéntros se transforman en altos estructurales. La inversión estructural es consecuencia de una compresión o transpresión generalizada, que actúa a lo largo de las mismas fallas crustales que facilitan la iniciación de la cuenca. Esta inversión estructural introduce en la subsidencia de la cuenca un mecanismo adicional que, en caso de existir, debe ser considerado.

Los cálculos del "backstripping" han sido también realizados con el programa "Subside" (HSUI, 1989), y no se consideraron variaciones eustáticas, paleobatimétricas o efectos de la erosión.

Dado que todas las curvas obtenidas para el Anticlinal de Riba de Santiuste presentan una parte común (a partir de los 232 millones de años, límite inferior de las facies Muschelkalk), analizaremos primero brevemente la subsidencia tectónica en esta área, a continuación se analizara el área de Sigüenza y por último el área de Molina de Aragón (Río Arandilla). Tanto el conjunto de las curvas obtenidas en Riba de Santiuste, como las curvas de subsidencia tectónica de Sigüenza y Molina de Aragón (Río Arandilla), serán comparadas con la obtenida por ALVARO (1987) en el área de Cañete - Zafrilla (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica) y por último con la obtenida también por este autor para el área de Mora de Rubielos - Manzanera (Rama Aragonesa). Posteriormente, nos centraremos en las diferencias que se observan en las facies Buntsandstein de las curvas de subsidencia tectónica de nuestro área de estudio.

- Anticlinal de Riba de Santiuste

Analizaremos en primer lugar el conjunto general de las curvas obtenidas (figs. 63, 64 y 65) para el Anticlinal de Riba de Santiuste. Estas curvas presentan, a partir de las facies Muschelkalk, por los



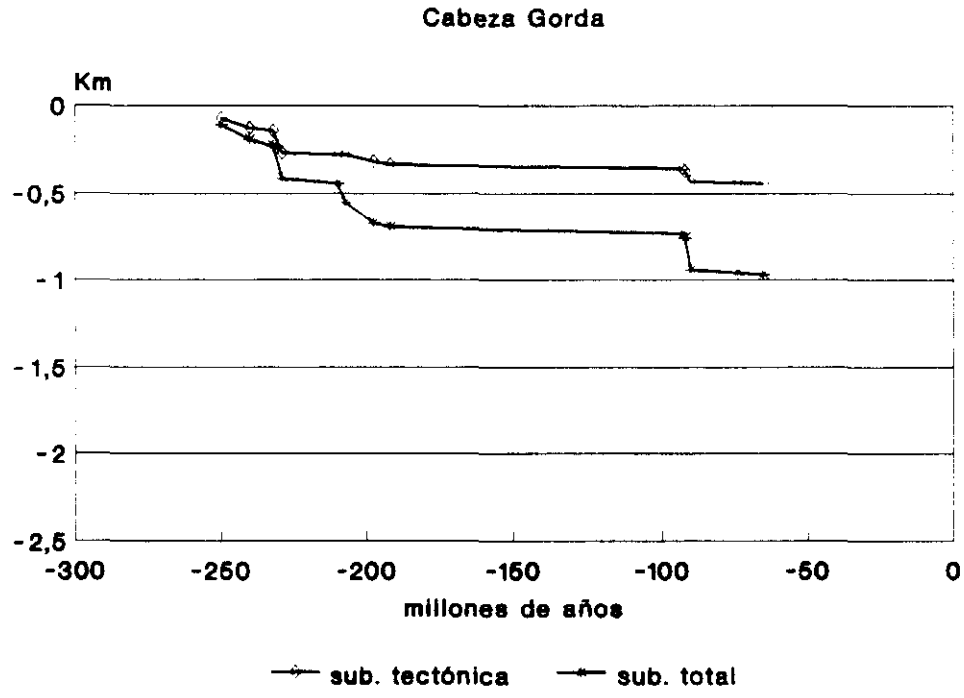
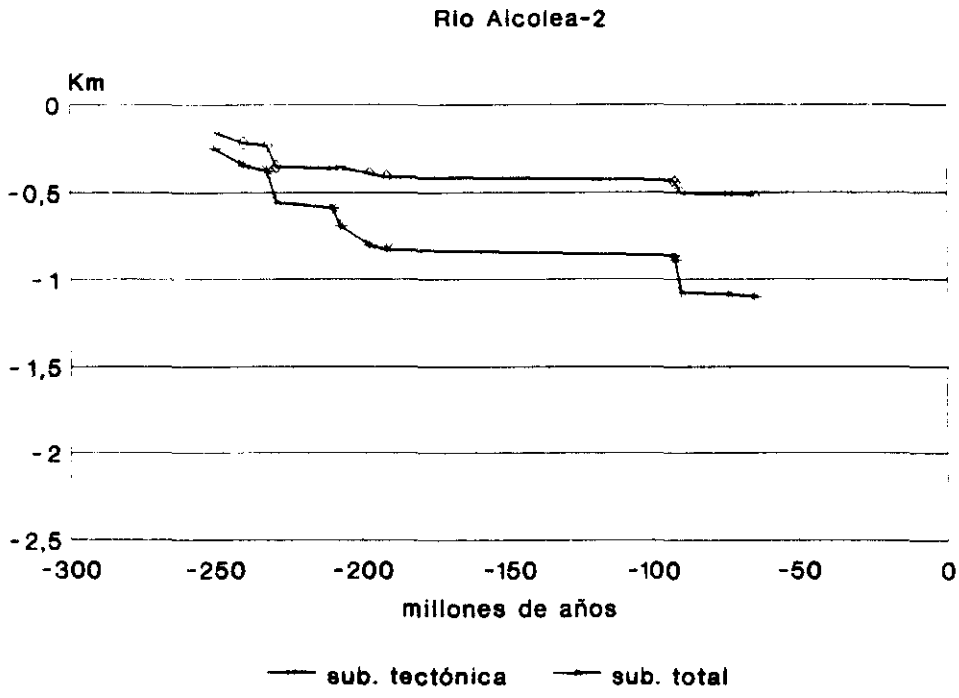


Fig. 63: Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total para las columnas de Riba de Santiuste y Cabeza Gorda.



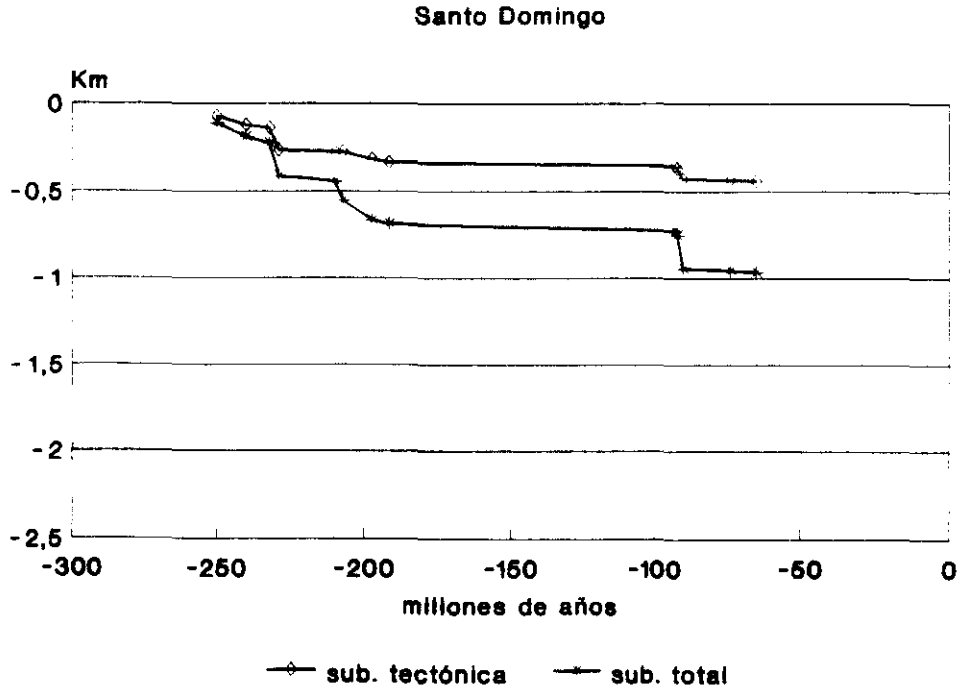


Fig. 64: Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total para las colomnas Río Alcolea-2 y Sto. Domingo.

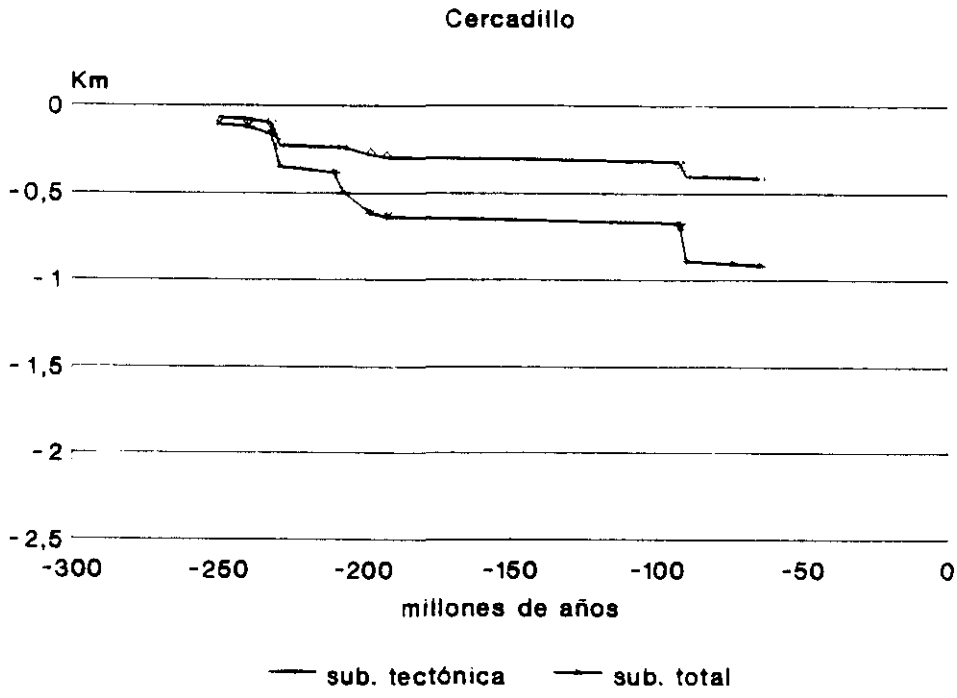


Fig. 65: Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total para la columna de Cercadillo.

motivos que ya señalamos antes, una geometría común, si bien los valores no son exactamente los mismos.

La primera parte de la curva (hasta aproximadamente los 229 millones de años) presenta una fuerte pendiente, que es más acusada en el último tramo (sedimentación de las facies carbonatadas del Muschelkalk). Se interpreta como un primer episodio de extensión y apertura de la cuenca ("rifting" de ALVARO et al., 1979). Posteriormente, la curva se suaviza (a partir de los 229 millones de años) y se hace asintótica al eje de tiempo, correspondiendo a la etapa de subsidencia térmica de la cuenca. El cambio en la modalidad de subsidencia se produciría durante el Karniense.

Todo el intervalo constituye un ciclo similar al primer ciclo de "rifting" propuesto por ALVARO (1987) (fig. 66) para la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica en el área de Cañete - Zafrilla.

Entre el Pliesbaquiense medio-superior y el Cenomaniense medio, carecemos de registro sedimentario en este área. Las curvas de subsidencia total y tectónica, se disponen paralelas al eje tiempo. La rotación de Iberia, iniciada en el Jurásico superior y completada durante el Neocomiense y el Barremiense, así como la tectónica extensional eocretácica, provocaron que la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, sufriera no sólo la elevación general del área (común a toda la Cordillera Ibérica), sino también una activa tectónica de bloques (ALVARO et al., 1979). Al igual que ALVARO (1987), pensamos

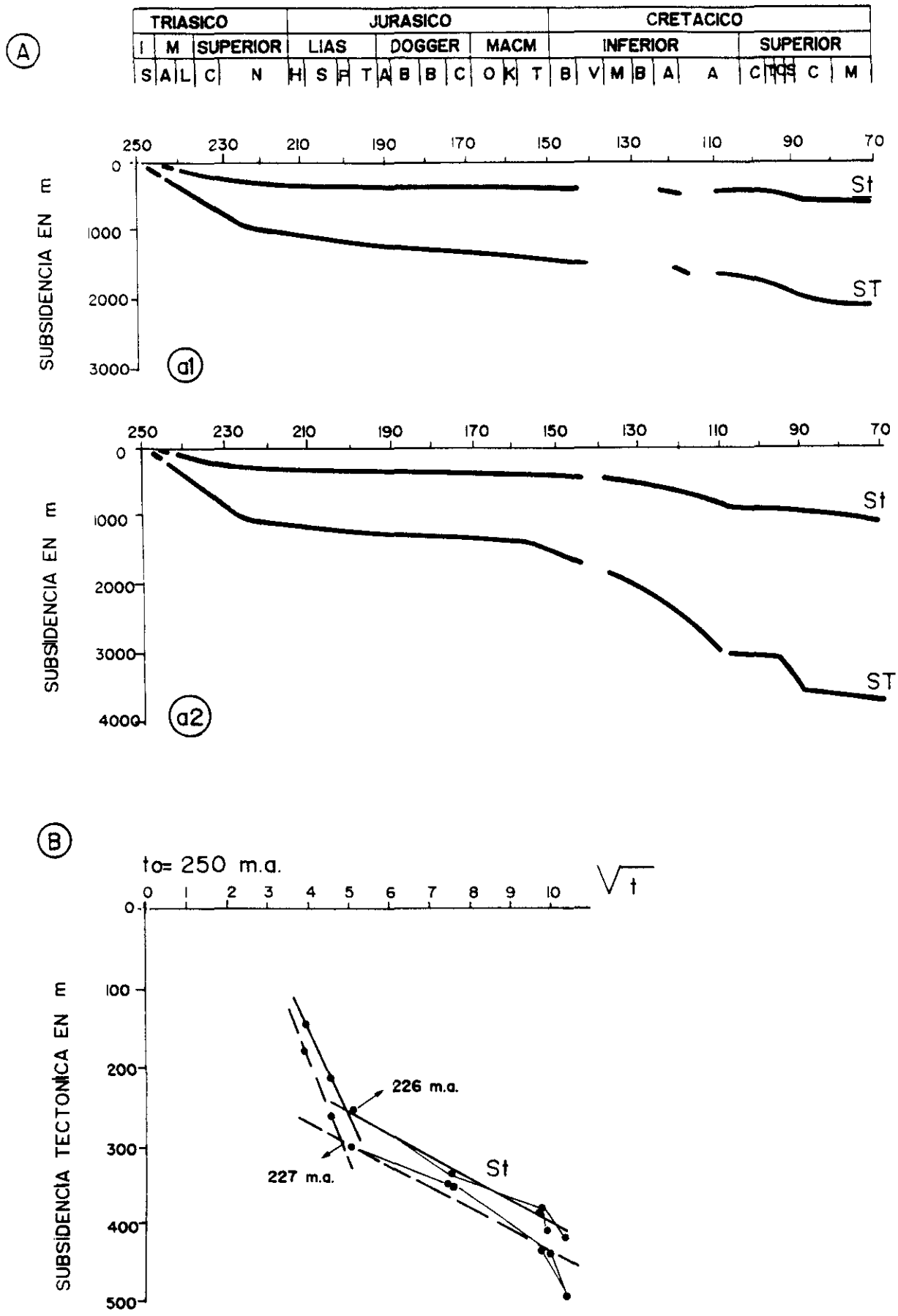


Fig. 66: A: Curvas de subsidencia total y tectónica obtenidas por ALVARO (1987) para la Cordillera Ibérica; a1: Rama Castellana (área de Cañete-Zafrilla); a2: Rama Aragonesa (área de Mora de Rubielos-Manzanera). ST: Subsidencia total. St: Subsidencia tectonotérmica. B: Relación entre la subsidencia tectonotérmica y el tiempo para el ciclo Triásico- Jurásico. Línea continua: Rama Castellana ; Línea discontinua: Rama Aragonesa. Tomado de ALVARO (1987).

que estas pudieron ser las causas de la falta de registro. Registro, que en el área de Cañete - Zafrilla, se reanuda a partir del Barremiense (ALVARO, 1987), mientras que en borde de la cuenca (área de estudio), esto no se produciría hasta el Cenomaniense medio.

Si seguimos analizando la curva, parece existir un segundo ciclo, con un (pequeño ?) tramo inicial de alta pendiente, desde la discordancia situada en la base de la Formación Utrillas hasta el Cenomaniense superior, seguido rápidamente de un intervalo de baja inclinación que se prolonga hasta el final de la curva.

El conjunto representa un nuevo ciclo de "rifting" - subsidencia térmica, posiblemente relacionado con la tectónica extensional eocretácica y la posterior fase térmica.

Este segundo ciclo es también semejante al reconocido por ALVARO (1987) (fig. 66) para el área de Cañete - Zafrilla, donde el cambio en la pauta de la subsidencia se produce en el Albiense medio, coincidiendo con la "fase Aústrica". Esta fase aparece marcada en el área por la discontinuidad situada en la base de la Formación Utrillas.

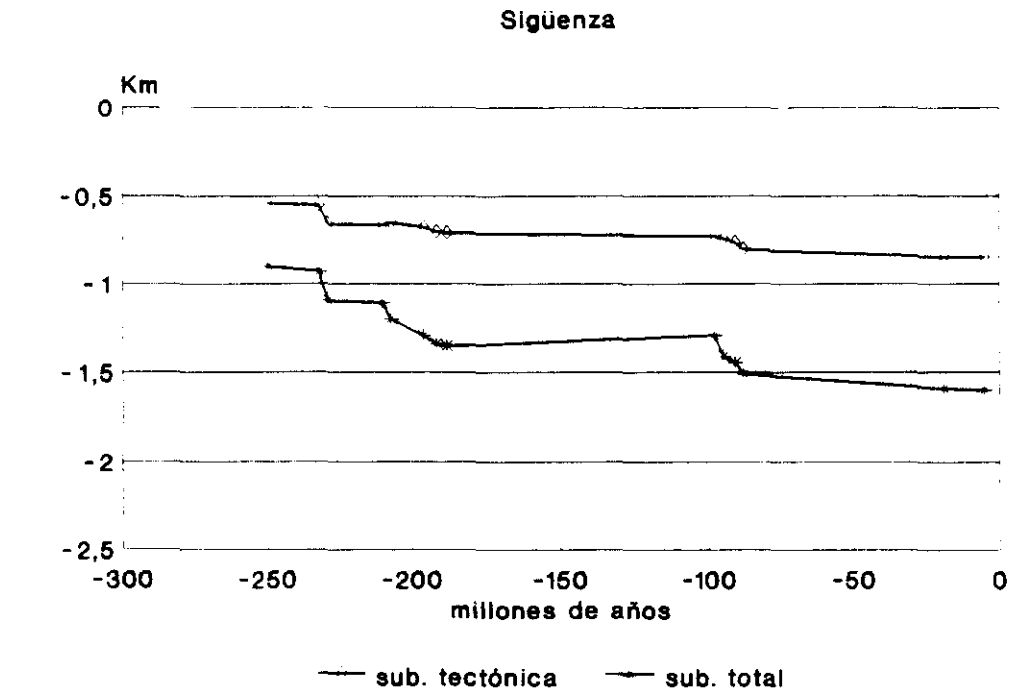
- Sigüenza

Las curvas obtenidas para este área muestran gran similitud con las curvas del Anticlinal de Riba de Santiuste.

En la figura 67, se muestra la curva de subsidencia tectónica del basamento, pudiendo reconocerse los dos ciclos mayores en la misma posición estratigráfica que en Riba de Santiuste. La geometría de la curva obtenida para Sigüenza es también muy semejante a las anteriores (figs. 63, 64 y 65), presentando ligeras diferencias de geometría con la curva de la columna de Riba de Santiuste (fig. 63), diferencias que se producen para el intervalo correspondiente a las facies Buntsandstein. Sin embargo, es con esta última columna con la que muestra una mayor semejanza, en cuanto al valor de la misma.

- Río Arandilla (Molina de Aragón)

Más hacia el centro de la cuenca, en la columna del Río Arandilla (Molina de Aragón), la curva de subsidencia tectónica (fig. 67) muestra mayores diferencias geométricas con las obtenidas para el borde (área de Riba de Santiuste y Sigüenza), siendo más semejante a la obtenida por ALVARO (1987) para el área de Cañete - Zafrilla. Cabe señalar que en esta curva se reconocen mejor que en las anteriores, los dos ciclos mayores, asociados a los mismos acontecimientos antes mencionados.



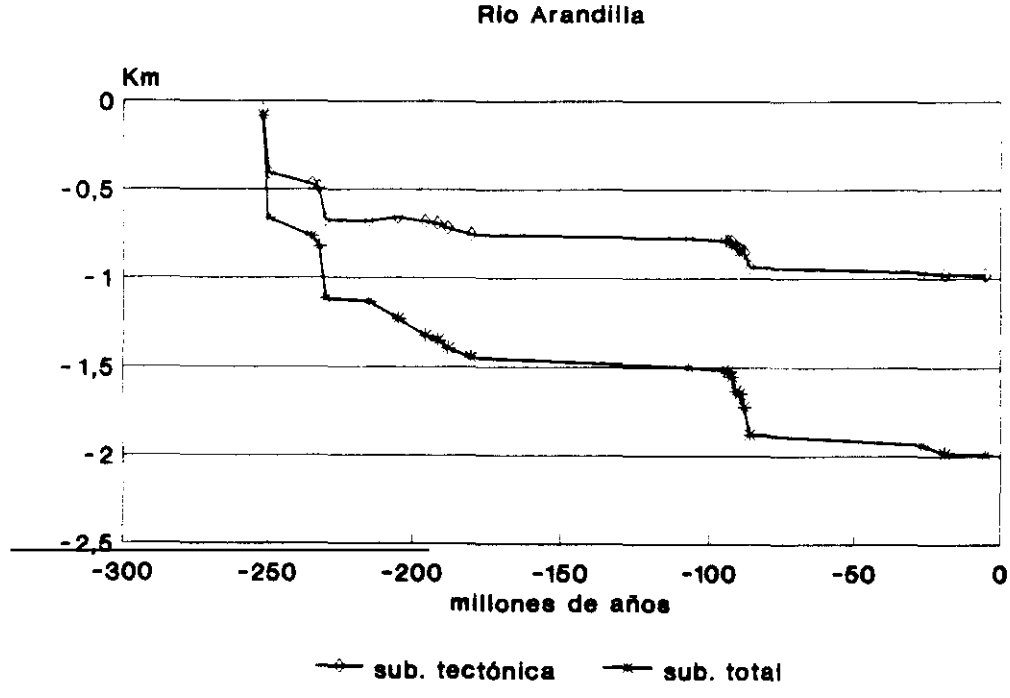


Fig. 67: Curvas de subsidencia tectónica y subsidencia total para las columnas tipo de Sigüenza y Río Arandilla.

Tabla I. Profundidad tectónica del basamento (metros)

Millones años	*250*	*240*	*232*	*229*	*191*	*93*	*91*	*65*
Riba de S	444	603	611	707	737	752	806	815
Cabeza Gorda	69	126	141	267	334	354	432	444
Río Alcolea	220	281	294	410	465	484	554	564
Sº Domingo	70	123	138	264	332	352	431	442
Cercadillo	68	80	96	226	300	321	402	414
Sigüenza	540	544	551	657	701	792	833	875
Río Arandilla	403	416	489	625	693	750	791	875
ALVARO (1987) (Cañete-Zafrilla Rama Castellana C.I.)	46	136	227	318	409	545	636	682
ALVARO (1987) (Mora de Rubielos-Manzanera Rama Aragonesa C.I.)	20	90	182	272	409	909	1000	1182

Tabla II. Tasa de subsidencia tectónica (metros/millón de años)

	Riba S.	*Cabeza G.*	*Río Alcolea*	*Sº Domingo*	*Cercadillo*
250-240	44,4	6,9	22	7,3	6,76
240-232	19,9	7,1	7,6	6,6	1,52
232-229	2,83	5	4,33	5	5,4
229-210	5,1	6,62	6,1	6,64	6,9
210-207	1,7	3,75	3,14	3,75	4,03
207-197	-4,5	-0,15	-0,6	-0,14	-0,08
197-191	9,39	11	10,4	18,4	11
93-90	20	32	29,5	31,4	33,3
90-65	0,34	0,6	0,54	0,57	0,61

Tabla III. Factores de extensión δ y β

	1º ciclo		*Total Mesozóico*	
	δ	β	δ	β
Riba S.	1.15	1.13	1.15	1.135
Cabeza G.	1.05	1.035	1.07	1.055
Río Alcolea	1.09	1.07	1.09	1.09
Sº Domingo	1.05	1.04	1.06	1.055
Cercadillo	1.045	1.04	1.06	1.05
Sigüenza	1.15	1.12	1.15	1.13
Río Arandilla	1.15	1.12	1.15	1.14

La tabla I muestra los valores de subsidencia tectónica correspondientes a los dos ciclos mayores, en todas las áreas consideradas y en el área de Mora de Rubielos - Manzanera (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). Como se observa, los valores obtenidos por ALVARO (1987) para esta última área son mayores que cualquiera de los obtenidos en la Rama Castellana. No hay que olvidar además, que ALVARO (1987) obtiene valores mínimos de subsidencia ya que no realiza descompactación.

Lo primero que destaca, observando la representación gráfica de las curvas, es la importancia de la subsidencia adicional (provocada por el peso de la columna de agua y/o sedimentos) en el valor de la subsidencia total. Esta subsidencia adicional puede llegar a ser incluso más importante que la subsidencia tectónica.

Para nuestro objetivo, el primer ciclo (Triásico-Jurásico), debe ser analizado más minuciosamente, con el fin de obtener toda la información posible acerca de los mecanismos de iniciación de la cuenca y su desarrollo.

Examinaremos los datos obtenidos primeramente para el Anticlinal de Riba de Santiuste (área de este estudio) y a continuación, más brevemente, los obtenidos en Sigüenza y Molina de Aragón.

- Anticlinal de Riba de Santiuste

Dentro del primer ciclo, la etapa de subsidencia activa o "rifting", comprende desde los 250 a los 229 millones de años. Durante esta etapa tiene lugar la sedimentación de las facies Buntsandstein (aproximadamente entre los 250 a los 232 m.a.), que corresponderían al inicio del ciclo.

El valor máximo de la subsidencia para el intervalo de 250 a 232 millones de años, se registra siempre en la primera mitad del mismo (250 -240 m a). Por tanto, este tramo de intervalo muestra una mayor pendiente, que puede ser interpretada en términos de subsidencia más rápida. En la figura 63 a, puede observarse esto claramente en la curva obtenida para la columna de Riba de Santiuste.

Existen dos estilos geométricos de intervalo; el primero de ellos representado por la curva de Riba de Santiuste (fig. 63), mientras que el otro está representado por el resto de las columnas (figs. 63, 64 y 65).

Si analizamos el intervalo y los valores obtenidos en Riba de Santiuste, comprobaremos que es en esepunto, donde se alcanzan los máximos valores de subsidencia, tanto tectónica como total. Además, esta es la columna donde se localizan los máximos espesores de sedimentos del anticlinal. Hay que señalar que el valor de la subsidencia tectónica a los 250 m.a. representa el 72 % del valor de la subsidencia tectónica de todo el intervalo de 250 - 232 millones de años. Esto, además del mayor valor de la subsidencia tectónica en la mitad inferior del intervalo (de 250 a 240 m.a. aproximadamente) que representa el 98 % de la

subsidencia tectónica, explica la fuerte inclinación del tramo inicial de la curva.

En el resto de las columnas el valor de la subsidencia a los 250 m.a. representa entre el 49 al 67 % (Río Alcolea) y el valor de la subsidencia tectónica en el tramo inferior del intervalo representa entre el 89 % al 94 % del valor. Sin embargo, en estas curvas la diferencia de valor entre la subsidencia tectónica de la mitad inferior y superior del intervalo, es mayor que en Riba de Santiuste. Este factor puede afectar a la geometría de la curva.

Hay que señalar que el valor de la subsidencia tectónica en todas las columnas, representa entre el 60 - 61 % del valor de la subsidencia total. Destaca el hecho de que la columna de Riba de Santiuste presenta el % más bajo del valor de la subsidencia total.

A la vista de todos estos datos es posible hacer una serie de consideraciones:

- Las áreas de máxima subsidencia pueden no presentar una continuidad geográfica, apareciendo separadas por áreas de mínima subsidencia.
- Como era previsible las áreas de máxima subsidencia (total y tectónica) se localizan donde existen un máximo espesor de sedimentos, mientras que en los umbrales Paleozoicos se registran los valores de mínimas subsidencias.
- La subsidencia tectónica en la mitad inferior del intervalo (250 a 240 m.a.) es siempre mayor que en la parte superior del mismo.
- Los valores obtenidos para el sector oriental presentan mayor similitud con los valores calculados para otras áreas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Sigüenza y Río Arandilla) que con los valores que presenta el resto del Anticlinal de Riba de Santiuste.
- Según KARNER et al. (1987) las fases rápidas de subsidencia corresponden al desarrollo de facies transgresivas o de subida del nivel de base, mientras que la subsidencia lenta (fase térmica), corresponde a facies regresivas. En principio, este modelo se ajustaría bien a la distribución de facies observada en las columnas estratigráficas generales.

Se aprecia pues, una distribución asimétrica de la subsidencia, tanto tectónica como total, en el interior del Anticlinal de Riba de Santiuste. Esta asimetría debe ser explicada mediante el control tectónico de la cuenca.

Con respecto al resto del primer ciclo, cabe señalar que en todas las curvas se aprecia la misma tendencia (aunque distintos valores) en la curva de subsidencia tectónica. Entre los 232 - 229 m.a. coincidiendo aproximadamente con la sedimentación de las facies Muschelkalk se observa un nuevo incremento (muy acusado) en la pendiente de la curva. El cambio en el régimen de subsidencia, pasando de la etapa "rifting" a la subsidencia térmica coincide en todos los casos con el inicio aproximado de la sedimentación de las facies Keuper.

La determinación de la tasa de subsidencia tectónica puede permitir una más fácil comprensión de como se distribuye la subsidencia en el tiempo y como se refleja en la curva. La tabla II muestra los valores calculados de la tasa de subsidencia tectónica.

- Sigüenza

Los valores y la curva obtenida para el intervalo de sedimentación de las facies Buntsandstein (fig. 67), muestran una tendencia media entre los obtenidos para el Río Alcolea y Riba de Santiuste. La geometría de la curva es más próxima al estilo de la obtenida para el Río Alcolea, mientras que los valores, se encuentran más próximos a los obtenidos para Riba de Santiuste, aunque son inferiores.

- Río Arandilla (Molina de Aragón)

La inclinación del intervalo de 250 - 232 millones de años, es más acusada que en los casos anteriores, aunque el valor de la subsidencia tectónica es inferior, tanto a la obtenida en Sigüenza, como a la de Riba de Santiuste en el Anticlinal de Riba.

El tramo de la curva (fig. 67) correspondiente al intervalo de tiempo de sedimentación de las facies Muschelkalk muestra, como en los casos precedentes, el mismo incremento en la pendiente con respecto al tramo anterior. El cambio de fase en la subsidencia, coincide así mismo con el inicio (aproximado) de las facies Keuper.

5.3.4. Estimación de los parámetros de extensión

En este apartado, mediante la comparación directa con las curvas de subsidencia teórica (McKENZIE, 1978) se llevó a cabo una estimación sobre los parámetros de extensión del sistema (β y δ). El parámetro δ (ROYDEN y KEEN, 1980) define la extensión cortical y representara la máxima subsidencia observada en la cuenca. La estimación del valor del factor de estiramiento (β), define el grado de extensión o grado de calentamiento en la litosfera situada bajo la corteza. El uso de ambos parámetros nos permitirá entender mejor como se produjo la extensión de la cuenca y valorar el espesor cortical tras la extensión.

Cabe recordar que el modelo de extensión simple de McKENZIE (1978) se caracteriza por presentar un $\delta = \beta$ (la extensión se encuentra confinada a la corteza, mientras que la litosfera subyacente mantiene su espesor durante la extensión).

En las figuras 68, 69, 70 y 71 puede observarse los resultados obtenidos tanto para las curvas de "backstripping" del Anticlinal de Riba de Santiuste, como para las áreas de Sigüenza y Molina de Aragón (Río Arandilla).

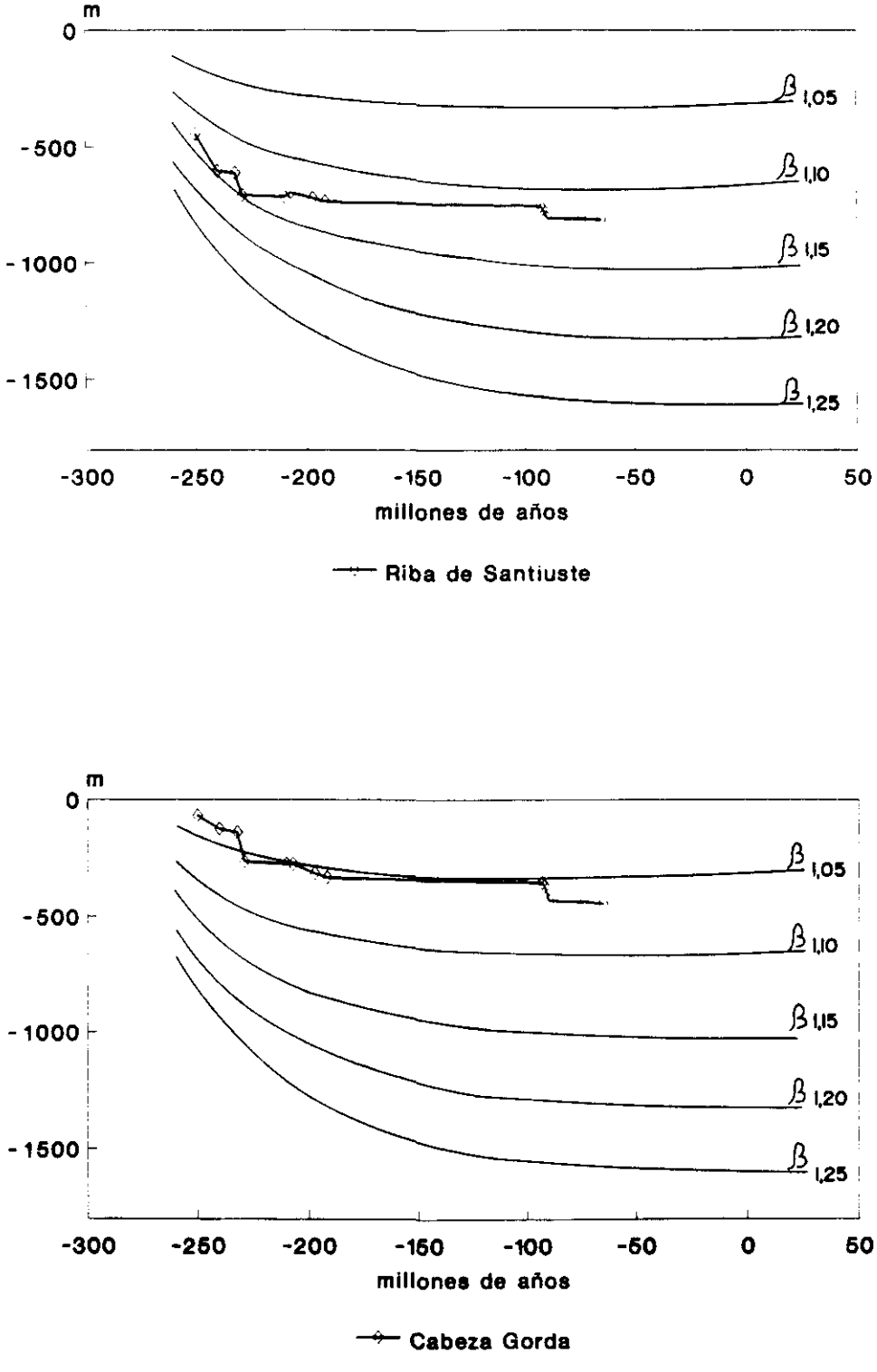


Fig. 68: Comparación de la curva de subsidencia tectónica obtenida para las columnas de Riba de Santiuste y Cabeza Gorda con las curvas de subsidencia teórica de McKENZIE (1978).

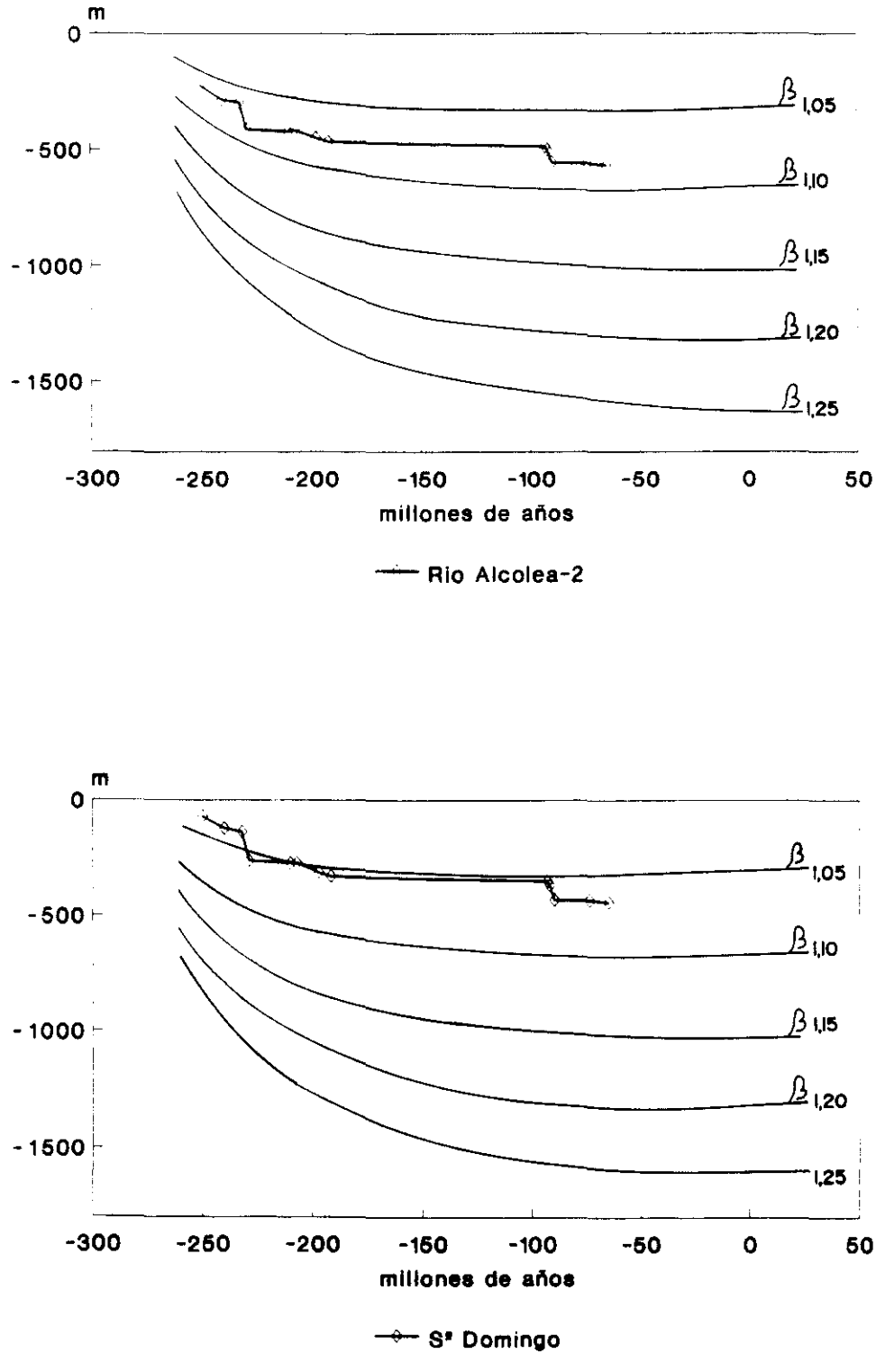


Fig. 69: Comparación de la curva de subsidencia tectónica obtenida para las columnas Río Alcolea-2 y Sto. Domingo con las curvas de subsidencia teórica de McKENZIE (1978).

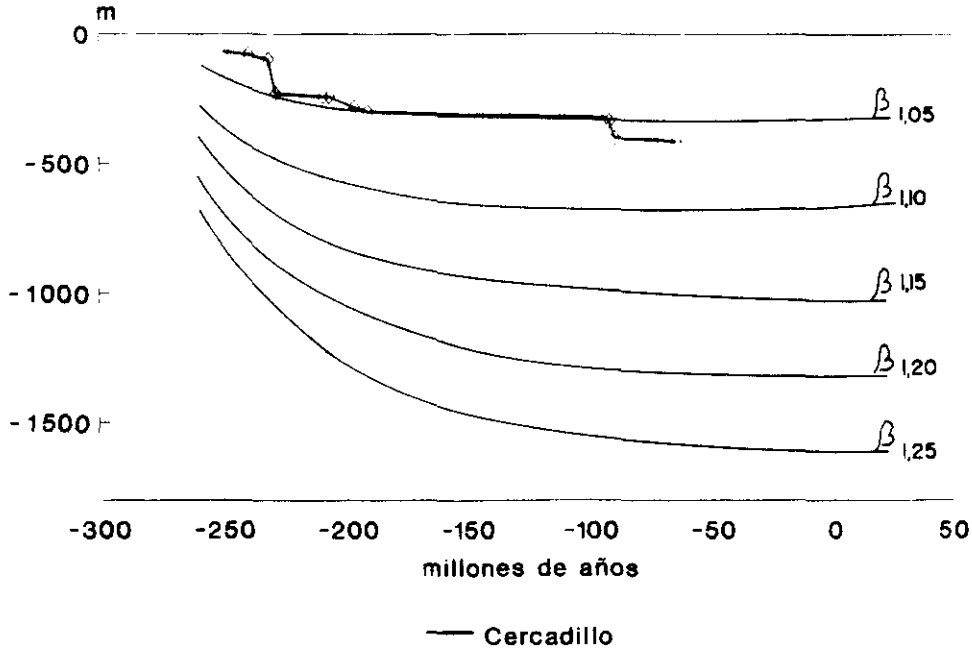
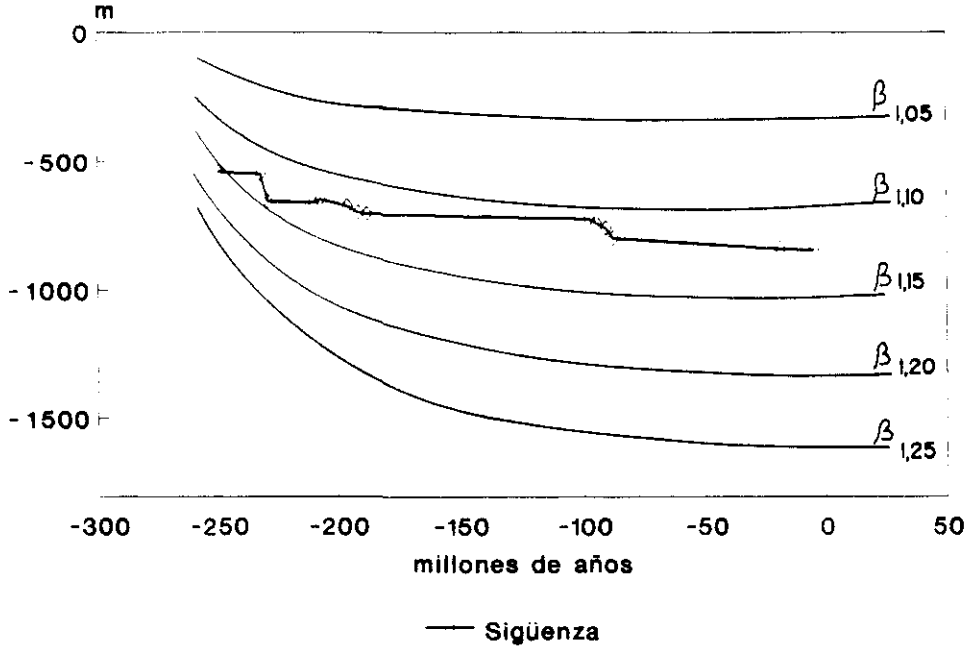


Fig. 70: Comparación de la curva de subsidencia tectónica obtenida para la columna de Cercadillo con las curvas de subsidencia teórica de McKENZIE (1978).



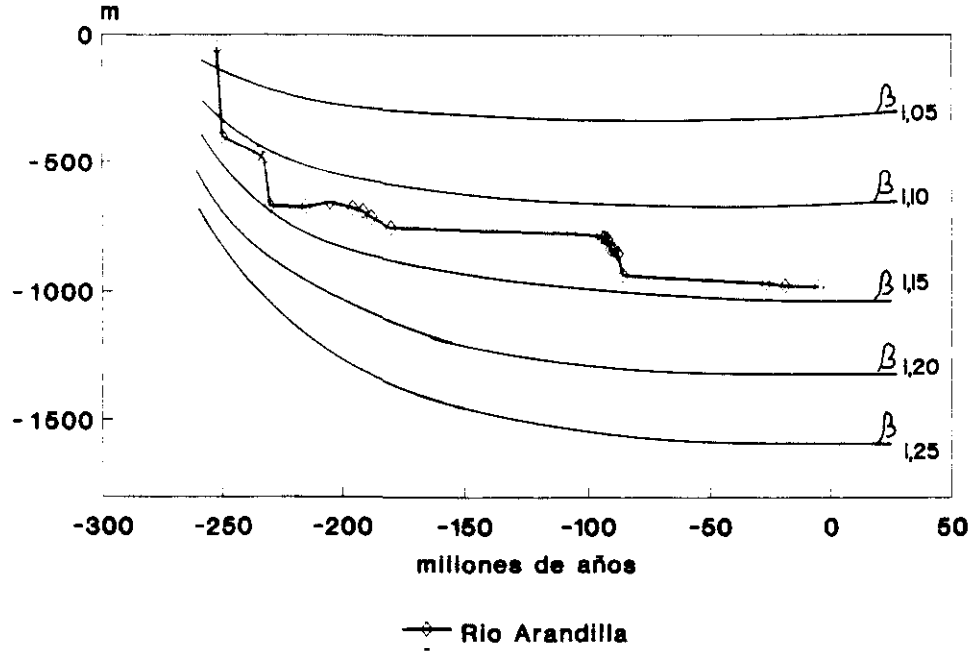


Fig. 71: Comparación de la curva de subsidencia tectónica obtenida para las columnas de Sigüenza y Río Arandilla con las curvas de subsidencia teórica de McKENZIE (1978).

La valoración de β es siempre difícil, ya que representa una estimación de la cantidad de calor introducido en la subcorteza durante el "rifting". En el modelo original de McKENZIE (1978), el "rifting" es instantáneo, por tanto se maximiza el calentamiento de la litosfera subcortical y con ello la magnitud de la subsidencia "post-rift".

Los valores de β obtenidos presentan una notable variabilidad, especialmente los obtenidos para el Anticlinal de Riba de Santiuste.

La distribución de β refleja claramente la asimetría del área de Riba de Santiuste, similar a la observada por ejemplo con la subsidencia tectónica.

Dentro del Anticlinal de Riba de Santiuste es posible definir una serie de áreas, donde alternan valores máximos y mínimos de subsidencia y extensión (fig. 72). Efectuando un corte E-O del anticlinal, la distribución sería la siguiente:

- Area de máxima subsidencia y extensión: $\beta = 1,13$ para el primer ciclo y $\beta = 1.135$ acumulada para todo el Mesozoico. Corresponde al sector oriental del anticlinal, siendo la columna y las curvas representativas las obtenidas en Riba de Santiuste.
- Area interior de mínima subsidencia y extensión: Situada aproximadamente en la zona central del anticlinal presenta una dirección N-S y como puede observarse en la cartografía (apéndice I) corresponde a una zona de alto estructural paleozoico. Los valores de β varían entre 1,03 y 1,035, para el primer ciclo y de 1,04 para el total acumulado del Mesozoico. Las columnas y curvas de Cabeza Gorda y Sº Domingo son las mas representativas de este área.
- Area de subsidencia y extensión intermedia. Corresponde al sector occidental del Anticlinal. Se encuentra limitada al este por el umbral paleozoico y al oeste por el bloque paleozoico que constituye el límite del anticlinal (en las proximidades de la falla Somolinos). Se obtienen valores de $\beta = 1,07$ en el ciclo Triásico - Jurásico, y de $\beta = 1,09$ para el Mesozoico en su totalidad. La columna y curvas representativas son las correspondientes al Río Alcolea-2.
- Area de mínima subsidencia y extensión. Los valores de obtenidos son similares a los obtenidos en el otro área de mínima extensión. Se localiza en el extremo más suroccidental del Anticlinal, sobre el bloque paleozoico que limita el anticlinal al O y junto al sector occidental. La columna y curvas de Cercadillo son las representativas de este área.

La distribución y características de las zonas descritas con anterioridad (fig. 72) indican claramente que el Anticlinal de Riba de Santiuste constituye una zona muy compleja de esta cuenca.

Los valores de obtenidos para Sigüenza y el Río Arandilla (Molina de Aragón) (fig. 71), presentan una mayor homogeneidad. Para el ciclo Triásico - Jurásico el valor de es de 1,12 en ambos lugares, variando ligeramente el valor obtenido para todo el Mesozoico, $\beta = 1,13$ para Sigüenza y $\beta = 1,14$ en el Río Arandilla. Valores muy próximos al obtenido en Riba de Santiuste, pero notablemente diferentes a los de

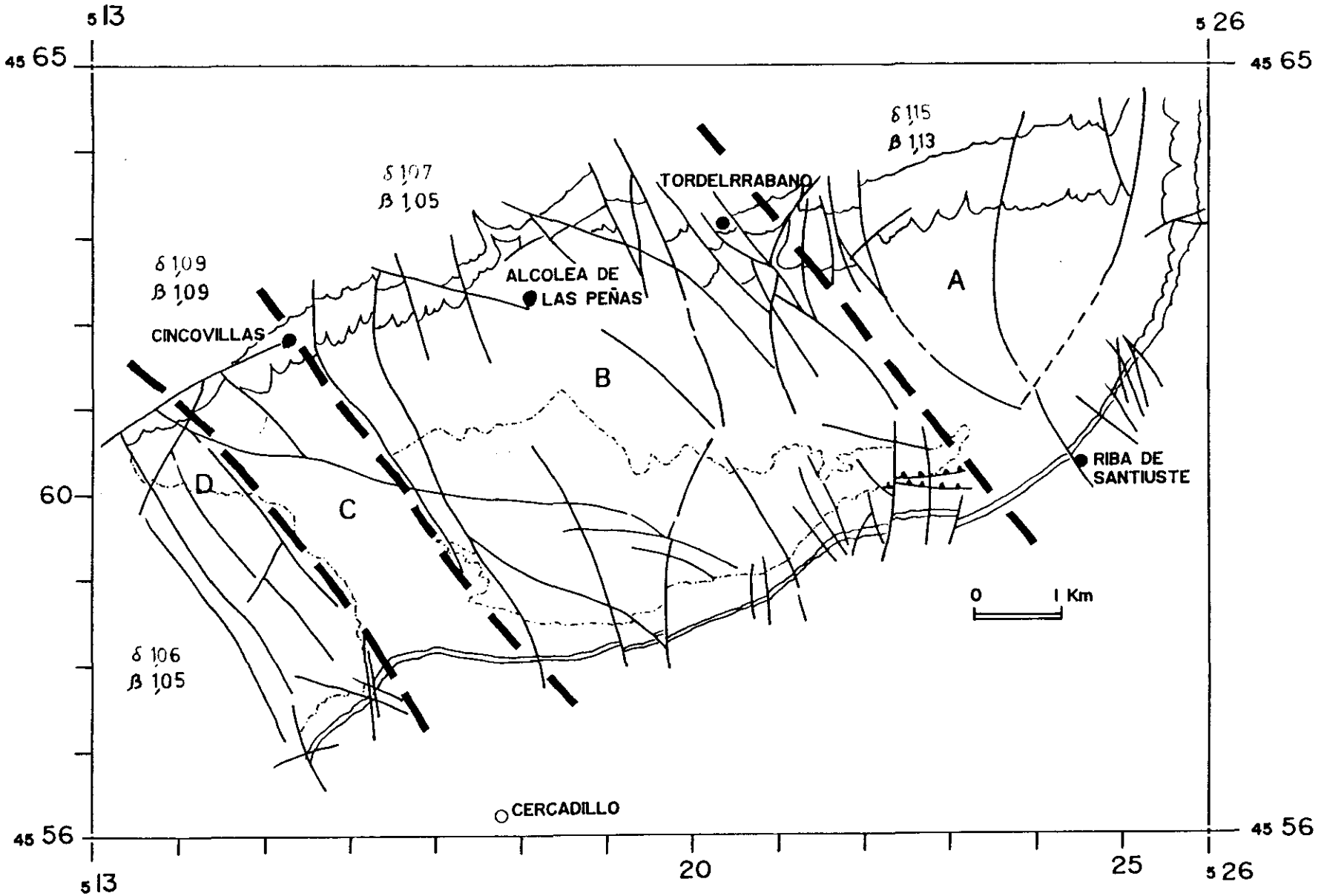


Fig. 72: Distribución de las áreas de subsidencia y extensión en el área de estudio. A; Area de máxima subsidencia y extensión. B; Area interior de minima subsidencia y extensión. C; Area de subsidencia y extensión intermedia. D; Area de minima subsidencia y extensión.

otras áreas en el interior del Anticlinal de Riba de Santiuste.

Si comparamos con los datos obtenidos por ALVARO (1987), $\beta = 1{,}055$ para el primer ciclo y $\beta = 1{,}12$ acumulado para todo el Mesozoico, los valores son ligeramente inferiores que los obtenidos en este trabajo para Sigüenza, Río Arandilla y el sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste.

Esta diferencia, posiblemente se encuentra motivada en el tipo de datos empleados para realizar el "backstripping", ya que ALVARO (1987) al no efectuar la descompactación previa de las series empleadas, como el mismo señala, obtiene valores mínimos de subsidencia, tanto total como tectónica.

Una vez estimado β, el cálculo del espesor cortical tras la extensión y el % de la misma son sencillos de obtener. Hay que señalar que carecemos de datos acerca del espesor inicial de la corteza y que por tanto, los resultados dependerán del valor inicial de la misma que asumamos.

ALVARO (1987) supone un espesor inicial de la corteza de 38 Km (generalmente se aceptan espesores entre 30-50 km), obteniendo un espesor de corteza a finales del Jurásico de 36 Km (5 % de extensión) y un espesor de 34 Km al final del Mesozoico.

Según ZEYEN et al. (1985), en función de la sísmica de la corteza y manto superior de la Cadena Celtibérica, el espesor medio de la corteza es de 30-32 Km, aunque en la zona centro-norte aparece localmente engrosada.

Este espesor de 30-32 Km (tras la extensión), es ligeramente (?) inferior al que se obtiene partiendo de una corteza inicial con un espesor de 38 Km. Existen dos explicaciones simples para esta diferencia:

- El espesor inicial era inferior a 38 Km (del orden de 36-37 Km ??).
- El espesor obtenido por sísmica (30-32 Km) refleja el rifting Oligoceno-Mioceno de apertura del Golfo de Valencia y que como ZEYEN et al. (1985) indican presenta una prolongación hacia la Cadena Celtibérica, que se registra como una corteza adelgazada.

Ante la falta de datos para evaluar correctamente los espesores tras la extensión, nos inclinamos por considerar un espesor inicial, al igual que ALVARO (1987), próximo a 38 Km. Este espesor es razonable en función de los datos que se conocen de la Cordillera Ibérica.

Por último, la tabla III muestra la extensión cortical, δ, estimada. δ representa la máxima subsidencia observada, asignada de acuerdo con la máxima subsidencia obtenida del "backstripping". La distribución de δ en el Anticlinal de Riba de Santiuste sigue las mismas pautas de distribución areal que el factor β (las variaciones locales de δ se producen en las proximidades de fallas mayores en el interior del área estudiada).

Como se observa en todas las curvas analizadas δ es mayor o igual a β, por tanto, la extensión en la corteza es mayor que la extensión/calentamiento de la litosfera subcortical. Cuando esto ocurre y dado que ambos valores-esfuerzos deben ser compatibles, se produce, en la mayor parte de los casos, transmisión de la extensión a lo largo de "detachments" a escala cortical y/o litosféricos.

El análisis minucioso del significado de la variabilidad y distribución de δ y β, excede los objetivos de este trabajo, sin embargo es interesante señalar una serie de datos.

KARNER et al. (1987) en el estudio de la historia de la subsidencia de la Cuenca de Wessex (S de Inglaterra), observan que las áreas de alta sedimentación y de relativa alta extensión, son directamente correlacionables con fallas de crecimiento de la cuenca y zonas de reactivación de cabalgamientos del basamento. Las grandes variaciones de espesor de sedimentos a lo largo de las fallas de crecimiento, según estos autores, indica que los cabalgamientos basales del zócalo acomodan la mayor parte de la extensión. La rotación de bloques que acompaña la reactivación de fallas del basamento y el colapso del "hanging-wall" son los factores responsables del desarrollo local de la cuenca y son directamente correlacionables con δ.

5.4. ANALISIS DE LA GEOMETRIA DE LOS SEDIMENTOS

5.4.1. Introducción

Examinaremos en este apartado las relaciones geométricas de las discontinuidades que constituyen los límites de las unidades definidas y la disposición de los sedimentos en el interior de las mismas.

El control de la geometría de las secuencias sedimentarias corresponde a los tres factores básicos antes mencionados:

1.- Aporte de sedimentos.
2.- Subsidencia de la cuenca.
3.- Cambios en el nivel del mar a escala regional.

En cada uno de estos factores, intervienen múltiples variables (elevación del área fuente, erosión, fluctuaciones climáticas, geometría de las fallas, etc.). Cada secuencia es el resultado de la variación en el tiempo y en el espacio de cada uno de ellos. Teniendo esto en cuenta podemos hacer las siguientes consideraciones:

- La tasa de cada uno de los factores y no su magnitud, es lo que controla el desarrollo de la

secuencia sedimentaria.

- Secuencias de relleno con geometrías similares, pueden producirse por variación de uno de los controles, permaneciendo los demás constantes.

-La geometría del relleno de la cuenca va a responder a la tectónica, mediante el control que esta ejerce sobre los factores primarios (aporte sedimentario, subsidencia y variación del nivel del mar).

- La influencia tectónica se puede distinguir del efecto de las variaciones del nivel del mar, observando el detalle geométrico de las secuencias preservadas.

Así pues, la tasa y el estilo de la respuesta sedimentaria es una función compleja. De la capacidad de determinar los parámetros involucrados, así como de la estimación de su variación va a depender la interpretación del control de la misma e incluso el que esta interpretación pueda hacerse.

Según HELLER (1990), las cuñas sedimentarias que constituyen el relleno de una cuenca reflejan la geometría de la subsidencia. Cuñas tectónicamente inducidas, con disposición en "onlap" reflejarían la asimetría de la subsidencia. Los depósitos relacionados con variaciones del nivel del mar a escala regional, presentarían en cambio, una geometría mas tabular, con sólo un pequeño incremento en el espesor hacia el área fuente. En este caso, el incremento de espesor estaría relacionado con la pendiente de la cuenca sedimentaria. A escala más detallada, la disposición interna de los sedimentos en cada cuña puede mostrar la misma distribución.

Si los acontecimientos tectónicos se producen al mismo tiempo que la variación del nivel del mar a escala regional, la geometría resultante puede complicarse en exceso, siendo difícil determinar la influencia de cada factor. Un sistema útil puede ser la comparación de las curvas de subsidencia en áreas proximales y distales de la cuenca (HILL & HELLER, 1988). Si se ha producido subsidencia tectónica, debe existir una subsidencia diferencial entre el área proximal y distal de la misma. La subsidencia diferencial, puede estimarse por comparación directa entre las columnas de ambas áreas, mediante correlación de los distintos eventos (HELLER, 1990). Esta aproximación, puede servir para discriminar entre los efectos de primer orden y los pequeños efectos de origen incierto.

Por otra parte, cuando la tasa de subsidencia es mayor que la tasa de sedimentación, las cuencas, en general, se rellenan adoptando una disposición en "offlap". Así mismo, cuando la tasa de subsidencia es menor que la tasa de sedimentación, el relleno sedimentario adoptaría una disposición en "onlap".

La tendencia en la variación del tamaño de grano, puede ser utilizada también para estimar de un modo cualitativo la tasa de subsidencia. Los incrementos en el tamaño de grano, corresponden a variaciones negativas en la tasa de subsidencia, mientras que las secuencias granodecrecientes serían típicas de variaciones positivas en la tasa de subsidencia (PAOLA, 1990). En la figura 73, pueden observarse gráficamente estas relaciones.

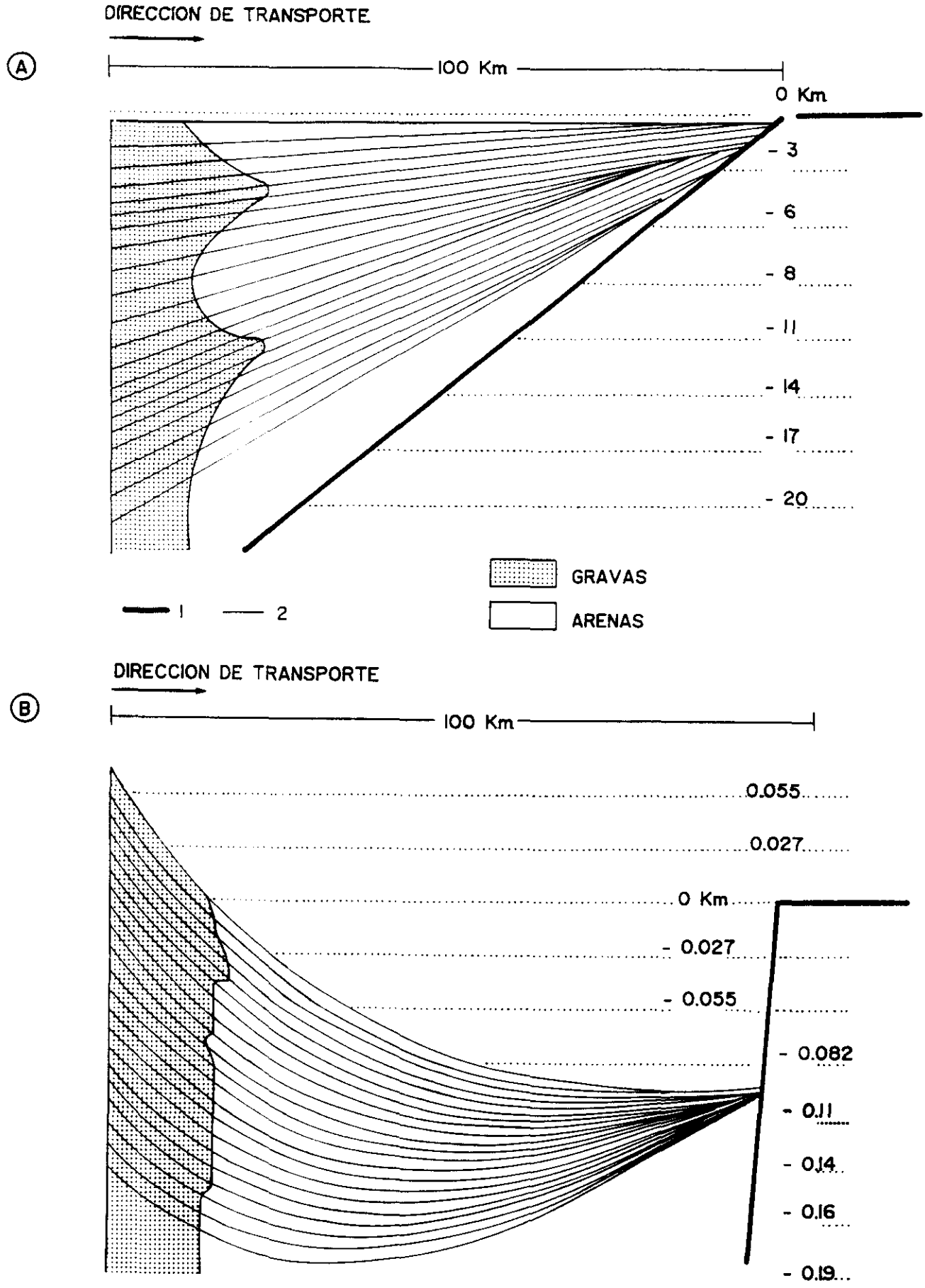


Fig. 73: Modelo de respuesta a la variación de la tasa de subsidencia de cuenca en sección transversal. A: Condiciones de quasiequilibrio, la tasa de subsidencia varía lentamente en relación con el tiempo de respuesta de la cuenca. B: Variación rápida de la tasa de subsidencia. 1: Superficie del basamento.; 2: isocronas dibujadas cada millón de años. Tomado de PAOLA (1990)

Los materiales en facies Buntsandstein que afloran en el Anticlinal de Riba de Santiuste, se disponen en una serie de "cuñas" limitadas por discordancias. La relación geométrica de cada uno de estos litosomas respecto a la superficie mayor que lo limita, su distribución areal y organización interna, fueron analizadas con detalle en el capítulo 3. Por tanto, el objeto de este apartado es ahora interpretar la geometría de las cuñas descritas y las relaciones de los sedimentos en el interior de las mismas. Para ello será necesario determinar los parámetros involucrados en su génesis, así como la variación de los mismos.

- Unidad C (fig. 74).

La geometría de esta unidad, está condicionada por el paleorrelieve desarrollado sobre el Paleozoico. Esta paleotopografía y el sistema de fracturación (NNO-SSE y N-S), condicionan la distribución de la unidad.

La variación en la tasa de la subsidencia parece haber ejercido un importante control sobre la unidad, mientras que el resto de las variables explican aspectos locales tales como contaminaciones en aquellas áreas que están próximas a los relieves paleozoicos.

Se observan dos ciclos ligeramente granodecrecientes (C1 y C2 en la fig. 74), con 20 - 30 m de espesor, y de los cuales el superior (donde la tendencia granodecreciente es más clara) es extensivo sobre el inferior, localizándose este último sólo en la zona más oriental del dominio de la unidad.

Este área corresponde (como se vio en el apartado 5.3.4.) a la zona de máxima subsidencia y extensión (fig. 72). El segundo ciclo se deposita, tanto en el área de máxima subsidencia y extensión, como en el área de subsidencia y extensión intermedia. Ambas zonas, se encuentran separadas por un área interior de mínima subsidencia, que corresponde a un pequeño umbral de Paleozoico, cuya existencia y comportamiento condiciona de una forma importante esta y otras unidades.

El primer ciclo no se depositó en el área occidental, observándose en cambio una fuerte alteración y rubefacción del Paleozoico, semejante a la estudiada por VIRGILI et al. (1977) en otros punto de la Cordillera Ibérica. Sin embargo, en el área oriental, con una mayor subsidencia (aproximadamente el doble para el intervalo 250-240 m a) sí se produce la sedimentación de este primer ciclo.

Según PAOLA (1988, 1990 a y b), la progradación de gravas está asociada a la reducción de la tasa local de acumulación de sedimentos, representado períodos de disminución de la actividad tectónica. Cuando la tasa de subsidencia decrece, el espacio disponible para la acumulación de sedimentos se reduce también, desplazándose la transición gravas-arenas hacia zonas más distales de la cuenca. Así pues, un incremento en el tamaño de grano en la vertical debe corresponder a una reducción en la tasa de subsidencia.

Aunque PAOLA (1988, 1990 b) propone su modelo para un sistema de drenaje transversal, es

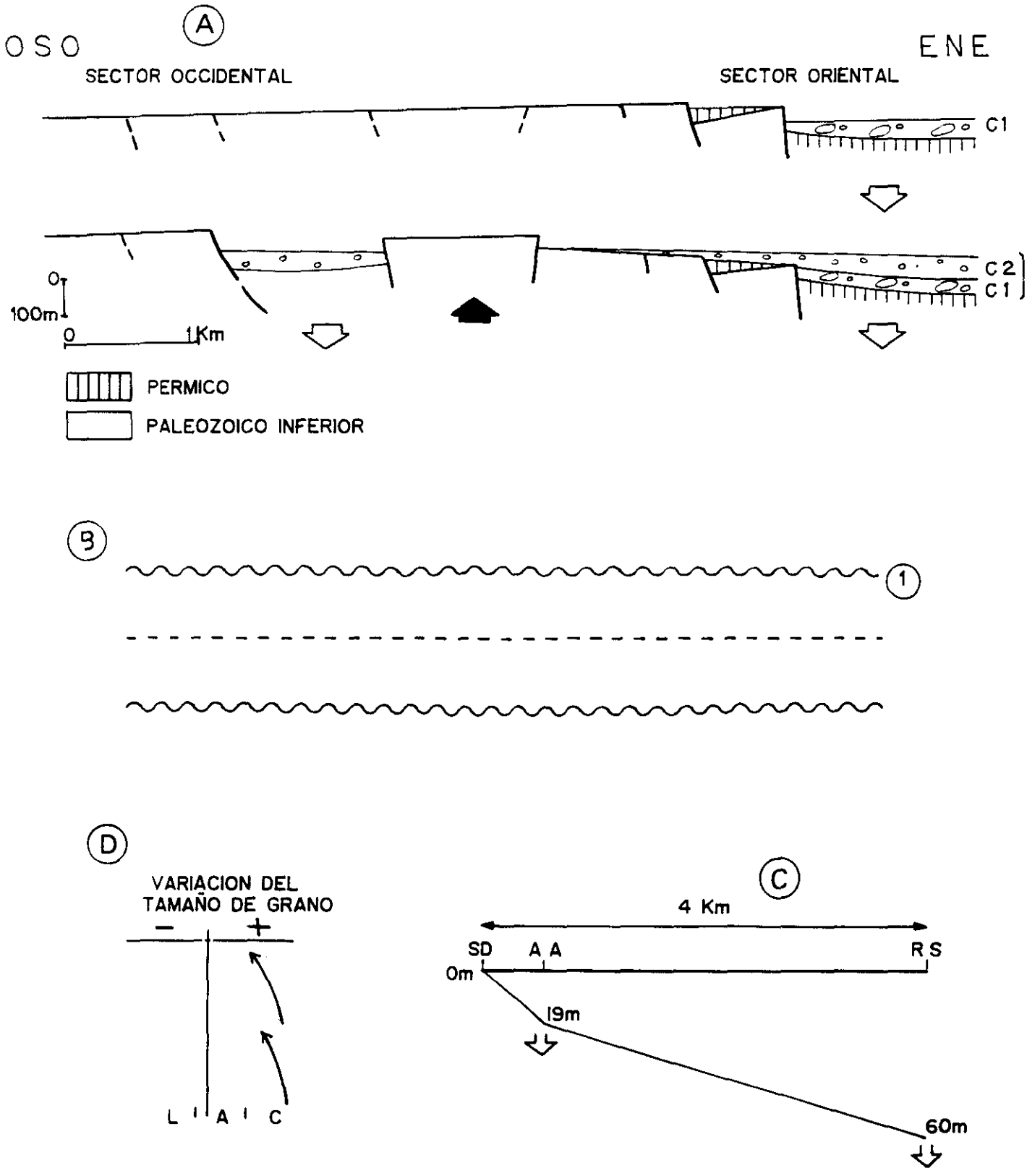


Fig. 74: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad C en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad C en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad C. SD= Sto. Domingo; AA= Arroyo del Agua; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano para la unidad C.

razonable suponer que para un sistema longitudinal la variación en la tasa de subsidencia produciría el mismo efecto.

La unidad podría representar según estos criterios, una disminución de la tasa de subsidencia en el área fuente, desplazándose el límite gravas-arenas hacia el interior de la cuenca. En el área de estudio estos terrígenos gruesos serían "atrapados" en los puntos donde la subsidencia propia de este borde de cuenca había generado espacio de acomodación. En este sentido la unidad C representaría en el área de Riba de Santiuste un incremento de la tasa de subsidencia junto con un descenso de la misma en el área fuente.

Cada secuencia representaría por tanto un pequeño ciclo de variación, que comenzaría con una tasa de subsidencia reducida que se incrementa lentamente, dando lugar a la secuencia granodecreciente. Hay que hacer noter que cuando se habla aqui de secuencias se hace en el sentido empleado por STEEL (1976)

La primera de las secuencias se vería interrumpida por la segunda que rompería la tendencia de incremento en la tasa de subsidencia, iniciándose de nuevo un pequeño ciclo. Este ciclo se deposita tanto en el área occidental como en la oriental, pero no sobre el umbral paleozoico, lo que da idea del fuerte control del relieve inducido por la tectónica en la sedimentación de esta unidad.

- Unidad A1 (fig. 75)

Esta unidad está presente solamente en el sector oriental (fig. 75) (que como ya se indico corresponde al área de máxima subsidencia y extensión), muestra una disposición en "onlap" sobre la unidad de conglomerados. Internamente la geometría de las distintas cuñas de sedimentos (fig. 75) muestran también una disposición en "onlap", salvo la tercera de ellas, al igual que las capas que la constituyen.

La extensión y la geometría de la unidad reflejan claramente el control ejercido por la subsidencia, y a través de ella, por la tectónica.

Las cuñas, con los máximos espesores localizados en la parte central de la zona de máxima subsidencia, se disponen con geometría en "onlap" hacia el final de la misma (fig. 75).

De modo general, las tres primeras cuñas definen una secuencia decreciente tanto en el tamaño de grano como en el espesor de los estratos o en el tamaño de las formas. La superior por el contrario es una secuencia (20 - 30 m de espesor) granocreciente. Por tanto, en términos de subsidencia parecen existir también dos ciclos:

El primero de ellos, formado por las tres primeras cuñas, representa un variación positiva en la tasa de subsidencia. Las cuñas inferiores donde se observa una geometría de "onlap" representarían los

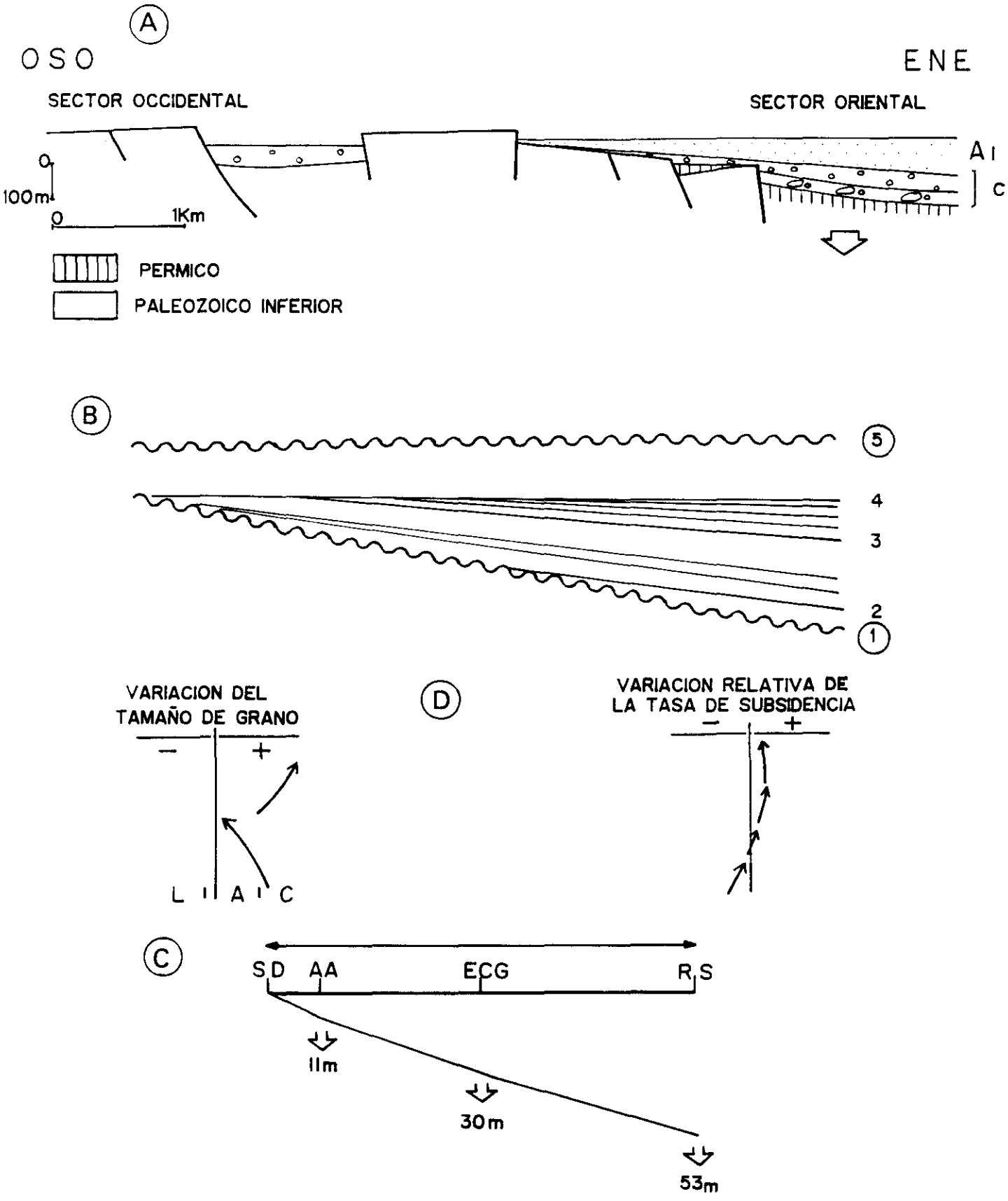


Fig. 75: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A1 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A1 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A1. ECG= Este de Cabeza gorda; AA= Arroyo del Agua; SD= Sto. Domingo; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A1.

estadios iniciales, con una tasa de subsidencia débil que se incrementa progresivamente. Este incremento progresivo en la tasa de subsidencia culminaría en la tercera y ultima de las cuñas, que adopta disposición en "offlap".

El segundo ciclo presenta un incremento importante del tamaño de grano, apareciendo los niveles superiores constituidos por conglomerados. Siguiendo a PAOLA (1990 a y b), la progradación de gravas estaría asociada a la reducción de la tasa de subsidencia en el área fuente.

Así pues, el incremento en la vertical del tamaño de grano en la vertical podría ser interpretado de diversas formas:

- Variación en el aporte de fracción gruesa al sistema, generado por un incremento en la tasa de aporte del sistema. Una mayor actividad tectónica del área fuente, significaría un aumento en el relieve y por tanto un incremento de sedimentos a la cuenca.

Si bien este último factor puede haber ejercido cierta influencia en el segundo ciclo, la localización de la unidad en el área de máxima subsidencia del área de estudio, inclina a pensar que el factor subsidencia fue determinante en este caso.

- Descenso de la tasa de subsidencia tanto en el área fuente como en la área de estudio.

- Descenso de la tasa de subsidencia en el área fuente junto con una variación positiva de la misma en el área de estudio. Esta variación positiva en la tasa de subsidencia registrada en el sector oriental del Anticlinal de Riba generaría espacio disponible para la sedimentación "atrapando" en este área los materiales de la fracción gravas, aun cuando el límite gravas-arenas se desplazase más hacia el interior de la cuenca.

- Unidad A2 (fig. 76)

La unidad A2, se localiza también sólo en el sector oriental del área de estudio. La disposición en relación con las superficies mayores es la siguiente: "offlap" sobre la unidad A1 en el sur del área de máxima subsidencia, mientras que en el norte de este mismo área es extensiva sobre la unidad infrayacente A1.

Internamente se observan tres "cuñas" de sedimentos (fig. 76), limitadas por dos discordancias internas, que se disponen la primera de ellas en "onlap" sobre la discordancia limite inferior de la unidad A2 y la segunda en "offlap" respecto a la discordancia limite superior. Las capas en el interior de cada una de las cuñas se disponen de manera similar, esto es "onlap" en la cuña inferior y "offlap" en la superior. En cuanto a la segunda de las cuñas, no ha sido posible determinar cual es su geometría interna.

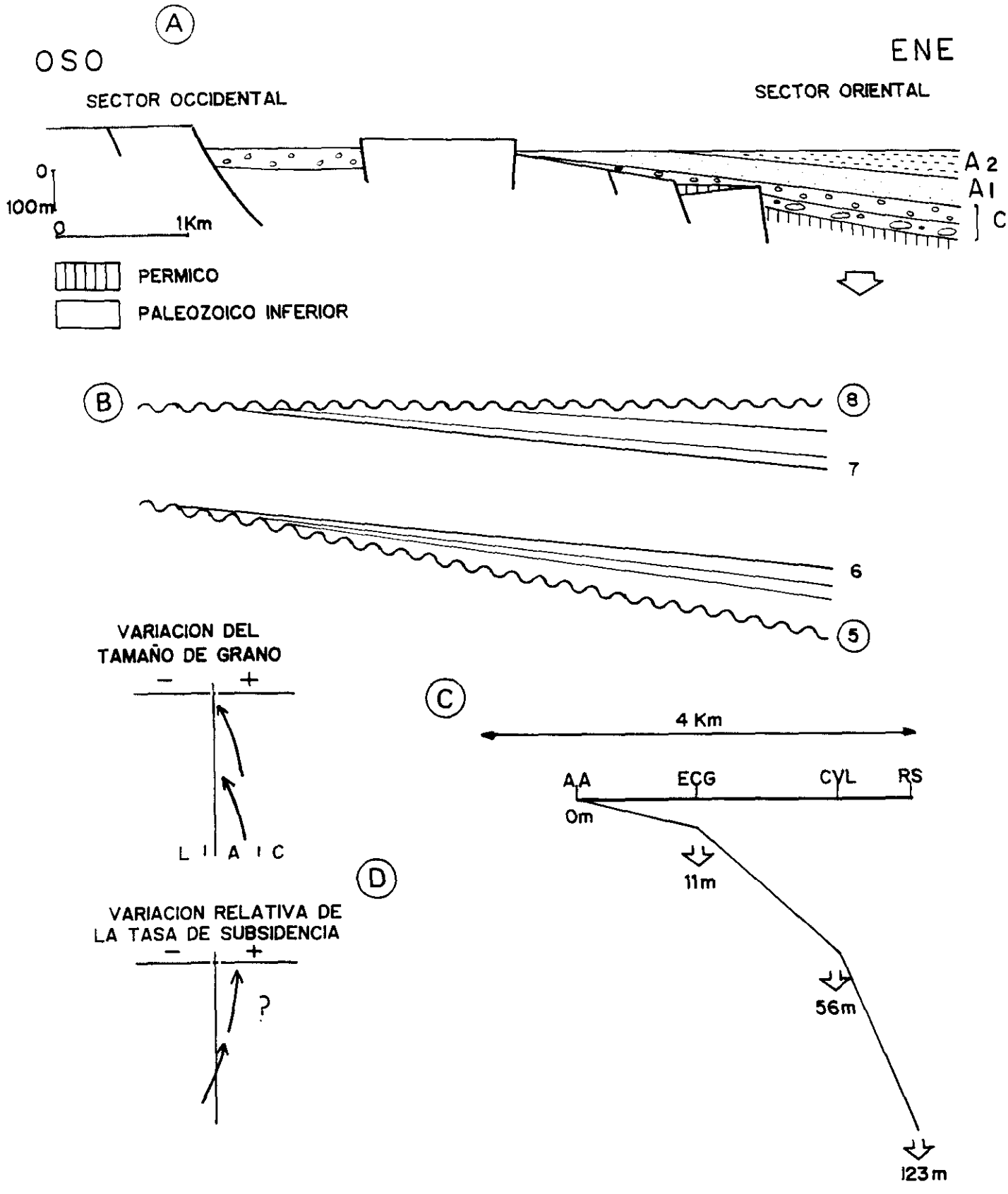


Fig. 76: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A2 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A2 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A2. AA = Arroyo del Agua; ECG = Este de Cabeza gorda; CVL = Corrales la Viña; RS = Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A2.

La unidad en conjunto, presenta una tendencia ligeramente granodecreciente, y esta constituida a su vez por dos secuencias menores, la primera de las cuales es de carácter granodecreciente, no estando muy bien definida la superior.

En principio y lo mismo que en la anterior, la existencia de esta unidad sólo en el área de máxima subsidencia de la cuenca, conduce a pensar que el control sobre la geometría de la misma, fue ejercido de manera principal por la subsidencia, contribuyendo otros factores solo en menor medida.

La disposición de la secuencia superior en "offlap" (fig. 76), permite interpretar en toda la unidad una variación positiva de la tasa de subsidencia. Dentro de este contexto la cuña inferior de sedimentos con geometría en "onlap," representa las etapas iniciales con una tasa de subsidencia aun relativamente baja. La cuña superior con geometría en "offlap" responde al incremento de la tasa de subsidencia.

- Unidad A3 (fig. 77)

La unidad A3 es extensiva sobre las anteriores y se localiza en todo el área de estudio con la excepción del extremo suroccidental, situado al norte de Cercadillo (ver mapa apéndice 1).

Se dispone según una doble geometría en cuña, con los mínimos espesores en el área interior de mínima subsidencia y extensión (fig. 72) . Este área interior de mínima subsidencia había constituido para las unidades anteriores, una zona elevada donde no se había producido subsidencia, y por tanto al no producirse creación de nuevo espacio para acomodar la sedimentación, esta no se había registrado. Sin embargo, durante el tiempo de sedimentación de esta unidad o bien se inicia aquí la subsidencia, permitiendo la sedimentación de parte de la misma, o bien el área de estudio (a excepción del extremo suroccidental) se hundió diferencialmente.

En el sur del sector oriental, se aprecia como la unidad esta constituida por una serie de litosomas, también en forma de cuña. La cuña inferior tiene geometría en "onlap", igual que las capas en su interior. La cuña superior por el contrario, tiene geometría en "offlap" (fig. 77).

Existe además, una cuña intermedia (fig. 77) que pierde progresivamente espesor hasta desaparecer. En las áreas en las que esta cuña intermedia no existe, se observan sólo la cuña inferior y superior.

La cuña inferior (dispuesta en "onlap") es interpretada como una variación negativa (disminución) de la tasa de subsidencia.

La cuña intermedia, cuando existe, está compuesta litológicamente por niveles amalgamados de conglomerados. Esto implicaría una nueva variación negativa de la tasa de subsidencia del área fuente.

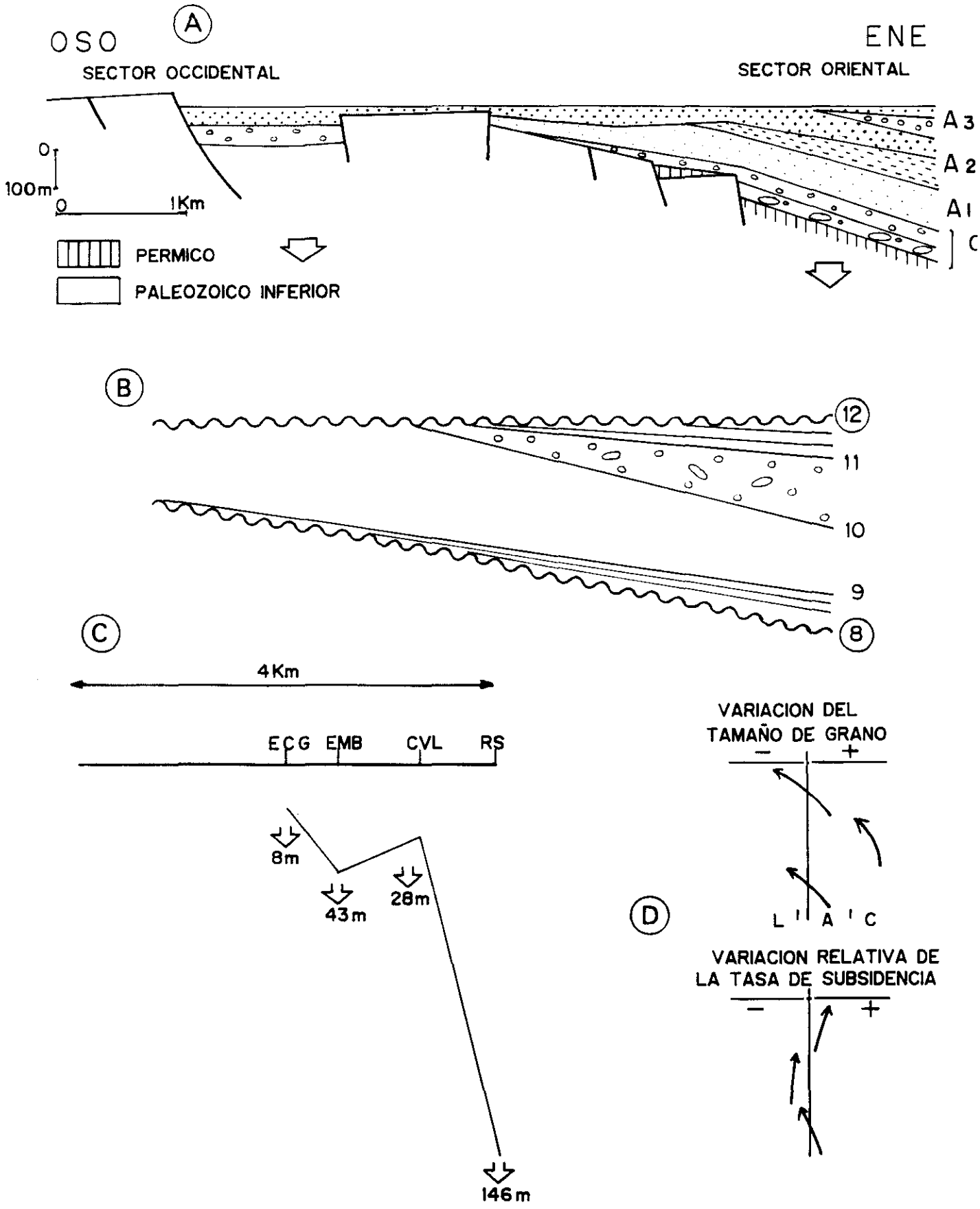


Fig. 77: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A3 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A3 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A3. EMB= Este de Majada Blanca; ECG= Este de Cabeza gorda; CVL= Corrales la Viña; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A3.

Al igual que para la unidad A1 podemos considerar que se produce un descenso en la tasa de subsidencia tanto del área fuente como del área de estudio. Sin embargo, la localización de esta cuña de conglomerados en el área de máxima subsidencia y extensión, permite considerar la posibilidad de un descenso en la tasa de subsidencia del área fuente y un incremento local de la misma en nuestro área.

Sin embargo, si se considera la posible variación en la tasa de aporte de sedimentos, representaría un incremento positivo de esta tasa, explicable en términos de elevación tectónica del área fuente de donde proceden los sedimentos. A diferencia de la unidad C y del ciclo superior de la unidad A1, los conglomerados muestran algunas características que inclinan a considerar un área fuente más local.

La cuña superior, con disposición en "offlap" y tendencia granodecreciente, sería la respuesta al incremento en la tasa de subsidencia.

- Unidad A4 (fig. 78)

Esta unidad se caracteriza por presentar una extensión menor que la unidad infrayacente A3, ya que no se depósito (fig. 78) en una pequeña zona situada sobre el anterior umbral paleozoico (correspondiente al área interior de mínima subsidencia y extensión de la figura 72).

Este umbral, en el que durante la sedimentación de la unidad infrayacente A3, se registro cierta subsidencia, presenta para la unidad que nos ocupa un comportamiento mas complejo. Si bien en la mayor parte se sigue registrando una ligera subsidencia, una pequeña parte del mismo funcionó como una zona ligeramente elevada y estable. La elevación es quizás pasiva por subsidencia diferencial de las áreas circundantes. Este área elevada, se localiza al sur y en el extremo este del umbral paleozoico, próximo al enlace con el área de máxima subsidencia. Se encontraría limitada longitudinalmente por un sistema de fracturas de dirección NNO-SSE y en sentido transversal, por el norte, mediante una fracturas NNE-SSO. El mapa de isopacas de la unidad, (fig. 21) refleja claramente la geometría y extensión de la unidad.

La unidad A4 es pues, extensiva sobre la unidad A3 en el norte, mientras que en el sur se dispone en "onlap" a ambos lados de la zona elevada del umbral paleozoico. Internamente se observa una geometría en "onlap" en los niveles inferiores de la unidad, mientras que en los superiores, esta geometría es de "offlap" (fig. 78).

Es razonable suponer que la tectónica constituyo el control fundamental en la evolución de esta unidad, reflejando la variación desde una tasa de subsidencia relativamente baja, a una tasa alta.

- Unidad A5 (fig. 79)

Esta unidad A5, es la primera cuya sedimentación cubre en su totalidad el área estudiada. Se caracteriza por tanto, por ser la primera de las unidades cuyos depósitos alcanzan el área más occidental (fig. 79). Area que constituye lo que denominamos en el apartado anterior, área de mínima subsidencia

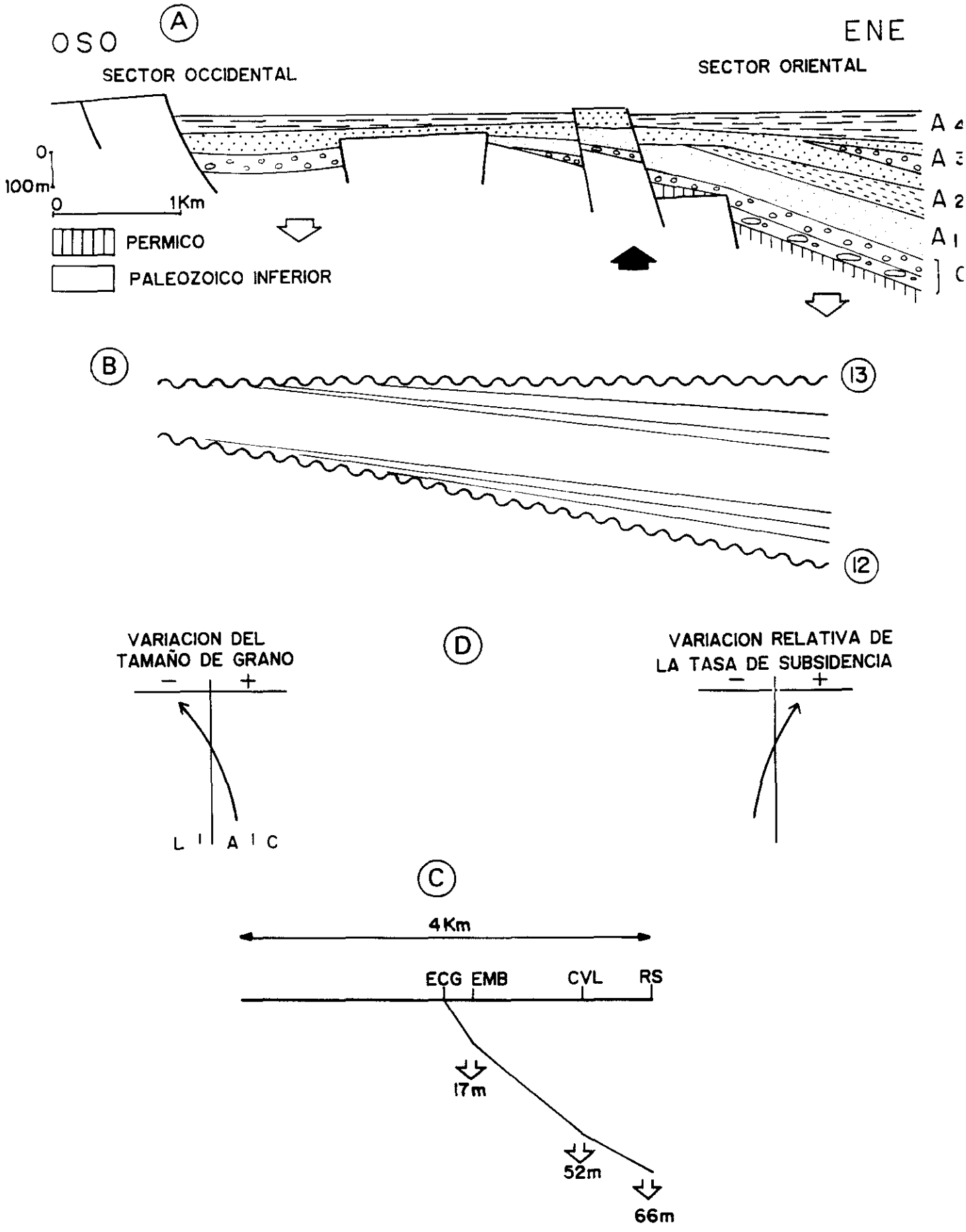


Fig. 78: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A4 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A4 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A4. EMB= Este de Majada Blanca; ECG= Este de Cabeza gorda; CVL= Corrales la Viña; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A4.

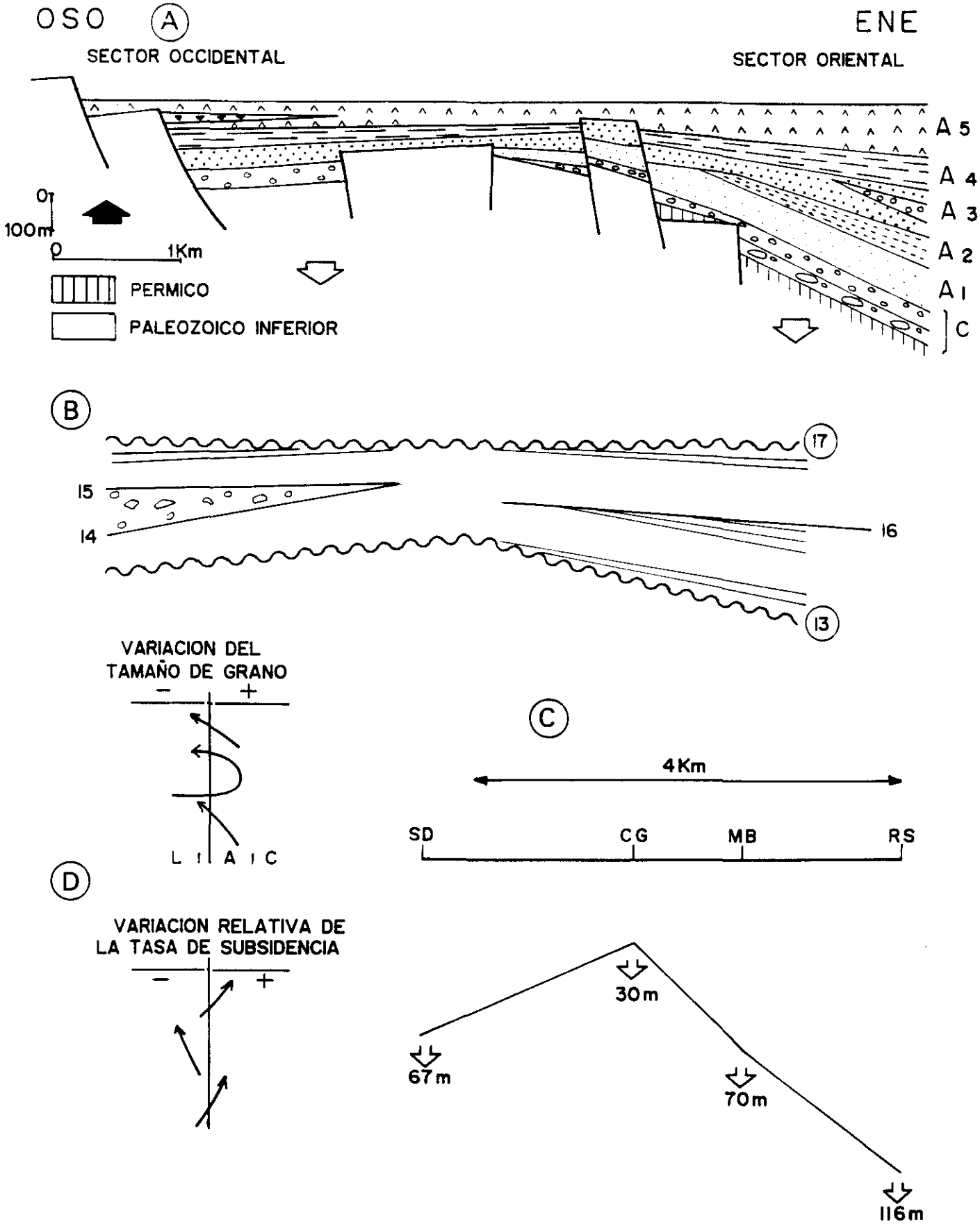


Fig. 79: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A5 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A5 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A5. SD= Sto. Domingo; MB= Majada Blanca; CG= Cabeza gorda; CC= Corrales las Canteras; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A5.

y extensión (fig. 72). Esta zona que para anteriores unidades se comporto como un bloque pasivo, comienza ahora a experimentar una cierta subsidencia.

De modo general, esta unidad (fig. 79) presenta dos cuñas de sedimentos que se reconocen en todo el área estudiada. Existe además, otra cuña que aparece sólo en el área de subsidencia y extensión intermedia.

Considerando en primer lugar las cuñas que se reconocen en todo el área, se observan que se encuentran separadas entre si por una discordancia interna menor. Ambas cuñas presentan la misma organización interna: disposición en "onlap" de las capas inferiores y en "offlap" de las superiores. Cada cuña representa pues, una variación de la tasa de subsidencia, desde un estadio de menor subsidencia representado por los niveles en "onlap" hasta los últimos estadios, con una subsidencia mayor representada por el "offlap" de las capas. La unidad en su conjunto representa también una variación positiva en la tasa de subsidencia.

La otra cuña mencionada, litológicamente constituida principalmente por conglomerados "matrix-supported" y que ha sido interpretada como un abanico aluvial de origen local, se localiza aproximadamente en el área de subsidencia y extensión intermedia (fig. 72 y mapa apéndice I). El límite inferior de la cuña es claramente erosivo. En el norte, esta erosión se produce sobre parte de la cuña inferior, alcanzando en el extremo más occidental a la discordancia límite inferior de la unidad y las areniscas A4 infrayacentes. En el sur, la cuña erosiona parte de las areniscas de la cuña inferior, la discordancia entre la cuña inferior y superior y posiblemente parte de esta última (ver mapa apéndice I). Tanto en el norte como en el sur, se observa una progresiva disminución de espesor hacia el este, terminando por desaparecer en aproximadamente 2 Km.

Esta cuña, claramente local, se relaciona con la variación en la tasa de aporte de sedimentos. El área fuente, constituida por el paleozoico próximo, sufría una elevación (que pudo ser relativa, esto es, mayor hundimiento del área próxima) aportando en ese momento una elevada cantidad, tanto de material grueso como de la fracción fina. Las características erosivas de esta cuña encajan perfectamente con este modelo.

Hay que destacar, que el bloque elevado del umbral paleozoico durante la unidad anterior (A4), vuelve a comportarse de una manera pasiva. El sistema de fracturación que actuó durante el tiempo de sedimentación de la anterior unidad, es fosilizado por la unidad que nos ocupa (A5).

- Unidad A6 (fig. 80)

Esta unidad, constituida por una primera cuña en "onlap" y una serie de cuñas en "offlap" (fig. 80), se caracteriza además por poseer uno o varios niveles de con nódulos carbonatados. Estos horizontes de origen edáfico, se localizan siempre por debajo de la discordancia que marca el límite superior, siendo

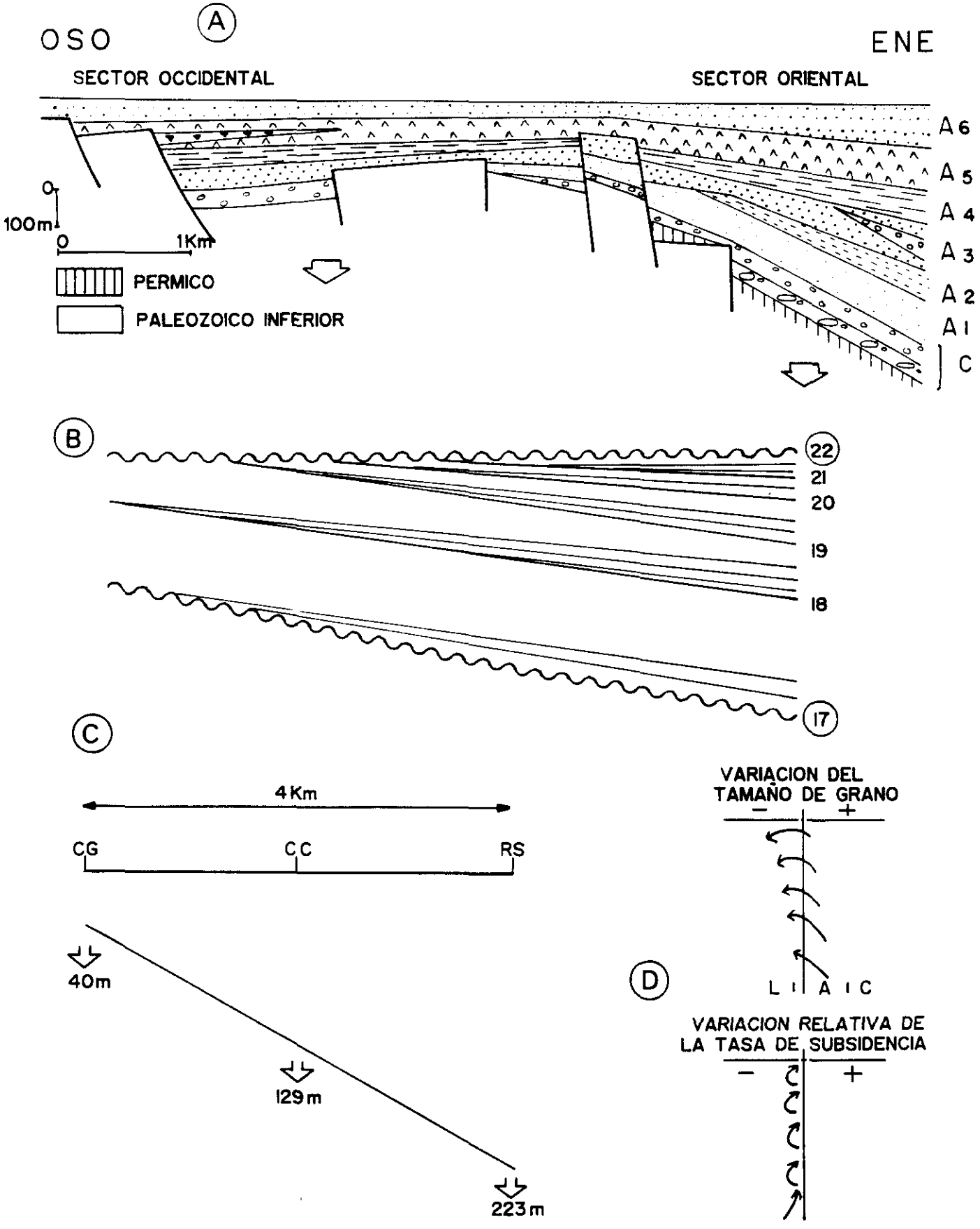


Fig. 80: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A6 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A6 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A6. CG= Cabeza gorda; CC= Corrales las Canteras; RS= Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A6.

en ocasiones erosionados por esta.

Si bien la primera de las cuñas observadas (fig. 80) presenta una disposición interna de las capas en "onlap" como respuesta a una baja tasa de subsidencia, el resto de las cuñas se disponen de una forma más complicada.

Como se ha señalado, se observan una serie de cuñas (al menos cuatro) dispuestas en "offlap". Esta geometría es en principio respuesta a un incremento progresivo en la tasa de subsidencia, y aparece internamente compuesta por capas en "onlap". Habría pues una aparente contradicción entre las geometrías y las tasas de subsidencia.

La existencia de niveles edáficos bien desarrollados presenta de alguna forma, una contradicción, con el hecho de que exista una elevada tasa de subsidencia. Según KRAUS & MIDDLETON (1987), si bien durante los períodos con alta tasa de subsidencia pueden generase horizontes edáficos, el grado de desarrollo de los mismos, es mayor durante los períodos de lenta subsidencia de la cuenca (y lenta acumulación de sedimentos). De todos los horizontes atribuidos a procesos edáficos existentes en las facies Buntsandstein del área de estudio, son los de esta unidad los que muestran un mayor y mejor desarrollo, aunque es posible encontrar también algunos menos desarrollados.

La disposición geométrica observada y la relación de las capas respecto a las superficies mayores, inclina a pensar que la variación en la tasa de subsidencia, positiva en su conjunto, no se produjo según una variación homogénea. Podemos suponer que esta variación se produjo mediante pequeños incrementos rápidos (semejantes a "saltos") en la tasa de subsidencia, generándose en estos momentos la disposición en "offlap". Una vez que se ha producido el "salto" la subsidencia se reanuda de nuevo lentamente generado así la geometría interna de las capas en "onlap".

Otra posible explicación es suponer que la geometría en "offlap" es generada por la creación de nuevo espacio mediante subsidencia tectónica, y modificada por otro tipo de factores.

Como se ha mencionado con anterioridad, la creación de nuevo espacio se encuentra controlada por los procesos tectónicos y/o las variaciones relativas del nivel del mar.

La tectónica, a través de la subsidencia, explicaría sólo parte de la geometría observada, siendo pues razonable pensar que las variaciones relativas del nivel del mar contribuyeron de alguna forma, difícil de explicar con los datos disponibles, a la geometría final de la unidad.

Aunque los controles cronoestratigráficos en nuestro área de estudio son prácticamente inexistentes, por correlación litoestratigráfica con otras áreas donde existen datos paleontológicos y magnetoestratigráficos (SANCHEZ-MOYA et al., 1991), se puede decir que la unidad que nos ocupa está

posiblemente influida por la primera de las transgresiones triásicas del Tethys.

Como hipótesis de trabajo a comprobar posteriormente, la geometría observada en nuestra unidad, podría ser función de una combinación de procesos tectónicos y variación relativa del nivel del mar. La subsidencia seria dominante generando la disposición en "offlap" de las cuñas, mientras que la tasa de cambio hacia tierra de la línea de costa sería moderada. Se generaría así una disposición en "onlap" rellenando la geometría mayor.

El introducir la posible existencia de procesos debidos a las variaciones relativas del nivel del mar, permitiría explicar además, el buen desarrollo de alguno de los horizontes edáficos de la unidad. Tales niveles, que podrían iniciarse en etapas de alta tasa de subsidencia, alcanzarían su máximo desarrollo en las etapas donde existiría una compensación entre la tasa de subsidencia y la variación relativa del nivel del mar, originando períodos de estabilidad en la cuenca.

- Unidad A7 (fig. 81)

En esta unidad A7, de morfología más tabular que las anteriores, se observa tan solo la disposición de las capas en "offlap", en la parte superior de la unidad (fig. 81). Esta geometría indicaría en principio, que la tasa de subsidencia sigue siendo más elevada que la tasa de sedimentación.

Por otra parte la unidad, cuya discordancia inferior está constituida por un nivel de conglomerados y/o areniscas con muchos cantos, presenta una tendencia granodecreciente, lo que indicaría así mismo una tendencia de variación positiva de la subsidencia.

Dado que en la geometría de la unidad infrayacente A6, no puede descartarse una cierta influencia de la variación relativa del nivel del mar, y localizándose además esta unidad inmediatamente debajo de los carbonatos litorales de las facies Muschelkalk, es razonable suponer también una cierta influencia eustática en esta unidad difícil de analizar con los datos disponibles.

5.5. ANALISIS DE LOS SISTEMAS DE DRENAJE EN FUNCION DE LOS FACTORES ALOCICLICOS Y AUTOCICLICOS

La arquitectura fluvial es en último término resultado de la interacción de los factores alocíclicos y autocíclicos que controlan la sedimentación en la cuenca.

Los controles autocíclicos son aquellos inherentes al funcionamiento del drenaje, entre los que se incluyen: variaciones en la dirección del flujo, variaciones en su competencia, la migración de los canales, asi como los procesos de avulsión.

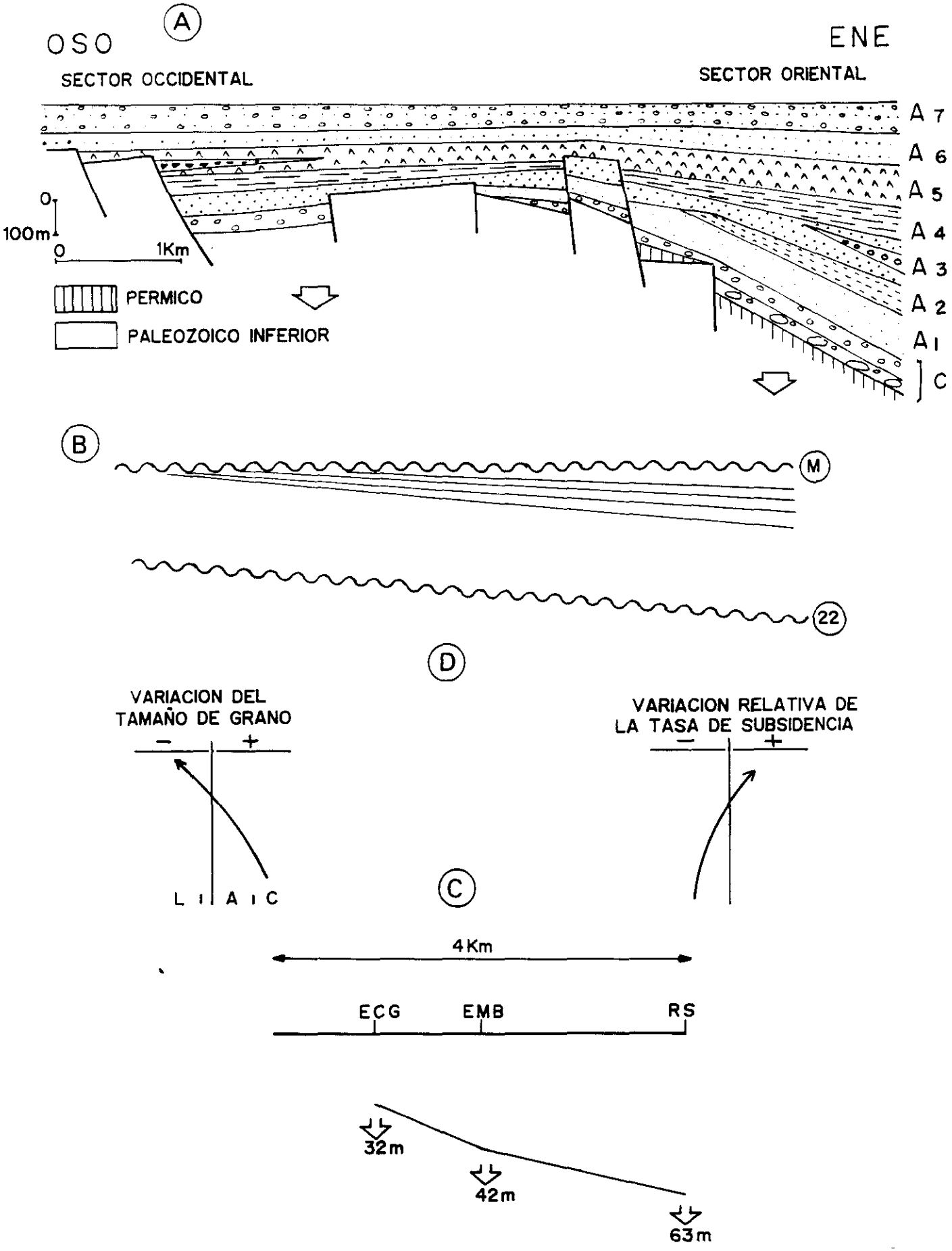


Fig. 81: A: Esquema de distribución de los sedimentos de la unidad A7 en relación con el movimiento de bloques y fracturas contemporáneas con la sedimentación. B: Esquema representativo de la geometría interna de la unidad A7 en relación con las discontinuidades que la limitan. C: Variación del espesor de sedimentos de la unidad A7. ECG = Este de Cabeza gorda; EMB = Este de Majada Blanca; RS = Riba de Santiuste (ver situación de columnas en el apéndice II). D: Secuencia de variación del tamaño de grano y variación relativa de la tasa de subsidencia para la unidad A7.

Los controles alocíclicos incluyen los cambios mayores en el nivel de base, cambios en el gradiente topográfico, la descarga y el tipo y cantidad de sedimentos. Todos ellos están directamente relacionados con factores externos como el clima, los ajustes tectónicos en la cuenca y/o área madre, la litología de esta última o las variaciones relativas del nivel del mar.

Al interpretar la arquitectura fluvial deben considerarse ambos tipos de controles, ya que sólo su integración puede explicar de modo satisfactorio la geometría (tanto a macro como meso o micro escala) y el grado de interconexión de los cuerpos.

La subsidencia es, en nuestro caso, el factor alocíclico que parece haber ejercido una mayor influencia. Sin embargo, como veremos posteriormente, en determinados momentos, tanto el clima como la posible variación relativa del nivel del mar, pueden haber ejercido una influencia que marcará de manera característica los sedimentos depositados en esos momentos.

Como ya se ha señalado en otros apartados, la subsidencia desempeña un importante papel en el control del detalle topográfico de la llanura aluvial, afectando de manera decisiva a la localización del cinturón de canales.

De modo general puede decirse que la subsidencia produce los siguientes efectos sobre el drenaje:

- Cambio en la distribución del flujo. Tras producirse el basculamiento tectónico, la dirección del flujo y por tanto las direcciones de corriente, tienden a disponerse hacia la zona deprimida. En un sistema de drenaje longitudinal, tras producirse un basculamiento transversal al drenaje, se observaría una variación en las direcciones de corriente, que rotarían en dirección y sentido hacia la zona deprimida que se ha generado. Con la progresiva colmatación de esta zona se obtendría una variación, probablemente más lenta, hasta que se obtuviera de nuevo un drenaje longitudinal. En esta línea de trabajo, ALEXANDER y LEEDER (1987) estudian la relación entre la distribución de las líneas de gradiente, y por tanto de los patrones de flujo, y el emplazamiento de las áreas de erosión y sedimentación, así como la localización del curso del río antes y después del basculamiento.

- Porcentaje de la fracción de grano grueso. (PAOLA, 1988, 1990 a y b).

- Grado de interconexión de los canales. Una alta tasa de interconexión de los canales indica, en general, una disminución en la tasa de subsidencia, mientras que los cuerpos canalizados con escasa o nula interconexión indicarían un rápida subsidencia.
(ALLEN, 1978, 1979; BRIDGE y LEEDER, 1979)

- Morfología del canal. Control de la profundidad y grado de sinuosidad de los canales (OUCHI, 1985; WATSON et al. 1983).

- Estabilidad del canal. Control de la avulsión y migración progresiva del canal. La migración y/o la avulsión de los canales, se encuentra controlada por el efecto del basculamiento en la topografía de la llanura. La avulsión no se produce al azar, sino que se encuentra controlada por la pendiente originada por basculamiento. Sólo una vez que la llanura aluvial se encuentre compensada topográficamente, la avulsión puede producirse de una forma libre. Como señalan ALEXANDER y LEEDER (1987) existen al menos tres estilos de migración lateral controlados por la subsidencia. La avulsión puede ser: - instantánea y localizada basculamiento abajo - avulsión generada por basculamiento tectónico regional - migración lenta del cinturón de canales según una dirección preferente.

La subsidencia puede ejercer también influencia en la incisión de los canales, asi como en la localización preferente de las áreas de inundación y en el desarrollo de niveles pedogéneticos.

De modo general, podemos decir que cuando la tasa de subsidencia excede la tasa de sedimentación, el sistema de drenaje aparece en mayor medida controlado por la subsidencia que por el conjunto de factores autocíclicos, enmascarando estos últimos. Cuando ambas tasas presenten valores similares, el resultado reflejará ambos tipos de factores, mientras que con una tasa de sedimentación mayor que la tasa de subsidencia, cabe pensar que los procesos autocíclicos posean mayor influencia en el resultado sedimentario final.

Una vez examinadas en el apartado anterior las relaciones geométricas de las distintas superficies mayores con respecto a las variaciones de la tasa de subsidencia (y/o tamaño de grano) y habiendose determinado e interpretado los diferentes sistemas de drenaje, así como sus variaciones laterales y verticales, a continuación examinaremos la interrelación entre dichos sistemas y la geometría observada en cada unidad. El objetivo es determinar los factores autocíclicos o alocíclicos que ejercieron una mayor influencia, en función del análisis de las características del drenaje (interconexión de los cuerpos, proporción de llanura de inundación, pendiente, cambios en la dirección del drenaje, localización del cinturón activo de canales, avulsión, encajamiento, etc.) y su disposición y geometría respecto a las superficies mayores.

La primera de las unidades diferenciadas, unidad C, se identifica en su totalidad con el sistema de drenaje denominado "braided" de gravas.

Los distintos episodios sedimentarios aparecen muy amalgamados, existiendo una alta interconexión entre los cuerpos. Se observan dos secuencias mayores (de aproximadamente 20-30 m la inferior y 30-50 m la superior) ligeramente granodecrecientes (fig. 82). El tamaño de estas secuencias induce a pensar que son factores alocíclicos y no autocíclicos lo que controla el desarrollo de estas secuencias. Hay que señalar que los distintos episodios presentan un alto grado de interconexión y amalgamamiento, lo que impide en la mayor parte de los casos individualizarlos. La preservación de depósitos de llanura de inundación es prácticamente nula.

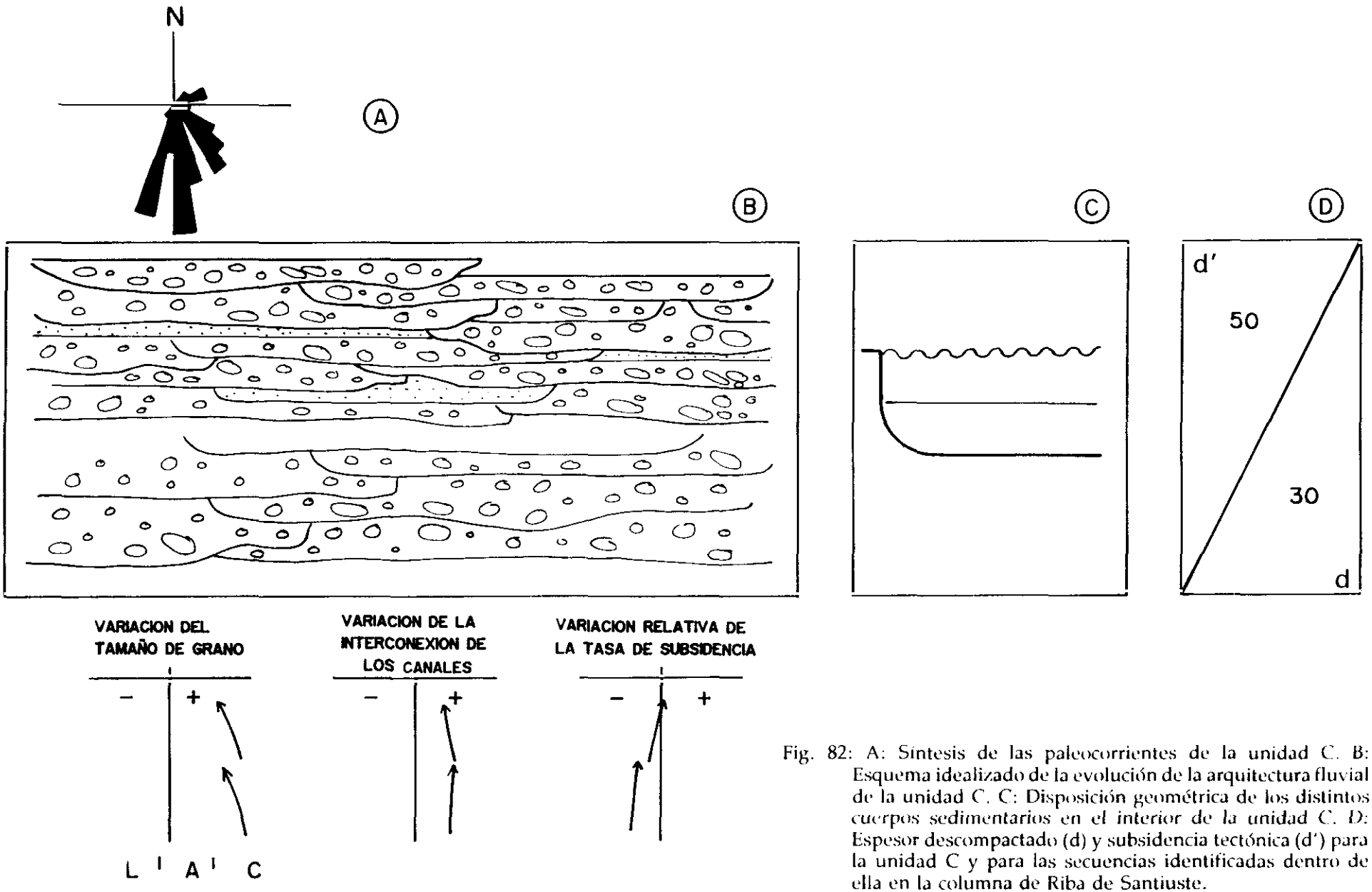


Fig. 82: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad C. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad C. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad C. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad C y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

Las paleocorrientes medidas en este sistema (fig. 82) presentan un rango de variación entre 120º/196º, obteniéndose una dirección de paleodrenaje fundamentalmente hacia el sur. Puede observarse una ligera variación areal. En el norte del área estudiada la dirección de paleodrenaje presenta una tendencia SE (120-150º), lo que indica que en este área la influencia del umbral Paleozoico condiciona el paleodrenaje, causando una desviación en la dirección principal del drenaje.

Tradicionalmente, los cinturones de terrígenos gruesos han sido interpretados como depósitos asociados al basculamiento tectónico, desplazándose el límite gravas-arenas en estos momentos hacia zonas más distales de la cuenca. En los últimos años PAOLA (1988, 1990 a y b) propone una nueva interpretación, donde la fracción gruesa ya no es considerada sintectónica. Cuando se produce un incremento en la tasa de subsidencia, se genera en la zona próxima al borde de la cuenca un mayor espacio para la sedimentación en donde la fracción gruesa es "atrapada". Según esto es en las etapas de menor subsidencia tectónica cuando el cinturón de terrígenos se desplaza hacia el centro de la cuenca. Como ya se ha indicado, este modelo propuesto para un sistema de drenaje transversal podría ser aplicable al caso de drenaje longitudinal como el que nos ocupa.

Todas las características observadas indican un fuerte control de la subsidencia. Se confirma pues la idea del apartado anterior de dos ciclos, que registran en sus características sedimentológicas una variación negativa en la tasa de subsidencia en el área fuente, pero que no tiene porque corresponder con una variación negativa de la tasa de subsidencia en el área de Riba de Santiuste.

La distribución de la unidad indica la existencia dentro del área de estudio de una cierta subsidencia. Esta subsidencia se registraría no sólo en el área oriental, donde previamente a esta unidad y sobre el Paleozoico inferior ya se depositaron sedimentos del Pérmico, sino también en otros puntos donde el inicio de la subsidencia es más o menos contemporáneo con esta unidad.

La unidad A1 está localizada inmediatamente por encima de C y presenta dos estilos de drenaje diferenciados y que se suceden en la vertical.

Tras una superficie de discontinuidad se localiza el sistema de drenaje "braided" de arenas I.

El sistema "braided" de arenas I se caracteriza en esta primera etapa, por un índice "braiding" moderado o bajo, con canales interconectados y escasa preservación de depósitos de llanura de inundación (fig. 83). El drenaje se localiza en principio en un área restringida siendo progresivamente más extensivos los sucesivos episodios. Esta extensión lateral que origina la geometría en "onlap", va acompañada de una menor interconexión de los canales, una disminución en el tamaño de los mismos, y un aumento progresivo de los depósitos de llanura de inundación.

En este sistema de drenaje las paleocorrientes indican una dirección variable entre 85º-135º,

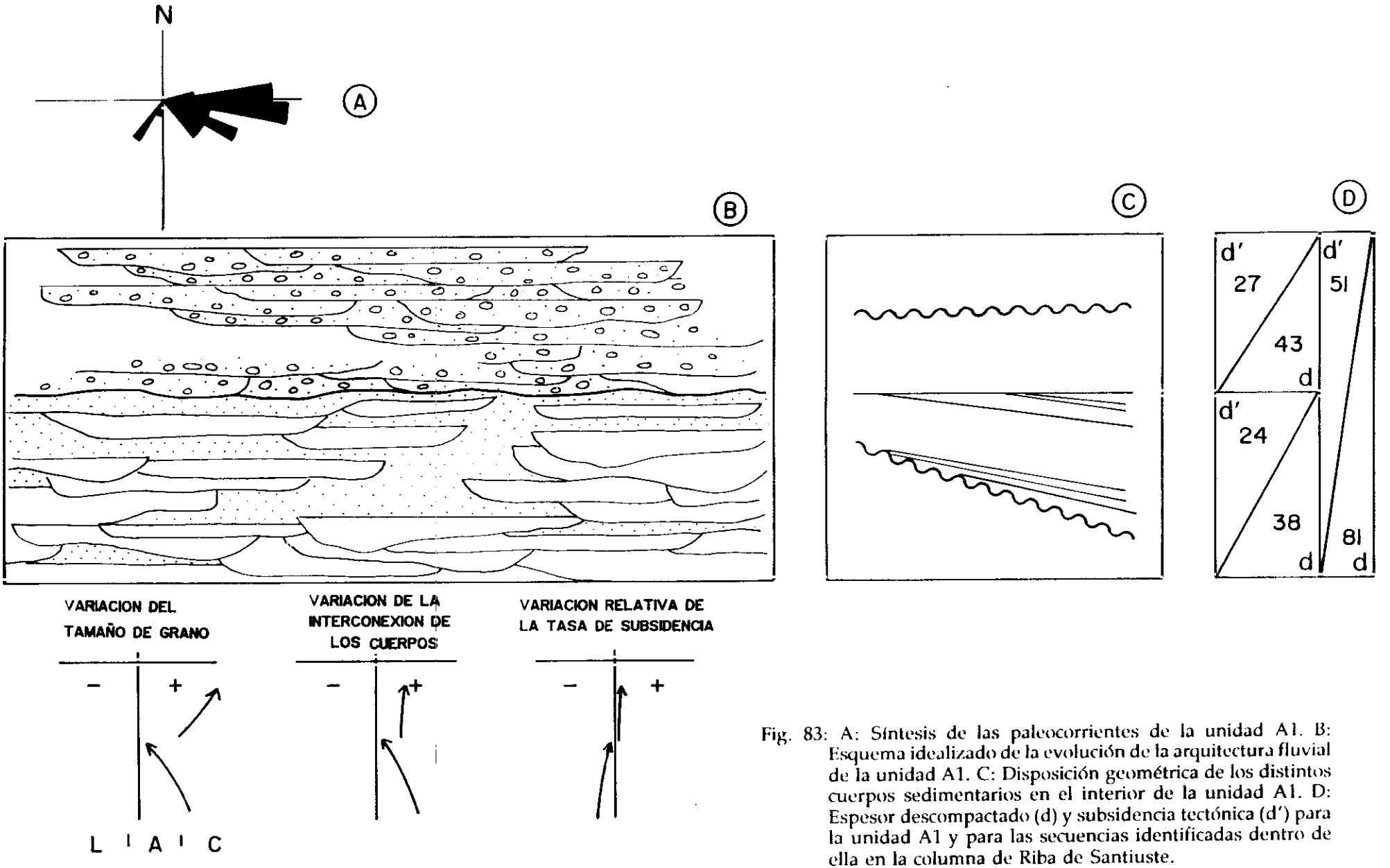


Fig. 83: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A1. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A1. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A1. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A1 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

marcando por tanto una tendencia E-SE (fig. 83). En relación con la unidad anterior, supone un cambio relativo en la dirección del paleodrenaje. El flujo tiende a ocupar la zona deprimida generada por el basculamiento. Con el relleno progresivo, el flujo tiende a ocupar nuevamente una dirección longitudinal con sentido más hacia el sur. La evolución vertical de las paleocorrientes puede observarse en la columna de Riba de Santiuste (apéndice II). Según las áreas, el registro de la unidad corresponderá a la parte inferior, superior o bien a ambas y por tanto las paleocorrientes mostraran así mismo diferencias en el drenaje. Por ejemplo, en la columna de Cabeza Gorda (apéndice II), donde solo se registra la parte superior de la unidad, las paleocorrientes presentan una tendencia más hacia el sur que en Riba de San tiuste donde se sedimentaron tanto la parte inferior como superior de la unidad.

La superficie de discordancia sobre la que se dispone el sistema de drenaje debe representar el final de un pulso tectónico que generaría una zona diferencialmente deprimida. La sedimentación se reanuda con un sistema "braided" de arenas l, que presenta una alta tasa de sedimentación en relación con la tasa de subsidencia. Esta reanudación tras el pulso tectónico, se produce inicialmente muy lentamente. Durante los primeros estadios de funcionamiento del sistema de drenaje, las corrientes tenderían a localizarse en la zona más deprimida, obteniéndose una alta interconexión de los cuerpos sedimentarios, una baja preservación de la llanura de inundación y un mayor tamaño de grano. Durante este tiempo la tasa de sedimentación superaría la tasa de subsidencia, por lo que los episodios sedimentarios serían progresivamente más extensivos. Lateralmente, el gradiente topográfico seria menor y los controles autocíclicos del sistema determinarían una menor interconexión y tamaño de los canales (menor competencia del flujo). Progresivamente el drenaje tendería a restablecer el equilibrio topográfico.

La parte superior del sistema de drenaje "braided" de arenas l, presenta en cambio una disposición geométrica en "offlap", un incremento del porcentaje de los depósitos de llanura de inundación y un descenso apreciable en la interconexión de los canales (fig. 83). La geometría indica episodios cada vez menos extensivos por lo que podemos suponer que lateralmente se alcanza el equilibrio, tendiendo a localizarse la sedimentación en las áreas donde aun existe una cierta pendiente. La existencia de ese "equilibrio" en determinadas áreas, indicaría una reducción en la tasa de sedimentación, incrementándose la relación tasa de sedimentación / tasa de subsidencia. Esto reflejaría una variación positiva en la tasa de subsidencia. Esta aceleración estaría de acuerdo con la menor interconexión de los canales y el predominio de los depósitos de llanura de inundación, observados en estos niveles.

En el apartado anterior se analizó como la unidad A1 presentaba también un primer ciclo interpretado como una progresiva variación positiva de la tasa de subsidencia, desde los términos inferiores a los superiores. Este ciclo de variación coincidiría con el sistema de drenaje "braided" de arenas l de la mitad inferior de la unidad A1 (fig. 83).

Tras una superficie erosiva localizada inmediatamente encima del "braided" de arenas I se disponen los depósitos de un sistema de drenaje "braided" de carga mixta que evoluciona en la vertical

a un sistema "braided" de gravas. Ambos sistemas constituyen la parte superior de la unidad A1. La superficie erosiva existente entre ambos tipos de drenaje representa una interrupción de la tendencia evolutiva, que puede significar el final del episodio de variación de la subsidencia observado en el sistema de drenaje inferior.

Al reiniciarse la sedimentación, se produce un importante aporte de sedimentos, produciendo una alta interconexión de los cuerpos, con canales en principio relativamente confinados y profundos. Todo ello indica una tasa de sedimentación mayor que la tasa de subsidencia.

La evolución del drenaje hacia un incremento en la fracción gruesa y canales más someros, refleja un incremento en el aporte y por tanto en la tasa de sedimentación del sistema. Se produce así una disminución aun más acusada de la relación tasa de subsidencia - tasa de sedimentación.

El incremento en la tasa de sedimentación puede deberse a un incremento de la pendiente y un aumento de la competencia del flujo junto con un desplazamiento hacia zonas distales del cinturón de terrígenos grueso, motivados por la elevación del área madre o bien por el hundimiento diferencial del área de estudio. Otra posibilidad es la apuntada por PAOLA (1988, 1990 a y b) quien como ya se señalo, propone una disminución en la tasa de subsidencia del área madre (interpretación no sintectónica), mientras que para nuestro área la tasa de subsidencia no tendría porque experimentar variación en su tendencia.

En cualquier caso, se registra en este sistema de drenaje un incremento en la tasa de sedimentos aportados al sistema, lo que origina una disminución relativa de la tasa de subsidencia ya que aunque la magnitud de esta se mantenga, el volumen de sedimentos a acomodar es mayor.

En el apartado anterior se analizaron la disposición geométrica de las superficies mayores y las capas en su interior, obteniendose para la unidad A1, dos ciclos de variación de la subsidencia que se corresponden con los dos sistemas de drenaje de la unidad. El "braided" de arenas I, representa una variación progresiva y positiva de la subsidencia, mientras que el "braided" mixto y su evolución a "braided" de gravas implicaría una disminución relativa de la subsidencia.

Dentro de un contexto tectónico como el que estamos examinando la superficie erosiva que separa ambos sistemas de drenaje ("braided" de arenas I y "braided" mixto) podría significar siguiendo a ALEXANDER y LEEDER (1987) y a JACKSON y McKENZIE (1983), un cambio en el funcionamiento de las fallas, con el abandono de las que eran activas hasta este momento y el desarrollo de nuevas. Se produciría entonces, una alternancia de períodos de rápida incisión y sedimentación y otros en los que existiría un porcentaje de sedimentos de granulometría gruesa mayor que el predecible según la evolución lógica de la sedimentación.

Sobre esta unidad A1, y tras una superficie de discontinuidad localmente erosiva, se sucede la unidad A2 integrada en su totalidad por sedimentos depositados por un sistema "braided" de arenas II, donde se han diferenciado dos episodios con características propias.

El episodio inferior, se caracteriza por un predominio claro de los depósitos de canal (fig. 84). Los cuerpos aparecen muy amalgamados y la preservación de los depósitos de llanura de inundación es escasa.

Las capas son sucesivamente más extensivas y al igual que en la unidad A1, se observa que lateralmente la interconexión de los canales y el tamaño de grano es menor. De todo ello, se deduce que la tasa de sedimentación seria mayor que la tasa de subsidencia. La superficie respecto a la cual, las capas se disponen en "onlap", representaría el pulso tectónico y los sedimentos del primer episodio del "braided" de arenas II, los estadios iniciales de la sedimentación, donde la subsidencia todavía no se ha reanudado, o bien es aun muy pequeña.

Por otra parte, en este primer episodio del "braided" de arenas II el clima parece haber ejercido parte del control sobre el drenaje, reconociéndose características sedimentarias atribuibles a variaciones estacionales en la descarga.

El segundo de los episodios, separado del anterior por una superficie de discontinuidad, constituye la parte superior de la unidad A2. Igual que en el episodio inferior, se observa una alta interconexión de los canales junto con una escasa preservación de los depósitos de llanura de inundación (fig. 84). Como características propias de este episodio, se observa una disminución en la profundidad de los canales y un mayor índice "braiding". Los distintos episodios sedimentarios son progresivamente menos extensivos y la estacionalidad en la descarga aparece menos marcada. Destaca sin embargo, la abundancia de intraclastos como depósitos de "lag" en las superficies entre los cuerpos.

Las paleocorrientes (fig. 84) para la unidad en su conjunto presenta un rango de variación entre 30º y 180º, lo que en principio, es un rango de dispersión amplio para tratarse de un sistema "braided". Al analizar en detalle la distribución de paleocorrientes en cada columna (ver apéndice II) se observa en todas ellas la existencia de dos secuencias de variación que comenzando con un sentido hacia el este, pasan progresivamente a hacia el sur-sureste.

Cada ciclo de variación representaría el relleno de la zona deprimida generada por la subsidencia y una vez colmatada esta zona, el cambio hacia un drenaje más longitudinal, sin que existieran diferencias topográficas apreciables en la llanura aluvial que desviasen de modo preferente las paleocorrientes.

Podría parecer que existe una cierta contradicción entre las características sedimentarias que indicarían una baja tasa de subsidencia como son, por un lado, la alta interconexión del cinturón de canales, un índice "braiding" elevado y una escasa preservación de la llanura y por otro lado, la disposición

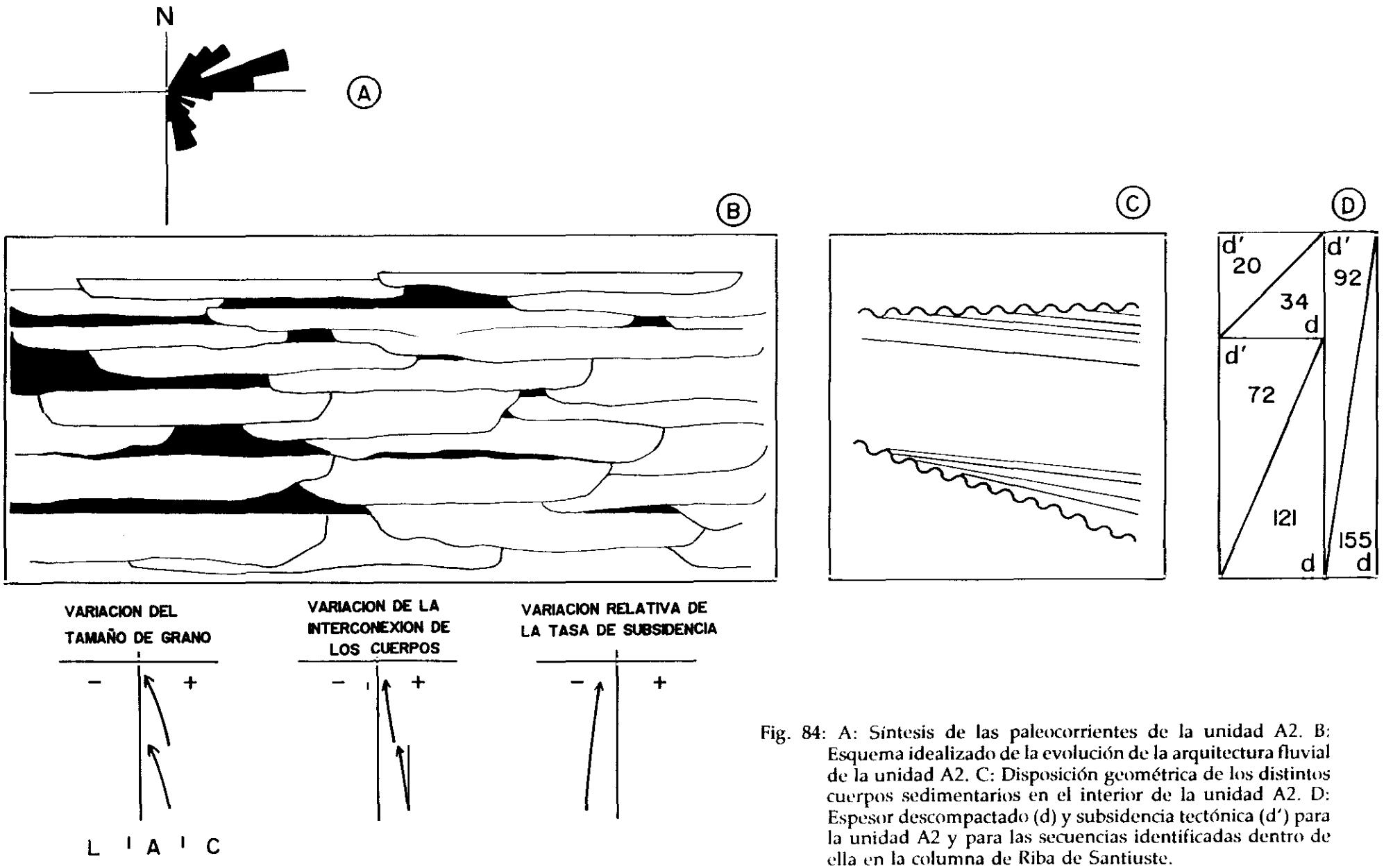


Fig. 84: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A2. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A2. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A2. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A2 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

de las capas en "offlap", con respecto a la superficie límite superior de la unidad. Esta geometría en "offlap", indicaría que la tasa de subsidencia excede la tasa de sedimentación, entrado en contradicción con lo anterior. El análisis minucioso de la cartografía (ver apéndice I y fig. 17) y la correlación detallada de las capas, ha permitido comprobar que esta disposición en "offlap" no es deposicional. La geometría se genera por erosión de niveles tabulares, y no en cuña que si serían típicos de un verdadero "offlap".

En conjunto, los dos episodios que constituyen el sistema de drenaje braided de arenas II de la unidad A2, representa la evolución de un sistema de drenaje en función, tanto del factor climático (que controla de forma importante el primer episodio mientras que en el segundo su importancia es menor), como de la variación relativa de la subsidencia, si bien la tasa de esta se mantuvo siempre por debajo de la tasa de sedimentación. Las características arquitectónicas del episodio inferior parecen indicar que durante este, la tasa de subsidencia fue ligeramente mayor que para el episodio superior (fig. 84).

La siguiente unidad, A3, se dispone tanto sobre A2 como sobre C o directamente encima del Paleozoico inferior.

Tras una superficie de discordancia marcadamente erosiva, se suceden los sedimentos generados por el sistema de drenaje que ha sido denominado "braided" de sinuosidad moderada. En la mayor parte del área de estudio la unidad A3 esta constituida por depósitos de este sistema de drenaje (fig. 85). Sin embargo, en el sector oriental, en la parte media de la unidad, se intercalan un conjunto de sedimentos cuyas características corresponden a un sistema de drenaje "braided" de gravas.

EL sistema "braided" de sinuosidad moderada se caracteriza por la presencia de canales profundos con un bajo índice "braiding" . La interconexión de los canales es así mismo baja, disminuyendo en la vertical, al igual que su tamaño (fig. 85). La llanura de inundación representa un volumen importante de sedimentos, aunque no llega a ser dominante sobre los depósitos de canal.

La disposición de las capas al inicio de la unidad presenta una geometría en "onlap" sobre la discordancia límite inferior, es decir los niveles de la unidad son cada vez más extensivos. Sin embargo, las capas superiores se disponen en "offlap" respecto a la superficie límite superior. Hay que señalar, que aunque esta superficie límite es muy erosiva, las capas de la unidad A3, a diferencia de las de la unidad A2, se disponen en un "offlap deposicional". Es decir, cada una de ellas posee en si misma geometría de cuña.

Las paleocorrientes en esta unidad presentan una variación entre 30º y 180º (fig. 85). Analizando la evolución vertical de las paleocorrientes en cada columna (apéndice II), se observa una variación desde paleocorrientes con un sentido hacia el este, que rellenarían la zona más deprimida, hasta un drenaje más longitudinal, con sentido S y SE, en la parte más superior.

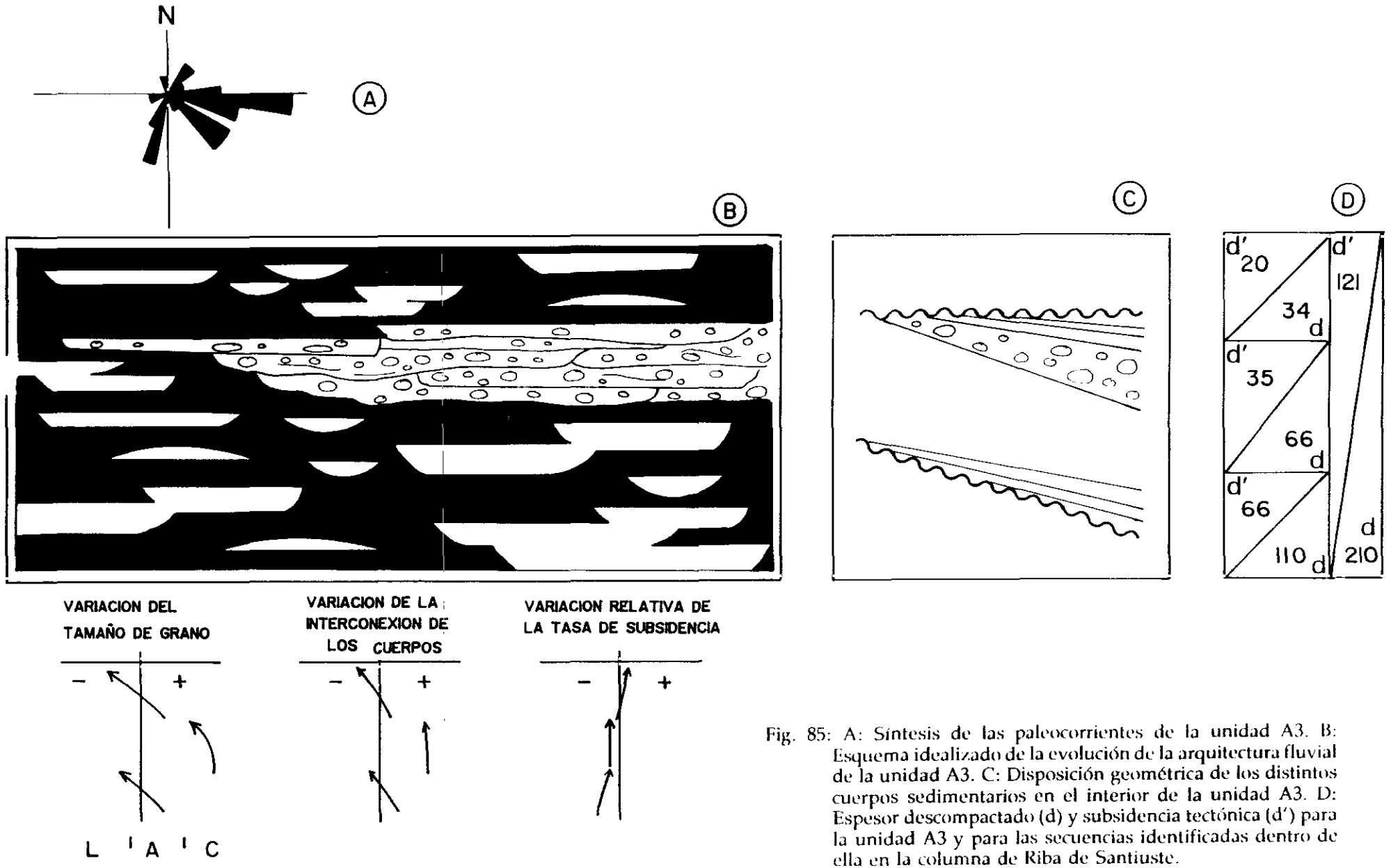


Fig. 85: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A3. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A3. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A3. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A3 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

Tanto las características del drenaje como la geometría, reflejan una variación progresiva y positiva de la tasa de subsidencia. Tras la superficie de discontinuidad límite de la unidad, que representaría el termino del episodio tectónico anterior, los sedimentos de A3 suponen el inicio de un nuevo episodio. En principio, la tasa de sedimentación supera la tasa de subsidencia pero la diferencia entre ambas no debe ser muy acusada ya que todas las características sedimentólogicas indican una tasa de subsidencia moderada-alta. Progresivamente se produce un incremento de la tasa de subsidencia (o un descenso de la tasa de sedimentación), como queda reflejado en las características del drenaje en los niveles superiores y en la geometría en "offlap" con la que se disponen.

En el sector oriental en la mitad superior de la unidad se localiza una superficie interna de discontinuidad, a partir de la cual aparecen sedimentos generados por un sistema "braided" de gravas. Este sistema se caracteriza por la presencia de cuerpos muy amalgamados y la casi nula preservación de depósitos de llanura de inundación (fig. 85).

Como se ha señalado, el paso entre ambos sistema se produce de forma brusca, no representando en cualquier caso una variación en los controles autocíclicos del drenaje.

Al igual que en otras unidades (C y A1), el sistema braided de gravas presenta un fuerte control tectónico, existiendo varias posibilidades. La primera de ellas sería considerar un incremento en la tasa de sedimentación de la fracción gruesa, relacionada con una elevación tectónica del área fuente o por un hundimiento diferencial de nuestro área de estudio, que originaria también una elevación relativa del área fuente. Otra posibilidad es, siguiendo a PAOLA (1988, 1990a y b), que se produjera un descenso de la tasa de subsidencia en el área fuente, desplazándose el cinturón de terrígenos gruesos hacia el interior de la cuenca. Esta variación negativa de la tasa de subsidencia en el área fuente no tiene porque coincidir necesariamente con una variación en el mismo sentido en nuestro área.

La unidad A4 se identifica en su totalidad con un sistema "braided" de sinuosidad moderada. Este sistema se dispone sobre la superficie de discordancia erosiva que constituye el límite inferior de la unidad A4 (fig. 86).

Las características del drenaje son muy semejantes a las observadas en la parte superior de la unidad A3 (fig. 85), sin embargo en este caso existe un predominio mayor de los depósitos de llanura de inundación sobre los de canal. Estos presentan por tanto, una escasa interconexión (fig. 86).

Dentro del sistema "braided" de sinuosidad moderada es posible no obstante distinguir dos episodios mayores (fig. 86). Ambos constituyen dos secuencias granodecrecientes y la superior es de tamaño de grano mayor que la inferior. En ambas se observa una disminución de los cuerpos canalizados en la vertical.

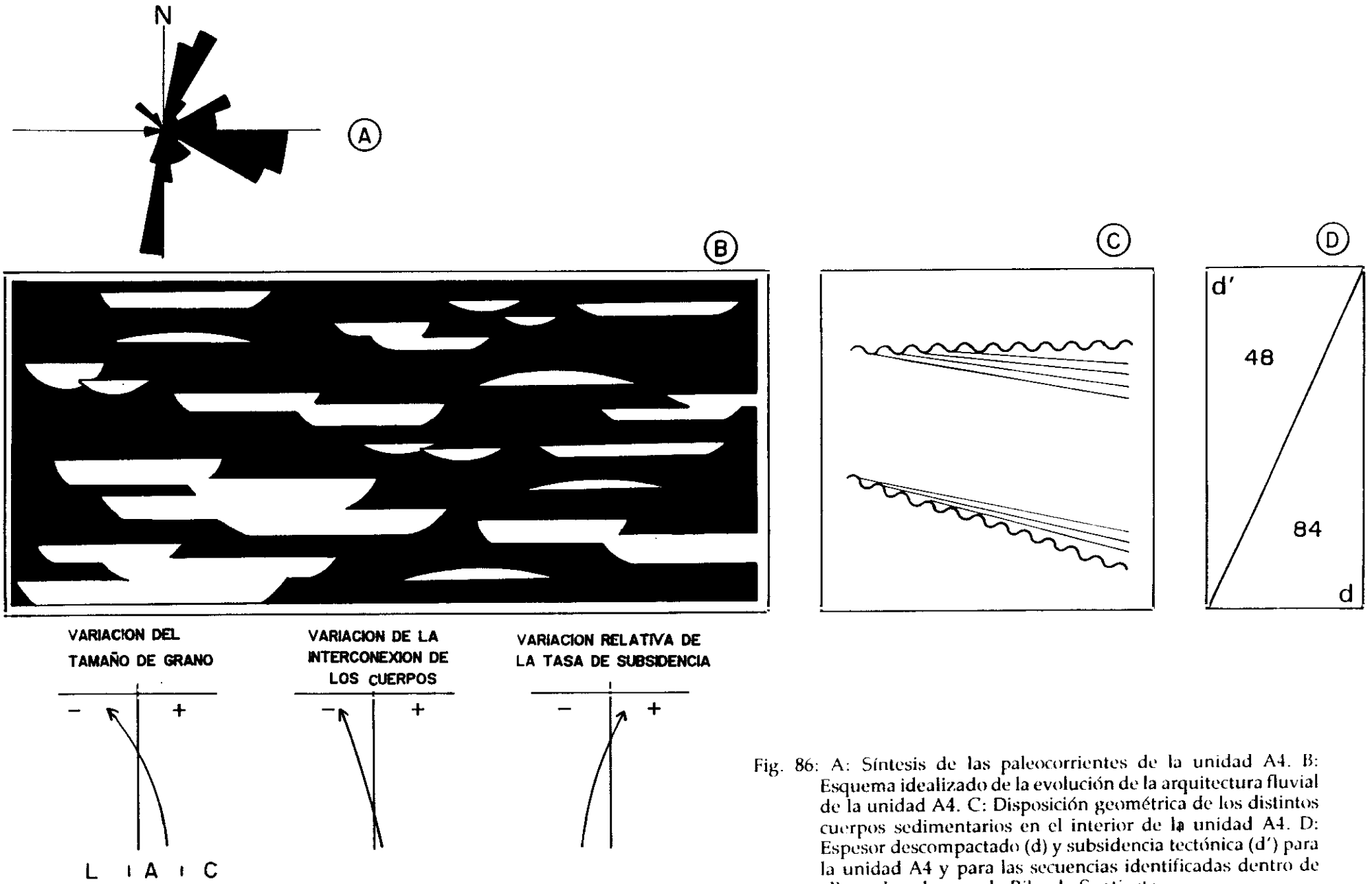


Fig. 86: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A4. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A4. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A4. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A4 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

El sistema de drenaje de la unidad A4, parece presentar la misma evolución que el observado en la unidad A3, es decir el mismo sistema con pequeñas variaciones motivadas tanto por factores alocíclicos como autocíclicos.

En este sistema, el conjunto de paleocorrientes presenta un rango de variación entre 15º y 190º, lo que significa una dispersión mayor que en el sistema anterior (fig. 86). Este hecho corrobora la interpretación dada para este sistema, en la que se supone un aumento de la sinuosidad. Así mismo se observa una evolución vertical progresiva en las paleocorrientes desde sentido sur hasta el este.

Arealmente se aprecia una variación en el sentido del paleodrenaje (apéndice III). Las direcciones en el sector nororiental tienen, en general, una tendencia este más acusada que en el sector suroccidental, donde tienden hacia el sur. Esto puede ser explicado por el funcionamiento diferencial del umbral paleozoico que afecta fundamentalmente al sector noroccidental del área estudiada.

La superficie de discordancia erosiva que separa ambas unidades, A3 y A4, puede representar, tanto la culminación del episodio de variación positiva de la tasa de subsidencia como (siguiendo a

ALEXANDER y LEEDER, 1987 ; JACKSON y McKENZIE, 1983) posibles cambios en el funcionamiento de las fallas localizadas en el interior del área de estudio. Tras reiniciarse la sedimentación en A4 se produciría un rápido incremento de la tasa de subsidencia, reflejado en las características del drenaje, aunque sin exceder la tasa de sedimentación por lo que los niveles serían cada vez más extensivos. La tasa de subsidencia se incrementaría progresivamente y tras igualarse con la tasa de sedimentación, acabaría superándola. En este momento, los niveles tenderían a ser menos extensivos generando el "offlap". La existencia de los episodios mayores parece responder a factores autocíclicos del sistema.

El paso de la unidad A4 a la unidad A5 se realiza mediante una discordancia erosiva, sobre la que se depositan los sedimentos atribuidos a un sistema fluvial de alta sinuosidad. Este sistema constituye la parte inferior de la unidad A5 (fig. 87).

Los canales, son de pequeña profundidad y aparecen con un grado de interconexión moderado, siendo muy alto el porcentaje de sedimentos de llanura de inundación frente a los del cinturón activo de canales.

Tanto en la vertical como en la horizontal, se observan variaciones en el grado de interconexión de los cuerpos y en la proporción de los sedimentos de llanura de inundación. En la vertical se produce un incremento de estos depósitos de llanura de inundación, así como una disminución en la interconexión de los cuerpos (fig. 87). En la horizontal se registra, hacia el sector occidental del área de estudio, un incre

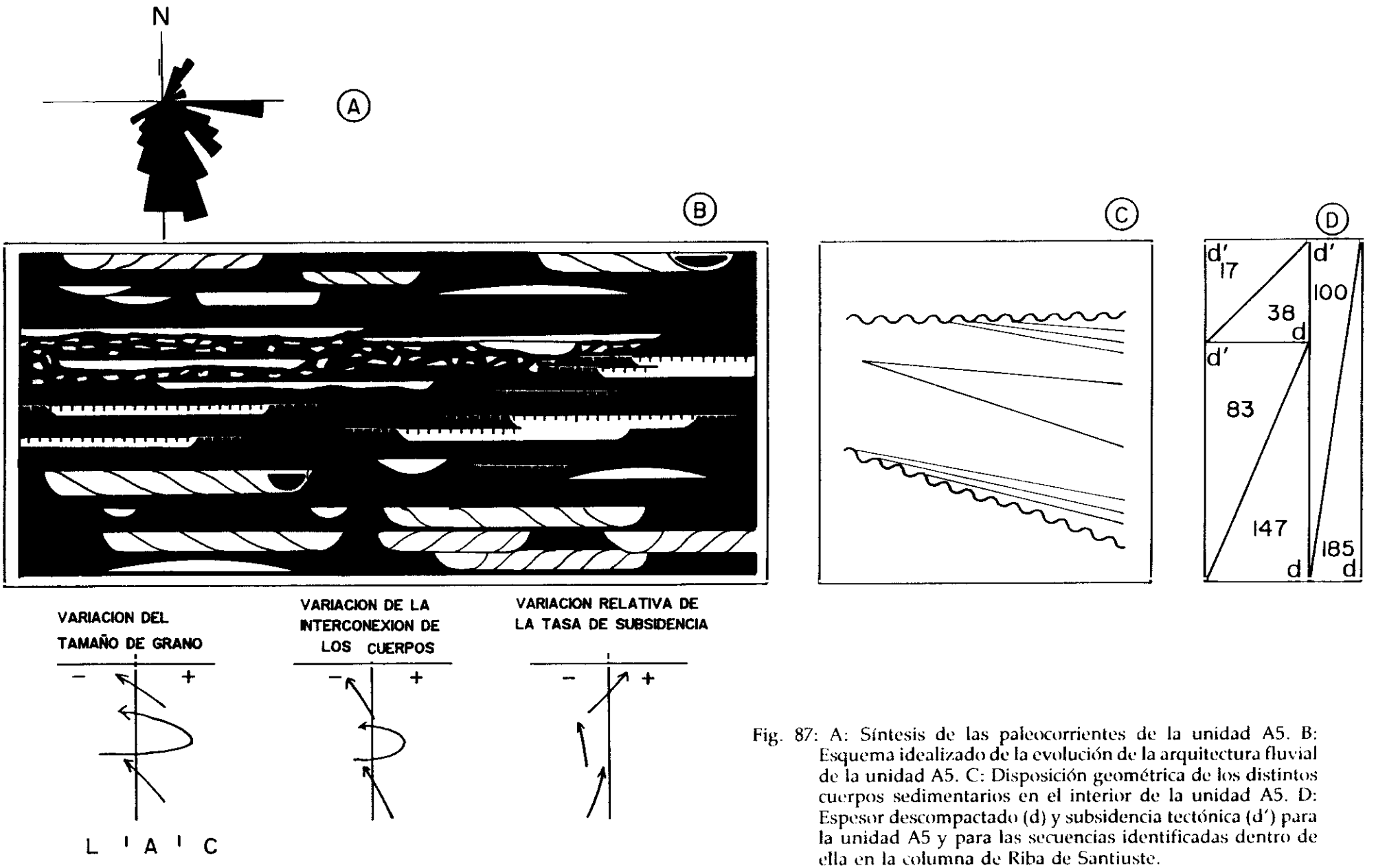


Fig. 87: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A5. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A5. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A5. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A5 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

mento en la proporción de sedimentos del cinturón activo de canales frente a los de llanura de inundación.

La superficie de discordancia, representaría, como en los casos anteriores, el final de la actividad tectónica que tuvo lugar durante la sedimentación de la unidad A4, pero a diferencia de las unidades anteriores, la subsidencia se reanuda muy rápidamente superando instantáneamente la tasa de sedimentación. Por ello, los depósitos en "onlap" son escasos o inexistentes en algunas áreas. La variación en la vertical del porcentaje de canales se relacionaría tanto con la variación positiva en la tasa de subsidencia, como con procesos autocíclicos del sistema. En cambio, la variación en la horizontal parece más condicionada por los factores alocíclicos. El incremento de la interconexión de los cuerpos, se relaciona con avulsiones preferentes del sistema de canales, controladas por el basculamiento debido a subsidencia.

La evolución vertical del sistema fluvial de alta sinuosidad de la parte inferior de la unidad A5, da lugar a un sistema de flujos efímeros. La variación en el drenaje puede estar controlada por un cambio climático (factor alocíclico). Las condiciones de aridez estacional determinan la existencia de descargas fuertes y discontinuas, con importantes pérdidas por evaporación e infiltración.

Así pues, el drenaje evoluciona en la vertical, desde un predominio de los flujos canalizados en los niveles inferiores, a flujos no canalizados en los niveles superiores. Esta evolución seria coincidente con la interpretación expuesta en el párrafo anterior, sobre un aumento de la aridez en las condiciones climáticas.

La disposición geométrica de estos sedimentos, indica que la tasa de subsidencia excedería la tasa de sedimentación, dado que los sucesivos niveles son progresivamente menos extensivos. La tendencia de variación positiva de la subsidencia observada para los depósitos del sistema de alta sinuosidad, se mantendría durante la sedimentación de estos materiales.

En esta unidad el conjunto de paleocorrientes presenta una alta dispersión con un rango de variación entre 15º y 225º (fig. 87). La variación areal observada (apéndice III), se refleja en una tendencia más marcada hacia el E en el sector nororiental. La alta dispersión en los valores de paleocorriente se corresponde con la sedimentación de parte de esta unidad en un sistema de alta sinuosidad, caracterizada por la dispersión de medidas.

En el sector occidental y erosionando los materiales de la parte inferior de la unidad A5 (y en ocasiones la parte superior de la A4), se localizan los materiales sedimentados por un abanico aluvial de pequeño tamaño y carácter local (fig. 87). En los niveles inferiores del abanico dominan los depósitos de orla distal, evolucionando el sistema a facies de orla media- proximal con predominio de facies canalizadas, concluyendo con una vuelta al predominio de las facies lutíticas. Existe pues una primera secuencia granocreciente seguida de una secuencia granodecreciente de menor tamaño.

La existencia y evolución de estos materiales está claramente controlada por factores alocíclicos. La tectónica activa según un sistema de fracturas situadas en el límite oeste del área de estudio (ver mapa apéndice I), generaría la progradación de un lóbulo de abanico. Este abanico aluvial, transversal al relieve de donde procede, responde a los distintos momentos de evolución tectónica. La secuencia granodecreciente de la parte inferior correspondería al incremento del relieve en el área madre, mientras que la secuencia granodecreciente reflejaría la paulatina degradación del relieve antes generado.

En este caso, la superficie erosiva que separa los sedimentos atribuibles a flujos efímeros y los depositados por el abanico aluvial se encuentra claramente relacionada con el cese del funcionamiento de fallas localizadas en el interior de este área y el desarrollo o funcionamiento de nuevas fallas (ALEXANDER y LEEDER, 1987; JACKSON y McKENZIE, 1983).

La parte superior de la unidad A5, está representada por los depósitos de un sistema fluvial de alta sinuosidad (fig. 87). En el sur del sector occidental, este sistema se localiza por encima de una discordancia erosiva existente sobre los depósitos del abanico aluvial. En el norte del área occidental, donde el abanico aparece interestratificado entre los sistemas de alta sinuosidad y efímeros, existen dos discordancias erosivas. La primera de ellas está situada en el techo de los depósitos de abanico, mientras que la segunda es extensiva al resto del área de estudio y limita los depósitos atribuibles a flujos efímeros de los sedimentos generados por el sistema de alta sinuosidad que constituye como ya se ha mencionado la parte superior de la unidad A5.

Este sistema de alta sinuosidad, presenta un predominio neto de los depósitos de llanura de inundación frente a los depósitos de cinturón activo de canales (fig.87). En la vertical, se aprecia una disminución tanto en el tamaño de los canales como en su interconexión.

El clima parece haber un papel importante determinando en gran parte el tipo de drenaje.

La disposición de las capas en "offlap" indica, como en los episodios sedimentarios anteriores, un predominio de la subsidencia sobre la sedimentación.

Por encima de la superficie de discontinuidad que limita las unidades A5 y A6 se localizan los sedimentos correspondientes a lo que hemos denominado sistema "braided" de arenas III (fig. 88).

Este sistema de drenaje que constituye toda la unidad A6, se caracteriza un predominio de los canales (más amplios y profundos que en las unidades anteriores) sobre los sedimentos de llanura de inundación. En la vertical (fig. 88) se observa una evolución del sistema con disminución del tamaño de los canales y aumento de los depósitos de llanura de inundación.

Esta evolución vertical no se produce de un modo continuo sino que se observan, al menos, cinco

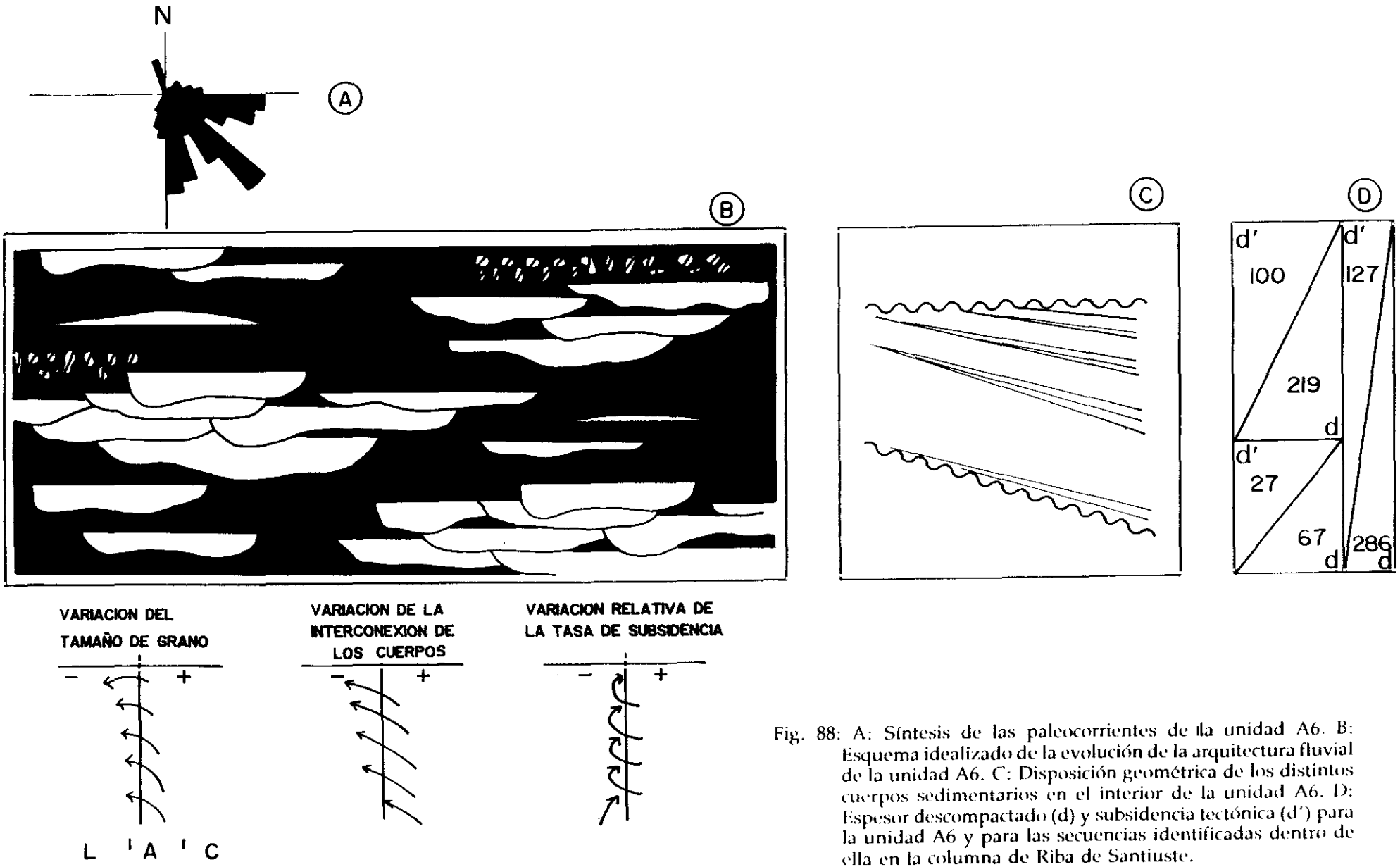


Fig. 88: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A6. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A6. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A6. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A6 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

secuencias (de 35 a 50 m de espesor) dentro de las cuales se registra esta variación. Estas secuencias aparecen separadas entre sí por superficies de discontinuidad, en ocasiones con desarrollo de niveles edáficos.

Lo mismo que para otras unidades, la superficie de discontinuidad sobre la que se sitúan los sedimentos, correspondería al final del ciclo de subsidencia anterior. Reiniciada la sedimentación, la subsidencia sería en principio baja o moderada, no excediendo la tasa de sedimentación. Las características sedimentológicas apoyan también esta interpretación. Durante este período los niveles son extensivos unos sobre otros.

En la parte media y superior de la unidad se observan, como ya se ha señalado, una serie de secuencias progresivamente menos extensivas. Dentro de cada secuencia se produce una evolución del sistema con incremento del porcentaje de lutitas y disminución de la conexión entre los canales. En ocasiones, se ha observado dentro de cada secuencia, una variación en la horizontal de la interconexión de los cuerpos del cinturón de canales. Hay que señalar además que cada episodio sedimentario dentro de la secuencia, parece ser más extensivo que el anterior.

Es difícil explicar satisfactoriamente el conjunto de características observadas dentro de cada una de las secuencias y explicar también la agrupación de las mismas.

Las paleocorrientes de esta unidad (fig. 88) presentan un rango de variación desde 80º a 190º. También parece existir una cierta variación cíclica desde direcciones más E a S, en una evolución vertical, aunque esta evolución sólo se observa en alguna columnas (apéndice II).

Los procesos autocíclicos explican, en parte, la evolución en ciclos de la unidad. Los sucesivos cambios de posición del cinturón activo de canales y por consiguiente de la llanura de inundación, explicarían por sí solos la existencia de diferentes episodios en la evolución. Sin embargo, los factores autocíclicos, difícilmente pueden explicar la disposición geométrica tanto de las superficies de discontinuidad en el interior de la unidad, como de las capas con respecto a estas.

La subsidencia, como principal factor alocíclico en el control del sistema de drenaje, explicaría parte de estas geometrías. Parece razonable considerar la existencia de ciclos a pequeña escala de variación de la tasa de subsidencia. Cada uno de estos "pequeños ciclos de variación" se iniciaría con una tasa de subsidencia baja-moderada (como se deduce de las características sedimentológicas) donde la tasa de subsidencia seria siempre menor que la tasa de sedimentación. De esta forma, se generaría las geometrías en "onlap" observadas en el interior de las secuencias. De manera brusca se produciría un salto en el valor de la tasa de subsidencia, registrándose un episodio de subsidencia instantánea a escala del área. Durante ese breve tiempo, se generarían las superficies de discontinuidad que limitan las secuencias. Una vez superado este "momento máximo de subsidencia" se inicia un nuevo "pequeño ciclo de variación".

La existencia de disposiciones preferentes del cinturón de canales, lleva a pensar en avulsiones controladas por la topografía de la llanura aluvial, a su vez controlada por las variaciones de la subsidencia (ALEXANDER y LEEDER, 1987).

No se puede descartar, sin embargo, la posible influencia de otro factor alocíclico en esta unidad: la posible variación relativa del nivel del mar durante el primer episodio transgresivo del Tethys. Por la posición del área en que se ha llevado a cabo este estuidio, con respecto a la línea de costa durante ese tiempo, el efecto debió ser poco importante, pero quizás parte de las características que se observan en la unidad, como son la aparente contradicción entre geometrías, abundancia de niveles edáficos, etc. pueden constituir el registro para el área de este acontecimiento.

Tras una nueva superficie de discordancia erosiva se localizan primeros sedimentos de la unidad A7 constituidos por los depósitos de un sistema "braided" de carga mixta (fig. 89).

Los canales, relativamente confinados y profundos, presentan un grado de interconexión moderado (fig. 89). En la vertical se registra una disminución de la fracción más gruesa hasta predominar netamente las arenas.

Por encima, se suceden depósitos atribuibles a un sistema efímero (fig. 89) constituyendo los niveles superiores de la unidad A7. Este sistema se caracteriza por un predominio claro de los sedimentos de llanura de inundación sobre los niveles de granulometría más gruesa. Estos niveles, de geometría tabular, representarían las "áreas de canal" dentro de un sistema, donde el flujo está poco o nada canalizado.

El sistema "braided" de carga mixta que constituye la parte inferior de la unidad representa respecto al sistema de drenaje infrayacente una reactivación del relieve del área fuente con un aumento de las pendientes y una mayor "proximalidad" relativa del drenaje. Una disminución en la tasa de subsidencia en el área fuente puede originar el mismo efecto.

El sistema efímero que genero los sedimentos superiores de la unidad, aparece en cambio fuertemente controlado por el clima. Condiciones de aridez o semiaridez como las ya registradas para otros momentos parecen ser el factor dominante.

De modo general puede decirse que en las seis primeras unidades (C, A1, A2, A3, A4, A5) el efecto de los factores alocíclicos es dominante sobre los factores autocíclicos de los sistemas de drenaje. De este control alocíclico, la subsidencia controla de modo claro las tres primeras unidades, mientras que en las restantes desempeña un papel muy importante pero existen otros factores alocíclicos como el clima o la reactivación tectónica de las áreas que controlan la sedimentación y la geometría. Los factores autocíclicos en estas tres últimas unidades desempeñan, aunque siempre de forma subordinada, un papel

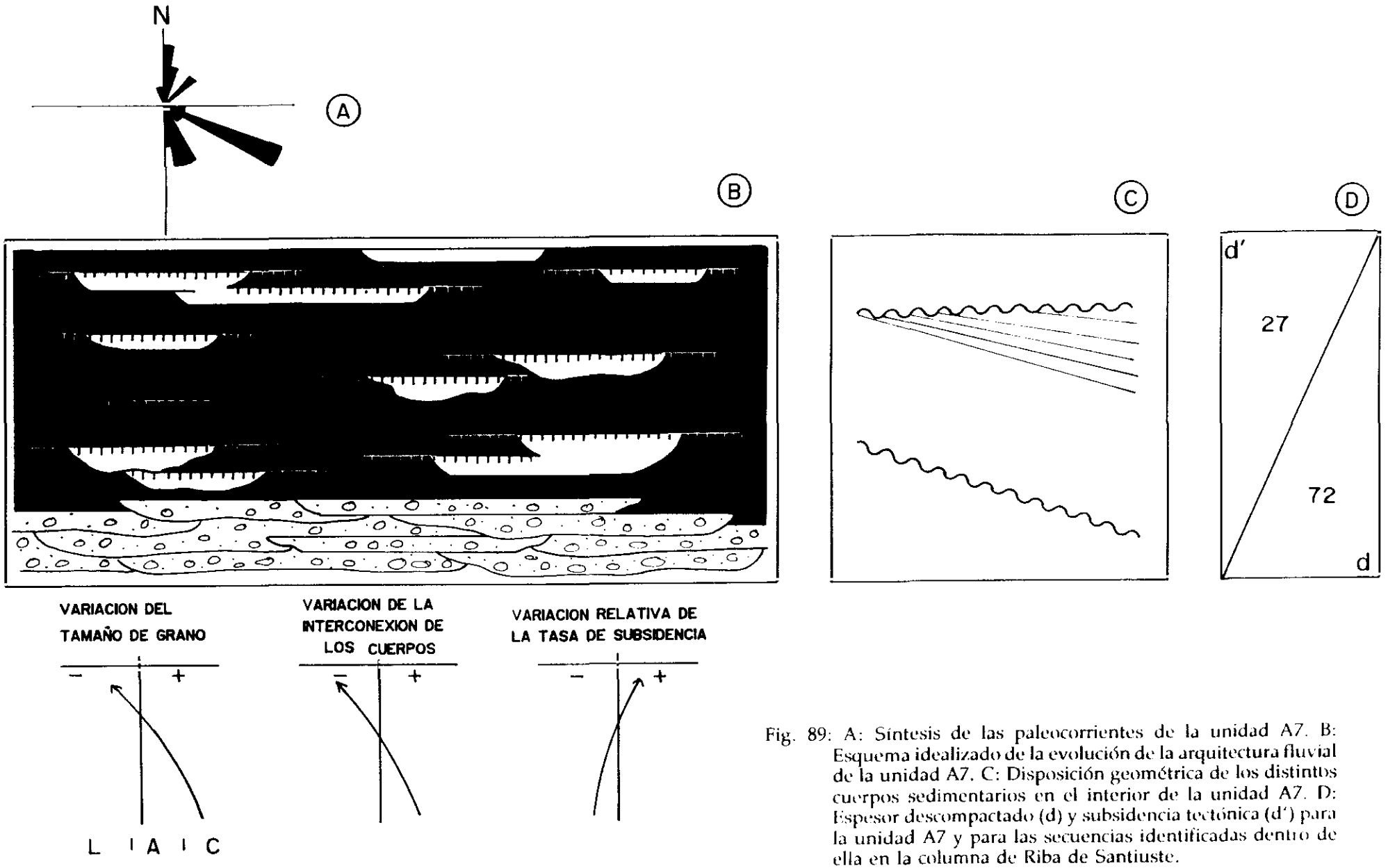


Fig. 89: A: Síntesis de las paleocorrientes de la unidad A7. B: Esquema idealizado de la evolución de la arquitectura fluvial de la unidad A7. C: Disposición geométrica de los distintos cuerpos sedimentarios en el interior de la unidad A7. D: Espesor descompactado (d) y subsidencia tectónica (d') para la unidad A7 y para las secuencias identificadas dentro de ella en la columna de Riba de Santiuste.

más claro.

Las dos unidades superiores donde también se observa la influencia de los factores alocíclicos, subsidencia, clima y posiblemente variación relativa del nivel de base, presentan un balance más equilibrado entre estos factores y los factores autocíclicos.

La relación subsidencia-sistema de drenaje es clara en aquellos sistemas con carga de fondo arenosa, mientras que en los sistemas con carga de fondo de gravas estas relaciones son difíciles de determinar. En este último caso no sólo hay que considerar la variación de la tasa de subsidencia en el punto de la cuenca que se estudia, sino que además es necesario considerar las posibles variaciones en el área fuente.

6. SINTESIS Y CONCLUSIONES

El análisis del borde de la cuenca triásica en la zona de enlace de la Cordillera Ibérica con el Sistema Central, ha permitido obtener un conjunto de resultados que podemos agrupar de la siguiente forma:

6.1. ANALISIS ESTRATIGRAFICO

La cartografía detallada, el estudio en campo de las relaciones geométricas entre las capas, el levantamiento de columnas estratigráficas y la toma sistemática de direcciones y buzamientos, ha permitido determinar la existencia de discontinuidades de diversa índole.

Las discontinuidades más significativas, que se interpretan como discordancias, constituyen los límites de los ocho conjuntos litológicos, que presentan geometría cuneiforme (figs. 12 y 13). Para la definición y descripción de cada conjunto, se ha tenido en cuenta, no sólo la litología y estructuras sedimentarias, sino también el carácter y localización de los límites, la geometría de cada uno de ellos, así como el de las cuñas sedimentarias que lo componen, su extensión areal, espesor y variaciones. Se prestó especial atención, tanto a la disposición geométrica de la superficies mayores, como a la de las capas en

su interior. Se considera que esta geometría es el reflejo de los factores tectónicos y/o eustáticos que han intervenido en su génesis.

Los conjuntos litológicos establecidos son, de base a techo, los siguientes:

- C: Conglomerados de cuarzo y cuarcita "clast-supported". El límite inferior es discordante y fosiliza un paleorrelieve constituido por el Paleozoico inferior y en ocasiones por el Pérmico.

La geometría de esta unidad se encuentra condicionada por la paleotopografía y los sistemas de fracturación tardihercínicos NNO-SSE y N-S principalmente. La unidad presenta una extensión relativamente amplia con dosáreas de no sedimentación. La primera de ellas, elongada segun una dirección NO-SE, se localiza en la zona central del área de estudio, mientras que la segunda se encuentra en el margen suroccidental.

- A1: Areniscas de color naranja y rojo y conglomerados "clast-supported". Tanto el límite superior como el inferior corresponden a discordancias. El límite inferior es discordante sobre la unidad infrayacente de conglomerados o bien sobre el Paleozoico.

La unidad presenta en conjunto una geometría cuneiforme. Esta constituida por diferentes cuñas sucesivamente más extensivas hacia el este. La disposición de las capas en el interior de estas cuñas y respecto a las superficies mayores adopta una secuencia de "onlap-offlap" - "onlap".

Por lo tanto el espesor de esta unidad disminuye en sentido oeste, hasta llegar a desaparecer. Así pues, su extensión se limita al sector oriental del área de estudio.

- A2: Areniscas de color rojo con abundantes cantos blandos y de cuarcita y ocasionalmente lutitas rojas. El límite inferior es discordante con respecto a la unidad A1. Localmente llega a apoyarse directamente sobre el Paleozoico. El límite superior es a su vez discordante respecto a la unidad A3.

La unidad presenta en conjunto una geometría cuneiforme que se observa muy bien en el sur del área estudiada. En esta zona, llega a acuñarse, superponiéndose directamente A3 sobre A1 mediante una importante discordancia interna. En el norte del área estudiada se observa también la geometría en cuña pero de forma menos acusada que en el sur.

Internamente presenta dos cuñas de sedimentos, dentro de las cuales, las capas se disponen en una secuencia de "onlap-offlap". Hay que destacar que este "offlap" puede ser en gran medida erosivo y no deposicional.

Esta unidad A2, igual que la infrayacente A1, solo existe en el sector oriental del área de estudio.

- A3: Areniscas y lutitas de color rojo. Dentro de esta unidad, hay que destacar la existencia en el area suroriental de un importante nivel de conglomerados de cuarzo y cuarcita "clast-supported". Los límites de la unidad están constituidos por discordancias erosivas. El límite inferior es discordante sobre la unidad infrayacente A2. Cuando esta no existe, la unidad se apoya directamente sobre A1, C o incluso sobre el Paleozoico. El límite superior está constituido a su vez por una discordancia erosiva.

Esta unidad presenta una geometría cuneiforme muy marcada en el sector oriental del área de estudio. Sin embargo, en el sector occidental, este tipo de geometría es menos acusada.

Igual que las anteriores, la unidad esta constituida por cuñas de sedimentos limitadas por discordancias que se disponen en "onlap" en la parte inferior, y en "offlap"en la superior. Internamente las capas adoptan esta misma disposición en "onlap-offlap".

Los espesores son muy variables, existiendo una disminución general hacia la zona central del área estudiada, tanto desde el este como desde el oeste. La unidad existe en todo el área de estudio con la unica excepción de su extremo suroccidental.

- A4: Areniscas y lutitas de color rojo. Tanto el límite inferior como el superior están constituidos por discordancias.

La unidad presenta geometría cuneiforme. Este tipo de geometría es muy evidente en el sur del área estudiada, mientras que en el norte se observa una disposición más tabular.

Internamente, las capas, en los niveles más inferiores adoptan una disposición en "onlap" con respecto a las superficies mayores. En la parte superior, la disposición con respecto a las superficies mayores se realiza en forma de "offlap".

La unidad presenta importantes variaciones de espesor; incluso no llegó a depositarse ni en una pequeña zona localizada en el centro del area estudiada ni en el extremo sur occidental del área estudiada.

- A5: Alternancia de areniscas y lutitas de color rojo. Localmente existen niveles de conglomerados "matrix-supported". El límite inferior de la unidad es una discordancia, que la pone en contacto sobre las dos unidades infrayacentes A4 y A3. En el extremo suroccidental del área de estudio se apoya directamente sobre el Paleozoico inferior. El límite superior es a su vez una discordancia con respecto a la unidad A6.

Presenta una geometría con una zona central tabular de menor espesor, incrementándose dicho espesor en forma de cuña, tanto en sentido este como oeste. En detalle la geometría de la unidad es

compleja y presenta varias discordancias internas que delimitan varias cuñas sedimentarias. Las capas en el interior de la cuñas adoptan una disposición en "onlap" en los niveles inferiores y de "offlap"en el resto de la unidad.

Las variaciones de espesor son importantes, pero a diferencia de las infrayacentes, esta unidad existe en todo el área de estudio.

- A6: Alternancia irregular de areniscas y lutitas. Los límites de la unidad son tambien discordancias y/o discontinuidades. A6 es discordante sobre A5, y es a su vez cubierta en discordancia por A7.

Su geometría es compleja ya que esta constituida por una serie de cuñas de sedimentos separadas por discordancias internas que se disponen en "offlap" con respecto a las superficies mayores. Las capas, en el interior de estas cuñas, adoptan en cambio una disposición en "onlap" con respecto a las superficies que las limitan.

Igual que la unidad anterior A5, la unidad que nos ocupa existe en todo el área estudiada.

- A7: Alternancia de areniscas ocres y lutitas de color rojo. Los niveles inferiores estan constituidos por conglomerados "clast-supported" y areniscas con cantos.

El límite inferior es una discordancia erosiva sobre la unidad A6. El límite superior se ha situado en los primeros niveles de carbonatos en facies Muschelkalk.

La unidad presenta como las anteriores una geometría cuneiforme con una zona central tabular. Internamente las capas se disponen en "offlap" con respecto a las superficies mayores que la limitan.

Las variaciones de espesor que presenta son más acusadas en el sector oriental pero igual que las unidades A5 y A6, existe en todo el área estudiada.

6.2. ANALISIS SEDIMENTOLOGICO

Se exponen a continuación los principales resultados obtenidos del análisis sedimentológico y del análisis de la arquitectura fluvial de los sedimentos considerados.

Teniendo en cuenta todo el conjunto de datos obtenidos (columnas, esquemas de campo, análisis de fotomontajes, medidas de paleocorriente, etc.) se han establecido 15 facies principales. Diferentes asociaciones de estas facies, definen los elementos que componen la arquitectura sedimentaria de los

materiales estudiados. Se han establecido dos tipos básicos de elementos: - Elementos del cinturón activo de canales y - Elementos de la llanura de inundación.

6.2.1. Elementos del cinturón activo de canales

Se han identificado 15 tipos de elementos, de características y geometría típica del cinturón activo de canales, que fueron agrupados en función de la litología predominante.

- Elementos con predominio de gravas (fig 27).

  - "Sheet" de conglomerados (C1).
  - Barras de conglomerados y canales asociados (C2).

- Elementos de carácter mixto (gravas y arenas) (fig. 28)

  - Barras transversales (C3).
  - Canales mayores (C4).

- Elementos de carácter mixto con presencia de transporte en masa (figs. 28 y 29)

  - "Debris flow" (C5).
  - Depósitos de flujos fluidificados (C6).
  - Depósitos de desbordamiento (C7).

- Elementos con predominio de arenas (figs, 29, 30 y 31)

  - Barras y canales asociados (C8).
  - Canales mayores de relleno múltiple (C9).
  - Canales mayores de relleno múltiple con predominio de laminación paralela (C10).
  - Canales con barras de acreción lateral (C11).
  - Canales efímeros (C12).
  - Canales menores (C13).
  - Canales menores con laminación paralela (C14)
  - Canales menores con relleno lutítico (C15)

6.2.2. Elementos de la llanura de inundación (fig. 32)

Dentro de los sedimentos interpretados como llanura de inundación se han identificado los

siguientes tipos de elementos:

- Llanura de inundación de arenas gruesas (L1).
- Llanura de inundación de arenas finas (L2).
- Llanura lutítica (L3).
- Mantos de arena (L4).
- Canales de desagüe (L5).
- Malecones (L6).
- Lóbulos de derrame (L7).
- Canales de derrame (L8).

6.3.3. Tipos de redes de drenaje

Un vez analizado el contenido de los cuerpos sedimentarios, la disposición y las relaciones geométricas de los elementos que los forman, se establecieron las unidades arquitectónicas mayores. La distinta geometría y relaciones a gran escala de las unidades arquitectónicas, caracterizan los diferentes tipos de drenaje, así como su evolución.

Se reconocieron nueve modelos diferentes de redes de drenaje cuyas principales caracteristicas se resumen a continuación.

- "Braided" de gravas (fig. 33). Formado esencialmente por acumulación de "sheet" de gravas, que representan barras longitudinales. Corresponde a una llanura aluvial sobre la que discurre un sistema "braided" de gravas. El sistema presenta geometría tabular a media y gran escala con base plana y techo irregular.

- "Braided" de carga mixta (fig. 35). Aparece compuesto principalmente por los elementos C3, C4, y C2. Los elementos se depositaron formando parte de un sistema fluvial de baja sinuosidad con carga mixta de arena y gravas y canales relativamente confinados y profundos, muy amalgamados, donde se desarrollan barras mixtas. El sistema evoluciona en la vertical a un sistema "braided" de carga de fondo de gravas, con canales de menor profundidad y desarrollo de barras longitudinales. La arquitectura sedimentaria está constituida por superposición de niveles con geometría tabular a gran escala.

- "Braided" de arenas I (fig. 36). Compuesto por los elementos C9, C8, y L1. El sistema se caracteriza por canales amplios y no muy profundos, con relleno complejo y un índice "braiding" moderado-bajo. La llanura de inundación constituida por material arenoso grueso y muy grueso se generaría fundamentalmente por derrames producidos por las roturas de las orillas de los canales. El sistema presenta un incremento de los depósitos de llanura de inundación tanto en la vertical como en

sentido este. La arquitectura del sistema se construye por superposición de "sheets" separados por superficies importantes.

- "Braided" de arenas II (fig. 38). El sistema se compone de los siguientes elementos: C9, C8 y C14. La interpretación propuesta, considera que los elementos se formaron en un sistema de canales entrelazados de carga de fondo arenosa, con canales relativamente profundos e índice "braiding" moderado, donde predominan las facies de canal y episodios de alta energía. El sistema evoluciona en la vertical hacia canales más someros y de mayor índice "braiding". La arquitectura sedimentaria presenta dos estilos ligeramente diferentes, pero en general, podemos decir que se construye por superposición de "sheet" complejos multiepisódicos, con variación en la proporción y relaciones de los distintos elementos dentro de los "sheet".

- "Braided" de arenas III (fig. 40). Se compone de los elementos C10, C8, C13, L3, L4, L5, L7 y L8. Estos depósitos se generaron en un sistema con carga de fondo arenosa, con canales relativamente profundos y amplios y con un índice "braiding" bajo. En este sistema existiría un llanura de inundación bien desarrollada con numerosos subambientes.

La evolución del sistema origina disminución del tamaño de los canales e incremento en la proporción de la llanura de inundación, con un diversificación de los subambientes en el interior de la misma. La arquitectura de los elementos cuya sedimentación se produce en el cinturón activo de canales presenta una geometría lenticular a muy gran escala.

- Alta sinuosidad (fig. 43). Los depósitos del cinturón activo de canales están constituidos por los elementos C11, C14, C9 y C15. La llanura de inundación aparece formada fundamentalmente por L3 distinguiéndose además los elementos L7, L8, L6, L5 y L4. El conjunto se interpreta como un sistema de canales de alta sinuosidad poco profundos y con un grado de interconexión moderado-bajo. La arquitectura sedimentaria que se genera se compone de niveles tabulares, ya que tanto los depósitos de llanura de inundación como los del cinturón activo de canales, presentan esta geometría.

- Moderada sinuosidad (fig. 46). Los elementos que componen este tipo de red son los siguientes: C9, L3, L4, L6, L5, L7, L8 y L9. El sistema de drenaje está caracterizado por un claro predominio de los depósitos de llanura de inundación frente a los del cinturón activo de canales. Este tipo de sistema es el que ofre mayores dificultades en su interpretación. La falta de evidencias de acreción lateral en los cuerpos del cinturón de canales, así como el carácter multiepisódico de los mismos, con abundante acreción vertical y múltiples episodios de erosión y sedimentación previos a la avulsión de los canales, sugiere una red de sinuosidad moderada, con canales relativamente estables y una carga mixta de arenas y lutitas con frecuentes episodios de avenidas.

- Sistemas efímeros (fig. 47). Los elementos que se combinan dentro de este sistema fluvial son

C12, L7, L3, L4 y L5. Existen dos tipos principales de cuerpos arenosos: Canales someros asimilables a los "braided" arenosos efímeros y perennes (McKEE et al., 1967; MIALL, 1977) y a los canales con depósitos de tipo "sheet-flood" (ABDULLATIFF, 1989). Flujos no canalizados que generan depósitos con laminación paralela.

La evolución vertical del sistema, señala un predomino de los flujos canalizados en la parte inferior del sistema y un predominio de los no canalizados en la parte superior del mismo.

- Abanico aluvial. Los elementos C5, C6 y C7 caracterizan los depósitos de este sistema, interpretado como un abanico aluvial de clima árido o semi-árido. La evolución vertical muestra un paso desde los depósitos de orla distal de lutitas, en los niveles inferiores, a orla media-proximal con predominio de las facies canalizadas, concluyendo con un predominio de materiales de granulometrías finas. Se han identificado por tanto una secuencia principal granocreciente, seguida de una secuencia granodecreciente poco desarrollada.

Una vez identificados y definidos según sus características los distintos tipos de redes de drenaje que generaron los materiales objeto de este trabajo, se situo cada tipo de red fluvial en relación con las discordancias y/o discontinuidades que separan los depósitos a los que dan lugar (figs. 48 y 49).

6.3. RESULTADOS DE LA CUANTIFICACION Y ANALISIS DE LA SUBSIDENCIA

Este tipo de estudio se ha llevado a cabo, aplicando los modelos teóricos de cuantificación que existen a los sedimentos del área de Atienza-Riba de Santiuste y a los de otras áreas representativas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Para ello se eligieron una serie de columnas tipo y se procedió a realizar las correcciones de espesor debidas a la compactación por enterramiento. El incremento en el espesor de las diferentes columnas consideradas una vez realizada esta corrección oscila entre el 9,7 % y 18,6%.

Una vez obtenidos los espesores descompactados, se procedió a realizar el "backstripping" isostático para determinar las curvas de subsidencia tectónica y total de las columnas consideradas. En todas las curvas obtenidas se observaron dos ciclos mayores, reconociéndose dentro de cada uno de ellos una primera etapa de subsidencia activa o "rifting" seguido de una etapa de subsidencia térmica más o menos importante.

- 1º Ciclo: Triásico - Jurásico.

- Fase de subsidencia activa o "rifting" que comprende aproximadamente desde el inicio de la sedimentación de las facies Buntsandstein hasta el inicio de la sedimentación de las facies Keuper. Dentro de esta etapa es posible distinguir diferentes episodios de subsidencia segun las variaciones de la

actividad tectónica contemporanea con la sedimentación.

- Fase de subsidencia térmica. Se inicia en el Karniense y comprende parte del Jurásico.

-2º Ciclo: Cretácico - Terciario.

Relacionado con la tectónica extensional eocretácica y su posterior fase térmica. La fase de subsidencia activa comprende desde el inicio de la sedimentación de la Formación Utrillas hasta el Cenomaniense superior donde se produce en cambio en la modalidad de subsidencia y se da paso a la fase térmica.

Ambos ciclos son semejantes a los propuestos por ALVARO (1987) en otras áreas de la Cordillera Ibérica.

El primer ciclo mayor fue analizado en detalle observándose lo siguiente:

- La diferencias encontradas en los valores de las tasas de acumulación, se deben a la distinta posición que ocupan los diferentes sectores considerados dentro de la cuenca triásica. El sector occidental del Anticlinal de Riba de Santiuste donde las tasas de acumulación son sensiblemente menores, constituiria el borde tectonico efectivo de la cuenca situado ya sobre el paleozoico estable.
- En el sector oriental, la gran cantidad de sedimentos acumulados y su geometria, demuestran que este sector aun localizandose muy proximo al borde de la cuenca, experimento una subsidencia importante, con valores semejantes e incluso superiores a los obtenidos en áreas interiores de la cuenca.
- Existen importantes variaciones en el valor calculado de la subsidencia tectónica entre las diferentes columnas consideradas. Estas variaciones en el valor de la subsidencia, reflejan la asimetría tectónica de la cuenca.
- La diferencia en el valor de la subsidencia tectónica calculada para el sector oriental del área de Riba de Santiuste y los obtenidos para otras áreas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, son menos acusadas que las diferencias que se observan entre el sector oriental y el resto del área de estudio.

Dentro del ambito del Anticlinal del Riba de Santiuste hay que señalar que:

- La tasa de la subsidencia tectónica en la parte inferior de las facies Buntsandstein es siempre superior a la tasa de subsidencia tectónica de la parte superior.
- Las áreas de mayor subsidencia no presentan continuidad geográfica sino que se encuentran separadas por áreas de mínima subsidencia.
- La posición de las áreas de mínima subsidencia coincide con umbrales constituidos por el Paleozoico inferior, mientras que las áreas de mayor subsidencia coinciden, lógicamente, con los puntos de máxima acumulación de sedimentos.

Posteriormente se estimaron los parámetros de extensión β y δ por comparación directa de las curvas de subsidencia obtenidas mediante "backstripping" con las curvas de subsidencia teórica de

McKENZIE (1978).

Los valores estimados de β presentan también una alta variabilidad que sigue las mismas pautas de variación que los valores de subsidencia tectónica, reflejando de igual forma la asimetría tectónica de la cuenca y de modo muy especial la asimetría tectónica del área de estudio.

En base a los valores obtenidos tanto de subsidencia tectónica como del parámetro β se han definido las siguientes áreas de subsidencia-extensión:

- Area de máxima subsidencia y extensión. Corresponde al sector oriental del área estudiada. Se obtienen una tasa de subsidencia para el Triásico de 67,1 m/millón de años y valores de β = 1,13 para el primer ciclo mayor y β = 1,135 para todo el Mesozoico.

- Area interior de mínima subsidencia y extensión. Se localiza aproximadamente en el área central del Anticlinal de Riba de Santiuste. La tasa de subsidencia tectónica para el Triásico es de 19 m/millón de años. Los valores de β varían entre 1.035 y 1,04 para el primer ciclo y de 1,055 para el total acumulado del Mesozoico.

- Area de subsidencia y extensión intermedia. Coincide aproximadamente con el sector occidental del Anticlinal de Riba de Santiuste. Para el Triásico se ha obtenido una tasa de subsidencia tectónica de 33,9 m/millón de años, mientras que el valor de β para el primer ciclo es de 1,07 y el total acumulado para el Mesozoico de 1,09.

- Area de mínima subsidencia y extensión. Localizada en el extremo sur occidental del Anticlinal de Riba de Santiuste, presenta valores tanto de la tasa de subsidencia como de β similares a los obtenidos en el área interior de mínima subsidencia y extensión.

Con respecto a los valores de β obtenidos para las otras áreas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica hay que señalar es de 1,12 tanto en Sigüenza como en el Río Arandilla. Como se observa, la diferencia con el sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste estudiada es pequeña, mientras que con el resto la variación es muy importante.

Posteriormente se estimó δ, obteniéndose que el valor de es mayor que β (tanto para el primer ciclo como para el total acumulado del Mesozoico) y por tanto la extensión en la corteza parece haber sido mayor que la extensión/calentamiento de la litosfera subcortical.

6.4. RESULTADOS DE LA INTEGRACION SEDIMENTACION TECTONICA

Tras analizarse detalladamente la relaciones geométricas de las discontinuidades que constituyen los límites de las unidades definidas y la arquitectura fluvial en el interior de las mismas, se ha tratado de determinar que factores y en que grado condicionaron la tasa y el estilo de la respuesta sedimentaria.

El análisis de la geometría de las discordancias y/o discontinuidades que constituyen los límites de las unidades así como la disposición de la discordancias internas de cada unidad y las relaciones geométricas de las capas respecto a las superficies mayores y sus relaciones con los sistemas de fracturación observables, han aportado los primeros datos acerca de los factores alocíclicos (especialmente la tectónica mediante la subsidencia) que condicionaron la respuesta sedimentaria.

Dado que la arquitectura sedimentaria es función de la interacción de factores autocíclicos y alocíclicos, se ha tratado de determinar en que medida contribuyeron cada uno de ellos y especialmente si el fuerte control ejercido por la subsidencia en la geometría, está reflejado también en el drenaje y en que medida.

- Unidad C (fig. 82). Corresponde a un sistema de drenaje "braided" de gravas, con cuerpos muy amalgamados y escasa o nula llanura de inundación. El drenaje parece estar muy condicionado por el paleorrelieve existente, así como por los sistemas de fracturación tardihecínicos. Ambos aspectos constituirían los controles fundamentales de la unidad. Pueden deducirse dos ciclos de variación positiva en la tasa de subsidencia para el área de estudio, que probablemente en el área fuente corresponderían a dos ciclos de variación negativa de la tasa. La identificación de estos dos ciclos que componen la unidad, indica la existencia de dos episodios tectónicos distintos. En el primero de ellos sólo sería tectónicamente activo el sector oriental, constituyendo el resto del área un umbral diferencialmente elevado. Para el segundo de los ciclos sólo permanece inactivo parte de este umbral, hundiéndose también diferencialmente el sector occidental.

- Unidad A1 (fig. 83). Presenta dos grandes ciclos, uno inferior constituido por varias cuñas de sedimentos que corresponden a un sistema "braided" de arenas y que hemos denominado de tipo I, y otro superior que está representado por un "braided" de gravas.

En el ciclo inferior, las geometrías observadas presentan en conjunto, una variación positiva de la tasa relativa de subsidencia. Esta variación coincide con lo observado con respecto a las características del drenaje y su evolución.

El ciclo superior representa un importante cambio en la evolución del sistema de drenaje hacia facies más "proximales" ("braided" de carga mixta que evoluciona en la vertical a "braided" de gravas) lo que implica una disminución de la tasa de subsidencia en el área fuente, pero que no necesariamente tiene que tener el mismo significado en la cuenca de sedimentación.

Dentro del conjunto de bloques en el que estuvo estructurada el área sólo el sector oriental parece haber experimentado una tectónica activa durante la sedimentación de esta unidad. Un hundimiento diferencial condicionaría el drenaje, como puede observarse tambien en la variación de las paleocorrientes.

- Unidad A2 (fig. 84). Aparece constituida por dos cuñas de sedimentos que constituyen dos episodios diferentes pero para los que solo se ha identificado un único tipo de sistema de drenaje ("braided" de arenas II). En el primero de los episodios el clima parece haber tenido un control importante sobre el drenaje, mientras que el segundo los factores autocíclicos del sistema gobernarían la respuesta sedimentaria. Es posible deducir, sin embargo, una cierta variación positiva de la subsidencia desde los niveles inferiores de la unidad a los superiores.

Al igual que en la unidad A1, sólo el bloque oriental experimentaría un cierto basculamiento, permaneciendo el resto del área estable.

Por último, señalar que tras la sedimentación de A2 se produce una extensión del área de subsidencia y por tanto de sedimentación, con un hundimiento de diferente magnitud según las zonas. Solo el extremo suroccidental no recibio sedimentos.

- Unidad A3 (fig. 85). Se encuentra constituida por los depositos generados por un sistema que hmos llamado de sinuosidad moderada. En el sector oriental se intercalan de forma brusca sedimentos de un "braided" de gravas.

Tanto el conjunto de las características del drenaje, como la evolución de las paleocorrientes y la geometría de las superficies de discordancia internas indican, la existencia de un fuerte control alocíclico. El conjunto de la unidad representa una variación positiva de la tasa de subsidencia. Sin embargo, el episodio sedimentario caracterizado por el "braided" de gravas, representa un cambio importante en la evolución tanto de los factores autocíclicos del drenaje como de la tasa de subsidencia. Este episodio puede significar tanto un incremento del tamaño de grano en el sistema, debido a la elevación del área fuente, como un descenso en la tasa de subsidencia. Su localización en el sector oriental del área de estudio, corrobora la existencia de una mayor subsidencia en este área, frente a otras del Anticlinal de Riba de Santiuste.

- Unidad A4 (fig. 86). Esta unidad representa la evolución del drenaje de la unidad infrayacente A3, y se encuentra condicionada por los mismos factores autocíclicos y alocíclicos (variación positiva de la tasa de subsidencia). El interés de esta unidad estriba en permitir inferir datos acerca del movimiento relativo de bloques entre esta unidad y la anterior A3.

Al igual que para la unidad anterior, se produce aquí una subsidencia casi generalizada, con la excepción de dos pequeñas áreas de no sedimentación. Además del extremo suroccidental, que ya permaneció como zona estable elevada para la unidad anterior, se genera, aproximadamente en el centro del área de estudio, un pequeño umbral donde no se produce sedimentación.

- Unidad A5 (fig. 87). Constituida por dos o tres cuñas de sedimentos y diversos sistemas de

drenaje, es una unidad compleja.

En aquellas áreas donde sólo existen dos cuñas de sedimentos, los de la inferior fueron generados por dos sistemas diferentes de drenaje. En la parte baja se implantará un sistema de alta sinuosidad, mientras que la parte alta corresponde a un sistema de drenaje de flujos efímeros. Los factores alocíclicos, subsidencia y especialmente el clima, parecen haber ejercido el control fundamental sobre esta unidad. Los sedimentos de la segunda de las cuñas fueron depositados nuevamente por un sistema de alta sinuosidad. En ambas cuñas sedimentarias parece observarse dos ciclos de variación positiva de la subsidencia, aunque el factor tectónico, que en las unidades anteriores era dominante, parece haber actuado aquí en combinación tanto con otros factores alocíclicos como autocíclicos.

En aquellos puntos donde la unidad está constituida por tres cuñas sedimentarias, la segunda de ellas, está constituida por depósitos de un abanico aluvial de pequeño tamaño y origen local. Este sistema se dispone erosionando los depósitos de una o ambas de las cuñas anteriores. El control del sistema de drenaje es claramente alocíclico relacionándose con una elevación de un relieve local y con un incremento en el tamaño de la fracción gruesa.

Respecto al movimiento de bloques, hay que señalar que durante la sedimentación de esta unidad, vuelve a ampliarse el área donde se registra subsidencia, alcanzando por fin al bloque más suroccidental.

- Unidad A6 (fig. 88). Es la unidad que aparece constituida por mayor número de cuñas sedimentarias, si bien todos los sedimentos corresponden a un solo tipo de sistema de drenaje ("braided" de arenas III). Su interpretación es más compleja, ya que además de combinarse subsidencia y variaciones autocíclicas del drenaje parece existir otro tipo de factor, como sería la influencia de la transgresión del Tethys durante el Triásico medio, si bien en esta zona está influencia se produciría de forma muy atenuada.

- Unidad A7 (fig. 89). La unidad se inicia con los sedimentos de un sistema "braided" de carga mixta, evolucionando en la vertical a un sistema de drenaje de flujos efímeros. En conjunto representa un ciclo de variación positiva de la tasa de subsidencia, tras haberse iniciado con una tasa relativa baja. Sin embargo, los factores climáticos y quizás, como en la unidad anterior, los relacionados con la variación relativa del nivel del mar, parecen haber tenido gran importancia.

En resumen, con respecto a las variaciones en las tasas de subsidencia, hay que señalar que son valores relativos, pudiendo precisarse por tanto, que las dos últimas unidades presentan una menor tasa de subsidencia que las seis inferiores. En este conjunto inferior de unidades, las tres primeras C, A1 y A2 presentan una extensión limitada al sector oriental y sólo la parte superior de C se deposita en el sector occidental. Conviene recordar que el sector oriental representaba, según vimos anteriormente, el área de máxima subsidencia y extensión del área de estudio. Así pues, la tasa de subsidencia durante el tiempo

de sedimentación de estas tres unidades pudo haber sido alta, pero restringida. Las unidades A3, A4 y especialmente la A5 representarían una ampliación del área de actuación de la subsidencia.

Como hemos visto, existe una buena correlación entre las características de los distintos sistemas de drenaje (grado de interconexión de los canales, profundidad de los mismos, grado de sinuosidad, tamaño de grano del sistema, tipo y porcentaje de la llanura de inundación, etc.) la geometría observada (y la subsidencia estimada mediante ella) y los modelos teóricos propuestos.

La existencia de un mejor control cronoestratigráfico, lo cual resulta muy difícil en estos materiales, permitiría calcular exactamente la tasa de subsidencia tectónica para cada uno de los sistemas de drenaje y geometrías observadas.

6.6. CONCLUSIONES FINALES

Tras integrar todos los aspectos abordados en este trabajo podemos concluir diciendo que:

- La Cordillera Ibérica constituía una cuenca de tipo extensional cuyas características parecen ajustarse mejor a una génesis asociada a esfuerzos tensionales activos en el borde de la microplaca (frente a una génesis ligada a un punto caliente o unión de tipo "rrr").
- Las estructuras heredadas del Paleozoico representarían un importante condicionante en toda la historia tectónico-sedimentaria posterior de la cuenca.
- Existen dos etapas de "rifting", con un primer ciclo Triásico-Jurásico y un segundo ciclo de extensión eocretácica.
- La diferencia en el valor de las tasas de acumulación obtenidas para el sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste y las áreas de Sigüenza y Río Arandilla y el valor obtenido para el resto de Anticlinal Riba de Santiuste, responden a la diferente posición que cada una de estas áreas ocupaba en la cuenca triásica, correspondiendo el sector occidental del área de estudio al borde más estable de la cuenca.
- Los valores de subsidencia tectónica obtenidos mediante "backstripping" isostático presentan una alta variabilidad. La diferencia es mayor al comparar los valores obtenidos para el sector oriental de Riba de Santiuste con los obtenidos en el resto del Anticlinal. La diferencia obtenida al comparar dicho sector oriental con otras áreas dentro de la Cordillera Ibérica es menor.
- Los valores de los parámetros de extensión β y δ estimados presentan también una gran variabilidad, que sigue las pautas de lo observado en la subsidencia tectónica.
- La variabilidad en el valor obtenido de la subsidencia tectónica y en el valor de los parámetros de extensión estimados indica asimetría tectónica de la cuenca. Esta asimetría está especialmente marcada en el área del Anticlinal de Riba de Santiuste.
- La tasa de subsidencia tectónica obtenida en la parte inferior de las facies Buntsandstein, es

siempre mayor que la obtenida para la parte superior de dichas facies.

- Se han establecido cuatro diferentes de áreas de subsidencia y extensión en el interior del Anticlinal de Riba de Santiuste.

- Sólo la denominada área de subsidencia y extensión máxima (sector oriental del Anticlinal de Riba de Santiuste) presenta valores semejantes a los obtenidos en otros puntos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

- Dado que δ es mayor que β (para el 1º ciclo de "rifting") la extensión en la corteza parece ser mayor que la extensión/calentamiento en la litosfera subcortical, y las grandes diferencias observadas entre las diferentes áreas de subsidencia y extensión en el interior del Anticlinal permiten suponer la existencia de estructuras en esta área capaces de acomodar estas diferencias.

- Se considera la posibilidad de la existencia de "detachments" y/o fallas lístricas en este área que acomodarían parte de la extensión.

- En el interior de las facies Buntsandstein del área de estudio se localizan una serie de discontinuidades estratigráficas que limitan conjuntos litológicos de geometría cuneiforme.

- Las discordancias y/o discontinuidades internas estarían ligadas a la tectónica de pequeños bloques, activa a lo largo de la sedimentación de las facies Buntsandstein.

- Se han identificado 8 conjuntos litológicos cuya extensión y localización en el área de estudio está fuertemente condicionada por la tectónica a través de la subsidencia (generando áreas diferencialmente hundidas o elevadas).

_ Sólo en el sector oriental existen todas las unidades definidas.

- Sólo las tres unidades superiores son extensivas a todo el Anticlinal de Riba de Santiuste.

- Se han identificado 15 elementos característicos de la arquitectura del cinturón activo de canales y 8 elementos que componen la arquitectura de la llanura de inundación.

- Los diferentes elementos identificados se combinan entre si, originando diferentes de arquitecturas fluviales que corresponden a 8 sistemas de drenaje diferentes.

- La localización de los sistemas de drenaje dentro de los conjuntos litológicos responde en gran medida a controles alocíclicos, especialmente a la subsidencia.

7. BIBLIOGRAFIA

Abdullatif, O. (1989).- Channel-fill and sheet-flood facies sequences in the ephemeral terminal River Gash, Kassala, Sudan. Sedimentary Geology. 63: 171-184.

Agueda, J. (1969).- Estudio Geológico de la región de Santamera, Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica. 1: 233-266.

Alexander, J.; Leeder, M. (1987).- Active tectonic control on alluvial architecture. In: Recents developments in fluvial sedimentology. Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores & M.D. Harvey. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 39: 243-252.

Allemendinger, R.W.; Hauge, T.A.; Hauser, E.C.; Potter, C.J.; Oliver, J. (1987).- Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, western United States. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hancock. Geological Society of London, Special Publication. 28: 223-246.

Allen, J. (1965).- The Sedimentation and Palaeogeography of The Old Red Sandstone of Anglesey North Wales. Yorkshire Geological Society. 35(8): 140-182.

Allen, J. (1968).- Current ripples, their relation to patterns of water an sediment motion. Current ripples, their relation to patterns of water an sediment motion. North Holland, Amsterdam. 433 p.

Allen, J. (1974).- Studies in fluviatile sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. Geological Journal. 9(2): 181-208.

Allen, J. (1978).- Studies in fluviatile sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture

of avulsion-controlled alluvial suites. Sedimentary Geology. 21: 129-147.

Allen, J. (1979).- Studies in fluviatile sedimentation: An elementary geometrical model for the connectedness of avulsion-related channel sand bodies. Sedimentary Geology. 24: 253-267.

Allen, J. (1983).- Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brown stones (L.Devonian), Welsh Borders. Sedimentary Geology. 33: 237-293.

Allen, J. (1983).- Gravel over passing on Humpback bars supplied with mixed sediment; examples from the lower Old Red Sandstone, Southern Britain. Sedimentology. 30: 285-294.

Allen, J. (1984).- Sedimentary Structures, their Character and Physical basis. Elsevier. 30: 663.

Allen J. (1986).- Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (Late Silurian-Early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, southern Britain. In: Palaeosols: their recognition and interpretation. Ed. V. Wright. Blackwell Scientific Publications. 58-86.

Allen, P.A.; Allen, J.R. (1990).- Basin analysis. Principles & Applications. Blackwell Scientific Publications. 451 p.

Allen, J.R.L.; Wright, V. (1989).- Paleosols in siliciclastic sequences. Posgraduate Research Institute for Sedimentology, Short Course. Reading University. 1: 97 p.

Alonso, J. (1981).- Estudio estratigráfico del Triásico del Anticlinal de Sigüenza (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita). 113 p.

Alvaro, M.; Capote, R.; Vegas, R. (1979).- Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. Acta Geológica Hispánica. 14: 172-177. Barcelona.

Alvaro, M. (1987).- La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. Geogaceta. 3: 34-37.

Ancochea, E.; Hernan, P.; Vegas, R. (1981).- Un marco tectónico para el vulcanismo de Atienza (Provincia de Guadalajara). Cuadernos de Geología Ibérica. 7: 421-430.

Anderson, R.E.; Zoback, M.L.; Thompson, G.A. (1983).- Implications of selected subsurface data on the structural form and evolution of some basins in the northern Basin and Range province, Nevada and Utah. Geological Society of America Bulletin. 94: 1055-1072.

Angevine, C.L (1990).- Flexure of the lithosphere. Cuantitative Sedimentary basin modeling. Continuing education course note series. American Association of Petroleum Geology. 32: 36-57.

Angevine, C.L (1990).- Thermal Subsidence. Cuantitative Sedimentary basin modeling. Continuing education course note series. American Association of Petroleum Geology. 32: 20-35.

Aracil, E. (1986).- Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk y el Keuper entre Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria (prov. de Soria). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid (Inédita).

Aracil, E.; Hernando, S. (1988).- El Muschelkalk en el SW de la provincia de Soria. Geogaceta. 5: 6-8.

Aránzazu, J. (1877).- Apuntes para una descripción fisico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España. IV: 1-47.

Arche, A.; Hernando, S.; Ramos, A.; Sopeña, A.; Virgili, C. (1975).- Distinction between environments in the Permian and Bassal Triassic red beds in Central Spain. IXe Congres International de Sedimentologie. Nice. 5: 9-12.

Arche, A.; López, J. (1984).- Características sedimentológicas de las facies Buntsadstein entre Boniches y Talayuelas (Prov. de Cuenca) Cordillera Ibérica. Publicaciones de Geología. Homenaje a L. Sánchez de la Torre. Univ. Autónoma Barcelona. 20 p.

Arribas, J. (1984).- Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid (Inédita). 354 p.

Arribas, J. (1987a).- Origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 535-556.

Arribas, J. (1987b).- Las facies superiores del Muschelkalk en el borde la la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 557-574.

Arribas, J.; Soriano, J. (1984).- La porosidad de las areniscas triásicas (Rama Aragonesa, Cordillera Ibérica). Estudios Geológicos. 40: 341-353.

Arthaud, F.; Matte, P. (1975).- Les décrochements tardy-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geométrie et essai de réconstruction des conditions de la déformation. Tectonophysics. 25: 139-171.

Arthaud, F.; Matte, P. (1977).- Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society of America Bulletin. 88: 1305-1320.

Balkwill, H.R.; Legall, F.D. (1989).- Whale basin, offshore Newfoundland: Extension and salt diapirism. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 233-246.

Bally, A.W.; Snelson, S. (1980).- Realms of subsidence. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir. 6: 1-94.

Barton, P.; Wood, R. (1984).- Tectonic evolution of the North Sea Basin: crustal streching and subsidence. Geophys. J. R. Astr. Soc.. 79: 987-1022.

Beach, A.; Bird, T.; Gibbs, A. (1987).- Extensional tectonics and crustal structure: deep seismic reflection data from the nortern North Sea Viking Graben. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hancock. Geological Society of London, Special Publication. 28: 467-476.

Beaumont, C.; Keen, C.R.; Boutilier, R. (1982).- On evolution of riftied continental margins. Comparisons of models and observations for the Nova Scotia Margin. Geophys. J.R. Astron. Soc.. 70: 667-715.

Blakey, C.; Gubitosa, R. (1984).- Controls of Sandstone body geometry and architecture in The Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. Sedimentary Geology. 38: 51-86.

BIRPS & ECORS (1986).- Deep seismic reflection profiling between England, France and Ireland. Journal of the Geological Society. 143: 45-52.

Bluck (1971).- Sedimentation in the meandering river Endrick. Scottish Journal of Geology. 7(2): 93-138.

Bluck, B. (1976).- Sedimentation in some Scottish Rivers of low sinuosity. Trans. R. Soc. Edinburgh. 69(18): 425-456.

Bluck, B. (1980).- Structure, generation and preservation of upward finning braided stream cycle in The Old Red Sandstone of Scotland. Trans. R. Soc. Edinburgh. 71: 29-46.

Bond, G.; Kominz, M. (1984).- Construction of tectonic subsidence curves for the early Palaeozoic

Miogeocline, southern Canadian Rocky mountains: Implications for subsidence mechamisms, age of breakup, and crustal thinning. Geological Socity of American Bulletin. 95: 155- 173.

Boothroyd, J.; Nummedal (1978).- Proglacial braided outwash: A model for humid alluvial-fan deposits. In: Fluvial sedimentology. Ed. A.D. Miall. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir. 5: 641-668.

Bosworth, W. (1987).- Off-axis volcanism in the Gregory Rift, East Africa: Implications for models of continental rifting. Geology. 15: 397-400.

Bosworth, W. (1989).- Basin and Range style tectonics in East Africa. Journal of African Earth Sciences. 8: 191-201.

Bott, M.H.P.; Mithen, D.P. (1983).- Mechanism of graben formation-The wedge subsidence hypothesis. Tectonophysics. 94: 11-22.

Brakenridge, G. (1988).- River flood regime and flood-plain stratigraphy. In: Flood Geomorphology. Eds. V.R. Baker, R.C. Kochel & P.C. Patton. Wiley & Sons. 139-156.

Brewen, J.A.; Smythe, D.K. (1984).- MOIST and the continuity of crustal geometry along the Caledonian-Appalachian orogen. Journal of the Geological Society. 141: 105-120.

Bridge, J. (1984).- Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. Journal of Sedimentary Petrology. 54: 538-588.

Bridge, J.; Leeder, M. (1979).- A simulation model of alluvial stratigraphy. Sedimentology. 26: 617-644.

Bridge, S.; Smith, D.; Trent, F.; Gabel, L.; Bernstein, P. (1986).- Sedimentology and morphology of a low-sinuosity river: Calamus River, Nebraska sand Hills. Sedimentology. 33: 851-870.

Brinkmann, R. (1931).- Betikum und Keltiberikum in Sudostspanien. Trad. Castellana J. Gómez de LLarena (1948). Publicaciones Extranjeras de Geología de España. 4: 305-334.

Brookfield, M.E. (1980).- Permian intermontane basin sedimentationin southern Scotland. Sedimentaty Geology. 27: 167-194.

Brun, J.P.; Choukroune, R. (1983).- Normal faulting, block tilting and décollement in a stretched crust. Tectonics. 2: 345-356.

Bull, W. (1972).- Recognition of Alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: Recognition of ancient sedimentary environments. Eds. J.K. Rigby & W.H. Hamblin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 16: 63-83.

Burgess, C.; Rosendahl, B.; Sander, S.; Burgess, C.; Lambiase, J.; Derksen, S.; Meader, N. (1988).- The structural and stratigraphic evolution of Lake Tanganyka: A case study of continental rifting. Trjassic-Jurassic rifting and the opening of the Atlantic ocean. Eds. W. Manspeizer. 22-B: 859-881.

Calderón, S. (1874).- Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. Revista de la Universidad de Madrid.

Cant, J. (1973).- Devonian braided stream deposits in The Battery Point Formation, Gaspe est, Quebec. Maritime Sediments. 9(1): 13-20.

Cant, D.; Walker, R. (1976).- Development of a Braided-Fluvial facies model for the Devonian Battery point sandstone. Quebec. Papers in Geology. Van Houten, F.B. Beck Mark; 13: 102-119.

Cant, J.; Walker, G. (1978).- Fluvial Processes and facies sequences in the sandy braided, South Saskatchewan River, Canada. Sedimentology. 25: 625-648.

Capote, R.; Gonzalez Casado, J.; de Vicente, G. (1987).- Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Ibérico. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. 11: 305-311.

Capote, R.; Díaz, M.; Gabaldon, V.; Gómez, J.; Sánchez de la Torre; Ruiz, P.; Rosell, J.; Sopeña, A.; Yebenes, A. (1982).- Evolución sedimentológica y Tectónica del ciclo alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Temas Geológico Mineros. 5: 289 p.

Castell, C. (1881).- Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España. 8: 157-264.

Chang, K.H. (1975).- Unconformity-bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin. 86: 1544-1552.

Cheadle, M.J.; McGeary, S.; Warner, M.R.; Matthews, D.H. (1987).- Extensional structures on the western UK continental self: a review of evidence from deep seismic profiling. Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society Special Publication. 28: 19-33.

Church, M.; Jones, D. (1982).- Channels bars in gravel-bed rivers. In: Gravelbed rivers. Eds. R.D. Hev.; J.C. Bathurst & C.R. Thorne. 291-338.

Cloetingh, S.; Tankard, A.J.; Welsink, H.J.; Jenkins, W.A.M. (1989).- Vail's coastal onlap curves and their correlation with tectonics events, offshore eastern Canada. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 283-294.

Cohen, A.; Ferguson, A.; Gram, P.; Huble, S.; Sims, F. (1986).- The distribution of coarse grained sediments in modern lake Turkana, Kenya: Implications for clastic sedimentation models of Rif lakes. In: Sedimentation in African Rifts. Eds. L.E. Frostick, R.W. Renaut, I. Reid & J.J. Tiercelin. Geological Society, Special Publication. 25: 127-139.

Colleman, J. (1969).- Brahamaputra River: Channel processes and sedimentation. Sedimentary Geology. 3: 129-239.

Collinson, J. (1969).- The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Nammurian of northern England. Journal of Sedimentary Petrology. 39: 194-221.

Collinson, D. (1970).- Bedforms of the Tana River, Norway. Geografiska Annaler. 52(A): 31-56.

Collinson, J. (1986).- Alluvial sediments. In: Sedimentary environments and facies. Ed. H.G. Reading. (2nd edition). Blackwell Scientific Publications. 20-62.

Colombo, F. (1989).- Abanicos aluviales. En: Sedimentología. Ed. A. Arche. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Nuevas tendencias. (2ª. Ed.) 1: 143-218.

Corrales, I. (1969).- Estudio geológico en la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza (Alcuenza). Cuadernos de Geología Ibérica. 1: 267-286. Madrid.

Christie, P.A.F.; Sclater, J.G. (1980).- An extensional origin for the Witchground/Buchan graben in the northern North Sea. Nature. 283: 729-732.

Coward, M.P.; Gibbs, A.D. (1986).- Structural interpretation with emphasis on extensional tectonics. Course Notes. 362 p.

Crowell, J.C. (1974).- Origin of Late Cenozoic basins in southern California. In: Tectonics and sedimentation. Ed. W.R. Dickinson. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special

Publication. 22: 190-204.

Crowley, K. (1983).- Large-scale bed configurations (macroforms), Platte River Basin, Colorado and Nebraska: Primary structure and formative processes. Geological Society of America Bulletin. 94: 117-133.

De la Cruz, B.; Marfil, R; De la Peña, J.A.; Arribas, J. (1987).- Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca). Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 493-514.

Deluca, J.; Eriksson, K. (1989).- Controls on synchronous ephemeral-and perennial-river sedimentation in the middle sandstone member of the Triassic Chinle Formation, northeastern New Mexico, U.S.A. Sedimentary Geology. 61: 155-175.

De Vicente, G.; Martínez, J.; Capote, R.; Lunar, R. (1986).- Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina (Sistema Central). Estudios Geológicos. 42: 23-31.

Demathieu, J.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1978).- Fauna ichnológica del Triásico del extremo Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara). Estudios Geológicos. 34: 175-186.

Dereims, A. (1898).- Recherches Géologiques dans le sud de L'Aragon. Annales de Stratigraphie et de Paléontologie. II: 1-199.

Dickinson, W.R. (1974).- Plate tectonics and sedimentation. In: Tectonics and sedimentation. Ed. W.R. Dickinson. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 22: 1-27.

Doblas, M. (1989).- Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central español (Zona Central de Gredos y áreas adyacentes). Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. 465 p.

Doblas, M. (1991).- Late hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Tectonophysics. 191: 325-334.

Doblas, M.; Oyarzun, R; Lunar, R.; Mayor, N.; Martínez, J. (1988).- Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization in the spanish Central System. Geology. 16: 800-803.

Dott, R. (1964).- Wacke, Gray Wacke and Matrix. What approach to immature sandstone clasification?. Journal of Sedimentary Petrology. 34: 625-632.

Doubinger, J.; Adloff, M.; Ramos, A.; Sopeña, A.; Hernando, S. (1978).- Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. Palinología. 1: 27-33.

Dunkelman, T.J.; Karson, J.A.; Rosendahl, B.R. (1988).- Structural style of Turkana Rift, Kenya. Geology. 16: 258-261.

Elliott, T. (1974).- Interdistributary bay sequences and their genesis. Sedimentology. 21: 611-622.

Evans, G. (1965).- Intertidal flat sediments an their environments of deposition in the wash. Quart. J. Geol. Soc.. 121: 209-245

Eynon, G.; Walker, R. (1974).- Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. Sedimentology. 21: 43-70.

Fairhead, J. (1986).- Geophysical controls on sedimentation within The African Rift Systems. In: Sedimentation in African Rifts. Eds. L.E. Frostick, R.W. Renaut, I. Reid & J.J. Tiercelin. Geological Society, Special Publication Geological Society, Special Publication. 25: 19-27.

Farrell, K. (1987).- Sedimentology and Facies Architecture of Overbank deposits of the Mississippi, River, False River Region, Louisiana. In: Recents developments in fluvial sedimentology. Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores & M.D. Harvey. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 39: 111-120.

Faugère, E.; Brun, J.P. (1984).- Modélisation expérimentale de la distention continentale. Compte Rendus de lÀcadémie des Sciences de Paris, 299: 365-370.

Fernández-Navarro, L. (1892).- Excursión Geológica por el partido de Sigüenza (Guadalajara). Anales de la Sociedad Española de Historia Natural. 31: 93-102.

Fernández-Rodríguez, C. (1991).- Evolución durante el Pérmico inferior de las fallas de la región de Pálmaces de Jadraque-Angón (borde SE del Sistema Central Central español). Geogaceta. 9: 50-52.

Friend, P. (1983).- Towards the field classification: of alluvial architecture or Sequence. In: Modern and Ancient Fluvial Systems. Eds. J.D. Collinson & J. Lewin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications. 6: 345-354.

Friend, P.; Slater, M.; Williams, R. (1979).- Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. Journal of the Geological Society. 136: 39-46.

Frostick, L.; Reid, I. (1977).- The origin of Horizontal laminae in ephemeral stream channel fill. Sedimentology. 24: 1-10.

Frostick, L.; Reid, I. (1986).- Evolution and sedimentary character of lake deltas fed by ephemeral rivers in the Turkana basin, northern Kenya. In: Sedimentation in the African rifts. Eds. L.E. Frostick, R.W. Renaut, I. Reid & J.J. Tiergelin. Geological Society, Special Publication. 25: 113-125.

Frostick, L.; Reid, I. (1987).- Quaternary alluvial fans of the dead sea rift. Alluvial Fans and their Tectonic controls (abstracts). A joint BSRG/TSG meeting convened at Bristol University.

Frostick, L.; Reid, S.; Jarvis, S.; Eardley, H. (1988).- Triassic sediments of the river Moray Firth, Scotland: early rift deposits. Journal of the Geological Society. 145: 235-248.

García-Gil, S. (1989).- Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (Inédita). 406 p.

García-Gil, S. (1991).- Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NW de la Cordillera Ibérica (España). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. 86 (1-4): 21-51.

García-Gil, S.; Sopeña, A. (1985a).- El Triásico en el sector Medinaceli-Somaen (Soria). II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España. La Seu d'Urgell. 1,2 Septiembre 1985. 45-46.

García-Gil, S.; Sopeña, A. (1985b).- Point bar and associated sediments in the Buntsandstein (NW Iberian Range, Spain). 6th I.A.S. European regional meeting. (Abstracts). 574-577.

García-Gil, S.; Sopeña, A. (1987).- Estratigrafía y Sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaen (prov. de Soria). Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 707-735.

García Palacios, R.; Lucas, J.; De la Peña, J.; Marfil, R. (1977).- La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica I. Petrología y Mineralogía. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 341-334.

García-Royo, C.; Arche, A.; Doubinger, J. (1989).- Palinomorfos del Triásico de la región Nuévalos-Cubel (provincia de Zaragoza). Revista Española de Micropaleontología. XXI(1): 125-137.

Garrido, A.; Villena, J. (1977).- El Trías Germánico en España: Paleogeografía y su estructura secuencial. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 37-56.

Gawthorpe, R.L. (1986).- Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), N England. Sedimentology. 33: 185-206.

Gibbs, A.D. (1984).- Structural evolution of extensional basin margins. Journal of the Geological Society. 141: 609-620.

Gibbs, A.D. (1987).- Developments of extension and mixed-mode sedimentary basins. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society Special Publication. 28: 19-33.

Gibbs, A.D. (1989a).- Structural Styles in Basin formation. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 81-93.

Gibbs, A.D. (1989b).- A model for linked basins developments, around the British Isles. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 501-510.

Gibling, M.; Rust, B. (1990).- Ribbon sandstone in the Pennsylvanian Waddens Cove Formation, Sydney basin, Atlantic Canada: the influence of siliceous duricrusts on channel-body geometry. Sedimentology. 37: 45-65.

Gloppen, T.G.; Steel, R.J. (1981).- The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-delta bodies (Devonian-Norway)- a study in the significacnce of bedding sequence in conglometates. In: Recent and ancient nonmarine depositional environments. Eds. F.G. Ethridge & R.M. Flores. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication. 31: 49-69.

Graff, W. (1988).- Definition of flood plains along arid-region rivers. In: Flood Geomorphology. Eds. V.R. Baker, R.C. Kochel & P.C. Patton. Wiley & Sons. 231-242.

Goy, A.; Gomez, J.; Yebenes, A. (1976).- El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I Unidades Litoestratigráficas. Estudios Geológicos. 32: 391-423.

Guimera, J.; Alvaro, M. (1990).- Structure et évolution de la compression alpine dans la Cháine Ibérique et la Cháine cótiére catalane (Espagne). Bulletin de la Société Géologique de France. 8(VI): 339-348.

Hamblin, W. (1984).- Direction of absolute movement along the boundary faults of the basin and range - Colorado Plateau Basin-. Geology. 12: 116-119.

Hamblin, A.P.; Rust, B.R. (1989).- Tectono-sedimentary analysis of alternate-polarity half-graben basin-fill successions: Late Devonian-Early Carboniferous Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia. Basin Research. 2: 239-255.

Handerbol, J.; Vail, P.R.; Ferrer, J. (1981).- Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. Oceanology acta procedings, 26th International Geologic Congress. Geology of continental margins symposium. 33-44.

Harding, T.P.; Lowell, J.D. (1979).- Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. American Association of Petroleum Geologist, Bulletin. 63: 1016-1058.

Harms, J. (1975).- Stratification produced by migrating bed forms. In: Depositional environments as intepreted from primary sedimentary structures an stratification sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course. 2: 45-59.

Klemme, H.D. (1980).- Petroleum basins- classification and characteristics. Journal of Sedimentary Petrology. 3: 187-207.

Kooi, H.; Cloething, S. (1989).- Intraplate stresses and the tectonostratigraphic evolution of the Central North Sea. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geology, Memoir. 46: 541-558.

Kraus, M.; Middleton, L. (1987).- Contrasting architecture of two alluvial suites in diferent structural settings. In: Recents developments in fluvial sedimentology. Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores & M.D. Harvey. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publications. 39: 253-262.

Kraus, M.; Middleton, L. (1987).- Dissected paleotopography and base-level changes in a Triassic fluvial sequence. Geology. 15: 18-21.

Laming, D.J.C. (1966).- Imbrication, palaeocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. Journal of Sedimentary Petrology. 36: 940-959.

Leeder, M.; Alexander, J. (1987).- The origin and tectonic significate of asymetrical meander-belts. Sedimentology. 34: 217-226.

Leeder, M.; Gawthorpe, R. (1987).- Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication. 28: 139-152.

Leopold, L.; Wolman, M. (1957).- River channel patterns, braided, meandering and straight. Prof. Papers U.S. Geological Survey. 282(B): 39-85.

Lowe, A. (1982).- Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidite currents. Journal of Sedimentary Petrology. 52(1): 279-297.

López, J. (1985).- Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, entre Cueva del Hierro y Chelva (prov. de Cuenca y Valencia). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid (Inédita). 427 p.

López, J.; Arche, A. (1985).- Gravel bars in Braided-river Channels of the basal Buntsandstein-facies conglomerates in the Cuenca Province (Southeastern Iberian Ranges, Central Spain). In: Aspects of fluvial sedimentation in Lower Triassic Buntsandstein of Europe; Ed. D. Mader. Earth Sciences. 4: 65-86.

López Gómez, J.; Arche, A. (1986).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (prov. de Cuenca y Valencia). Estudios Geológicos. 42(4-5): 259-270.

López Gómez, J.; Arche, A.; Doubinger, J. (1984).- El Triásico del anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca), España. Revista Española de Micropaleontología. 16: 19-42.

López Gómez, J.; Arche, A.; Doubinger, J. (1985).- Las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (Cuenca): Características sedimentológicas y asociaciones palinológicas. Revista Española de Micropaleontología. 17: 93-112.

López, J.; Mamet, B. (1990).- Sedimentology and petrology of the Cañete Dolomites and Limestone Formation (Muschelkalk facies, Middle Triassic) Southern Iberian Ranges, Eastern Spain. Facies. 23: 1-16.

López, J; Márquez-Aliaga, A.; Arche, A.; Goy, A. (1987).- Las facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): sedimentología y fauna del tramo superior. Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 665-676.

Lorenz, U.; Nicholls, I. (1984).- Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. Tectonophysics. 107: 25-56.

Mandl, G. (1987).- Tectonic deformation by rotating parallel faults: "bookshelf" mechanism. Tectonophysics. 141: 277-316.

Marfil, R. (1970).- Estudio Petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos. 26(2): 113-161.

Marfil, R.; Cruz, B.; De la Peña, J. (1977).- Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 411-422.

Marfil, R.; Buendia, E. (1980).- La evolución diagenética de los sedimentos detríticos del Pérmico y Triásico del Sondeo de Sigüenza (prov. de Guadalajara). Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Barcelona. 34: 59-74.

Martín-Escorza, C. (1988).- Fase Robledo: Una etapa distensiva dúctil en la Cordillera Central. Geogaceta. 5: 44-46.

Marzo, M.; Nijman, W.; Puigdefábregas, C. (1988).- Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. Sedimentology. 35: 719-738.

Matesanz, J. (1987).- Estudio sedimentológico de las facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincia de Soria). Estudios Geológicos. 43: 79-94.

Mayer, L. (1982).- Quantitative tectonic geomorphology with applications to neotectonics of northwestern Arizona. Ph.D., university of Arizona. 512 p.

McClay, K.L. (1989).- Physical models of structural styles during extensión. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. America Association of Petroleum Geology, Memoir. 46: 95-110.

McClay, K.R.; Ellis, P.G. (1987).- Analogue models of extensional fault geometries. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication. 28: 109-126.

McGeary, S.E.; Warner, M.R. (1985).- Seismic profiling the continental lithosphere. Nature. 317: 795-97.

McGowen, J.; Garner, L. (1970).- Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. Sedimentology. 14: 77-112.

Mc Gowen, J.; Groat, C. (1971).- Van horn sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. Report of Investigations Bureau of Economic Geology University of Texas. 72: 1-57.

Mc Kee, E.; Crosby, E.; Berryhill, H. (1967).- Flood deposits Bijou Creek, Colorado, June 1965. Journal of Sedimentary Petrology. 37: 829-851.

McKenzie, D. (1978).- Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters. 40: 25-32.

Miall, A.D. (1977).- A review of the braided-river depositional environment. Earth Science Reviews. 13: 1-62.

Miall, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Fluvial sedimentology. Ed. A.D. Miall. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir. 5: 597-604.

Miall, A.D. (1981).- Alluvial Sedimentary Basins: Tectonic Setting and Basin Architecture. In: Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins. Ed. A.D. Miall. Geological Association of Canada, Special Paper. 23: 1-35.

Miall, A.D. (1984).- Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag. (New York Inc.): 490 p.

Miall, A.D. (1985).- Architectural-Element Analysis: A new Method of facies analysis Applied to fluvial Deposits. Earth Science Reviews. 22: 261-308.

Miall, A.D. (1988).- Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of The Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. Sedimentary Geology. 55: 233-262.

Miall, A.D.; Turner-Peterson, C. (1989).- Variations in fluvial style in the Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, Colorado Plateau. Sedimentary Geology. 63: 21-60.

Mitchum, R.M.Jr.; Vail, P.R.; Thompson, S. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of the sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic stratigraphy- Applications to hydrocarbon exploration. Ed. C.E. Payton. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 26: 53-62.

Morad, S.; Al-Aasm, I.S.; Ramseyer, K.; Marfil, R.; Aldahan, A.A. (1990).- Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones from the Iberian Range, Spain: evidence from chemical composition and stable isotpes. Sedimentary Geology. 67: 281-295.

Muñoz, A. (1987).- Análisis sedimentológico de la parte superior del Buntsandstein en Rillo de Gallo (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita). 177 p.

Muñoz, A.; Ramos, A; Sopeña, A.; Sánchez-Moya, Y. (1990).- Analysis of electrofacies in the Triassic of the Iberian Ranges (Spain). 13th International Sedimentological Congress. Nothinghan, England. Abstracts. 374-375.

Mutter, J.; Hegarty, K.; Cande, S.; Weissel, J. (1985).- Breakup between Australia and Antartica: A brief review in the light of new data. Tectonophysics; 114: 225-279.

Naylor, M.A.; Mandl, G.; Sijpestein, C.H.K. (1986).- Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress states. Journal of Structural Geology. 8: 737-752.

Nemec, W.; Steel, R. (1984).- Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. In: Sedimentology of gravels and conglomerates. Eds. E.H. Koster & R.J. Steel. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir. 10: 1-31.

Nijman, W. (1973).- Legend for logging and description of sedimentary sequences (after Selley 1968). Vapghoep Sedimentologie, Universidad Leiden-Utrech. 9.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983).- North American stratigraphic code. American Association of Petroleum Geologist Bulletin. 67: 841-875.

Ouchi, S. (1985).- Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of America Bulletin. 96: 504-515.

Palacios, P. (1879).- Reseña geológica y física de la parte NW de la provincia de Guadalajara. Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España. 6: 321-351.

Paola, C. (1988).- Subsidence and gravel transport in alluvial basin. New Perspectives in Basins Analysis. Eds. K.L. Kleinspehn & C. Paola. Springer-Verlag (New York). 231-243.

Paola, C. (1990a).- A simple basin -filling model for coarse-grained alluvial systems. In: Quantitative Dynamic Stratigraphy. Ed. T.A. Cross. Engledwood Cliffs, NJ. Prentice-Hall. 363-374.

Paola, C. (1990b).- Basin- filling models. Cuantitative Sedimentary basin modelin. Continuing education course note series. American Association of Petroleum Geologist. 32: 90-118.

Parson, B.; Sclater, J. (1977).- An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. Journal of Geophysical Research. 82: 803-827.

Pettijohn, F.; Potter, P.; Siever, R. (1972).- Sand and Sandstone. Springer-Verlag New York. 618 p.

Pérez-Arlucea, M. (1982).- Estudio Estratigráfico y Sedimentológico del Pérmico y Triásico en el NW de la Sierra de Albarracín (prov. de Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid (Inédita). 119 p.

Pérez-Arlucea, M. (1985).- Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Sierra de Albarracín (prov. Guadalajara y Teruel). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid (Inédita). 322 p.

Pérez-Arlucea, M. (1987a).- Distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 607-622.

Pérez-Arlucea, M. (1987).- Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín. Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 623-646.

Pérez-Arlucea, M. (1991).-Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. Revista de la Sociedad Geológica de España. 4(1-2): 143-164.

Pérez-Arlucea, M.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1983).- Sistemas de barras arenosas en los depósitos fluviales del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica. X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca, Resúmenes. 86-89.

Pérez-Arlucea, M.; Sopeña, A. (1983).- Estudio Estratigráfico y Sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos de la Sierra de Albarracín (prov. de Guadalajara). Estudios Geológicos. 39: 329-343.

Pérez-Arlucea, M.; Sopeña, A. (1985).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (prov. Gudalajara y Teruel). Estudios Geológicos. 41: 207-222.

Pérez-Arlucea, M.; Sopeña, A. (1986).- Estudio Sedimentológico del Saxoniense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). Cuadernos de Geología Ibérica. 10: 117-150.

Pérez-Mazario, F.; Aracil, E.; Hernando, S.; Rincón, R. (1990).- Las facies terrígenas del Muschelkalk basal en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica. Geogaceta. 7: 18-20.

Pinilla, A.; Aleixandre, T.; Leiva, A. (1969).- Areniscas triásicas del Buntsandstein de la Provincia de Guadalajara I Atienza. Boletin de la Sociedad Española de Historia Natural. 67(1): 35-70.

Puigdefábregas, C. (1973).- Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. Sedimentology. 20: 133-144.

Ramos, A. (1979).- Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico del W de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía. 6: 313.

Ramos, A.; Doubinger, J. (1979).- Déconverte d'une microflore Thuiringienne dans le Buntsandstein de la Cordillére Ibérique (Espagne). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. 289: 525-527.

Ramos, A.; Doubinger, J.; Adloff, M. (1977).- El Pérmico y el Triásico de la región de Molina de Aragón. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 589-602.

Ramos, A.; Sopeña, A. (1976).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector Tamajón-Palmales de

Jadraque (prov. de Guadalajara). Estudios Geológicos. 31(1): 61-76.

Ramos, A.; Sopeña, A. (1983).- Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, central Spain). In: Modern and Ancient Fluvial Systems. Eds. J.D. Collinson & J. Lewin. International Association of Sedimentology, Special Publication. 6: 301-312.

Ramos, A.; Sopeña, A.; Pérez-Arlucea, M. (1986).- Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian ranges (Central Spain). Journal of Sedimentary Petrology. 56(6): 862-875.

Reading, H. (1980).- Characteristics and recognition of strike-stip fault systems. In: Sedimentation in oblique-slip mobile zones. Eds. P.F. Ballance & H.G. Reading. International Association of Sedimentology, Special Publication. 4: 7-26.

Rey, D.; Ramos, A. (1991).- Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector de Deza-Castejón (Soria). Revista de la Sociedad Geológica de España. 4(1-2): 105-126.

Rondeel, H.E.; Weijermars, R; Van Dorssen, H.G. (1984).- Reactivation of early reverse faults associated with oblique strike-slip faulting: a mechamism for crustal shortening (Macizo de Nevero, Sierra de Albarracín, Spain). Geologie en Mijnbouw. 63: 387-398.

Rosendahl, B.; Reynolds, D.; Lorber, P.; Burgess, C.; McGill, J.; Scott, D.; Lambiase, J.; Derksen, S. (1986).- Structural expresion of rifting: Lessons from Lake Tanganyika, Africa. In: Sedimentation in African Rifts. Eds. Frostick, Renaut, Reid & Tiergelin. Geological Society, Special Publication. 25: 29-43.

Rowley, D.; Sahagian, D. (1986).- Depth-dependent streching: A different approach. Geology. 14: 32-35.

Royden, H. (1985).- The Vienna Basin: a thin-skinned pull apart basin. In: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Eds. K.T. Biddle & N. Christie-Blick. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications. 37: 319-338.

Royden, L.; Horvath, F.; Naggmarosy, A.; Stegena, L. (1983).- Evolution of the Pannonian Basin system 2. Subsidence and thermal history. Tectonics. 2: 91-137.

Royden, L.; Keen, C. (1980).- Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. Earth and Planetary Science Letters. 51: 343-361.

Rust, B. (1972).- Structure and process in a braided river. Sedimentology. 18: 221-245.

Rust, B. (1975).- Fabric and structure in Glaciofluvial Gravels. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications. 23: 238-248.

Rust, R. (1978).- Depositional Models for Braided Alluvium. In: Fluvial Sedimentology. Ed. A.D. Miall. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir. 5: 605-625.

Rust, B.R.; Gibling, M.R. (1990).-Braidplain evolution in the Penssylvanian southbar Formation, Syndney Basin, Nova Scotia, Canada. Journal of the Sedimentary Petrology. 60 (1): 59-72.

Rust, B.; Koster, E. (1984).- Coarse alluvial deposits. Geoscience Canada (Reprint Series I). Ed. R.G. Walker (2ª Ed.). Facies Models. 53-69.

Saller, A.; Dickinson, W. (1982).- Alluvial to Marine Facies transition in The Antler overlap sequence, Pennsylvania and Permian of North-Central Nevada. Journal of Sedimentary Petrology. 52(3): 925-941.

Salvador, A. (1987).- Unconformity-bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin. 98: 232-237.

Sánchez de la Torre, L.; Agueda Villar, J. (1970).- Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. Estudios Geológicos. 26(4): 423-430.

Sánchez-Moya, Y. (1987).- Análisis sedimentológico de las "Areniscas del Río Arandilla". Triásico del sector de Cobeta (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita). 141 p.

Sánchez-Moya, Y.; Muñoz, A.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1989).- Arquitectura fluvial de las "Areniscas del Río Arandilla". Triásico de Molina de Aragón (Guadalajara). Estudios Geológicos. 45: 195-204.

Sánchez-Moya, Y.; Muñoz, A.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1991).- Las discontinuidades estratigráficas del Buntsandstein en el borde occidental de la cuenca triásica y su implicación en las correlaciones. Geogaceta. en prensa.

Schwab, F.L. (1976).- Modern and ancient sedimentary basins: Comparative accumulation rates. Geology. 4: 723-727.

Schwab, F.L. (1986).- Sedimentary "signatures" of foreland basin assemblages: real or counterfeit. In: Foreland Basins.Eds. P.A. Allen & P. Homewood. International Association of Sedimentologist, Special Publication. 8: 395-410.

Schwartz, E. (1978).- Distribution: The Red River in Oklahoma and Texas. Trans. Gulfcoast Assoc. Geol. Soc.. 28: 473-491.

Sclater, J.; Christie, P.A. (1980).- Continental streching: An explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. Journal of Geophysical Research. 85: 3711-3739.

Scrhöeder, E. (1939).- Die grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien). Abh. Ges. Wiss. Gottingen. Math-phys Kl., 16, 123 p. Trad. Publ. Ext. Geol. Esp.. (1945) 4: 235-291.

Scott, D.L.; Rosendahl, B.R. (1989).- North Viking Graben: an East African perspective. America Association of Petroleum Geologist, Bulletin. 73: 155-165.

Segura, M. (1982).- Evolución del Cretácico medio y superior en el Sector Sigüenza- Taravilla. Cuadernos de Geología Ibérica. 8: 337-350.

Segura, M.; Wiedmann, J. (1982).- La transgresión del Cretácico superior en el Sector de Atienza-Sigüenza (Guadalajara, Cordillera Ibérica) y el significado de la fauna ammonitífera. Cuadernos de Geología Ibérica. 8: 293-307.

Selley, R.C. (1970).- An introduction to sedimentology. Academic Press. 408 p.

Sentchordi, E.; Marfil, R. (1983).- Estudio petrológico de las facies Saxoniense y Buntsandstein de la zona de el Pobo de Dueñas (Cordillera Ibérica). Boletín Geológico y Minero. XCIV-V: 448-471.

Serpa, L.; De Voogd, B.; Willemin, J.; Oliver, J.; Kaufman, S.; Brown, L.; Hauser, E.; Wright, L.A.; Troxel, B.W. (1984b).- Late Cenozoic fault patterns and magma migration in Death Valley from COCORP seismic profiles. Eos.. 65: 985.

Serpa, L.; Setzer, T.; Farmer, H.; Brown, L.; Oliver, J.; Kaufman, S.; Sharp, J. (1984a).- Structure of the southern Keweenawan rift from COCORP surveys across the Midcontinental geophysical anomaly in norteastern Kansas. Tectonics. 3: 367-384.

Sharp, J. (1984).- West-central Utah: Palinpastically restored sections constrained by COCORP seismic reflection data. M.Sc. Thesis. Cornell Univ. 60 p.

Shinn, E.; Kumar, S. (1974).- Mega and giant ripples in the Ganga, Yamuna, and Son rivers, Uttar Pradesh, India. Sedimentary Geology. 12: 53-66.

Shumm, S. (1968).- Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Geological Society of America Bulletin. 79: 1573-1588.

Simon Gómez, J. (1990).- Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. Geogaceta. 8: 123-129.

Sloss, L.L. (1963).- Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin. 74: 93-114.

Sloss, L.L.; Krumbein, W.C.; Dapples, E.C. (1949).- Integrated facies analysis. In: Sedimentary facies in geologic history. Geological Society of America, Memoir. 39: 91-124.

Smith, N. (1971).- Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sond waves. Journal of Sedimentary Petrology. 41: 69-73.

Smith, N. (1971).- Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. Geological Society of America Bulletin. 82: 3407-3420.

Smith, M. (1974).- Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. Journal of Geology. 82: 205-223.

Smith, D. (1983).- Anastomosed fluvial deposits: model examples from Western Canada. In: Modern and ancient fluvial systems. Eds. J.D. Collinson & J. Lewin. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication. 6: 155-168.

Smith, A. (1990).- The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton pebble beds (Lower Triassic), southwest England. Sedimentary Geology. 67: 199-219.

Sneh, A. (1983).- Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. Journal of Sedimentary Petrology. 53(4): 1271-1279.

Sopeña, A. (1979).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la Provincia de Guadalajara. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías. 5: 329.

Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérez-Arlucea, M.; Ramos, A.; Virgili, C.; Hernando, S. (1988).- Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. In: Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Part B. Ed. W. Manspeizer. Developments in Geotectonics. 22. Elsevier. 757-786.

Sopeña, A.; Querol, R. (in litt.).- Evolución tecto-sedimentaria de la Cuenca del Tajo y áreas adyacentes. ITGE-ENRESA.

Sopeña, A.; Ramos, A.; Pérez-Arlucea, M. (1989).- Permian and Triassic fluvial systems in central Spain. Excursion Guidebook nº2. 4th International conference on fluvial sedimentology. Eds. M. Marzo & C. Puigdebábregas. 82 p.

Sopeña, A.; Virgili, C.; Arche, A.; Ramos, A.; Hernando, S. (1983).- El Triásico. Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. Instituto Geológico y Minero de España. II: 47-61.

Stear, W. (1985).- Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. Sedimentary Geology. 45: 209-230.

Steckler, M.; Watts, A. (1978).- Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. Earth and Planetary Science Letters. 41: 1-13.

Steel, R. (1976).- Devonian basins of western Norway -Sedimentary response to tectonism and to varying

tectonic context. Tectonophysics. 36: 207-224.

Steel, R.; Thompson, D. (1983).- Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" pebble beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Stafford-Shire, England. Sedimentology. 30(3): 341-367.

Steel, R.J.; Wilson, A.C. (1975).- Sedimentation and tectonism (Permo-Triassic)on the margin of the North Minch Basin Lewis. Journal of the Geological Society. 131: 183-202.

Stille, H, (1931): Die Keltiberische Scheitelung. Nachr. Ges. Wiss. Götingen, Math-Phys.. 10: 138-164.

Tankard, A.J.; Welsink, H.J. (1989).- Mesozoic extension and styles of basin formation in Atlantic Canada. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 175-195.

Tankard, A.J.; Welsink, H.J.; Jenkins, W.A. (1989).- Structural styles and stratigraphy of the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks of the Newfoundland. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association of Petroleum Geologist, Memoir. 46: 265-282.

Thomas, R.G.; Smith, D.G.; Wood, J.M.; Visser, J.; Calvery-Range, A.; Koster, E.H. (1987).- Inclined heterolithic stratification-Terminology, description, interpretation and significance. Sedimentary Geology. 53: 123-179.

Tunbridge, I. (1981).- Sandy high-energy flood sedimentation-some criteria for recognition, with an example from the Devonian of SW England. Sedimentary Geology. 28: 79-95.

Tunbridge, I. (1984).- Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; The Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. Sedimentology. 31: 697-715.

Turner, P.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1984).- Datos paleomagnéticos del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica. I Congreso Español de Geología. III: 289-301.

Turner, P.; Turner, A.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1988-89).- Diagenetic processes and remagnetization in permo-triassic red beds. Cuadernos de Geología Ibérica. 12: 131-146.

Turner, P.; Turner, A.; Ramos, A.; Sopeña, A. (1989).- Palaeomagnetism of Permo-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain: Acquisition of secondary and characteristics remanence. Journal of the Geological Society. 146: 61-76.

Tyler, M.; Ethridge, F. (1983).- Depositional setting of the salt wash member of the Morrison formation, south-west Colorado. Journal of Sedimentary Petrology. 53(1): 67-82.

Van Der Voo, R. (1968).- Geology and Paleomagnetism of Lower Triassic sediments in anticlinal structure east of Atienza (Guadalajara prov., Spain). Geology in Mijnbow. 4: 186-190.

Van Hinte, F. (1978).- Geohistory analysis- Application of micropaleontology in exploration geology. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 62: 201- 222.

Vegas, R.; Banda, E. (1982).- Tectonic framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula. Earth Evolution Sciences. 4: 320-343.

Vegas, R.; Surinach, E. (1987).- Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia. Geogaceta. 2: 40-42.

Vegas, R.; Vázquez, J.T.; Marcos, A. (1986).- Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: Modelo de deformación intracontinental distribuida. Geogaceta. 1: 24-25.

Vendeville, B.; Cobbold, P.R.; Davy, P.; Brun. J.P; Choukroune, P. (1987).- Physical models of extensinal tectonics at various scales. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication. 28: 95-108.

Verneuil, M.; Collomb, E. (1853).- Coup d'oeil sur la constitution geologique de quelques provinces de L'Espagne. Bulletin de la Société Géologique de France. 2(10): 61-147.

Viallard, P. (1978).- Tectogenèse de la Chaîne Ibérique: relations substratum-coverture dans una tectonique polyphasee. C. R. Acad. Sciences Paris. 287: 1103-1106.

Viallard, P. (1979).- La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenése alpine. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. 289: 65-68.

Viallard, P. (1982).- Les Virgations de la Chaîne Ibérique: deformation rotationnelle en regime de cisaillement par decouchements. C. R. Acad. Sciences. Paris. 295: 765-768.

Viallard, P. (1983).- Les bassins sedimentairies mesozoiques des Iberides (Espagne): hypothese sur les mecanismes d'ouverture. C. R. Acad. Sciences. Paris. 297: 529-532.

Vilas, L.; Hernando, S.; García; Quintana, A.; Rincón, R.; Arche, A. (1977).- El Triásico de la región de Monterde-Alhama de Aragón (provincia de Zaragoza). Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 467-484.

Virgili, C. (1954).- Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. Real Sociedad Española de Historia Natural. Homenaje al Prof. Hernández-Pacheco. 697-716.

Virgili, C. (1958).- El Triásico de los Catalánides. Boletín del Instituto Geológico y Minero de España. 69: 1-856.

Virgili, L. (1977).- Le Trias du Nord de L'Espagne. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières Section I. Géologie de la France. IV(3): 205-213.

Virgili, C.; Hernando, S. (1974).- Datación del Trías medio en la región comprendida entre los Condemios y Miedes de Atienza (NW de la provincia de Guadalajara). Seminarios de Estratigrafía. 9: 1-9.

Virgili, C; Paquet, H.; Millot, G. (1974).- Alterations du soubassement de la couverture Permo-Triassique en Espagne. Bull. Groupe Franc. Argiles. 26: 277-285.

Virgili, C.; Sopeña, A.; Ramos, A.; Hernando, J. (1977).- Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 57-88.

Virgili, C.; Sopeña, A.; Ramos, A.; Arche, A.; Hernando, S. (1983).- El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. Instituto Geológico y Minero de España. II: 25-64.

Visscher, H.; Brugman, W.A.; López, J. (1982).- Nota sobre la presencia de una palinoflora triásica en el supuesto Pérmico del anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca). Revista Española de Micropaleontología. 14: 315-322.

Walker, R. (1990).- Facies modeling and sequence stratigraphy. Journal of Sedimentary Petrology. 60(5): 777-786.

Warburton, J.; Alvarez, C. (1989).- A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System. Libro Homenaje a Rafael Soler. Asociación de Geólogos y Geofísicos españoles del Petróleo. 145-155.

Watson, C.C.; Schumm, S.A.; Harvey, M.D. (1983).- Neotectonic effects on river patter. In: River Meandering. Proceedings of the Conference on Rivers. American Society of Civil Engineers. 55-66.

Watts, A. (1982).- Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level. Nature. 297: 469-474.

Watts, A.; Karner, G.; Steckler, M. (1982).- Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basin formation. The evolution of sedimentary basins. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A305: 249- 281.

Weijemars, R. (1985).- In search of a relationship between harmonic resolutions of the geoid, convective stress patterns and tectonics in the lithosphere: a posible explanation for the Betic-rift arocline. Phys. Earth Planet. Inter.. 37: 135-148.

Welsink, H.J.; Srivastava, S.P.; Tankard, A.J. (1989a).- Basin architecture of the Newfoundland Continental Margin and its relationship to ocean crust fabric during extension. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association Petroleum Geologist, Memoir. 46: 197-214.

Welsink, H.J.; Dwyer, J.D.; Knight, R.J. (1989b).- Tectono-Stratigraphy of the passive margin off Nova Scotia. In: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantics Margins. Eds. A.J. Tankard & H.R. Balkwill. American Association Petroleum Geologist, Memoir. 46: 215-232.

Wernicke, B.; Burchfield, B.C. (1982).- Modes of extensional tectonics. Journal of Structural Geology. 4: 105-115.

Wernicke, B; Christiansen, R.L.; England, P.C.; Sonder, L.J. (1987).- A physical model for Cenozoic extension of western North America. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication. 28: 203-222.

Wrigth, V. (1982).- Calcrete paleosols from the Lower Carboniferous. Llanelly Formation South Wales. Sedimentary Geology. 33: 1-33.

Yebenes, A.; Alcalde, A. (1977).- Geoquímica del boro en las Illitas Triásicas de la Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 485-494.

Zeyen, H.J.; Banda, E.; Gallart, J.; Ansorge, J. (1985).- A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. Earth and Planetary Science Letters. 75: 393-402.

Ziegler, P. (1982).- Geological atlas of western and central Europe. Shell B.V., Rijswijk, The Netherlands, 113 p.

Ziegler, P. (1988).- Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In: Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Part B. Ed. W. Manspeizer. Developments in Geotectonics. 22. Elsevier. 711-755.

Hein, F.; Walker, R. (1977).- Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. Canadian Journal of Earth Sciences. 14: 562-570.

Heller, P.L (1990).- Subsidence analysis. Cuantitative sedimentary basin modeling. Continuing education course note series. American Association of Peroleum Geologist. 32: 7-19.

Hellinger, S.; Sclater, J. (1983).- Some comments on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basin. Journal of Geophysical Research. 88: 8251-8270.

Hernando, S. (1974).- Un depósito tipo "Raña" en la base del Triásico del borde Sur-Occidental de la Cordillera Ibérica. Tecniterrae. 2: 14-18.

Hernando, S. (1977a).- Aspectos paleogeográficos del Keuper en el borde SW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 385-398.

Hernando, S. (1977b).- El Triásico y el Pérmico de la región Ayllón-Atienza (enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central). Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 603-622.

Hernando, S. (1977c).- Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid (1975). Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías. 2: 1-408.

Hernando, S. (1980).- Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza. Cuadernos de Geología Ibérica. 6: 21-54.

Hernando, S.; Doubinger, J.; Adloff, M. (1977).- Datos cronoestratigráficos del Triásico Superior de la región Ayllón-Atienza (prov. Segovia, Soria y Guadalajara). Cuadernos de Geología Ibérica. 4: 399-410.

Hernando, S.; Rincón, R. (1987).- El Triásico del sector de Mansilla (Demanda Suroriental-La Rioja). Cuadernos de Geología Ibérica. 11: 691-706.

Heward, D. (1978).- Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana an Sabero) coalfields, northern Spain. Sedimentology. 25: 451-488.

Hill, V.S.; Heller,. P.L (1988).- An approach to differentiating tectonic vs. eustatic mechanisms for progradational sequences in foreland basins: example for the U.S. western interior (abs). Geological Society of America. Abstract with Programs. 20. A378.

Hinkelbein, K. (1965).- Der Muschelkalk den Zentralen Hesperischen Ketler (Prov.Teruel, Spanien). Mit. ein Beitrag von O. GEYER Oberrhein Geol. Abh.. 14: 55-95.

Hoffman, B.; Dewey, J.; Burke, K. (1974).- Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications. 19: 35-45.

Horsfield, W.T. (1977).- An experimental approach to basement controlled faulting. Geologie in Mijbouw. 56(4): 363-370.

Horsfield, W.T. (1980).- Contemporaneous movement along crossing conjugate faults. Journal of Structural Geology. 2: 305-310.

Hsui, A.T. (1989).- Subside. Callidus Software. Urbana, IL U.S.A.

IGME (1971).- Memoria y Hoja Geológica. Número 39 (Sigüenza). Mapa Geológico de España 1:200.000 (1º Serie). Instituto Geológico y Minero de España.

IGME (1981a).- Memoria y Hoja Geológica. Número 461 (Sigüenza). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.

IGME (1981b).- Memoria y Hoja Geológica. Número 489 (Molina de Aragón). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.

IGME (1981c).- Memoria y Hoja Geológica. Número 513 (Zaorejas). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.

IGME (1981d).- Memoria y Hoja Geológica. Número 514 (Taravilla). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.

IGME (1982).- Memoria y Hoja Geológica. Número 434 (Barahona). Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª Serie, Plan MAGNA). Instituto Geológico y Minero de España.

International Subcommission on Stratigraphic Classification (1976).- International stratigraphic guide. Ed. Hedberg. Wiley and Sons. 200 p.

International Subcommission on Stratigraphic Classification (1987).- (A. Salvador, Chairman). Unconformity-bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin. 99: 440-442.

International Subcommission on Stratigraphic Classification (1989).- Circular nº 76.

International Union of Geological Sciences (1989).- Global stratigraphic chart. Episodes. 2: Suplemento.

Jackson, J.; Gagnepain, J.; Houseman, G.; King, G.; Papadimitriou, P.; Soufleris, C.; Virieux, J. (1982).- Seismicity, normal faulting and geomorphological evolution of the Gulf of Corinth, (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. Earth and Planetary Science letters. 57: 377-397.

Jackson, J.; McKenzie, D. (1983).- The geometric evolution of normal fault systems. Journal of structural Geology. 5: 471-82.

Jarvis, G.; McKenzie, D. (1980).- Sedimentary basin formation with finite extension rates. Earth and Planetary Science Letters. 48: 42-52.

Joergensen, G.; Bosworth, W. (1989).- Gravity modeling in The Central African Rift System, Sudan: rift geometries and tectonic significance. Journal of African Earth Sciences. 8: 283-306.

John, B.E. (1987).- Geometry and evolution of a mid-crustal extensional fault system: Chemehuevi Mountains, southeastern California. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication, 28: 313-336.

Karner, G.; Dewey, J. (1986).- Rifting: Lithospheric versus crustal extension as applied to the Ridge Basin of southern California. In: Future petroleum provinces of the world. Ed. M.T. Halbouty. American Association of Petroleum Geology, Memoir. 40: 317-337.

Karner, G.; Lake, S.; Dewey, J. (1987).- The thermal and mechanical development of the wessek basin, southern England. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society Special Publication. 28: 517-536.

Keen, C.E.; Barret, B.L. (1981).- Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada: crustal structure, thermal evolution and subsidence history. Geophys. J. R. Astr. Soc.. 65: 443-465.

Kirton, S.R.; Hitchen, K. (1987).- Timing and style of crustal extension N of Scottish mainland. In: Continental extensional tectonics. Eds. M.P. Coward; J.F. Dewey & P.L. Hankcock. Geological Society, Special Publication. 28: 501-510.

Kingston, D.; Dishroon, C.; Williams, P. (1988).- Global basin Classification System. American Associaton of Petroleum Geologists, Bulletin. 67(12): 2175-2193.

APENDICE I

Mapa Geológico del sector Cincovillas - Riba de Santiuste

MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR CINCOVILLAS - RIBA DE SANTIUSTE

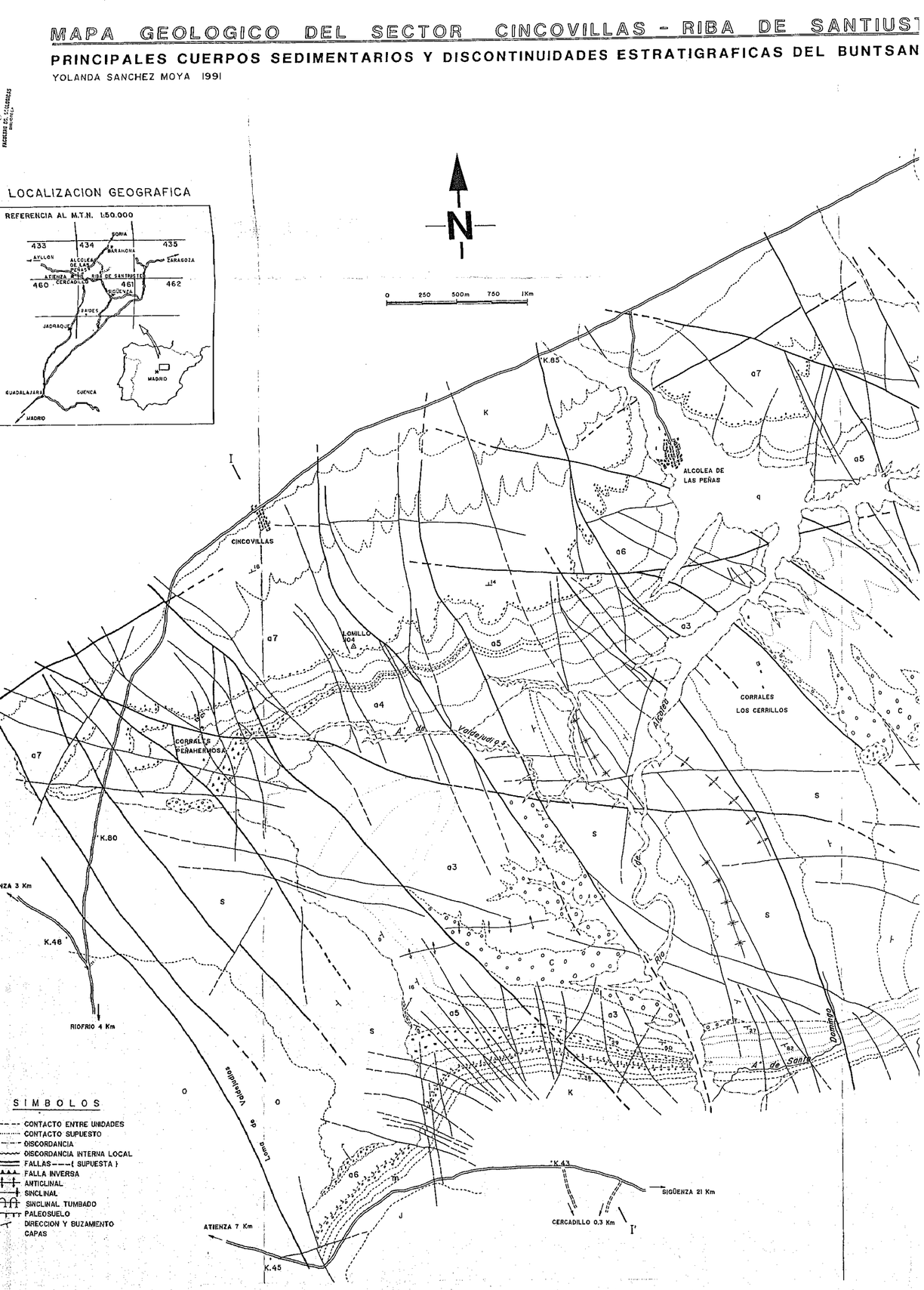
PRINCIPALES CUERPOS SEDIMENTARIOS Y DISCONTINUIDADES ESTRATIGRAFICAS DEL BUNTSANDSTEIN

YOLANDA SANCHEZ MOYA 1991

LOCALIZACION GEOGRAFICA

N

0 250 500m 750 1Km





LEYENDA

q	a	CUATERNARIO
		TERCIARIO
J		JURASICO
K		TRIASICO
m		
a7		
a6		
a5		
a4		
a3		
a2		
a1		
C	S	
p	V	PERMICO
d		DEVONICO
S		SILURICO
O		ORDOVICICO

KEUPER — MUSCHELKALK — BUNTSANDSTEIN — SAXONIENSE

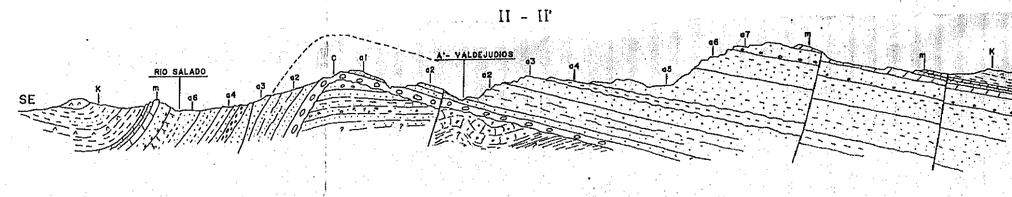
* TIPO DE FACIES

DESCRIPCION DE UNIDADES EN EL TEXTO

SIMBOLOS

- CONTACTO ENTRE UNIDADES
- CONTACTO SUPUESTO
- DISCORDANCIA
- DISCORDANCIA INTERNA LOCAL
- FALLAS (SUPUESTA)
- FALLA INVERSA
- ANTICLINAL
- SINCLINAL
- SINCLINAL TUMBADO
- PALEOSUELO
- DIRECCION Y BUZAMIENTO CAPAS

II - II'



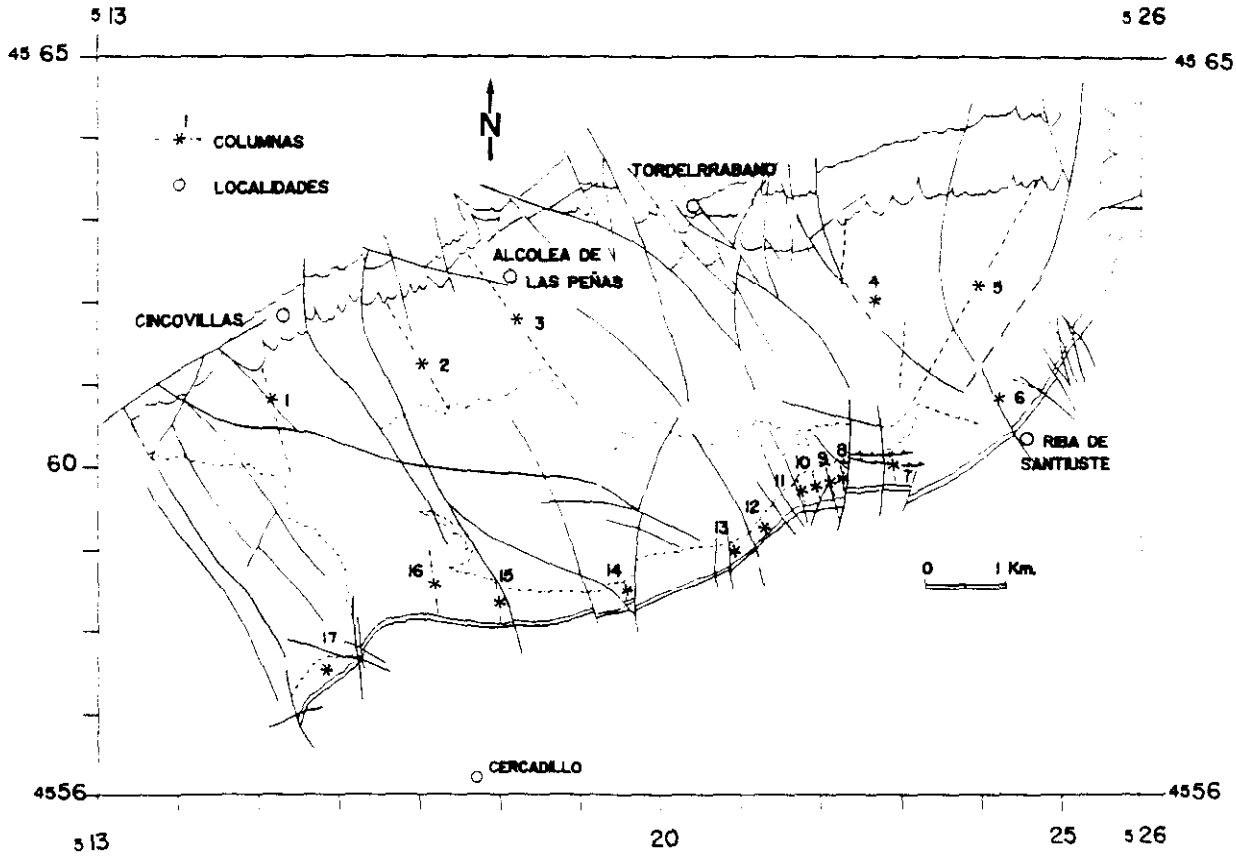
I - I'

APENDICE II

En este apéndice se incluye la descripción detallada de las 17 columnas estratigráficas levantadas en el área de estudio, así como la representación gráfica de las mismas. La situación geográfica de estas columnas puede encontrarse en la figura 90. También se incluyen las diagráfias e interpretación litológica realizada de los tres sondeos utilizados en este estudio, Baides-1, Sigüenza 44-3 y Sigüenza 50-12. La situación geográfica de estos sondeos puede observarse en la figura 91.

En la figura 92 se encuentra la leyenda general, utilizada tanto en la representación gráfica de las columnas estratigráficas.

En la representación de las diagrafías se ha utilizado el programa LOGGER, que froma parte del paquete intergrado ROCKWORKS, de la compañía ROCKWARE INCORPORATED. El programa LOGGER permite a partir de los datos de las diagrafías, previamente digitalizados, representar gráficamente las curvas de las distintas diagrafías a la misma escala y con una alta calidad de resolución. Esto favorece la interpretación posterior de la columna litológica resultante.



*1: "Corrales de Peña Hermosa"
*2: "Arroyo de Valdejudíos"
*3: "Alcolea de las Peñas"
*4: "Valdearcos"
*5: "Corrales la Viña"
*6: "Riba de Santiuste"
*7: "Corrales de Valdivia"
*8: "Corrales las Canteras"
*9: "Este de Majada Blanca"
*10: "Majada Banca"
*11: "Este de Cabeza Gorda"
*12: "Cabeza Gorda"
*13: "Arroyo del Agua"
*14: "Arroyo de Sto Domingo"
*15: "Rio Alcolea-2"
*16: "Rio Alcolea-1"
*17: "Cercadillo"

Fig. 90: Situacion de las columnas levantadas en el Anticlinal de Riba de Santiuste.

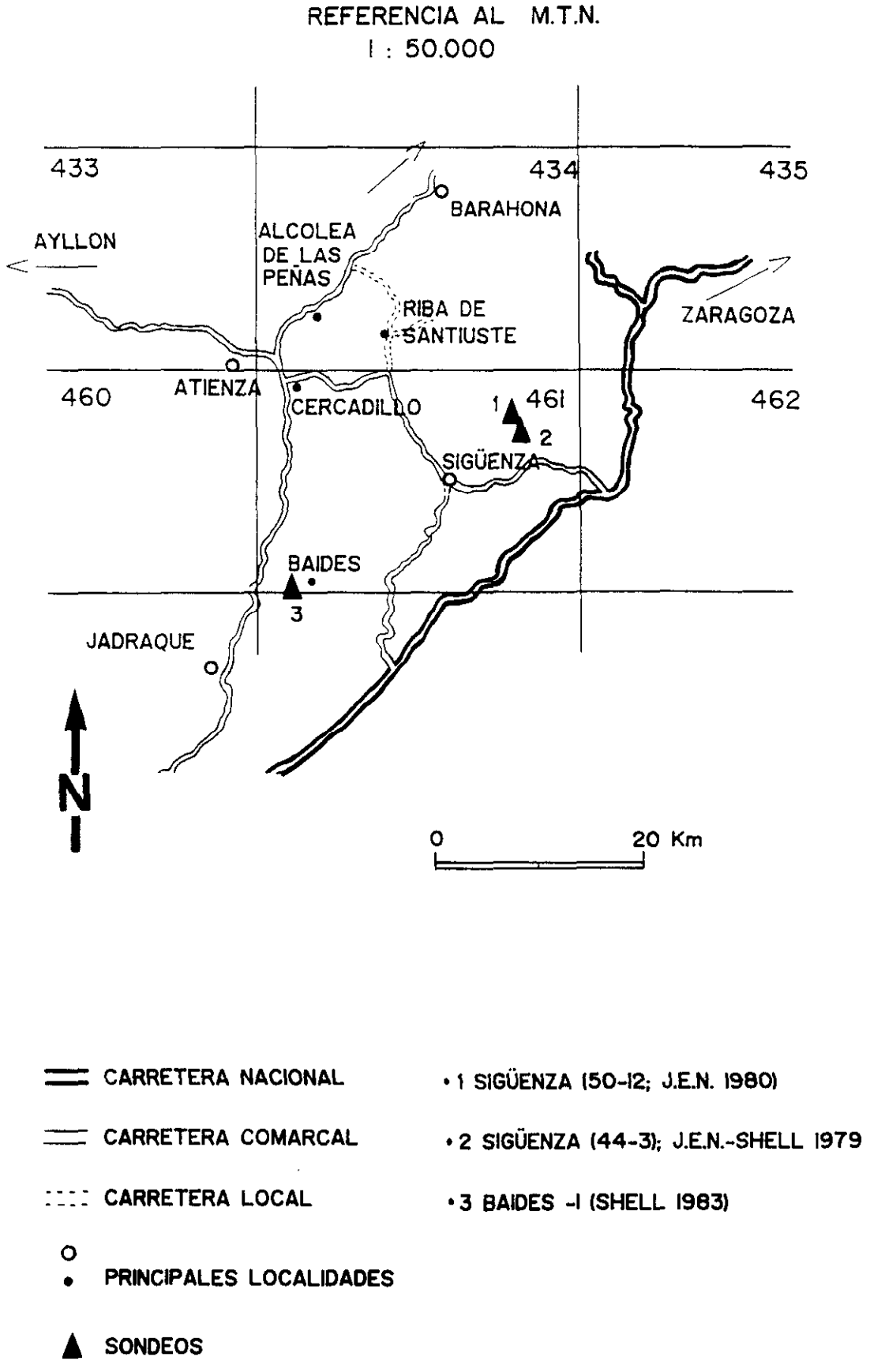


Fig. 91: Situación geográfica de los sondeos utilizados

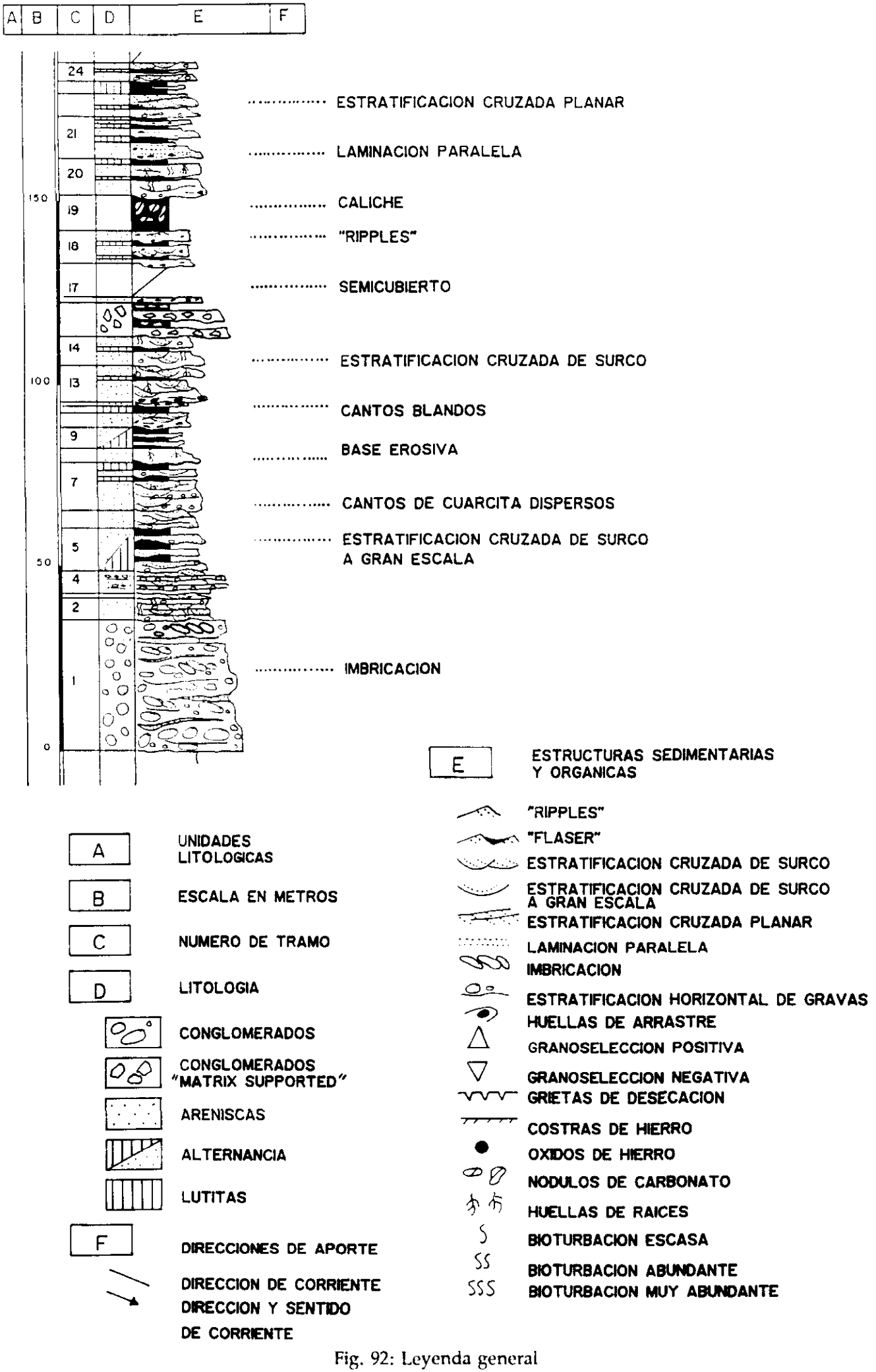


Fig. 92: Leyenda general

COLUMNA: "Corrales de Peña Hermosa"
(Fig. 93)
Base: UTM 154603 Techo: UTM 15616
Situación: Esta columna se ha levantado en la zona de Peña Hermosa, localizada al suroeste del pueblo de Cincovillas. La base de la columna se presenta cubierta. La litología dominante son las areniscas en la parte inferior y las lutitas en la superior. El techo se sitúa en los primeros carbonatos que aparecen en facies Muschelkalk.

Base: Cubierta
1.- 7,33 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas. Las lutitas incluyen niveles centimétricos de areniscas verdes de grano fino, están estratificadas en niveles de 1.40 m, más importantes en la parte superior del tramo. Las areniscas son niveles granodecrecientes de fino a muy fino de 2 m de espesor. Presentan abundantes cantos blandos. Tienen base erosiva y superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 8 cm y anchura de 2 m. La base de los niveles esta muy recristalizada y el techo contiene gran cantidad de micas.
2.- 3,53 m. Areniscas rojas de grano medio. Abundantes cantos blandos verdes. Superficies internas erosivas que conservan niveles centimétricos de lutitas verdes. Estratificación cruzada de surco a pequeña y media escala. En el techo de este tramo existe un nivel de 30 cm de lutitas rojas.
3.- 3,92 m. Areniscas naranjas con granoselección de muy grueso a medio. Abundantes cantos de cuarcita y blandos rojos y verdes en las bases y dispersos en los primeros niveles del tramo. Presentan superficies internas erosivas que delimitan niveles de 1.5 a 2 m, conservan algunos niveles de lutitas de espesor centimétrico. Laminación horizontal marcada por los cantos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
4.- 6,38 m. Areniscas rojas y blancas de grano grueso-medio. Base erosiva. Abundantes cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas marcadas por cantos. Son varios cuerpos que aparecen amalgamados conservando en ocasiones hasta 1 m de lutitas rojas entre las superficies erosivas. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco.
5.- 2,00 m. Lutitas verdes. Afectadas por procesos edáficos.
6.- 2,68 m. Areniscas rojas de grano medio. Cantos blandos. Cantos de cuarcita y pizarra, centil de 15 cm, concentrados en niveles de 20 cm o en hiladas. Base muy erosiva. Superficies internas erosivas donde se concentran los cantos, hacia el techo del tramo estos, desaparecen. Laminación horizontal y de dunas. Intensamente afectadas por procesos edáficos.
7.- 3,30 m. Areniscas marrones de grano grueso. Cantos de cuarcita, centil de 20 cm, dispersos, en hiladas o en niveles que llegan a ser areniscas conglomeráticas. Base erosiva. Superficies internas erosivas y planas. Hacia el techo del nivel desaparecen los cantos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-18 cm y anchura de 2 m.
8.- 10,00 m. Areniscas naranjas de grano grueso. Cantos de cuarcita dispersos, hacia el techo desaparecen. Estratificación cruzada de surco. Laminación paralela.
9.- 28,36 m. Alternancia de conglomerados "matrix supported" y lutitas rojas con cantos, de forma subordinada aparecen areniscas malvas de grano medio fino. Los conglomerados

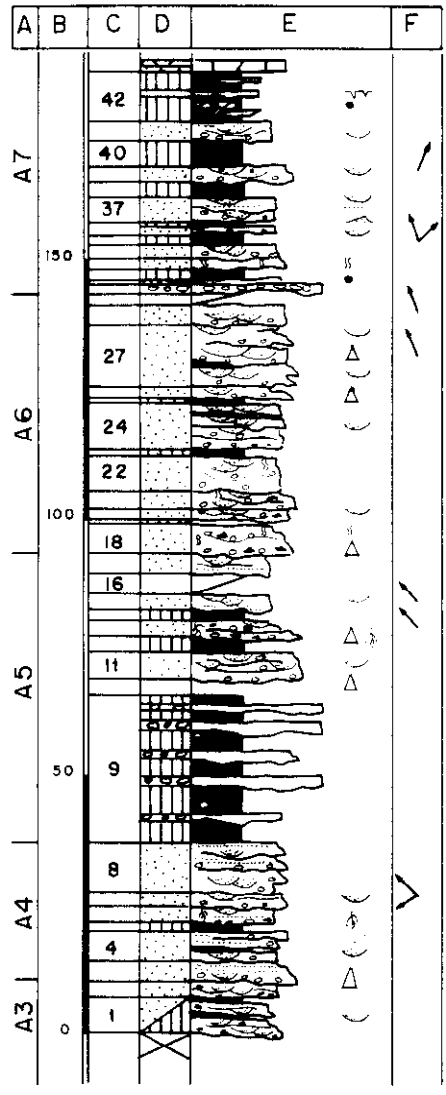


Fig. 93: Columna "Corrales de Peña Hermosa"

presentan cantos de cuarcita, cuarzo y pizarra, en general angulosos. Centil de 17 cm, Moda de 6 cm. No presentan ordenación. La matriz es lutítico-arenosa muy recristalizada. Las lutitas son rojas con muchos cantos y niveles de areniscas rojas de unos 10 cm de espesor. Recristalizadas. Las areniscas presentan geometría lenticular, estratificación cruzada de surco, y grietas de desecación. En la parte superior del tramo alternan con los conglomerados definiendo geometrías canalizadas a media escala. Bioturbaciones abundantes. Decoloraciones de origen edáfico.

10.- 3,14 m. Cubierto.

11.- 4,71 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso con granoselección a grueso. Cantos de cuarcita dispersos y concentrados en las superficies internas. Centil de 12 cm, media de 3 cm. Estratificación cruzada de surco.

12.- 3,00 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino con geometría lenticular y espesor de 10 cm.

13.- 2,70 m. Areniscas blancas y rojas de grano muy grueso con granoselecciones a fino. Cantos blandos verdes. Cantos de cuarcita dispersos de 2 cm. Moteado limonítico. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco, mal conservada. Bioturbación

14.- 1,77 m. Lutitas rojas con algún nivel verde.

15.- 2,42 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base muy erosiva. Superficies internas. En ocasiones separan intervalos de laminación paralela de 1 m de espesor. También presentan estratificación cruzada de surco en "sets" de 14 cm.

16.- 3,99 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos en el techo.

17.- 3,70 m. Areniscas moradas de grano fino a muy fino. Moteado limonítico. Superficies internas erosivas que separan secuencias de unos 80 cm con laminación paralela y estratificación cruzada de surco. En el techo de estas secuencias, existen decoloraciones de origen edáfico.

18.- 6,33 m. Areniscas naranjas de grano grueso. Cantos de cuarcita, centil de 25 cm, media de 5 cm, se concentran en la base y en las superficies internas erosivas. En el techo disminuyen los cantos y las areniscas son de grano fino y presentan algún canto blando. Bioturbación.

19.- 1,24 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Base erosiva, con cantos de cuarcita. Son cuerpos con geometría lenticular amalgamados. Decoloraciones de origen edáfico muy abundantes. Bioturbación.

20.- 2,40 m. Areniscas blancas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas. Son varias secuencias en cuyas bases aparecen niveles de conglomerados de cantos blandos y de cuarcita dispersos, centil de 6 cm y media de 0,5-1 cm. Estratificación cruzada de surco a media escala. En el techo disminuye el tamaño de grano a muy fino y son rojas. Bioturbación. Decoloraciones de origen edáfico.

21.- 3,58 m. Areniscas blancas de grano grueso. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita en la base, centil de 5 cm, cantos blandos verdes. Forman secuencias de 1 a 1,5 m de espesor, separados por superficies erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. En el techo lutitas rojas y areniscas de grano muy fino con laminación de "ripples". Bioturbación.

22.- 6,58 m. Areniscas naranjas de grano medio. Cantos blandos y de cuarcita de 1 cm dispersos. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala. En el techo son rojas de grano muy fino bioturbadas.

23.- 1,43 m. Lutitas rojas.

24.- 8,83 m. Areniscas naranjas de grano medio. Cantos de cuarcita y blandos en hiladas, centil de 6 cm. Hacia el techo son amarillas y no tienen cantos. Son varias secuencias separadas por niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco.

25.- 1,45 m. Lutitas rojas.

26.- 2,58 m. Areniscas naranjas de grano grueso con granoselección a muy fino y lutitas. Cantos de cuarcita en la base erosiva, centil de 7 cm media de 5 cm. Moteado limonítico. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.

27.- 11,89 m. Areniscas blancas de grano muy grueso a grueso. Cantos blandos de cuarcita en las superficies internas erosivas. Centil de 12 cm, media de 4-5 cm. Las superficies delimitan cuerpos de 75 cm a 1 m que no presentan cantos en el techo, donde ocasionalmente se conservan areniscas rojas de grano fino bioturbadas. Estratificación cruzada de surco a media y gran escala.

28.- 3,76 m. Areniscas naranjas de grano grueso. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco muy tendida. En el techo disminuye el tamaño de la estratificación y no hay cantos.

29.- 1,50 m. Cubierto.

30.- 2,23 m. Conglomerado "clast supported" de cantos de cuarcita (sin patina roja). Base erosiva. Presenta varias secuencias de 60 cm de espesor donde disminuye el tamaño de los cantos. Centil de 25 cm, media en la base de 5-6 cm, en el techo de 2-3 cm.

31.- 1,43 m. Areniscas blancas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos. Moteado limonítico. Superficies internas con concentraciones de óxidos de hierro. Decoloraciones de origen edáfico.
32.- 2,07 m. Lutitas rojas.
33.- 2,44 m. Areniscas naranjas grano grueso a medio. Base plana. Geometría lenticular. Algunas superficies internas que separan niveles con el techo bioturbado.
34.- 2,71 m. Areniscas rojas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos, centil de 8 cm y media de 3 cm. Superficies internas erosivas que limitan secuencias que en el techo pierden los cantos. Estratificación cruzada de surco a media y pequeña escala.
35.- 2,55 m. Lutitas rojas con una intercalación de areniscas blancas de grano medio con moteado limonítico. Bioturbaciones.
36.- 1,83 m. Areniscas naranjas de grano medio. Moteado limonítico. En la base presentan "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Centil de 9 cm. Geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco a media escala, que en el techo tiene menor tamaño. "Ripples". Este tramo acaba con 40 cm de lutitas rojas.
37.- 4,71 m. Areniscas blancas de grano medio. Recristalizadas. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita dispersos. Centil de 7 cm. Base erosiva. Superficies internas erosivas que limitan varias secuencias con laminación paralela y estratificación cruzada de surco tendida.
38.- 2,66 m. Lutitas rojas.
39.- 2,88 m. Areniscas ocres de grano muy grueso a grueso. Recristalizadas. Cantos de cuarcita orientados según la laminación, centil de 14 cm. Base erosiva, son varios cuerpos con geometría lenticular amalgamados, de 52 m de extensión lateral. Estratificación cruzada de surco.
40.- 5,32 m. Lutitas rojas.
41.- 4,00 m. Areniscas ocres grano medio. Recristalizadas. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita en la base de 1-2 cm. Son cuerpos con geometría lenticular de aproximadamente 1,20 m de espesor, en ocasiones se observan los "cut-bank". Estratificación cruzada de surco a media escala y laminación paralela. En el techo presentan huellas de procesos edáficos.
42.- 10,11 m. Lutitas rojas que intercalan dos tipos de areniscas. Las de menor espesor, 10 cm, son areniscas rojas y verdes de grano muy fino, afectas por procesos edáficos y con zonas de concentraciones de óxidos de hiero. Presentan grietas de desecación. Con un espesor de 30 cm, aparecen areniscas de grano fino con base erosiva, techo con niveles de carbonatos, y concentraciones de óxidos de hierro. En la parte inferior de este tramo, aparece un nivel de concentración de nódulos carbonatados con desarrollo vertical.
Techo: Dolomías arenosas correspondientes a sedimentos en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Arroyo de Valdejudios"
Base: UTM 189604 Techo: UTM 162619
(fig. 94)
Situación: Se ha levantado esta columna a lo largo un arroyo que discurre N-S, desembocando en el Arroyo de Valdejudios. Esta columna no presenta niveles de conglomerados en su base, situándose las areniscas directamente encima de los materiales paleozoicos. Las facies dominantes son fundamentalmente areniscas de grano fino y lutitas. El techo se sitúa en los primeros sedimentos carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Paleozoico constituido por cuarcitas.
1.- 1,72 m. Areniscas ocres de grano medio. Recristalizadas. Base erosiva. Cantos angulosos de cuarcitas paleozoicas, centil 26 cm. Geometría lenticular. Niveles centimétricos de lutitas rojas.
2.- 9,08 m. Lutitas rojas. Algunas intercalaciones de areniscas amarillas de grano fino, muy recristalizadas. El espesor de las areniscas varia entre 6-40 cm. Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
3.- 6,14 m. Areniscas malvas y amarillas granodecrecientes de grano fino a muy fino. Recristalizadas. Base erosiva. Abundantes micas y cantos blandos. Superficies internas erosivas que limitan cuerpos de 1 m de espesor. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm y achura de 2 m, laminación debida a "ripples". Huellas de procesos edáficos en el techo.
4.- 4,88 m. Lutitas rojas. Laminación debida a "ripples". Abundante bioturbación. Intercalan areniscas rojas de grano fino, recristalizadas. Los cuerpos de areniscas presenta geometría lenticular.
5.- 7,53 m. Areniscas ocres de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos. Superficies internas que limitan cuerpos con geometría lenticular. Ocasionalmente se conservan niveles centimétricos de lutitas interestratificados. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10

cm y anchura de 1,5 m.
6.- 3,87 m. Areniscas naranjas de grano grueso muy grueso. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Superficies internas. Cantos de cuarcita dispersos que disminuyen en el techo. Estratificación cruzada de surco a gran escala.
7.- 3,00 m. Lutitas arenosas rojas. Abundantes micas. Presenta dos intercalaciones de areniscas rojas de grano medio, situadas en la base y techo del nivel con espesores de 75 y 30 cm.
8.- 12,50 m. Semicubierto. Areniscas naranjas de grano medio-muy fino y lutitas rojas con abundantes micas. Bioturbación.
9.- 1,60 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva de grano grueso a medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Motea do limonítico. Cantos blandos verdes y de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco amplios marcados por cantos. Huellas de procesos edáficos en el techo.
10.- 2,80 m. Semicubierto. Lutitas rojas y areniscas malvas de grano muy fino. Huellas de procesos edáficos en el techo.
11.- 8,65 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos, centil 6 cm. Superficies internas erosivas marcadas por "lag" de cantos de cuarcita, que separan cuerpos de 3 m de espesor. En el techo de los diferentes cuerpos las areniscas son malvas con tamaño de grano fino, y abundantes micas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Huellas de procesos edáficos en el techo.
12.- 6,10 m. Areniscas ocres con granoselección positiva desde grano muy grueso a grano fino. Base muy erosiva (más de 1 m. de erosión). Cantos de cuarcita de pequeño tamaño dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 1 m. El tamaño de las formas disminuye en el techo, pasando a estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm y anchura superior a 3 m. Esta disminución en tamaño de las formas acompaña a la disminución en el tamaño de grano. Huellas de procesos edáficos en el techo.
13.- 5,55 m. Areniscas naranjas con granoselecciones negativas desde grano medio a grano grueso. Base ligeramente erosiva. Cantos de cuarcita milimétricos y ocasionalmente cantos blandos. Geometría lenticular.
14.- 4,00 m. Cubierto.
15.- 10,39 m. Areniscas rojas de grano grueso a medio. Base cubierta. Cantos de cuarcita dispersos o como "lag" en las superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y 1 m de anchura. Los últimos 40 cm son lutitas rojas.
16.- 19,84 m. Alternancia de areniscas naranjas de grano medio a fino y lutitas rojas. Las areniscas tienen base erosiva y cantos de cuarcita dispersos. Presentan un espesor medio de 60 cm. Las lutitas incluyen algunos niveles de 25 cm de areniscas blancas de grano grueso con base erosiva y geometría lenticular. El techo del tramo está bioturbado y presenta huellas de procesos edáficos.

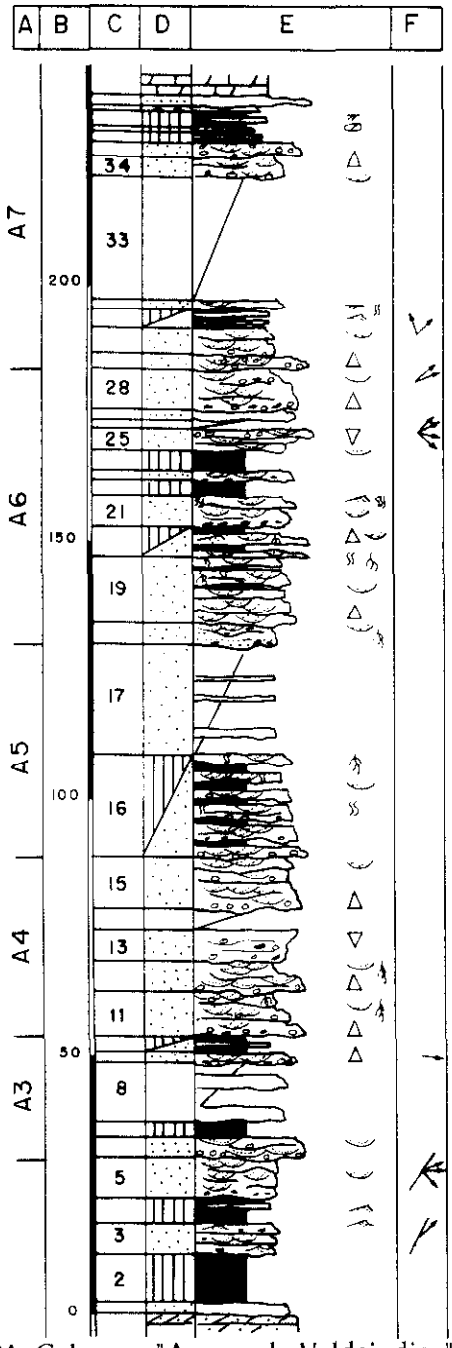


Fig. 94: Columna "Arroyo de Valdejudios"

17.- 21,70 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano fino. Niveles de 1 m de espesor.
18.- 3,95 m. Areniscas rojas de grano fino. Base cubierta. Superficies erosivas con "lag" de cantos blandos de pequeño tamaño. Las superficies internas separan cuerpos de 0.80-1 m de espesor. En la parte superior del nivel, la cantidad de cantos blandos aumenta. Laminación paralela y debida a dunas. Huellas de procesos edáficos y bioturbación en el techo.
19.- 13,23 m. Areniscas ocres y malvas con granoselección positiva desde grano grueso a muy fino en secuencias de 4-5 cm, que culminan con lutitas. Base erosiva con cantos blandos de hasta 1 m. Superficies internas erosivas y planas. Cantos de cuarcita (2-3 cm de media) dispersos. Estratificación cruzada de surco, con formas cuyo tamaño aumenta en la parte superior de la unidad alcanzando "sets" de 30 cm y anchura de varios metros. Intervalos de laminación paralela. En los tamaños de grano más finos es abundante la bioturbación y huellas de procesos edáficos.
20.- 6,34 m. Alternancia de lutitas malvas, bioturbadas y con huellas de procesos edáficos en niveles de 1 m, y areniscas ocres con grano selección desde microconglomerado a grano fino. Bases erosivas con "lag" de cantos blandos, centil de 7 cm, y de cuarcita, centil de 2 cm. Aparecen en niveles de 1,5 m con geometría canalizada. Laminación debida a dunas y "ripples". Techos bioturbados y con huellas de procesos edáficos.
21.- 5,92 m. Areniscas blancas de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas en ocasiones marcadas por cantos de cuarcita (centil de 16 cm) en las cuales el tamaño del grano aumenta a microconglomerado. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 30-40 cm y anchura superior a 20 m. En el techo se observa laminación debida a "ripples". Bioturbación intensa.
22.- 3,20 m. Lutitas rojas. Presentan algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino, con base plana y geometría lenticular con relleno lateral. En la parte superior incluyen un nivel de nódulos carbonatados con tendencia vertical.
23.- 2,20 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde grano muy grueso-microconglomerado a grano medio. Base erosiva. Cantos blandos y de cuarcita (centil de 13 cm) dispersos. Moteado limonítico. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
24.- 4,02 m. Lutitas rojas.
25.- 4,05 m. Areniscas naranjas de grano medio-grueso. Base erosiva. Superficies internas erosivas. El nivel se carga progresivamente en cantos de cuarcita (centil de 15 cm), hasta constituir areniscas conglomeráticas. En general el nivel constituye una secuencia "coarsening". Estratificación cruzada de surco a gran escala.
26.- 1,70 m. Cubierto.
27.- 2,38 m. Areniscas naranjas de grano grueso a medio. Moteado limonítico. Superficies internas irregulares marcadas por hiladas de cantos de cuarcita (centil de 12 cm). Estratificación difusa.
28.- 6,80 m. Areniscas rojas y naranjas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base erosiva con cantos blandos y ocasionalmente cantos de cuarcita. Superficies internas erosivas que en la mitad superior presentan "lag" de cantos de cuarcita. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco con "sets" de 20 cm y anchura de 10-12 cm, cuyo tamaño disminuye en el techo.
29.- 2,78 m. Areniscas conglomeráticas y areniscas rojas de grano grueso en una secuencia granodecreciente. Base erosiva. Moteado limonítico. Superficies internas que el la mitad superior concentran los cantos de cuarcita (centil de 14 cm). Estratificación cruzada de surco, con cantos de cuarcita dispuestos en la base de los mismos.
30.- 5,26 m. Areniscas rojas de grano fino a muy fino. Base cubierta. Superficies internas erosivas con "lag" de cantos de cuarcita (centil de 16 cm), que aparecen también dispersos. Estratificación cruzada de surco muy tendidos, con "sets" de 30-40 cm.
31.- 3,73 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino. Abundantes micas. Las lutitas presentan laminación debida a "ripples". Los niveles de areniscas presentan geometría lenticular, con base cóncava, espesores de 35-40 cm y extensión lateral superior a 7 m. Estratificación cruzada de surco adaptada a la base, y laminación debida a dunas. Cantos blandos dispersos. Las últimas intercalaciones de areniscas presentan geometría tabular y costras de hierro milimétricas.
Los últimos 2 m están constituidos exclusivamente por lutitas muy bioturbadas y con grietas de desecación.
32.- 1,92 m. Areniscas ocres de grano medio a fino. Base ligeramente erosiva. Moteado limonítico. Cantos blandos muy abundantes y cantos de cuarcita dispersos en la mitad inferior. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.

33.- 24,00 m. Cubierto.
34.- 3,96 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano medio a fino. Aparecen como cuerpos amalgamados de 0.60-1 m de espesor. Bases erosivas, frecuentemente con "lag" de cantos blandos. Cantos blandos dispersos. En el techo huellas de procesos edáficos. Localmente entre los cuerpos se conservan lutitas rojas con formas aisladas de areniscas (dunas).
35.- 2,90 m. Areniscas ocres con granoselección desde microconglomerado a grano grueso. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos (centil de 6 cm). Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala.
36.- 1,95 m. Lutitas rojas y en menor medida verdes. En el techo presentan un nivel de 30 cm de areniscas rojas de grano muy fino, con acumulaciones milimétricas de hierro.
37.- 1,35 m. Lutitas rojo-morado con un nivel de nódulos de carbonato con desarrollo vertical. En la base aparecen brechas de cantos blandos.
38.- 2,84 m. Lutitas moradas y rojas. Intercalan niveles de areniscas versicolores de grano muy fino, base cóncava y 30 cm de espesor con laminación debida a "ripples". En el techo los niveles de areniscas presentan base plana y 60 cm de espesor. Abundante bioturbación.
39.- 0,67 m. Margas verdes.
40.- 2,00 m. Areniscas ocres con granoselección, desde areniscas conglomeráticas (centil de 12 cm) a grano fino. Base erosiva. Moteado limonítico. En el techo aparecen muy cementadas por carbonatos. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco tendidos.
Techo: Dolomías y dolomías arenosas en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Alcolea de las Peñas"
Base: UTM 189604 Techo: UTM 176624
(Fig. 95)
Situación: Esta columna se ha levantado a lo largo del curso del Río Alcolea. Su base se sitúa en un barranco de la margen este y se continua la columna en la margen noroeste, hasta llegar al área de Los Corrales los Serranos. La litología dominante son las areniscas que presentan tamaños de grano muy variables. El techo se localiza en los primeros materiales en facies Muschelkalk.

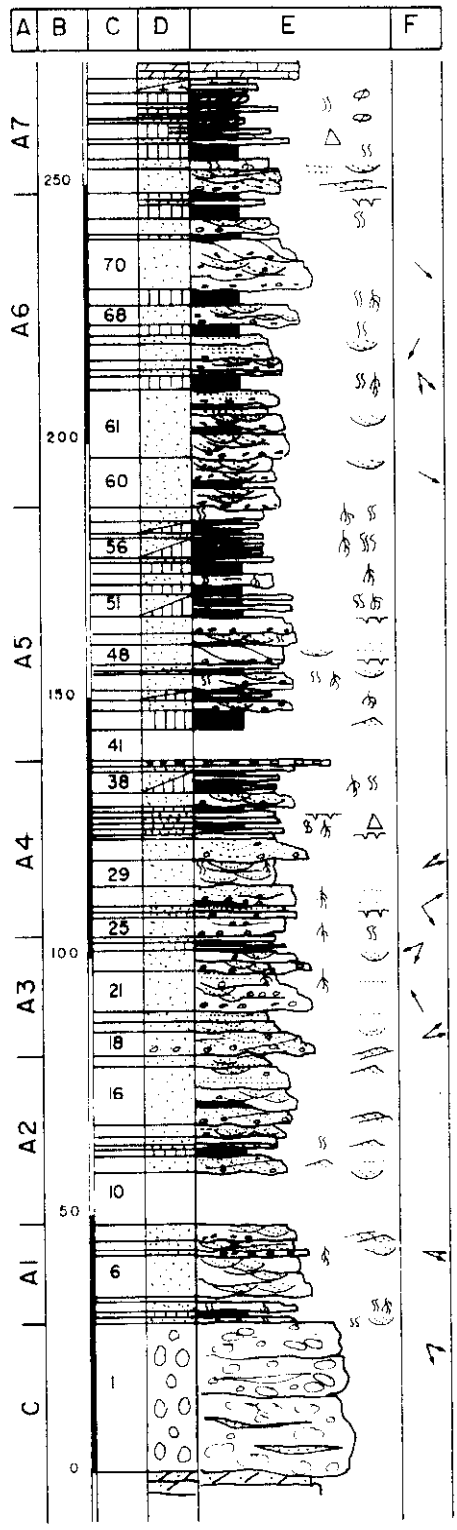


Fig. 95: Columna "Alcolea de las Peñas"

Base: Paleozoico constituido por cuarcitas alteradas.
1.- 30,00 m. Conglomerado de cantos de cuarcita redondeados con huellas de presión-disolución y de percusión. Los cantos tienen un tamaño medio de 10-15 cm y centil 40 cm. Presentan estratificación horizontal y a menudo se observan cantos imbricados. Secuencia

granodecreciente. En los cantos de menor tamaño (2-3 cm) se observa patina negra.
2.- 1,24 m. Areniscas rojas de grano grueso a medio con cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco mal conservada debido a la abundante bioturbación. Intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino con abundantes micas, así como niveles con abundantes cantos blandos rojos.
3.- 1,35 m. Lutitas rojas. Bioturbadas. En ocasiones presentan intercalaciones de areniscas de grano fino verde-amarillentas.
4.- 2,20 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a fino. Se presentan en niveles de 12-20 cm, ocasionalmente con bases erosivas. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
5.- 1,00 m. Cubierto.
6.- 7,85 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso en la base y grano grueso en el techo. Base erosiva. Múltiples superficies internas tanto planas como erosivas. El nivel se encuentra compuesto por cuerpos de 1 a 1,4 m con estratificación cruzada de surco, en "sets" de 20 cm de espesor y anchura próxima a 3 m.
7.- 1,12 m. Areniscas naranjas de grano grueso, ocasionalmente pueden llegar a ser de grano muy grueso o microconglomerado. Base erosiva con cantos blandos, algún canto de cuarcita disperso. Estratificación cruzada de surco a media escala. Huellas de procesos edáficos en el techo.
8.- 1,60 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en la base en "sets" de 15-20 cm. Tras una superfi cie interna erosiva, estratificación cruzada de surco en "sets" de 10- 15 cm.
9.- 2,71 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva con un "lag" de cantos blandos y en menor proporción cantos de cuarcita (34 cm espesor). El nivel presenta superficies internas erosivas donde el tamaño de grano es medio y aparecen también cantos de cuarcita y cantos blandos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y gran amplitud.
10.- 10,00 m. Cubierto.
11.- 3,25 m. Areniscas rosas y ocres de grano medio. Cantos de cuarcita milimétricos dispersos y abundantes cantos blandos. Hacia el techo el tamaño de grano pasa a fino con abundantes micas. Estos dos términos constituyen secuencias de 1 m de espesor. Presentan estratificación cruzada planar. El nivel concluye con areniscas malvas de grano muy fino con laminación paralela, dunas y "ripples". Los diferentes niveles dentro del tramo aparecen separados por superficies internas irregulares. El techo aparece bioturbado.
12.- 1,40 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas moradas de grano fino en niveles de 15 cm de espesor. Bases planas y geometría lenticular. Abundantes cantos blandos. Laminación debida a "ripples". Tanto las areniscas como las lutitas aparecen muy bioturbadas.
13.- 0,80 m. Areniscas moradas de grano fino. Abundantes cantos blandos. Base plana. Estratificación cruzada de surco a media-pequeña escala y estratificación cruzada planar en "sets" de 10-12 cm.
14.- 1,66 m. Areniscas moradas de grano fino. Base muy erosiva con "lag" de cantos blandos. Superficies internas irregulares marcadas por cantos blandos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 2,5 m, hacia el techo pasan a estratificación cruzada planar en "sets" de 40 cm. El techo está bioturbado.
15.- 2,50 m. Areniscas grises de grano medio. Base erosiva con un depósito de "lag" (40 cm de espesor) de cantos blandos rojos y verdes de gran tamaño. Localmente conserva niveles de lutitas rojas. Las areniscas contienen también abundantes cantos blandos que aparecen orientados según la laminación. El nivel presenta superficies internas donde aumenta la abundancia de cantos blandos, así como su tamaño. Tienen estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura de 2-4 m. Existen algunos intervalos de laminación paralela que pasa a "ripples", estos intervalos son más importantes en el techo donde las areniscas presenta un tamaño de grano fino a muy fino. Huellas de procesos edáficos en el techo.
16.- 11,54 m. Areniscas blancas de grano medio. Abundante moteado limonítico. Base muy erosiva con "lag" de cantos de cuarcita y cantos blandos de gran tamaño (70 cm). Localmente los cantos de cuarcita llegan a constituir un conglomerado. El conjunto aparece constituido por tres niveles amalgamados separados entre sí por superficies en general planas, donde el tamaño de grano aumenta a grueso, en ocasiones se conservan entre ellos niveles de lutitas que llegan a tener espesor de 1 m. En el nivel más inferior las areniscas contienen abundantes cantos de cuarcita dispersos que disminuyen progresivamente. Tienen estratificación cruzada planar en la base pasando a cruzada de surco a media escala. El nivel intermedio presenta también una perdida progresiva de cantos de cuarcita y blandos, pero más rápidamente que en el caso anterior. En este intervalo, la laminación es fundamentalmente paralela que pasa a estratificación cruzada de surco a media-gran

escala. El último de los intervalos, presenta un menor contenido y tamaño en los cantos, las areniscas pasan a ser de grano fino. La estratificación es cruzada de surco a media escala.
17.- 2,13 m. Alternancia de areniscas rojas de grano muy fino con laminación paralela y areniscas rojas de grano fino con abundantes cantos blandos, base erosiva y secuencias granodecrecientes con estratificación cruzada de surco. En el techo pasan a grano muy fino y niveles de lutitas, con laminación debida a "ripples". Bioturbación en el techo.
18.- 5,05 m. Areniscas conglomeráticas. Base muy erosiva con un "lag" de cantos de cuarcita de 20 cm, incluye también cantos blandos. La parte inferior del nivel presenta granoselecciones de muy grueso a medio y estratificación cruzada planar, lateralmente se observa estratificación cruzada de surco a gran escala. La parte superior del nivel aparece también constituida por estratificación cruzada de surco a gran escala. Aparecen numerosas superficies internas erosivas.
19.- 1,85 m. Areniscas rojas de grano fino. Estratificación cruzada de surco a media-gran escala en la base. Tras una superficie erosiva aparece estratificación cruzada de surco a muy gran escala con modificaciones en su techo por surcos de pequeño tamaño. Techo bioturbado.
20.- 2,24 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Abundantes micas. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco muy tendida.
21.- 8,16 m. Areniscas rojas granodecrecientes desde grano muy grueso (microconglomerado en la base) a grano fino en el techo. La base es erosiva con un "lag" de cantos de cuarcita y cantos blandos. Numerosas superficies internas algunas de ellas erosivas, cantos de cuarcita dispersos que disminuyen hacia techo. Estratificación cruzada de surco a media-gran escala.
22.- 4,48 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a microconglomerado. La base es erosiva con un primer episodio de areniscas de grano fino con abundantes cantos blandos, tras lo cual se reactiva la superficie y aparece un microconglomerado que pasa a areniscas de grano muy grueso donde solo se observan dunas. Presenta numerosas superficies internas planas o erosivas, a partir de estas superficies aparecen cantos de cuarcita ocasionalmente abundantes. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-15 cm y anchura de 3 m, en ocasiones se han observado formas de mayor tamaño. En el techo el tamaño de grano pasa a ser medio y presenta laminación paralela. Se encuentra afectado por huellas de procesos edáficos.
23.- 1,59 m. Alternancia de lutitas rojas bioturbadas y areniscas amarillas de grano medio con base erosiva. Laminación paralela y surcos de pequeño tamaño. Moteado limonítico. En el techo se observan huellas de procesos edáficos.
24.- 1,73 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas planas. Techo bioturbado. En el techo lutitas rojas.
25.- 4,77 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva con un "lag" de cantos de cuarcita. Superficies internas con "lag" de cantos de cuarcita que también aparecen dispersos por todo el nivel, siendo más escasos en el techo. Estratificación cruzada de surco entre media y gran escala. En el techo se ven huellas de procesos edáficos y grietas de desecación.
26.- 0,99 m. Areniscas naranjas de grano grueso. Base erosiva. Superficies internas. Cantos de cuarcita dispersos. En el techo pasan a areniscas rojas de grano muy fino y lutitas. Bioturbación intensa. Huellas de procesos edáficos.
27.- 1,38 m. Areniscas naranjas de grano medio-grueso. Base erosiva, localmente con cantos de cuarcita. También dispersos en todo el nivel. Numerosas superficies internas, tanto erosivas como planas. Laminación difusa, probablemente dunas. El techo aparece muy bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
28.- 4,05 m. Areniscas naranjas de grano grueso-muy grueso. Base plana que ocasionalmente conserva restos de lutitas. Abundantes cantos de cuarcita dispersos, que en ocasiones llegan a constituir pequeños niveles de conglomerados de 25 cm de espesor, hacia el techo disminuye su numero. Superficies internas tanto erosivas como planas. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Ocasionalmente se observan "cut and fill" rellenos de cantos de cuarcita. Techo con huellas de procesos edáficos.
29.- 4,95 m. Areniscas moradas de grano muy fino con abundantes micas. Estratificación cruzada de surco muy tendida. En el techo las areniscas pasan a lutitas rojas. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
30.- 3,73 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde microconglomerado a grano fino en el techo. Base cóncava que ocasionalmente conserva lutitas. Son varios cuerpos amalgamados separados entre sí por superficies cóncavas, cada uno de los cuales presenta granoselección positiva y estratificación cruzada de surco a gran escala. Cantos de cuarcita dispersos. En el techo se observan huellas de procesos edáficos y grietas de desecación.

31.- 0,95 m. Areniscas rosas de grano muy fino. Laminación difusa.
32.- 1,15 m. Areniscas ocres de grano medio con algunos cantos de cuarcita dispersos. Nivel muy bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
33.- 0,50 m. Lutitas arenosas rojas muy bioturbadas. Lateralmente pasan a areniscas de grano medio con base muy erosiva y estratificación cruzada de surco.
34.- 1,35 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Base plana con cantos blandos de pequeño tamaño. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco de pequeño tamaño. Grietas de desecación a techo, bioturbación y Huellas de procesos edáficos.
35.- 0,85 m. Areniscas moradas de grano muy fino. Laminación paralela y/o estratificación cruzada de surco muy tendida. Abundante bioturbación.
36.- 1,01 m. Lutitas rojas arenosas. Huellas de procesos edáficos.
37.- 3.44 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base plana ligeramente erosiva. Algunos cantos de cuarcita dispersos, que hacia el techo se hacen menos frecuentes. Estratificación cruzada de surco a media escala.
38.- 3,74 m. Alternancia de lutitas arenosas rojas y areniscas rosas de grano fino y muy fino. Moteado limonítico. Base erosiva. Están estratificadas en niveles de 70 cm de espesor. Las lutitas presentan espesores de 0,5 a 1 m. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.
39.- 0,72 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano muy grueso a medio. Base erosiva. Laminación difusa.
40.- 0,92 m. Conglomerado de cantos de cuarcita (generalmente blancos). Media 4-5 cm, centil 15 cm. Matriz arenosa de grano grueso-medio. Base erosiva. Ocasionalmente presentan intercalaciones de areniscas de grano medio con algunos cantos.
41.- 6,23 m. Cubierto.
42.- 3,77 m. Lutitas rojas con laminación debida a "ripples". Bioturbación.
43.- 2,44 m. Areniscas amarillas de grano grueso. Base erosiva con un "lag" de cantos de cuarcita. Presentan cantos de cuarcita marcado la estratificación cruzada de surco a media escala. También existen cantos en las superficies internas.
44.- 1,62 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas (de 60 cm de espesor) rojas de grano medio en la base y fino en el techo. Base erosiva con cantos de cuarcita. Abundantes huellas de procesos edáficos.
45.- 2,88 m. Areniscas rojas de grano grueso-medio. Base ligeramente erosiva. Superficies internas a partir de las que pueden aparecer cantos de cuarcita (centil 20 cm). Estratificación cruzada de surco a media escala. Lateralmente se observan lutitas rojas. Techo muy bioturbado y abundantes huellas de procesos edáficos.
46.- 0,95 m. Areniscas rojas de grano muy fino.
47.- 1,00 m. Areniscas rojas de grano medio. Laminación difusa. Grietas de desecación en el techo.
48.- 3,85 m. Areniscas rojas de grano medio. Base muy erosiva con "lag" de cantos de cuarcita de 30 cm de espesor. Presenta una organización interna compleja, con superficies penetrativas de la base al techo, estratificación cruzada de surco y laminación paralela a las superficies. Algunos cantos de cuarcita dispersos y concentrados en las superficies. Huellas de procesos edáficos y bioturbación en el techo.
49.- 1,88 m. Areniscas rosas de grano grueso. Base erosiva. Localmente conserva lutitas. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Techo bioturbado y huellas de procesos edáficos.
50.- 3,72 m. Areniscas rojas de grano muy grueso con granoselección a medio. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Incluyen niveles de lutitas rojas de 50 cm de espesor. Grietas de desecación en el techo.
51.- 4,21 m. Areniscas rosas de grano grueso. Moteado limonítico. Base erosiva. Superficies internas. Abundante bioturbación. Intercalan un nivel de 1 m de espesor de lutitas arenosas rojas.
52.- 1,50 m. Lutitas rojas.
53.- 1,75 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas planas. Laminación difusa. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.
54.- 1,85 m. Lutitas rojas con pequeños niveles verdes. Afectadas por huellas de procesos edáficos.
55.- 1,30 m. Areniscas blancas de grano fino. Moteado limonítico. Base erosiva muy irregular. Abundante bioturbación y Huellas de procesos edáficos.
56.- 5,00 m. Semicubierto. Alternancia de lutitas rojas y niveles de 20-25 cm de espesor de areniscas rojas de grano muy fino intensamente bioturbadas.
57.- 0,60 m. Areniscas rojas de grano muy fino.

Superficies internas erosivas. Bioturbación intensa.
58.- 2,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino. Bioturbación intensa.
59.- 2,94 m. Areniscas rojas de grano muy fino. El nivel se compone de tres cuerpos de geometría lenticular que aparecen amalgamados conservando en ocasiones lutitas entre ellos. Aparecen muy bioturbados y afectados por huellas de procesos edáficos llegando a constituir un paleosuelo.
60.- 10,35 m. Areniscas ocres de grano fino muy. Recristalizadas. Base erosiva con cantos blandos de gran tamaño que llegan a constituir un conglomerado, localmente se observan "flute cast". Superficies internas marcadas por cantos blandos que aparecen también dispersos por todo el nivel. Entre los diferentes episodios se pueden conservar ocasionalmente lutitas. Estratificación cruzada de surco.
61.- 13,40 m. Areniscas naranjas de grano medio. Recristalizadas. Abundantes cantos blandos y en menor proporción cantos de cuarcita. Base muy erosiva. Superficies internas erosivas que delimitan intervalos de laminación paralela y estratificación cruzada de surco a media-gran escala. Ocasionalmente se conservan lutitas o areniscas de grano muy fino entre intervalos de granulometría mayor. En estos intervalos de grano muy fino, más abundantes en el techo, se observa una importante alteración debida a huellas de procesos edáficos, así como bioturbación. En el techo es posible observar también un decrecimiento, no sólo en el tamaño de grano, sino también en el espesor de los niveles y tamaño de las estructuras.
62.- 2,14 m. Lutitas rojas con pequeñas intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos. Lateralmente se observa la existencia de un cuerpo de areniscas de grano fino con geometría lenticular, base plana y techo cóncavo de 35 cm de espesor y 13 m de extensión lateral, interpretado como un "crevasse splay".
63.- 0,65 m. Areniscas blancas de grano medio con abundantes cantos blandos. Base erosiva con huellas de arrastre. Cantos de cuarcita dispersos. Geometría lenticular. Techo bioturbado.
64.- 1,94 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva con diferentes fases de instalación y "lag" constituido por un conglomerado (14 cm de espesor) de cantos blandos y en menor proporción de cuarcita. Localmente se observa en la base laminación paralela. Superficies internas en general planas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 40-50 cm y anchura superior a 10 m, que hacia techo pasan a formas de menor tamaño que están modificados por dunas.
65.- 2,63 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con un "lag" de cantos blandos. Laminación paralela. Superficies internas. La mitad inferior aparece estratificada en niveles de 8-10 cm.
66.- 1,70 m. Areniscas rojas de grano fino-muy fino. Base erosiva que localmente conserva restos de lutitas. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Techo bioturbado.
67.- 1,54 m. Lutitas rojas bioturbadas.
68.- 3,78 m. Areniscas blancas de grano grueso. Base erosiva con un tamaño de grano algo mayor. Abundante moteado limonítico. Cantos de cuarcita dispersos (centil 6 cm) que aumentan su tamaño y frecuencia en las superficies internas. Aparecen también algunos cantos de areniscas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Los cantos de cuarcita disminuyen en el techo.
69.- 3,28 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas de grano fino y pequeño espesor, muy bioturbadas y alteradas por huellas de procesos edáficos.
70.- 9,98 m. Areniscas blancas con granoselección positiva desde microconglomerado a grano medio. Base ligeramente erosiva con abundantes cantos blandos. Se encuentran dispersos tanto cantos de cuarcita (desde 0,5 mm a 10 cm) como cantos blandos y en ocasiones posibles cantos de pizarra. Numerosas superficies internas erosivas, a partir de las cuales se produce la granoselección. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-25 cm y anchura próxima a 7 m, en ocasiones parecen existir superficies penetrativas de la base al techo. Los decímetros superiores se encuentran muy bioturbados y edafizados.
71.- 0,80 m. Lutitas arenosas rojas bioturbadas.
72.- 3,14 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde grano medio a grano fino. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Cantos de cuarcita dispersos.
73.- 4,82 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano muy fino de 10-12 cm de espesor. Grietas de desecación y bioturbación.
74.- 5,04 m. Areniscas ocres de grano medio. Base erosiva con cantos de cuarcita y cantos blandos. Numerosas superficies internas normalmente planas. Abundantes cantos de cuarci-

ta (centil 5 cm) dispersos, que localmente se acumulan en las superficies. En la parte inferior aparece estratificación cruzada planar con cantos blandos y de cuarcita marcado las laminas y set de 30-40 cm, pasando a estratificación cruzada de surco a media escala aunque localmente puede existir laminación paralela. Los últimos decímetros son areniscas amarillas de grano fino muy bioturbadas y con abundantes cantos blandos de pequeño tamaño. Abundantes huellas de procesos edáficos y pequeñas costras de hierro.
75.- 2,14 m. Areniscas amarillas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva. Moteado limonítico. Techo bioturbado y huellas de procesos edáficos.
76.- 2,60 m. Lutitas rojas bioturbadas.
77.- 0,60 m. Areniscas amarillas con granoselección positiva de grano grueso a muy fino. Recristalizadas. Bioturbadas y con abundantes huellas de procesos edáficos. Destacan las costras de hierro. Grietas de desecación en el techo.
78.- 2,64 m. Lutitas versicolores que incluyen pequeños niveles de areniscas rojas de grano fino bioturbadas.
79.- 0,65 m. Areniscas rojas con importante desarrollo vertical de nódulos carbonatados y costras de hierro.
80.- 2,70 m. Alternancia de areniscas rojas de grano muy fino y lutitas rojas. Las areniscas presentan dos tipos de geometrías; cuerpos tabulares de base y techo planos y espesores entre 20-30 cm, cuerpos lenticulares de bases planas y techos convexos. Todo se encuentra intensamente bioturbado.
81.- 0,70 m. Lutitas rojas con desarrollo vertical de nódulos carbonatados que constituyen un paleosuelo bien desarrollado. Costras de hierro.
82.- 2,44 m. Lutitas rojas y verdes con intercalaciones de areniscas amarillas de grano fino y muy fino de 10-30 cm de espesor. Laminación debida a dunas y "ripples". Incluye algunos niveles de 20 cm de espesor de margas azules. Todo ello bioturbado y afectado por huellas de procesos edáficos.
Techo: Calizas laminadas en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Valdearcos"
Base: UTM 2361 Techo: UTM 224633
(Fig. 96)
Situación: Se sitúa la base de esta columna en el denominado arroyo de Valdearcos. Se realiza a lo largo de un riachuelo que desemboca en este arroyo y discurre al este del pueblo de Tordelrábano. La litología dominante son las areniscas de grano medio. El techo se sitúa en los primeros carbonatos en facies Muschelkalk.

Base: Conglomerados "matrix supported" y areniscas correspondientes a materiales pérmicos.
1.- 59,00 m. Semicubierto. Conglomerados de cantos de cuarcita redondeados. Centil 45 cm. Estratificación horizontal y algunos cantos imbricados. Niveles de areniscas de grano medio con estratificación debida a dunas y laminación paralela, interestratificados.
2.- 9,75 m. Areniscas rojas de grano grueso-medio. Base erosiva y numerosas superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita dispersos o en hiladas, ocasionalmente aparecen como "lag" en las superficies. Estratificación cruzada de surco en set de 12-20 cm. Son cuerpos amalgamados que localmente presenta una disminución de las formas y del tamaño de grano en el techo, llegando a areniscas de grano fino con "ripples", o menos frecuentemente "downclimbing ripples".
3.- 5,00 m. Areniscas rojas con granoselecciones desde grueso a fino. Niveles de 12-20 cm de espesor. Geometría tabular. Base y techo generalmente planos, sólo ocasionalmente aparecen niveles con geometría lenticular. Laminación debida a dunas, tanto de formas de frente sinuoso como de cresta plana ("sets" de 5-8 cm en ambos casos), que en ocasiones pasan a "ripples". Abundante bioturbación que en algunos niveles llega a borrar la laminación. Localmente existen lutitas rojas y areniscas de grano muy grueso con laminación debida a "ripples". Estos niveles de granulometría más fina presentan espesores centimétricos.
4.- 0,70 m. Conglomerado de cantos de cuarcita redondeados. Base erosiva. Moda 5-7 cm, centil 12 cm. Estratificación cruzada planar, superficies de reactivación concavas.
5.- 4,00 m. Areniscas rojas de grano medio. Superficies internas en general erosivas, marcadas ocasionalmente por "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos, en general más frecuentes en la mitad superior, donde aparecen también marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets"

de 12-25 cm.
6.- 6,52 m. Conglomerado de cantos de cuarcita redondeados. Moda 10 cm, centil 30 cm. Estratificación horizontal y cantos imbricados. Algunas formas canalizadas marcadas por niveles de areniscas.
7.- 0,70 m. Areniscas rojas de grano grueso-medio con algunos cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
8.- 7,30 m. Semicubierto. El metro superior areniscas blancas de grano fino bioturbadas.
9.- 7,37 m. Areniscas rosa de grano grueso. Base erosiva con cantos blandos que aparecen también marcando la laminación, presenta también cantos de cuarcita (media 1-0,5 cm, centil 4 cm) menos frecuentemente. Superficies internas planas. Estratificación cruzada de surco que varía de gran a pequeña escala ("sets" de 50 cm y anchura superior a 15 m, a "sets" de 10-15 cm y anchura 2-4 m). En el techo el tamaño de grano y de los cantos blandos disminuye.
10.- 2,87 m. Areniscas rojas de grano grueso-medio. Base erosiva con abundantes cantos blandos y de cuarcita (de 3 a 0,5 cm). Estratifi cación cruzada de surco de gran y media escala.
11.- 1,44 m. Semicubierto. Lutitas rojas.
12.- 2,80 m. Areniscas blancas de grano grueso. Niveles con geometría lenticular con espesores máximos de 20-50 cm y extensiónes laterales entre 5-12 m. Cantos blandos dispersos. Base erosiva que conserva entre los cuerpos de areniscas niveles de lutitas rojas de 10-15 cm de espesor. Laminación debida a dunas. Bioturbación.
13.- 2,14 m. Cubierto.
14.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano grueso. Cantos de cuarcita dispersos (centil 3 cm). Superficies de internas marcadas por "lag" de cantos blandos. Localmente, secuencias granodecrecientes centimétricas. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala.
15.- 3,88 m. Cubierto.
16.- 1,08 m. Semicubierto. Areniscas ocres de grano grueso-medio. Base erosiva. Abundantes cantos blandos, que son menos frecuentes en el techo.
17.- 10,86 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas con granoselección de muy grueso a fino. Base erosiva. Son varios cuerpos con geometría lenticular que aparecen amalgamados, condervando entre ellos niveles de lutitas de hasta 70 cm de espesor. Laminación paralela, que pasa a estratificación cruzada de surco en "sets" de 15-20 cm y anchura de 1,5 m. En el techo existe laminación de "ripples". Abun

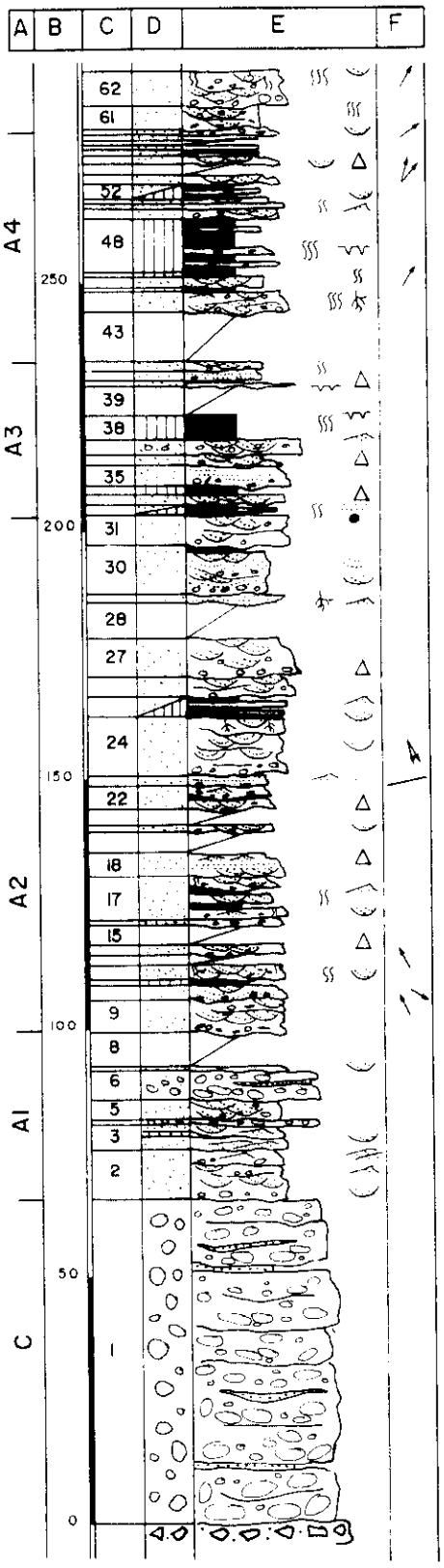


Fig. 96 a: Columna "Valdearcos"

dantes cantos blandos marcado la laminación en todo el nivel. Abundante bioturbación.
18.- 5,46 m. Areniscas malvas con granoselección positiva desde grueso a fino. Base erosiva con abundantes cantos blandos. Son cuerpos amalgamados de unos 2 m de espesor que presenta laminación paralela o estratificación cruzada de surco muy tendidos e intervalos de laminación debida a "ripples".
19.- 4,02 m. Cubierto.
20.- 1,42 m. Areniscas blancas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos blandos. Superficies internas erosivas que delimitan cuerpos de 70 cm de espesor. Estratificación cruzada de surco a media-pequeña escala.
21.- 3,24 m. Cubierto.
22.- 4,87 m. Areniscas blancas con granoselecciones desde medio a fino y lutitas rojas. Base cubierta y superficies internas. Cantos blandos muy abundantes. Laminación debida a dunas que pasan a "ripples" en los tamaños más finos.
23.- 1,87 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Acumulaciónes de cantos blandos que delimitan secuencias entre los 4-10 cm de espesor. Laminación paralela de alta energía que en el techo pasa a estratificación cruzada de surco y "ripples". Bioturbación.
24.- 11,80 m. Areniscas rosas de grano grueso. Base erosiva con cantos de cuarcita (centil 7 cm). Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco tendidos. Huellas de procesos edáficos en el techo.
25.- 4,10 m. Alternancia de lutitas rojas con laminación debida a "ripples" (espesores entre 50-90 cm) y areniscas rojas de grano muy grueso. Geometría lenticular, con espesores entre 25-35 cm y varios metros de longitud. Laminación debida a dunas y "ripples".
26.- 4,04 m. Areniscas rosas de grano muy grueso-grueso. Base y superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita dispersos (media 1-3 cm y centil 10 cm). Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-12 cm.
27.- 8,10 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano muy grueso a medio. Base erosiva. Cuerpos amalgamados con numerosas superficies internas erosivas. La mitad inferior presenta abundantes cantos de cuarcita dispersos (centil 6 cm), que se van perdiendo progresivamente, existiendo dentro de cada cuerpo una secuencia granodecreciente. En la mitad superior, se observa además una secuencia estratodecreciente. Las areniscas se encuentran estratificadas en niveles de 10-15 cm de espesor separados por pequeños niveles de granulometría más fina. Estratificación cruzada de surco,

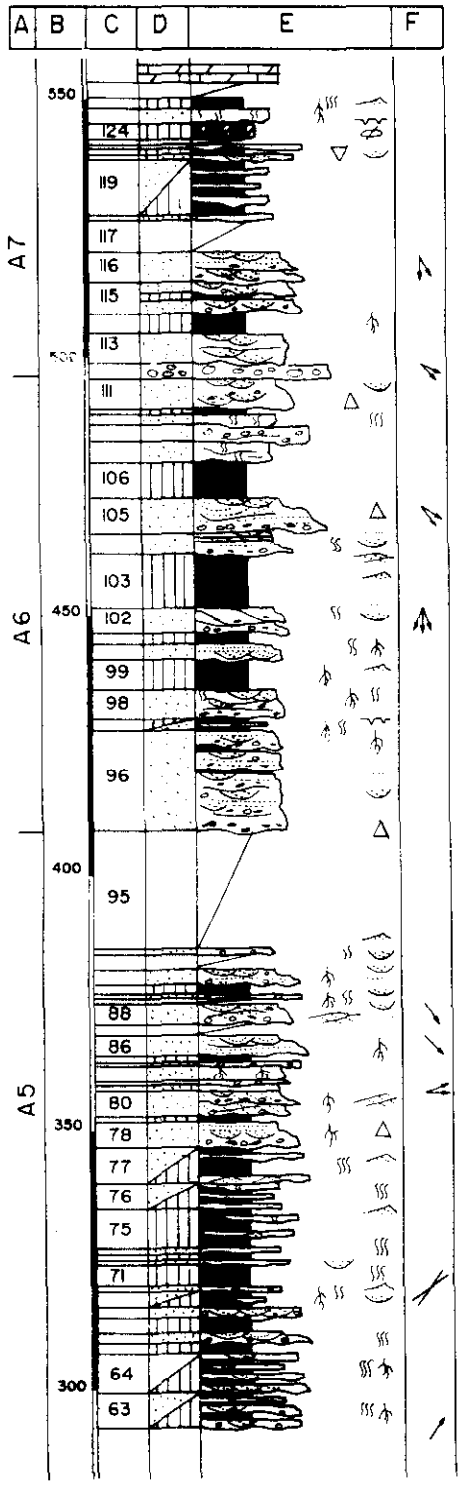


Fig. 96 b: Columna "Valdearcos"

que pasa a laminación debida a dunas.
28.- 7,50 m. Semicubierto. En la base se observan areniscas rojas de grano muy grueso con laminación debida a "ripples".
29.- 1,93 m. Areniscas rosas con granoselección desde medio a muy grueso y lutitas arenosas en el techo. Laminación paralela que pasa a laminación debida a "ripples". Huellas de procesos edáficos en el techo.
30.- 10,19 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano muy grueso a lutitas. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita (media 2-3 cm, centil 6 cm) y cantos blandos, que puede llegar a 30 cm de espesor. Superficies internas erosivas marcadas por "lag" de cantos blandos y de cuarcita que separan cuerpos de 1 m de espesor y geometría canalizada, localmente se distinguen bien los "cut-bank". Estratificación cruzada de surco a gran escala. Laminación debida a dunas. Bioturbación abundante en el techo.
31.- 5,60 m. Areniscas rojas de grano muy grueso. Base ligeramente erosiva. Cantos de cuarcita de pequeño tamaño dispersos (1-0,5 cm). Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm.
32.- 2,48 m. Lutitas rojas con intercalación de niveles de areniscas amarillas de geometría lenticular con espesores centimétricos y longitudes métricas. Laminación paralela. Techo bioturbado y costras milimétricas de hierro.
33.- 1,83 m. Areniscas ocres con granoselección desde grano muy grueso-grueso en la base a medio en el techo. Base ligeramente erosiva y superficies internas no muy numerosas. Cantos de cuarcita dispersos (media 1 cm y centil 4 cm). Geometría tabular. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y anchura próximas a 3 m que en el techo pasa a laminación debida a dunas.
34.- 1,79 m. Lutitas rojas y areniscas de grano muy grueso. Los 40 cm superiores areniscas ocres de grano grueso. Base erosiva. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco.
35.- 4,05 m. Alternancia de areniscas ocres de grano grueso y areniscas rojas de grano muy grueso. La areniscas de grano grueso presenta base erosiva con cantos blandos y de cuarcita, superficies internas y geometría lenticular. Espesores próximos a 40 cm. Estos cuerpos son más abundantes en la base de la alternancia. Las areniscas rojas de grano muy grueso presentan geometría tabular y laminación paralela de alta energía, siendo más frecuentes en la zona superior de la alternancia.
36.- 1,95 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base erosiva con algún canto de cuarcita. Superficies internas planas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-25 cm y anchura superiores a 4 m. Techo bioturbado.
37.- 2,88 m. Areniscas rojas de grano muy grueso-microconglomerado, localmente llegan a ser areniscas conglomeráticas. La media de los cantos es de 4-5 cm y el centil 10 cm. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala.
38.- 4,50 m. Lutitas y lutitas arenosas rojas. Laminación debida a "ripples". Intercalan niveles de 5-15 cm de areniscas rojas de grano muy grueso con laminación debida a "ripples". Abundante bioturbación. Ocasionalmente aparecen niveles de base concava y gran extensión lateral con espesores entre 40-60 cm. Estos cuerpos aparecen estratificados en niveles tabulares de escaso espesor. Estratificación cruzada de surco. Abundante bioturbación. Grietas de desecacción en el techo.
39.- 6,00 m. Cubierto.
40.- 1,50 m. Areniscas rojas de grano muy grueso que pasan a lutitas arenosas rojas. Abundante bioturbación. Grietas de desecación en el techo.
41.- 1,83 m. Areniscas malvas de grano fino. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita (media 2-3 cm). Superficies internas. Laminación paralela o estratificación cruzada de surco muy tendidos. Bioturbación. En el techo lutitas rojas.
42.- 1,20 m. Areniscas ocres de grano fino. Base erosiva con cantos blandos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-15 cm en la base, que pasa a formas menores en el techo. Bioturbación en el techo.
43.- 9,70 m. Areniscas rojas de grano muy grueso y lutitas arenosas con intercalaciónes de areniscas rojas de grano muy grueso. Laminación paralela y "ripples".
44.- 3,65 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso-grueso. Base cubierta. Superficies internas que separan intervalos con diferencias en cuanto al tamaño de las formas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-25 cm y cantos de cuarcita milimétricos marcado la laminación en la base, intervalos de estratificación cruzada de planar en "sets" de 12 cm. Los "cosets" (60 cm) aparecen separados por niveles de "ripples". En el techo estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-12 cm y cantos milimétricos de cuarcita. Todo el nivel aparece muy bioturbado. Huellas de procesos edáficos en el

techo.
45.- 0,67 m. Lutitas arenosas rojas y areniscas rojas de grano muy grueso. Intercalaciónes centimétricas de areniscas rojas de grano fino y geometría lenticular. Laminación debida a dunas. Bioturbación abundante en todo el conjunto.
46.- 1,63 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Geometría lenticular. Lateralmente pasa a lutitas rojas. Estratificación cruzada de surco a media y pequeña escala.
47.- 1,36 m. Lutitas rojas que intercalan un nivel de areniscas rojas de grano fino. Geometría lenticular con un espesor máximo de 80 cm. Estratificación cruzada de surco y dunas. Techo bioturbado.
48.- 11,03 m. Lutitas rojas con intercalaciónes centimétricas de areniscas rojas de grano muy grueso. En la parte media del tramo aumenta la cantidad de intercalaciones arenosas, así como su potencia siendo en este caso areniscas ocres de grano fino recristalizadas. Base erosiva. Cantos blandos y grietas de desecación. En la parte superior del tramo aumenta de nuevo el porcentaje de lutitas.
49.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base y superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita (1 cm) dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
50.- 0,83 m. Areniscas rojas de grano muy grueso y lutitas rojas. Laminación debida a "ripples". Bioturbación.
51.- 1,53 m. Areniscas blancas de grano medio. Base y superficies internas erosivas. Moteado limonítico. Laminación debida a dunas.
52.- 3,58 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas. Las areniscas son más frecuentes en la zona inferior de la alternancia y presentan una geometría lenticular, con extensión lateral mayor de 12 m y espesores variables entre 40-80 cm. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala y laminación debida a dunas.
53.- 2,39 m. Areniscas rosas con granoselección positiva desde grano grueso-medio a fino. Moteado limonítico. Base fuertemente erosiva y numerosas superficies internas también de carácter erosivo. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-20 cm y anchura superior a 3 m. Se trata de un cuerpo de geometría claramente canalizada y extensión lateral de decenas de metros.
54.- 1,70 m. Semicubierto. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas naranjas de grano muy grueso.
55.- 2,07 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base y superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
56.- 1,30 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas centimétricas de grano fino. Laminación debida a "ripples". Bioturbación.
57.- 1,30 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Geometría lenticular con extensión lateral superior a 20 m. Las superficies internas son también erosivas apreciándose en ocasiones los "cut-bank" de los canales. Estratificación cruzada de surco.
58.- 0,89 m. Cubierto.
59.- 1,16 m. Areniscas rojas de grano medio. Base y superficies internas erosivas. Geometría lenticular y estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-15 cm. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
60.- 1,40 m. Areniscas blancas de grano grueso. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita, localmente pueden conservar lutitas. Geometría lenticular. Cantos blandos y de cuarcita (milimétricos) dispersos. Estratificación cruzada de surco en set de 10-12 cm y anchura superior a 2 m.
61.- 5,50 m. Areniscas rojas de grano fino con abundantes cantos blandos. Geometría lenticula. Niveles de lutitas rojas de 30-70 cm de espesor entre los cuerpos de areniscas. Los últimos 2 m corresponden a areniscas naranjas de grano grueso y geometría canalizada, estratificación cruzada de surco y lutitas rojas. Todo el intervalo aparece bioturbado.
62.- 6,60 m. Areniscas rosas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Superficies internas que marcan diferencias en cuanto a la concentración de cantos, llegando en ocasiones a areniscas conglomeráticas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm. Abundante bioturbación.
63.- 6,62 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rosas de grano grueso. Las areniscas presentan espesores de 0,20 a 1 m. Bases erosivas, cantos de cuarcita dispersos y estratificación cruzada de surco. Las lutitas incluyen niveles centimétricos de areniscas naranjas de grano fino. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.
64.- 7,94 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas naranjas de grano grueso (muy grueso en la base). Las areniscas presentan dos tipos de geometría: cuerpos lenticulares con base erosiva y cuerpos tabulares con base plana y techo convexo. Estos dos tipos de cuerpos aparecen relacionados tanto en la vertical como

en la horizontal. Presentan espesores entre 0,3-1 m. Superficies internas. Laminación debida a dunas. Las lutitas presentan espesores medios de 3 m, e incluyen niveles de areniscas rojas de grano muy grueso, geometría lenticular y escasa extensión lateral. Aparecen muy bioturbadas. En conjunto la alternancia forma secuencias grano y estrato decrecientes de espesor variable entre 3,3-4 m.
65.- 2,75 m. Semicubierto. Semejante al tramo 64.
66.- 2,36 m. Areniscas rosas con granoselección positiva desde muy grueso-grueso a grano medio-fino. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm, el tamaño de las formas disminuye en el techo pasando a ser surcos más tendidos. Bioturbación en el techo.
67.- 3,31 m. Lutitas rojas.
68.- 2,38 m. Areniscas blancas de grano grueso y medio. Base erosiva y geometría lenticular. Superficies internas irregulares. Cantos de cuarcita dispersos de pequeño tamaño (centil 6 cm.), que disminuyen de tamaño y frecuencia en el techo. Estratificación cruzada de surco. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
69.- 3,20 m. Lutitas rojas. Intercalaciones centimétricas de areniscas rojas muy bioturbadas.
70.- 0,87 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con abundantes cantos blandos. Superficies internas irregulares que conservan niveles de lutitas centimétricos. Laminación debida a dunas que en el techo pasa a "ripples". Bioturbación intensa tanto de tubos verticales como horizontales. Huellas de procesos edáficos en el techo.
71.- 4,00 m. Lutitas rojas. Intercalaciones de areniscas rojas con geometría lenticular, distinguiéndose dos tipos de cuerpos: cuerpos con escasa continuidad lateral (60 cm), y cuerpos con extensión lateral variable entre 2-15 m. Todo el conjunto aparece intensamente bioturbado.
72.- 0,67 m. Areniscas naranjas de grano medio. Base erosiva. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
73.- 0,62 m. Lutitas rojas.
74.- 1,34 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Geometría lenticular con gran extensión lateral. Superficies internas planas. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
75.- 8,19 m. Lutitas rojas. Intercalaciones centimétricas de areniscas rojas de grano muy grueso con laminación debida a "ripples". Todo el conjunto muy bioturbado.
76.- 4,76 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas. Las areniscas son el término más abundante de la alternancia y presenta espesores de 50-70 cm. Las lutitas aparecen en niveles de pequeño espesor separando los niveles de areniscas. Dentro de las areniscas podemos distinguir dos tipos de geometrías: geometría lenticular en cuerpos con base erosiva y laminación debida a dunas y niveles con geometría tabular. Bioturbación abundante y huellas de procesos edáficos.
77.- 6,63 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy grueso. Las lutitas son el término más abundante de la alternancia. Las areniscas presentan espesores entre 20-80 cm y laminación debida a "ripples". El conjunto aparece intensamente bioturbado.
78.- 4,80 m. Areniscas rojas con granoselección de grueso a fino. Base erosiva. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas planas, que marcan diferencias de organización interna. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y niveles de laminación paralela en general con esta disposición. Huellas de procesos edáficos en todo el nivel.
79.- 0,60 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos.
80.- 5,43 m. Areniscas rojas de grano medio, que pueden presentar granoselección desde microconglomerado a grano fino. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos o en hiladas, en la mitad superior del nivel aumenta su número siendo muy frecuentes en el techo, donde llegan a aparecer formando nidos de cantos y pavimentos. Superficies internas erosivas en algunos casos con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Estratificación cruzada de planar que en el techo aparece retocada por estratificación cruzada de surco y pequeños "sets" de planar. Huellas de procesos edáficos en todo el nivel.
81.- 1,08 m. Areniscas rojas de grano fino.
82.- 0,95 m. Areniscas rojas de grano medio-fino. Geometría tabular. Cantos de cuarcita dispersos. El nivel desaparece hacia el oeste.
83.- 2,90 m. Areniscas rojas de grano fino. Huellas de procesos edáficos muy abundantes.
84.- 0,66 m. Areniscas rojas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva constituida por un microconglomerado. Cantos de cuarcita dispersos.
85.- 1,50 m. Semicubierto. Lutitas rojas.
86.- 4,40 m. Areniscas rojas de grano fino-muy grueso. Base erosiva. Geometría lenticular. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco muy tendidos y laminación paralela. Huellas de procesos edáficos en el techo.

87.- 2,30 m. Cubierto.
88.- 3,66 m. Areniscas rojas de grano medio-fino. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Superficies internas erosivas marcadas por "lag" de cantos, que localmente pueden llegar a tener un espesor de 40 cm. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Presenta estratificación cruzada de surco, aunque aparecen intervalos de estratificación cruzada de planar y laminación paralela. El conjunto posee geometría lenticular. Bioturbación.
89.- 1,20 m. Cubierto.
90.- 1,30 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base plana con "lag" de cantos de cuarcita y techo convexo. Lateralmente aparecen relacionados erosionandose unos a otros, cada cuerpo tiene una extensión lateral próxima a 25 m. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
91.- 2,00 m. Semicubierto. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas.
92.- 3,20 m. Areniscas rojas con granoseleción positiva desde grano grueso a fino. Base erosiva con cantos de cuarcita dispersos. Geometría lenticular. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco y laminación paralela. Huellas de procesos edáficos.
93.- 2,65 m. Semicubierto. En la mitad superior aparecen areniscas rojas con granoseleción positiva de grano grueso a fino, y geometría lenticular. Los cuerpos tienen un espesor de 40 cm y forman en conjunto una secuencia positiva.
94.- 1,24 m. Areniscas rojas de grano fino-muy grueso. Base erosiva con cantos de cuarcita milimétricos dispersos y que ocasionalmente llegan a constituir un "lag". El conjunto presenta geometría lenticular, aunque presenta superficies internas que delimitan intervalos con geometría tabular. Estratificación cruzada de surco que pasa a laminación debida a "ripples". Bioturbación muy abundante y huellas de procesos edáficos.
95.- 23,40 m. Semicubierto. Los metros iniciales corresponden posiblemente a cuerpos de areniscas rojas de grano grueso-medio con espesores próximos a 2,5 m. Presentan geometría lenticular y superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco y laminación paralela. Bioturbación importante. Tras este tipo de cuerpos aparecen niveles tabulares de 1 m de espesor de areniscas rojas de grano fino. Presentan laminación paralela y "ripples" en el techo. La mitad superior parece estar constituida por una alternancia de lutitas rojas y niveles desde centimétricos a 1 m de espesor de areniscas rojas de grano fino. En algunos niveles se observa laminación debida a "ripples". Bioturbación muy abundante y huellas de procesos edáficos.
96.- 19,80 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con un conglomerado de cantos blandos. El nivel aparece constituído por gran número de cuerpos muy similares que se amalgaman. Los cuerpos presenta bases y superficies internas erosivas marcadas por "lag" de cantos blandos, que aparecen también dispersos. Los cuerpos inferiores presentan estratificación cruzada de surco a gran escala, mientras que los superiores presentan estratificación cruzada de surco a media escala y en menor medida estratificación cruzada de planar en "sets" de 0,6-1 m.
97.- 8,45 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano medio a fino. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y cantos milimétricos de cuarcita. Superficies internas planas. Alternan los intervalos de estratificación cruzada de surco de gran y media escala con niveles de laminación paralela y dunas. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
98.- 2,11 m. Lutitas rojas con intercalaciónes de 10-12 cm de espesor de areniscas rojas de muy grueso. Grietas de desecación. Bioturbación y huellas de raíces .
99.- 5,20 m. Areniscas ocres de grano medio-fino. Base erosiva con cantos blandos. Moteado limonítico y cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas, que ocasionalmente conservan niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y anchura superior a 15 m. Bioturbación y huellas de raíces.
100.- 5,80 m. Semicubierto. Lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino. Las areniscas pueden presentar espesores entre 10-40 cm y geometría tabular. Localmente se observa laminación debida a "ripples". Bioturbación muy abundante.
101.- 3,00 m. Areniscas naranjas-blancas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas tabulares. Estratificación cruzada de surco en set de 10-12 cm. y laminación paralela. En el techo el tamaño de grano pasa a ser fino, apareciendo muy bioturbadas.
102.- 2,15 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos muy acusadas. Intensa bioturbación.
103.- 4,75 m. Areniscas rojas con granoselecciones de grano medio a fino. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita milimétricos y cantos blandos. Cuerpos amalgamados de 1-1,20 m de espesor que aparecen relacionados

vertical y lateralmente. Las superficies internas que delimitan los cuerpos aparecen marcadas por "lag" de cantos blandos y en ocasiones tamaño de grano grueso. Estas superficies parecen corresponder a superficies de acreción lateral. La organización interna presenta intervalos de laminación paralela y estratificación cruzada de surco en "sets" de 25 cm y anchura superior a 5 m, existiendo también otros intervalos de estratificación cruzada de surco con formas más pequeñas. Bioturbación en el techo.
104.- 10,60 m. Senucubierto. Lutitas rojas, ocasionalmente laminación debida a "ripples".
105.- 4,00 m. Areniscas rojas granodecrecientes desde grano grueso a grano fino. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Son cuerpos amalgamados que presentan superficies internas erosivas marcadas por cantos blandos de gran tamaño (centil 1 m). La organización interna de los cuerpos es muy variada, presentando estratificación cruzada tanto de surco como planar, laminación paralela y de bajo ángulo, así como dunas. El techo aparece constituido por niveles tabulares de areniscas rojas de grano fino muy bioturbadas.
106.- 7,05 m. Areniscas rojas con granoselección desde grano muy grueso a grano fino. Base erosiva con un conglomerado de cantos blandos y de cuarcita de 50-60 cm de espesor. Cantos de cuarcita abundantes en la base que disminuyen progresivamente en el techo. Superficies internas con geometría canalizada que aparecen rellenas por una sola forma con geometría de surco o bien por niveles tabulares centimétricos. Existen también intervalos de laminación paralela y estratificación cruzada de surco y planar. Huellas de procesos edáficos y bioturbación en el techo.
107.- 7,20 m. Semicubierto. Lutitas rojas.
108.- 4,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Geometría canalizada. Superficies internas erosivas. Abundante bioturbación.
109.- 3,20 m. Semicubierto. Probablemente areniscas conglomeraticas y areniscas rojas de grano fino con hiladas de cantos de cuarcita.
110.- 2,05 m. Areniscas blancas de grano fino. Base erosiva bioturbada. Superficies internas planas. En el techo las areniscas presentan color rojo y se encuentran muy bioturbadas.
111.- 0,50 m. Lutitas y areniscas rojas de grano muy grueso.
112.- 5,90 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano grueso a grano fino. Cantos de cuarcita dispersos y siguiendo la laminación. Estratificación cruzada de surco.
113.- 3,08 m. Conglomerado "clast-supported" de cantos de cuarcita. Los cantos son subangulosos a angulosos, con moda de 3-5 cm y centil 14 cm. La matriz es de areniscas de grano fino. Presentan estratificación cruzada planar y más ocasionalmente estratificación cruzada de surco.
114.- 6,30 m. Areniscas rojas de grano medio. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco a gran escala, en el techo disminuye el tamaño de las formas.
115.- 4,10 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos.
116.- 5,70 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva. Cantos de cuarcita milimétricos dispersos. Superficies internas a partir de las cuales el tamaño de grano puede disminuir, algunas de estas superficies puedan conservar niveles de lutitas rojas. Estratificación cruzada de surco.
117.- 6,50 m. Areniscas rojas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas con "lag" de cantos blandos. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco a gran escala, en el techo el tamaño de las formas disminuye pasando a "sets" de 20-35 cm y anchura superior a 5 m. En el techo el tamaño de grano disminuye y los niveles pasan a ser tabulares. La laminación es paralela o de bajo ángulo.
118.- 6,00 m. Cubierto.
119.- 0,50 m. Semicubierto. Areniscas ocres de grano fino, moteado limonítico. Superficies internas planas.
120.- 11,50 m. Semicubierto. Lutitas rojas con niveles de areniscas rojas intercalados.
121.- 1,01 m. Areniscas ocres de grano muy grueso. Base erosiva. Geometría lenticular. Superficies internas erosivas y planas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm. Lateralmente lutitas rojas.
122.- 0,60 m. Semicubierto. Lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy grueso.
123.- 0,73 m. Areniscas ocres de grano muy grueso. Base erosiva. Recristalizadas. El cuerpo es estratocreciente. Laminación debida a "ripples". Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
124.- 0,43 m. Cubierto.
125.- 1,07 m. Brecha de cantos blandos con desarrollo de nódulos verticales de carbonatos. Lutitas verdes y grietas de desecación en el techo.
126.- 2,73 m. Areniscas amarillas de grano fino. Moteado limonítico. Base erosiva. Superficies internas irregulares. EL cuerpo es en general estratodecreciente. Laminación difusa. Bioturbación en el techo.

127.- 2,53 m. Lutitas rojas con laminación debida a "ripples". Incluyen intercalaciones de areniscas verdes de grano muy grueso, con geometría lenticular que pueden llegar a 20 cm de espesor. Laminación debida a ripples. Bioturbación y huellas de procesos edáficos. Huellas de procesos edáficos muy acusados.
128.- 3,20 m. Semicubierto. La parte superior corresponde a margas verdes.
Techo: Dolomías en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Corrales La Viña"
Base: UTM 233609 Techo: UTM 247632
(Fig. 97)
Situación: Se ha realizado la columna en el flanco norte del denominado Anticlinal de Riba de Santiuste. Tiene su base en la orilla sur del Arroyo de Valdearcos, siguiendo hacia el norte en la vertical del pueblo de Rienda. El techo se sitúa en el paraje denominado Virgen del Monte. La litología dominante son lutitas y areniscas, existiendo como litología subordinada conglomerados y areniscas conglomeráticas.

Base: Semicubierta.
1.- 60,00 m. Semicubierto. Conglomerados rojos de cantos de cuarcita subredondeados con huellas de disolución por presión y de percusión. Textura granosostenida. Escasa matriz arenosa de grano medio. Centil= 32 cm. Presentan estratificación horizontal, en ocasiones se observa imbricación de cantos. Los cantos de tamaño próximo al centil son menos abundantes hacia el techo, también disminuye el tamaño medio de los cantos. En sentido contrario aumentan las intercalaciones de areniscas rojas de grano medio a grueso con base ligeramente erosiva con cantos blandos y de cuarcita. Geometría lenticular. Laminación paralela.
2.- 48,00 m. Cubierto.
3.- 5,00 m. Areniscas rojas con granoselecciones desde grueso a fino. Niveles de 12-20 cm de espesor. Geometría tabular. Base y techo generalmente planos, sólo ocasionalmente aparecen niveles con geometría lenticular. Laminación debida a dunas, tanto de formas de frente sinuoso como de cresta plana ("sets" de 5-8 cm en ambos casos), que en ocasiones pasan a "ripples". Abundante bioturbación que en algunos niveles llega a borrar la laminación. Localmente existen lutitas rojas y areniscas de grano muy grueso con laminación debida a

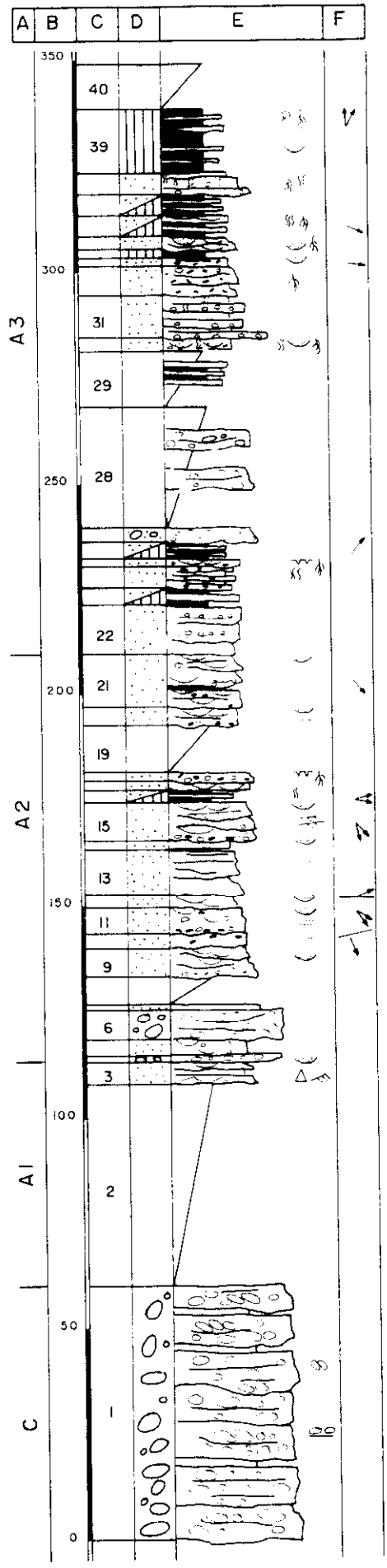
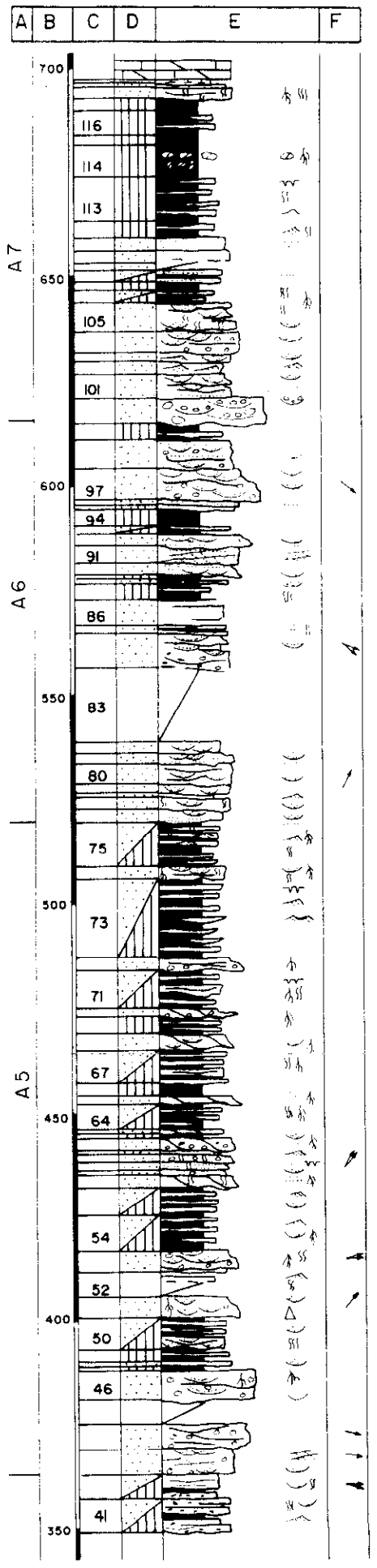


Fig. 97 a: Columna "Corrales la Viña"

"ripples". Estos niveles de granulometría más fina presentan espesores centimétricos.
4.- 0,70 m. Conglomerado de cantos de cuarcita redondeados. Base erosiva. Moda 5-7 cm, centil 12 cm. Estratificación cruzada planar, superficies de reactivación cóncavas.
5.- 4,00 m. Areniscas rojas de grano medio. Superficies internas en general erosivas, marcadas ocasionalmente por "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos, en general más frecuentes en la mitad superior, donde aparecen también marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-25 cm.
6.- 6,52 m. Conglomerado de cantos de cuarcita redondeados. Moda 10 cm, centil 30 cm. Estratificación horizontal y cantos imbricados. Existen algunas geometrías lenticulares marcadas por niveles de areniscas.
7.- 0,70 m. Areniscas rojas de grano grueso-medio con algunos cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
8.- 7,30 m. Cubierto. El metro superior areniscas blancas de grano fino bioturbadas.
9.- 7,37 m. Areniscas rosa de grano grueso. Base erosiva con cantos blandos que aparecen también marcando la laminación, presenta también cantos de cuarcita (media 1-0,5 cm, centil 4 cm) menos frecuentemente. Superficies internas planas. Estratificación cruzada de surco que varia de gran a pequeña escala ("sets" de 50 cm y anchura superior a 15 m a "sets" de 10-15 cm y anchuras 2-4 m). En el techo el tamaño de grano y de los cantos blandos disminuye.
10.- 3,00 Semicubierto. Areniscas rosas de grano medio. Cantos blandos. Laminación paralela.
11.- 5,50 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con cantos blandos y de cuarcita. Superficies internas erosivas también marcadas por cantos. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco a media escala.
12.- 2,80 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Ocasionalmente se observa lineación primaria de corriente. Hacia el techo laminación de dunas.
13.- 10,90 m. Areniscas rosas con granoselección de media a lutitas. Abundantes micas. Superficies internas. Laminación paralela en niveles de 50 cm de espesor.
14.- 9,45 m. Areniscas rosas de grano muy grueso a grueso. Base muy erosiva, con depósitos de "lag" de cantos blandos y de cuarcita (centil de 14 cm) Cantos de cuarcita dispersos.



Superficies internas que limitan niveles de 1,5-2 m. Estratificación cruzada de surco a gran escala. En la parte superior del tramo existe estratificación cruzada planar y el tamaño de los surcos es menor, no existe cantos de cuarcita. Huellas de procesos edáficos en el techo.
15.- 3,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano medio. Bioturbación.
16.- 2,51 m. Areniscas rojas de grano grueso. Estratificación cruzada de surco. Huellas de procesos edáficos en el techo.
17.- 2,34 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base erosiva con cantos de cuarcita milimétricos. Abundantes cantos blandos de 2-3 cm. Son varios cuerpos amalgamados con geometría lenticular. Grietas de desecación y huellas de procesos edáficos en el techo.
18.- 10,93 m. Cubierto.
19.- 3,80 m. Areniscas rosas de grano medio. Cantos blandos marcando las superficies internas. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco a media escala.
20.- 9,17 m. Areniscas rosa de grano grueso a medio. Base y superficies internas erosivas marcadas por cantos de cuarcita, centil de 14 cm, media de 5 cm, ocasionalmente conservan niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco muy tendida.
21.- 11,50 m. Semicubierto. En la parte más inferior aparecen areniscas rosas de grano muy fino que pasan a medio con algún cantos de cuarcita dispersos.
22.- 3,70 m. Semicubierto. Ocasionalmente alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano muy fino.
23.- 4,80 m. Alternancia de areniscas rojas de grano muy fino y areniscas blancas de grano fino con abundante moteado limonítico y cantos blandos. Aparecen en niveles de 20 cm de espesor. Bioturbación.
24.- 2,11 m. Areniscas blancas de grano medio. Moteado limonítico. Base erosiva con cantos blandos. Cantos de cuarcita milimétricos. Estratificación cruzada de surco. En el techo presenta grietas de desecación y huellas de procesos edáficos.
25.- 3,80 m. Alternancia de areniscas rojas de grano muy fino y areniscas rojas de grano fino. Estas últimas aparecen en niveles muy continuos lateralmente, de 60 cm de espesor.
26.- 3,10 m. Areniscas conglomeráticas rosas. Los cantos son de cuarcita, subangulosos, centil de 8 cm y moda de 4 cm y 1 cm. El porcentaje de cantos disminuye hacia el techo. Base y superficies internas erosivas
27.- 28,00 m. Semicubierto. Ocasionalmente aparecen areniscas naranjas de grano grueso con cantos de cuarcita dispersos o concentrados en las superficies internas, centil de 18 cm, media de 5 cm.
28.- 12,50 m. Semicubierto. Lutitas y areniscas rojas de grano muy fino.
29.- 2,98 m. Areniscas naranjas de grano fino. Diversas superficies internas erosivas. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco. Los techos de los distintos niveles están muy bioturbados y tienen huellas de procesos edáficos.
30.- 1,45 m. Areniscas conglomeráticas rosas. Cantos de cuarcita subredondeados, centil de 11 cm, media de 5 cm. Base muy erosiva. Estratificación cruzada de surco. En el techo el tamaño de grano ha disminuido a grueso.
31.- 9,33 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y areniscas rosas de grano grueso con cantos de cuarcita. Techo bioturbado.
32.- 7,29 m. Areniscas naranjas de grano medio. Estratificadas en niveles de 40 cm de espesor limitados por superficies planas irregulares. Estos niveles se agrupan en otros de 1,5 m limitados por superficies erosivas con cantos de cuarcita y cantos blandos de pequeño tamaño. Algunos niveles tienen el techo plano y la base cóncava. En el techo se observan huellas de procesos edáficos.
33.- 2,19 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva con cantos blandos. Alternan niveles con laminación paralela, estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-12 cm y laminación de dunas.
34.- 2,14 m. Lutitas rojas laminadas.
35.- 2,57 m. Areniscas rojas de grano fino. Abundantes micas. Base erosiva. Superficies internas irregulares. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 3 m. Techo bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
36.- 5,20 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas laminadas con muchas micas. Las areniscas son niveles de 30 cm de espesor con el techo plano, muy bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
37.- 4,96 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino a muy fino y lutitas con "ripples". Las areniscas tienen laminación paralela y de dunas. Abundante bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
38.- 4,57 m. Areniscas naranjas con granoselección de muy grueso a fino. Base erosiva. Superficies internas erosivas y planas. Cantos milimétricos de cuarcita dispersos. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos en el

techo.
39.- 14,97 m. Lutitas rojas y verdes. Presentan dos tipos de intercalaciones, el primero son areniscas rojas de grano muy fino con escasa extensión lateral (menor de 10 m) y 8-10 cm de espesor. El segundo son areniscas rojas y verde de grano medio y fino, con decenas de metros de extensión lateral y 70 cm de espesor con geometría lenticular y base erosiva. Presentan estratificación cruzada de surco en "sets" de 8 cm y anchura de 1,5 m. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
40.- 21,43 m. Cubierto.
41.- 8,20 m. Alternancia de areniscas naranjas de grano fino y lutitas rojas. Las areniscas son masivas en la base, pasando en el techo a estratificación cruzada de surco a pequeña escala. Gran concentración de cantos blandos en el techo que es plano y está muy bioturbado.
42.- 5,95 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rosas de grano muy fino. Base erosiva. Cantos blandos concentrados en hiladas. Estratificación cruzada de surco tendidos. Las areniscas tienen un espesor de 15-20 cm. Bioturbación
43.- 4,56 m. Areniscas naranjas de grano fino-medio. Base erosiva. Tienen estratificación cruzada planar en "sets" de 20 cm y longitud mayor de 15 m. Presentan superficies de reactivación y en el techo están modificadas por estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y más de 3 m de anchura. Presentan cantos de cuarcita dispersos y algunos niveles de lutitas de 30 cm de espesor. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.
44.- 6,00 m. Areniscas rosas con granoselección de microconglomerado a grueso. Cantos de cuarcita disperso. Centil de 12 cm. Abundantes cantos blandos de tamaño milimétrico.
45.- 5,50 m. Cubierto.
46.- 6,67 m. Areniscas naranjas de grano muy grueso. Cantos de cuarcita disperso, centil de 9 cm. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Abundante bioturbación en el techo, que también esta intensamente afectado por huellas de procesos edáficos.
47.- 0,78 m. Lutitas rojas.
48.- 1,15 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Son varios niveles limitados por superficies erosivas que pueden conservar lutitas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 14 cm. En el techo el tamaño de grano aumenta a grueso. Huellas de procesos edáficos.
49.- 3,55 m. Lutitas rojas.
50.- 7,50 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas. Las areniscas parecen en niveles de 65-55 cm. Laminación debida a dunas. Bioturbación abundante.
51.- 5,22 m. Areniscas naranjas de grano grueso que disminuye a fino en el techo. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas que limitan cuerpos de geometría lenticular amalgamados, ocasionalmente se observan los "cut-bank". Estratificación cruzada de surco en "sets" de 25 cm, tamaño que disminuye a 15 cm en el techo. Huellas de procesos edáficos.
52.- 5,95 m. Semicubierto. En la parte más superior se observan algunos niveles de areniscas rojas de grano muy fino con "ripples" y laminación de dunas. Abundante bioturbación.
53.- 5,09 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Base erosiva, a 1 m de la base tras una superficie erosiva aparecen cantos de cuarcita, dispersos y concentrados en las superficies internas, centil de 9 cm, media de 3 cm. Estratificación cruzada de surco muy tendida. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
54.- 9,81 Alternancia de niveles de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino a muy fino. Las areniscas son cuerpos con geometría lenticular, con una extensión lateral de 20 m y un espesor máximo de 1,10 m. Base y superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco y laminación de dunas. Ocasional ente se observan estructuras de erosión y relleno. En el techo presentan "ripples". Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
55.- 6,90 m. Alternancia de lutitas rojas bioturbadas y areniscas rojas de grano fino y muy fino con geometría lenticular y estratificación cruzada de surco a pequeña escala. Intensa bioturbación. Los canales se desplazan hacia el E?
56.- 2,65 m. Areniscas blancas de grano medio con granoselección a fino en el techo, donde son rojas. Base erosiva con cantos blandos y de cuarcita dispersos que limita un cuerpo complejo con superficies internas erosivas (IHS) inclinadas 30º. Interiormente presentan laminación paralela a estas superficies. Techo bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
57.- 1,24 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Estratificación cruzada de surco, presentan laminación paralela.
58.- 1,89 m. Areniscas rojas de grano fino a muy fino. Base erosiva. Laminación paralela. Techo plano muy bioturbado y con grietas de desecación.
59.- 1,74 m. Areniscas blancas de grano medio

que pasan a rojas de grano muy fino en el techo. Base erosiva con algunos cantos de cuarcita de pequeño tamaño disperso. Intensamente afectados por huellas de procesos edáficos.
60.- 0,82 m. Areniscas rojas de grano muy fino con granoselección a lutitas. "Ripples".
61.- 2,90 m. Areniscas naranjas de grano medio a fino. Base erosiva. Cantos blandos y de cuarcita disperso. Superficies internas inclinadas (IHS) La laminación es paralela a estas superficies. También existe laminación debida a dunas. Techo con huellas de procesos edáficos.
62.- 0,70 m. Lutitas rojas.
63.- 1,25 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas inclinadas con laminación paralela a ellas.
64.- 6,24 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino con geometría lenticular, base erosiva y una extensión lateral de sólo decenas de metros. El espesor medio es de 30 cm y presentan techos planos. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
65.- 2,30 m. Areniscas amarillas de grano grueso con granoselección a fino y color rojas. Base erosiva. Superficies internas inclinadas con laminación paralela a ellas. Techo bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
66.- 3,27 m. Lutitas rojas.
67.- 7,77 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino. Las lutitas tienen un espesor variables entre 43 y 97 cm. Las areniscas son más frecuentes presentando espesores medios de 60 cm, tiene base erosiva y techo plano. Abundante bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
68.- 4,34 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco. Huellas de procesos edáficos.
69.- 3,78 m. Lutitas rojas. Ocasionalmente intercalan niveles centimétricos de areniscas blancas y rojas de grano muy fino. Bioturbaciones.
70.- 2,40 m. Areniscas blancas de grano medio-fino. Base erosiva. Superficies internas que conservan niveles centimétricos de lutitas. Cantos de cuarcita dispersos, centil de 8 cm. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
71.- 9,42 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rosas de grano fino, ocasionalmente en algunos niveles medio. Base erosiva. Geometría lenticular. Intensa bioturbación. Las lutitas tienen grietas de desecación.
72.- 2,67 m. Areniscas rosas con granoselección de grueso a medio. Base erosiva. Geometría lenticular. Numerosas huellas de procesos edáficos.
73.- 18,64 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino con base erosiva y techo plano, en niveles de algunos decenas de metros de extensión y espesor medio de 60 cm. Laminación de dunas y "ripples". Las lutitas pueden ser arenosas y tienen grietas de desecación y laminación "flaser". Intensa bioturbación.
74.- 3,03 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco. Abundante bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
75.- 10,61 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular, base erosiva y techo plano intensamente bioturbado. "Ripples". Las lutitas dominan en la parte superior del tramo.
76.- 3,10 m. Areniscas rojas de grano fino y muy fino. Base irregular. Superficies internas que pueden conservar lutitas. Estratificación cruzada de surco tendidos. Laminación paralela en niveles de 20 cm.
77.- 3,00 m. Areniscas naranjas de grano medio. Recristalizadas. Base erosiva. Abundantes cantos blandos dispuestos en hiladas. Estratificación cruzada de surco. Intensa bioturbación.
78.- 1,47 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Laminación de "ripples". Techo muy bioturbado.
79.- 2,10 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos blandos, ocasionalmente marcan las superficies erosivas y tienen mayor tamaño. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm.
80.- 4,80 m. Areniscas rosas de grano medio. Base muy erosiva con muchos cantos blandos. Superficies internas erosivas que pueden conservar niveles centimétricos de areniscas de grano muy fino. Estratificación cruzada de surco.
81.- 1,70 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos blandos en la parte inferior. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco. Laminación en dunas.
82.- 3,20 m. Areniscas rosas de grano fino. Estratificación cruzada de surco.
83.- 18,00 m. Cubierto.
84.- 7,70 m. Areniscas rosas de grano medio con granoselección a fino en el techo. Base erosiva con abundantes cantos blandos. Estratificación cruzada de surco a gran escala
85.- 1,85 m. Areniscas rosas de grano fino con algunas intercalaciones de lutitas rojas. Las

areniscas tienen muchas micas y cantos blandos. Laminación paralela. Bioturbación.
86.- 6,00 m. Semicubierto. La parte más inferior son areniscas como las del tramo anterior.
87.- 4,00 m. Lutitas rojas ocasionalmente intercalan niveles de areniscas rojas de grano muy fino, en niveles de 10 cm de espesor muy bioturbadas.
88.- 1,10 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Techo plano. Geometría lenticular. Laminación cruzada debida a dunas.
89.- 0,72 m. Lutitas rojas.
90.- 2,60 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Base erosiva y techo plano. En la base presentan estratificación cruzada de surco, en "sets" de 10 cm, que pasan a laminación paralela. En el techo intercalan niveles de espesor centimétrico de lutitas.
91.- 3,58 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva. Laminación paralela y estratificación cruzada planar, con superficies de reactivación.
92.- 2,55 m. Areniscas rosas de grano muy grueso, con cantos de cuarcita de centil de 10 cm. Cantos blandos pequeños. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco a muy gran escala en "sets" de 30 cm y anchura de más de 3 m. En el techo disminuye el tamaño del grano y van desapareciendo los cantos de cuarcita. Existen algunos niveles de laminación paralela.
93.- 1,92 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino que tienen base erosiva, techo plano con geometría lenticular.
94.- 3,75 m. Lutitas rojas.
95.- 1,15 m. Semicubierto. Areniscas naranjas de grano medio.
96.- 1,00 m. Areniscas rosas de grano medio. Laminación paralela.
97.- 8,44 m. Areniscas rojas tamaño microconglomerado en la base y grano grueso en el techo. Base muy erosiva. Superficies internas planas y erosivas. Estratificación cruzada de surco a muy gran escala. Cantos de cuarcita dispersos, de 2-4 cm. Cantos blandos. En el techo el tamaño de la estratificación es menor.
98.- 7,88 m. Areniscas blancas de grano grueso. Cantos de cuarcita de 1-2 cm dispersos. Centil de 20 cm (extraordinario). Base irregular. Superficies internas que limitan niveles de estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y anchura de 2 m, el tamaño disminuye en el techo y aparecen niveles de laminación paralela.
99.- 4,40 m. Lutitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular de espesor máximo de 90 cm.
100.- 5,70 m. Conglomerados "clast-supported" de cantos de cuarcita subredondeados, centil de 15 cm y media de 4-6 cm. Matriz muy escasa de areniscas rojas de grano medio fino. Intercalan areniscas rojas de grano medio, con geometría lenticular y espesor máximo de 20 cm, estratificación cruzada de surco.
101.- 6,20 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Base neta. Superficies internas que limitan niveles de 90 cm de laminación paralela. Estas superficies tienen hiladas de cantos de cuarcita. Hacia el oeste se dividen en niveles más pequeños que intercalan niveles de lutitas rojas. En la parte más superior existen superficies erosivas que limitan cuerpos con geometría lenticular y estratificación cruzada de surco, con un espesor máximo de 80 cm.
102.- 3,30 m. Areniscas rojas de grano fino micáceas. Están estratificadas en niveles tabulares de 20-40 cm con superficies internas que tienen algunos centímetros de lutitas. Laminación de "ripples". Bioturbaciones.
103.- 2,25 m. Areniscas de grano medio fino. Moteado limonítico. Base erosiva y techo plano. Están estratificadas en niveles de 20-30 cm. Laminación cruzada de surco y planar debida a dunas.
104.- 4,92 m. Areniscas rojas de grano grueso con cantos de cuarcita de centil de 4 cm. Base y superficies internas erosivas. Hacia el techo pierden cantos, y estos aparecen concentrados en niveles de "lag" de 20 cm y en nidos de cantos en el techo. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 50 cm y anchura de más de 3 m.
105.- 6,75 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas erosivas que conservan niveles de 40 cm de areniscas malvas de grano fino muy bioturbadas y con huellas de raíces. En general todo el tramo presenta estratificación cruzada de surco. Techo bioturbado.
106.- 3,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino, en niveles de 30 cm de espesor. Las lutitas tienen espesor medio de 90 cm. Todo el tramo está muy bioturbadas.
107.- 2,05 m. Lutitas rojas.
108.- 1,70 m. Alternancia de lutitas y areniscas rosas de grano muy fino en niveles tabulares con laminación paralela.
109.- 2,00 m. Cubierto.
110.- 3,00 m. Semicubierto. Areniscas ocres de grano medio.
111.- 2,60 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Laminación

paralela.
112.- 4,20 m. Semicubierto. Lutitas rojas con intercalaciones de niveles lenticulares de areniscas rojas de grano fino. Intensa bioturbación. Laminación de "ripples".
113.- 10,55 m. Lutitas rojas con intercalaciones lenticulares de 60 cm de areniscas rojas de grano muy fino, con laminación de "ripples". También existen intercalaciones de areniscas verdes de grano fino. Grietas de desecación. Intensa bioturbación. Este tramo culmina con 95 cm de areniscas ocres de grano fino con el techo plano.
114.- 8,20 m. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas verdes de grano muy fino. Presenta un nivel de nódulos carbonatados. En el techo existen algunos niveles de areniscas con multitud de cantos blandos, que le dan un aspecto azul. Huellas de raíces.
115.- 1,50 m. Lutitas malvas.
116.- 4,50 m. Semicubierto. Alternancia de areniscas ocres y lutitas malvas.
117.- 3,00 m. Semicubierto. Lutitas rojas.
118.- 2,77 m. Areniscas ocres de grano medio fino. Techo con huellas de raíces y bioturbado.
119.- 1,00 m. Areniscas ocres de grano fino.
120.- 0,56 m. Margas azules y areniscas dolomíticos con "ripples".
Techo: Dolomías grises oquerosas y tabuladas, en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Riba de Santiuste"
Base: UTM 231607 Techo: UTM 247608
(Fig. 98)
Situación: La columna se ha levantado a lo largo del denominado Río Salado, situado en el flanco sur del Anticlinal de Riba de Santiuste, el cual se localiza al oeste del pueblo del mismo nombre. La base de la columna se localiza en un arroyo que desemdoca en este mismo río. Se sitúa sobre los materiales atribuidos al Pérmico por SOPEÑA (1979). No existe una litología dominante. Aunque abundan las areniscas, existen también conglomerados y lutitas. El techo se sitúa en los carbonatos en facies Muschelkalk.

Base: Conglomerados y areniscas (Pérmico).
1.- 42,00 m. Conglomerados rojos de cantos de cuarcita subredondeados con huellas de disolución por presión y de percusión. Textura granosostenida. Escasa matriz arenosa de grano medio. Centil = 32 cm. Presentan estratificación horizontal, en ocasiones se observa imbricación de cantos.

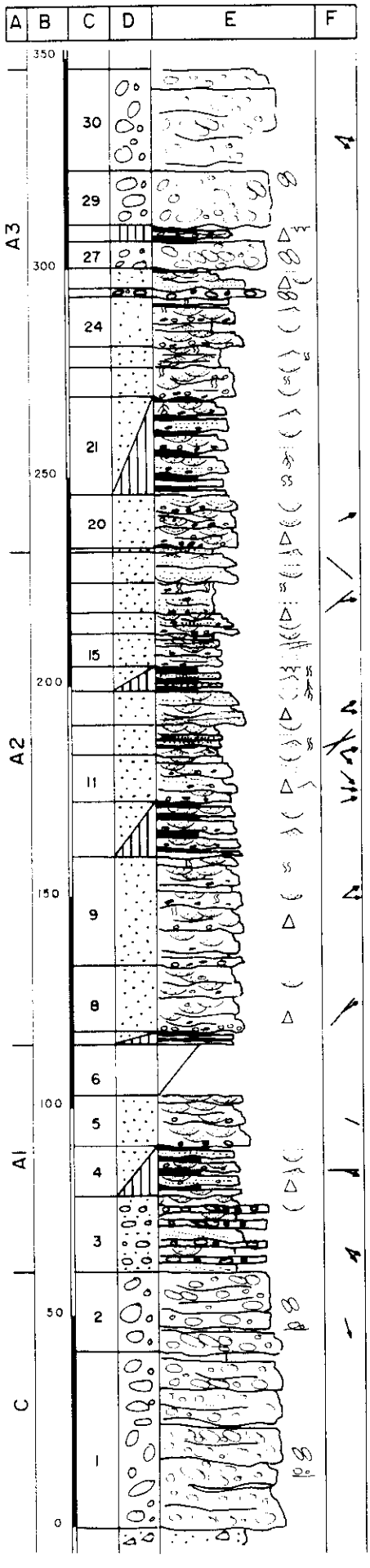


Fig. 98 a: Columna "Riba de Santiuste"

2.- 19,31 m. Conglomerados rojos de cantos de cuarcita subredondeados con huellas de disolución por presión y de percusión. Textura granosostenida. Matriz arenosa de grano medio a grueso. Centil= 30 cm. Los cantos de tamaño próximo al centil son menos abundantes hacia el techo, también disminuye el tamaño medio de los cantos. En sentido contrario, aumentan las intercalaciones de areniscas rojas de grano medio a grueso, con base ligeramente erosiva con cantos blandos y de cuarcita. Geometría lenticular. Laminación paralela.

3.- 17,74 m. Alternancia de areniscas rojas de grano medio a grueso y conglomerados rojos de cantos de cuarcita con textura granosostenida. Centil= 23 cm. Matriz arenosa de grano medio a grueso. Las areniscas presentan base plana y techo convexo con geometría lenticular. Tienen estratificación cruzada de bajo ángulo, la cual en ocasiones, aparece deformada por adaptación a los cantos de cuarcita que contienen las areniscas. También tienen estratificación cruzada de surco en "sets" de 8-12 cm.

4.- 11,92 m. Alternancia de areniscas naranjas de grano medio a grueso y lutitas rojas con laminación de "ripples". Las areniscas contienen cantos de cuarcita de pequeño tamaño, dispersos y en hiladas. Bases erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-20 cm que presentan granoselecciones en el tamaño de grano. Laminación paralela.

5.- 12,21 m. Areniscas naranjas de grano grueso a muy grueso. Cantos de cuarcita, que en ocasiones constituyen niveles de "lag" de 15 cm de espesor (Centil= 12 cm, tamaño medio= 8 cm). Base erosiva. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 13-10 cm. Cicatrices internas marcadas por niveles de areniscas de grano medio.

6.- 12,12 m. Semicubierto. Ocasionalmente aparecen algunas areniscas.

7.- 3,32 m. Alternancia de areniscas rojas de grano medio con abundantes micas y lutitas rojas laminadas. Las areniscas tienen cantos blandos, centil= 14 cm. Base erosiva. Cicatrices internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 11 cm. Techo bioturbado.

8.- 16,29 m. Areniscas rojas de grano grueso a medio. Cantos de cuarcita dispersos y en hileras. Cantos blandos. Base erosiva que en ocasiones presenta un depósito de "lag" de 38 cm de espesor. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 18 cm y anchura de 1,5 a 2 m.

9.- 25,95 m. Areniscas rojas con granoselecciones de grano grueso a muy fino. Cantos de

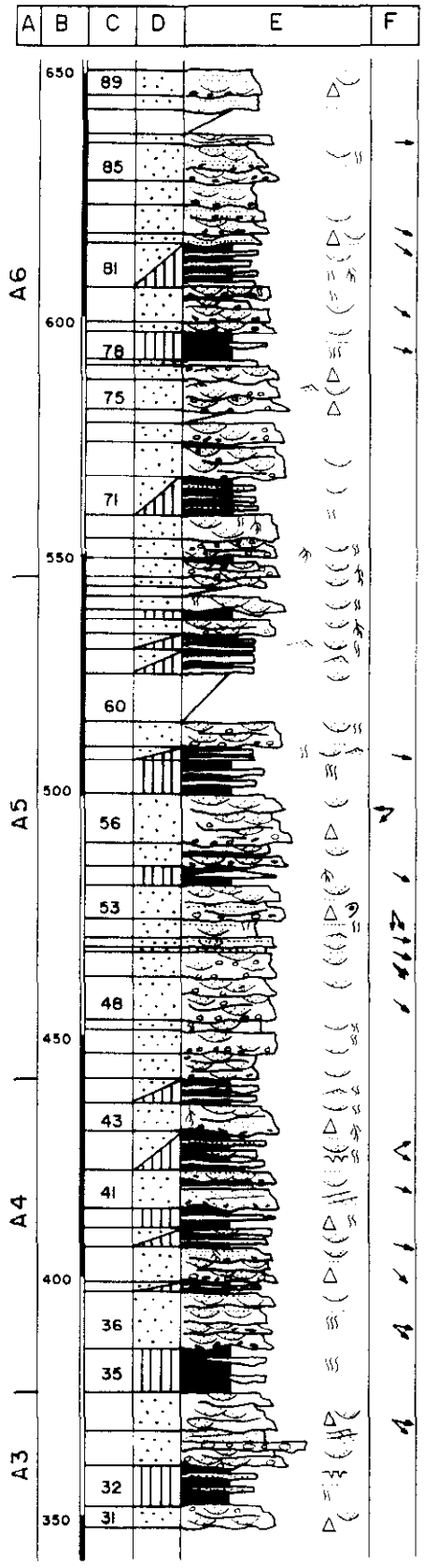


Fig. 98 b: Columna "Riba de Santiuste"

cuarcita. Cantos blandos. Base erosiva. Superficies internas erosivas, marcadas por cantos blandos verdes. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 8-30 cm y anchura de 3 m. Bioturbación.

10.- 12,64 m. Alternancia de areniscas rosas de grano grueso a medio y lutitas rojas en ocasiones laminadas. Las areniscas presentan base erosiva con cantos blandos y algunos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 14 cm y anchura de 1 a 2 m. Se presentan en niveles de 0,60 a 1,20 m de espesor y las lutitas en niveles de 2 m.

11.- 10,81 m. Areniscas rosas con granoselecciones desde grueso a fino. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Micas. Se presentan en niveles de 1 a 1,30 m de espesor con bases y superficies internas erosivas. Depósitos de "lag" con cantos de cuarcita y cantos blandos de centil 30 cm. También presentan superficies de reactivación con cantos blandos y "ripples" de "back flow". Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm y anchura de 12 m. Estratificación cruzada de bajo ángulo. Laminación debida a dunas y "ripples".

12.- 7,42 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Abundantes micas. Cantos blandos. Se organizan en niveles de 0,60 cm a 1 m con base erosiva y estratificación cruzada a pequeña escala. Laminación paralela. "Ripples". Bioturbación. Presentan algunas intercalaciones de lutitas rojas bioturbadas.

13.- 8,38 m. Areniscas rojas con granoselecciones de grano muy grueso a medio. Cantos blandos. Bases erosivas y/o planas que delimitan niveles de 1,20 m, algunos de estos niveles pueden tener el techo convexo. Estratificación cruzada planar y de surco esta última en "sets" de 25 cm. Laminación paralela.

14.- 6,40 m. Alternancia de lutitas rojas laminadas y areniscas rojas de grano muy fino con muchas micas. Laminación paralela con lineación primaria de corriente. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 1 m. Laminación de "ripples". Grietas de desecación. Bioturbaciones de tubos verticales y horizontales. Decoloraciones de origen edáfico.

15.- 8,11 m. Areniscas blancas y rojas de grano fino y muy fino.Cantos blandos rojos y verdes centil= 30 cm. Bases y superficies internas erosivas, que ocasionalmente conservan niveles centimétricos de lutitas. Aparecen en niveles de 40 a 80 cm de espesor, algunos de los cuales tienen base plana y techo convexo. En general, presentan estratificación cruzada de bajo ángulo

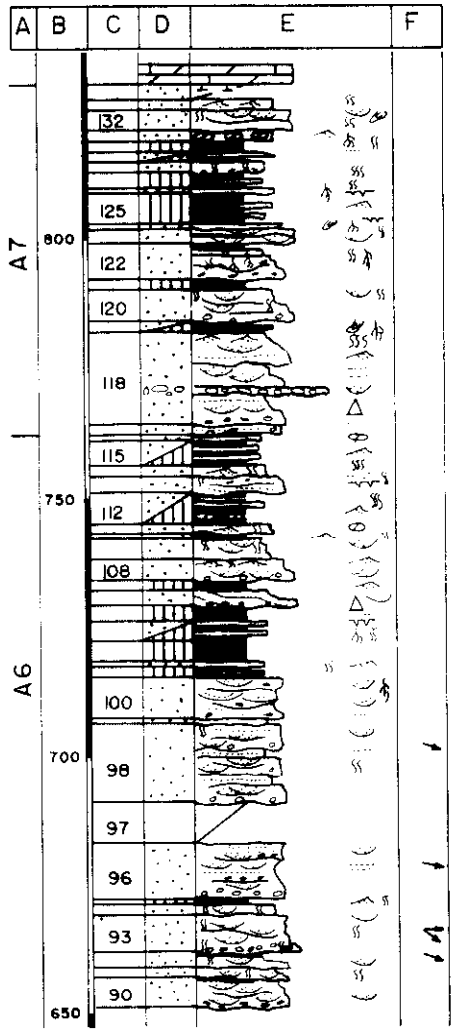


Fig. 98 c: Columna "Riba de Santiuste"

y de surco en "sets" de 10 cm. También estratificación cruzada planar en "sets" de 15 cm. En el techo de algunos niveles se observan estructuras de erosión y relleno. Bioturbaciones.

16.- 4,62 m. Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de muy grueso a fino, de 1 m de espesor. Cantos blandos centil= 20 cm.Cantos de cuarcita de 2 cm. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Laminación paralela que pasa a estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 a 15 cm.

17.- 7,54 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Abundantes micas. Laminación paralela con lineación primaria de corriente. Presentan tres tipos de intercalaciones. El primero de ellos son areniscas ocres de grano fino con un espesor de 15 cm y poca continuidad lateral, base y techo cóncavos. La base tienen numerosos cantos blandos de pequeño tamaño y el techo aparece bioturbado. El segundo tipo está formado por

areniscas rosas de grano medio con un espesor de 40 cm, tienen mayor extensión que los anteriores, presentan base erosiva cóncava con cantos blandos, y bioturbaciones. El tercer tipo son lutitas rojas laminadas y bioturbadas, en niveles de 25 cm.

18.- 7,29 m. Areniscas rosas y ocres de grano grueso a fino en secuencias de 30 cm. Base erosiva con cantos blandos de centil = 23 cm, y de cuarcita centil = 5 cm. Estratificación cruzada de surco a gran escala y laminación paralela con lineación primaria de corriente. "Ripples" en el techo.

19.- 1,37 m. Areniscas rojas de grano muy fino y lutitas rojas. Laminación paralela y "ripples".

20.- 12,90 m. Areniscas rosas en una secuencia granodecreciente de grueso a medio. Cantos blandos y de cuarcita marcando la laminación. Superficies internas, también con cantos blandos y de cuarcita. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Techo plano.

21.- 23,51 m. Alternancia de areniscas rosas de grano medio y areniscas de grano muy fino y lutitas laminadas. Las areniscas de grano medio tienen base erosiva o plana, en niveles de 70 cm a 1,30 m de espesor. Tienen numerosas superficies erosivas, que en ocasiones tienen cantos blandos y de cuarcita. Presentan estratificación cruzada de surco en "sets" de 13 cm y anchura de 2 m, y ripples. Las areniscas de grano fino aparecen en niveles de 25 cm a 2 m, y tienen laminación paralela y cruzada de bajo ángulo. En el techo de este tramo se observan decoloraciones de origen edáfico.

22.- 7,35 m. Areniscas blanco-ocre de grano grueso en la base. Está es erosiva irregular, presentando un depósito de "lag" con cantos de cuarcita centil = 8 cm y cantos blandos verdes centil = 29 cm. En el techo el tamaño de grano a disminuye a medio, los cantos blandos y de cuarcita se hacen menos abundantes, y se concentran en las superficies de reactivación, que aparecen separando intervalos de 1 m. Internamente este nivel presenta estratificación cruzada de surco a escala media. Techo bioturbado.

23.- 5,20 m. Areniscas rosas de grano fino.

Cantos blandos dispersos. Se presentan en niveles de 40 cm separados por bases planas y erosivas. Tienen estratificación cruzada de surco, que pasa a laminación de "ripples". Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.

24.- 11,70 m. Areniscas naranjas con granoselecciones desde microconglomerados a medio. Cantos blandos y de cuarcita dispersos centil = 2 cm, que en ocasiones forman depósitos de "lag". Se encuentran en niveles de 1,30 m. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 1,50 m. Techo plano y bioturbado. Ocasionalmente se intercalan niveles de areniscas de grano muy fino y lutitas con laminación de "ripples" y bioturbaciones.

25.- 2,40 m. Conglomerados rojos con cantos de cuarcita, pizarra y areniscas. Tienen textura granosostenida, aunque presentan bastante matriz arenosa de grano muy grueso. Los cantos son subangulosos y la selección es mala de 2 a 30 cm. La media es de 7 cm. Presentan secuencias granodecrecientes de 10 cm. Presentan estratificación horizontal. Imbricación de cantos.

26.- 5,15 m. Areniscas rojas de grano muy grueso con secuencias granodecrecientes hasta lutitas. Presentan laminación paralela, que en el techo pasa a estratificación cruzada de surco.

27.- 6,20 m. Conglomerados rojos de cantos de cuarcita subangulosos. Textura granosostenida. Matriz arenosa de grano grueso. En general, constituye una secuencia granodecreciente. Presentan intercalaciones lenticulares de areniscas rojas.

28.- 4,35 m. Alternancia de areniscas rojas de grano medio a grueso y lutitas arenosas rojas. Las areniscas presentan base ondulada con cantos. Estructuras de "gutter mark". Presentan niveles de 18 cm de espesor que constituyen secuencias granodecrecientes de medio a fino, separadas por superficies onduladas con cantos. También presentan segregaciones de tamaño de grano en la horizontal. Tienen grietas de desecación en el techo.

29.- 13,02 m. Alternancia de conglomerados rojos de cantos de cuarcita, textura granosostenida, que constituyen una secuencia granodecreciente desde 8 cm a 0,4 cm y areniscas rojas de grano grueso con cantos de cuarcita de centil = 12 cm. El tamaño de grano es menor hacia el techo del nivel. Presenta laminación paralela y estratificación cruzada de surco.

30.- 24,55 m. Semicubierto. Conglomerados rojos de cantos de cuarcita.

31.- 3,88 m. Areniscas rosas con secuencias granodecrecientes de muy grueso a medio, ocasionalmente llega a grano fino. Estas secuencias tienen espesores medios de 50 cm. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 a 15 cm. En el techo del nivel se encuentran cantos dispersos.

32.- 9,16 m. Lutitas rojas laminadas. Presentan algunas intercalaciones de areniscas rojas de

grano muy fino, en niveles de 15 a 50 cm de geometría lenticular, con laminación paralela y grietas de desecación en el techo. Bioturbación.
33.- 7,42 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a grueso, que intercalan niveles de conglomerados de cantos de cuarcita, centil = 14 cm, en niveles de 25 cm en la parte inferior del tramo. Las areniscas tienen bases erosivas que ocasionalmente presentan depósitos de "lag", geometría lenticular y superficies de reactivación que en ocasiones conservan depósitos de lutitas deformados. Presentan estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 2 m, estratificación cruzada planar.
34.- 8,19 m. Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de grano grueso a fino. Base. Se organizan en niveles con geometría lenticular amalgamados. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm.
35.- 8,97 m. Lutitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano medio con geometría lenticular y espesores de 30-40 cm. Bioturbación.
36.- 12,44 m. Areniscas rojas de grano grueso. Son varias secuencias en el techo de las cuales el tamaño de grano es fino con micas. Base erosiva con cantos blandos. Superficies internas tanto planas como erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. En las láminas de grano más fino se observa laminación paralela. Este tramo, acaba con 2 m de lutitas rojas y areniscas de grano fino y muy fino. Bioturbación.
37.- 2,43 m. Alternancia de lutitas rojas y niveles de areniscas rojas de grano medio a fino, con geometría lenticular, base erosiva y laminación de ripples. Las lutitas presentan ocasionalmente estratificación de tipo "wavy". Bioturbación. Grietas de desecación.
38.- 6,87 m. Areniscas rosas de grano medio. Cantos blandos. En la base y superficies internas es grueso con cantos de cuarcita de pequeño tamaño. En el techo es fino. Tiene estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y anchura mayor de 2 m. En el techo existe laminación paralela. Decoloraciones de origen edáfico.
39.- 4,36 m. Alternancia de lutitas rojas laminadas y areniscas blancas y/o rosas de grano grueso, con cantos blandos. Las areniscas son niveles lenticulares de 50 cm de espesor con base erosiva y estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm. Las lutitas tienen espesores medios de 80 cm.
40.- 3,98 m. Lutitas rojas que incluyen algunos niveles de 10-12 cm de espesor de areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de grueso a fino, con "ripples". Bioturbaciones.
41.- 8,28 m. Areniscas blancas y rosas de grano medio a grueso. Abundantes cantos blandos, centil de 40 cm. Son varios niveles amalgamados de 1,5 a 2 m de espesor y longitud mayor de 50 m. Base muy erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco con "sets" de 20-30 cm y anchura de 2 a 5 m. Estratificación cruzada planar. Laminación paralela. Ocasionalmente las superficies internas conservan niveles de areniscas de grano muy fino y lutitas.
42.- 8,04 m. Alternancia de lutitas rojas y niveles de areniscas que son de dos tipos. Unos con espesor de 10 cm formado por areniscas ocres de grano medio, con cantos blandos verdes. Recristalizadas. Base erosiva y geometría lenticular muy bioturbados. Existen otros niveles de 30-60 cm de espesor de areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con abundantes cantos blandos. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 1,5 m. Tienen grietas de desecación y están muy bioturbadas.
43.- 6.55 m. Areniscas rojas de grano grueso con granoselecciones a fino. Son varias secuencias de 1,5 m de espesor. El tramo tiene una base muy erosiva con abundantes cantos blandos verdes y rojas, centil de 49 cm. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y anchura mayor de 5 m. Laminación paralela y de bajo ángulo. "Ripples". Bioturbaciones. Decoloraciones de origen edáfico.
44.- 5,09 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino, en niveles de 10 a 20 cm de espesor con geometría lenticular, base erosiva y "ripples". Todo el tramo está bioturbado.
45.- 4,82 m. Areniscas ocres de grano fino. Recristalizadas. Abundantes cantos blandos, centil de 8 cm. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura mayor de 2 m.
46.-5,5 m. Areniscas rosas de grano grueso. Cantos blandos. Cantos de cuarcita, centil de 8 cm. Base erosiva y superficies internas erosivas, que ocasionalmente conservan areniscas grises de grano fino con micas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15-30 cm y anchura entre 2 y 5 m.
47.- 2,12 m. Areniscas grises de grano medio. Estratificación cruzada de surco tendidos. Lineación primaria de corriente. Bioturbaciones.
48.- 9,94 m. Areniscas rojas de grano grueso a

medio. Cantos blandos y de cuarcita, centil de 8 cm. Base fuertemente erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura mayor de 5 m.
49.- 4.91 m. Areniscas rosas de grano grueso. Cantos de cuarcita dispersos o en hiladas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco con "sets" de 30 cm.
50.- 1,20 m. Areniscas rosas de grano medio. Laminación paralela.
51.- 1,73 m. Areniscas rosas de grano grueso con cantos de cuarcita, centil de 6 cm, ocasionalmente aparecen en hiladas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm. En el techo se observa laminación de dunas y "ripples".
52.- 3,69 m. Areniscas rojas de grano fino. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 1,60 m. Bioturbación.
53.- 6,73 m. Areniscas rosas de grano muy grueso con secuencias granodecrecientes a grano medio. Cantos blandos, centil de 34 cm, y de cuarcita centil de 3 cm. Base fuertemente erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura mayor de 5 m. Laminación paralela. En algunas superficies internas se observan "crescent cast".
54.- 4,10 m. Lutitas rojas. Ocasionalmente intercalan niveles de areniscas rojas de grano grueso, con geometría lenticular y base erosiva y techo convexo. Tiene una extensión lateral de 17,70 m y un espesor máximo de 1 m, lateralmente donde el espesor está muy reducido (10 cm), el tamaño del grano es fino. Techo afectado por procesos edáficos.
55.- 4,99 m. Areniscas rojas de grano muy grueso con granoslecciones a medio. Cantos blandos verdes de pequeño tamaño. Base y superficies internas erosivas que ocasionalmente preservan restos de lutitas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 8-15 cm. Son varios cuerpos con geometría lenticular, amalgamados.
56.- 9,60 m. Areniscas rojas con granoselección de microconglomerado a grueso, solo en el techo tienen tamaño de grano medio. Base fuertemente erosiva que conserva un "lag" de 15 cm de espesor, de cantos blandos verdes y cantos de cuarcita, centil de 13 cm. Este tramo tiene numerosas superficies internas erosivas, que separan niveles que presentan superficies de reactivación entre los niveles de estratificación cruzada de surco en "sets" de 16-20 cm y anchura aproximadamente de 3 m. En el techo disminuye el tamaño de los "sets". Las granoselecciones positivas están entre las superficies, los niveles y los "sets", y el tramo de base a techo.
57.- 7,50 m. Lutitas rojas y en ocasiones verdes. En la parte superior del tramo intercalan niveles de areniscas rojas y verdes de grano fino-medio con geometría lenticular, 1 m de extensión lateral y poco espesor 10-15 cm. Bioturbaciones.
58.- 2,61 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino. Estas últimas se presentan en cuerpos lenticulares de más de 4 m de extensión lateral y 30 cm de espesor medio. Base cóncava y techo plano o erosionado, en este último caso presentan rellenos de lutitas. Laminación paralela, dunas y "ripples". Abundante bioturbación y decoloraciones de origen edáfico. Grietas de desecación. En el techo del tramo existen bioturbaciónes verticales rellenas por areniscas de grano muy grueso.
59.- 5,52 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a grueso. Cantos blandos y de cuarcita dispersos y en las superficies internas erosivas. Base fuertemente erosiva. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 18 cm, en el techo disminuye el tamaño de "set". Bioturbaciones en el techo.
60.- 10,00 m. Cubierto.
61.- 5,02 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y muy fino y lutitas rojas. Las areniscas aparecen en niveles pseudotabulares de poca extensión lateral de 26 cm de espesor medio. Algunos de estos niveles están amalgamados. Presentan laminación de dunas y "ripples". Bioturbación y decoloraciones de origen edáfico.
62.- 2,93 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas de grano fino con geometría lenticular. Extensión lateral menor de 3 m y espesor medio de 30 cm. Base erosiva y techo irregular. Laminación debida a dunas y "ripples". Bioturbación. Decoloraciones de origen edáfico.
63.- 3,05 m. Areniscas rojas de grano grueso. Recristalizadas. Cantos de cuarcita, centil de 7 cm. Base erosiva irregular. Se compone de varios niveles con geometría lenticular, amalgamados. En ocasiones se observan los "cut-bank" de los canales, a favor de los cuales se conservan niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco. En el techo decoloraciones de origen edáfico.
64.- 2,10 m. Lutitas rojas.
65.- 2,90 m. Areniscas rojas con granoselecciones de muy grueso a fino. Son niveles de 50 cm de espesor medio, con base erosiva y cantos de cuarcita dispersos. Tienen estratificación cruza-

da de surco. El techo esta bioturbado.
66.- 1,80 m. Cubierto.
67.- 1,65 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Base cóncava. Estratificación cruzada de surco en set de 6-8 cm y anchura de 50 cm.
68.- 3,60 m. Areniscas rojas de grano grueso. Cantos de cuarcita de 2 cm de media. Base erosiva, que conserva niveles de areniscas rojas de grano medio con cantos de cuarcita, centil de 8 cm. Estratificación cruzada de surco en set de 20 cm. Los últimos 60 cm son areniscas rojas de grano fino y lutitas. Decoloraciones de origen edáfico.
69.- 3,80 m. Areniscas rosas de grano grueso con granoselección a medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita, centil de 12 cm, también aparecen marcando la laminación en la parte inferior del tramo. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm. Son diversos niveles amalgamados con geometría lenticular. Techo bioturbado y afectado por procesos edáficos.
70.- 4,76 m. Areniscas rosas de grano grueso. Base cóncava erosiva. Cuerpo con geometría lenticular y extensión lateral mínima de 140,10 m. Estratificación cruzada de surco a media gran escala. Techo bioturbado y afectado por procesos edáficos.
71.- 7,90 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino y muy fino. Aparecen generalmente en niveles de menos de 1 m de espesor estratificados en dos bancos. Tienen base erosiva y geometría lenticular con una extensión lateral de 76 m. En las bases pueden tener cantos de cuarcita y tamaño de grano más grueso. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm. Laminación paralela. Techo bioturbados.
72.- 7,66 m. Areniscas rojas de grano grueso, muy grueso en la base. Cantos de cuarcita centil de 17 cm, media de 5-6 cm, aparecen en las láminas y en las superficies internas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco a gran escala. El tamaño de set disminuye hacia el techo. El tramo acaba con 90 cm de lutitas rojas.
73.- 3,80 m. Areniscas ocres de grano muy grueso grueso. Cantos de cuarcita dispersos, centil de 6 cm. Cantos blandos verdes irregular. Estratificación cruzada de surco en set de 25 cm y anchura mayor de 5 m, que disminuye a "sets" de 15 cm y anchura de 1,5 m.
74.- 2,95 m. Cubierto.
75.- 6,00 m. Areniscas rosas con granoselecciones de muy grueso a medio. Cantos de cuarcita dispersos y en hiladas. Cantos blandos. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 14 cm a las que se adaptan los pavimentos de cantos que se encuentran en el techo de los niveles. En el techo existe laminación de "ripples".
76.- 2,81 m. Areniscas rosas de grano medio a grueso. Cantos de cuarcita dispersos. Bases y superficies internas erosivas. Niveles con geometría lenticular amalgamados. Estratificación cruzada de surco y laminación horizontal. Techo bioturbado.
77.- 1,53 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva y techo plano.
78.- 5,79 m. Lutitas rojas con intercalaciones lenticulares de areniscas blancas de grano medio con base erosiva, bioturbados. Laminación adaptada a la base cóncava.
79.- 2,32 m. Areniscas rojas de grano grueso. Recristalizadas. Hacia la parte superior el grano es medio. Base fuertemente erosiva con depósitos de "lag" formados por cantos blandos, a veces de gran tamaño (89 cm). Superficies internas muy erosivas. Estratificación cruzada de surco. El tramo acaba con un nivel de 15 cm de lutitas.
80.- 6,98 m. Areniscas rosas de grano medio. Abundantes cantos blandos. Base erosiva. Superficies internas erosivas que limitan cuerpos de geometría lenticular y en ocasiones conservan niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm y anchura de 2 m. Los niveles más superiores están bioturbados.
81.- 8,60 m. Alternancia de areniscas y lutitas rojas. Las areniscas rojas de grano muy fino, y aparecen en niveles de 35 cm con geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala. Bioturbaciones. Decoloraciones de origen edáfico.
82.- 2,02 m. Areniscas rojas de grano fino con granoselección a muy fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos de pequeño tamaño. Alternan intervalos de laminación paralela con lineación primaria de corriente de unos 40 cm de espesor, y estratificación cruzada de surco en "sets" de 14-20 cm y anchura de 2,5 m. Bioturbación.
83.- 5,69 m. Areniscas rosas de grano fino. Abundantes cantos blandos, que en distintas superficies erosivas pueden tener un centil de 1,30 m. Los diferentes niveles separados por las superficies erosivas comienzan por un conglomerado de cantos blandos, recristalizado de hasta 60 cm de espesor. Presentan estratificación cruzada de surco a media escala y laminación paralela con lineación primaria de corrien-

te.
84.- 4,7 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva con cantos blandos. Laminación paralela y de dunas.
85.- 7,72 m. Areniscas rosas de grano medio y fino. Son varios niveles separados por bases muy erosiva que tienen un conglomerado de cantos blandos, recristalizado de 20 cm de espesor medio. Presentan estratificación cruzada de surco y laminación paralela. El tramo acaba con 1,61 m de areniscas moradas de grano muy fino con estratificación cruzada de surco, muy bioturbadas.
86.- 2,15 m. Areniscas rosas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm y anchura de 1,5-2 m.
87.- 5,20 m. Cubierto.
88.- 3,18 m. Areniscas rosas de grano fino. Base erosiva. Laminación paralela.
89.- 5,25 m. Areniscas rojas de grano fino con granoselección a fino. Se encuentran estratificadas en niveles de 1,40 m que comienzan con una base erosiva con cantos blandos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura de 4 m que pasa la laminación paralela con muchas micas.
90.- 5,68 m. Areniscas ocres de grano medio a fino. Base erosiva con cantos blandos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 30-70 cm y anchura de 4 m.
91.- 2.33 medio. Areniscas rojas de grano fino. Micas. Granoselección hasta lutitas rojas (90 cm). Laminación de dunas. Bioturbación.
92.- 3.19 m. Areniscas blancas y rojas de grano medio. Cantos de cuarcita (centil de 7 cm) dispersos. Moteado limonítico. Recristalizadas. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm. En el techo el grano es muy fino.
93.- 7,43 m. Areniscas rojas de grano medio. Son varios niveles que tienen una base fuertemente erosiva común, que presenta un conglomerado (10 cm) de cantos blandos y de cuarcita en menor proporción, centil de 1 cm. Los dos por superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 2 m. Bases y techos bioturbados.
94.- 2,25 m. Areniscas rojas de grano fino. Base fuertemente erosiva (más de 1 m). Estratificación cruzada de surco. Techo bioturbado.
95.- 1,40 m. Lutitas rojas. Laminación debida a "ripples". Intercalan niveles de areniscas rojas de grano muy fino con geometría lenticular. Abundante bioturbación.
96.- 11,40 m. Areniscas naranjas de grano medio. Base plana erosiva con un "lag" de cantos de blandos, de hasta 40 cm de espesor. Cantos de cuarcita de 3 cm. Superficies internas que presentan acumulaciones de cantos blandos. Presenta geometría lenticular, pasando lateralmente a lutitas. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco a gran escala.
97.- 7,60 m. Cubierto.
98.- 14,92 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas, pueden conservar niveles centimétricos de areniscas rojas de grano muy fino. Cantos de cuarcita dispersos. Cada 6 m, presentan una superficie importante, que limita niveles con geometría lenticular compuestos por intervalos de 1,60 m de laminación paralela y más de 1,50 m de estratificación cruzada de surco en "sets" de 25 cm. Techo bioturbado.
99.- 1,10 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Alternan con niveles de lutitas rojas.
100.- 8,10 m. Areniscas rojas de grano medio. Base muy erosiva. Superficies internas erosivas, algunas penetrativas de la base al techo. Cantos blandos dispersos. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco a media y gran escala, disminuyendo el tamaño hacia el techo. Abundante bioturbación. Techo afectado por procesos edáficos.
101.- 2,44 m. Lutitas rojas con laminación debida a "ripples". Presentan algunas intercalaciones centimétricas de areniscas rojas de grano muy fino con laminación debida a "ripples". Intercalan un nivel de nódulos carbonatados con tendencia vertical y horizontal. Abundante bioturbación.
102.- 1,40 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Base muy erosiva. Superficies internas. Presenta geometría lenticular, pasando lateralmente a lutitas. Laminación debida a dunas y "ripples". Abundante bioturbación.
103.- 4,00 m. Lutitas rojas.
104.- 4,30 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino. Los niveles de areniscas presentan base plana algo erosiva y techo plano. Presentan un espesor variable desde pocos centímetros a 45 cm. Grietas de desecación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
105.- 3,17 m. Lutitas rojas con laminación debida a "ripples".
106.- 3,50 m. Areniscas rosas de grano grueso. Granoselección a grano muy fino en el techo. Base ligeramente erosiva, con cantos blandos y de cuarcita (6 cm) formando "lag". Superficies internas, algunas de las cuales son penetrativas de la base al techo, y conservan niveles centi-

métricos de lutitas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Laminación paralela. Lateralmente este nivel pasa a lutitas rojas. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
107.- 1,60 m. Lutitas rojas. Ocasionalmente se aprecia laminación debida a "ripples":
108.- 3,74 m. Areniscas rosas de grano grueso. Base erosiva, que puede presentar cantos de areniscas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Laminación de "ripples en el techo, que también está bioturbado.
109.- 3,80 m. Areniscas rojas de grano fino a muy fino. Lateralmente pasan a lutitas rojas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco. Techo bioturbado.
110.- 0,86 m. Lutitas rojas. Laminación debida a "ripples". Intercalan niveles de areniscas rojas de grano fino. Bioturbación abundante.
111.- 1,83 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Base erosiva. Superficies interna irregulares. Presenta geometría lenticular. Laminación debida a dunas y "ripples". En el techo es una alternancia de areniscas de grano muy fino y lutitas.
112.- 5,70 m. Alternancia de lutitas rojas en niveles de 1,5 m y areniscas rojas de grano muy fino en niveles de 30 cm con geometría lenticular. Presentan base erosiva y laminación debida a "ripples". A los 2,30 m de la base, presentan un nivel de 1,40 m de nódulos de carbonato con tendencia vertical. A partir de este nivel dominan los niveles de areniscas frente a los de lutitas. Abundante bioturbación.
113.- 2,90 m. Areniscas ocres de grano medio. Recristalizadas. Base plana algo erosiva, y techo convexo. Superficies internas que limitan niveles tabulares, presentan cantos blandos. A gran escala presenta geometría lenticular. Laminación de bajo ángulo. Techo bioturbado. Grietas de desecación.
114.- 2,34 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Base erosiva que puede conservar un nivel de 50 cm de lutitas rojas. Superficies internas erosivas. Laminación debida a "ripples". Bioturbación abundante.
115.- 5,10 m. Alternancia de lutitas rojas masivas y con laminación debida a "ripples" y areniscas rojas de grano muy fino con base y techo plano irregular. Presentan laminación debida a "ripples". Son niveles de un espesor máximo de 50 cm.
116.- 1,16 m. Areniscas rojas de grano muy fino. A partir de los primeros 50 cm, pasan a lutitas rojas, que incluyen un nivel de nódulos de carbonato con desarrollo vertical.
117.- 1,95 m. Areniscas ocres de grano medio. Recristalizadas. Base plana irregular con algunos cantos blandos y de cuarcita. Laminación paralela y debida a dunas.
118.- 17,98 m. Areniscas rosas de grano medio. Forman secuencias de aproximadamente 6 m, granodecrecientes a muy fino. Tienen base erosiva con cantos blandos y de cuarcita (15 cm). Laminación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y gran amplitud. Laminación paralela con lineación primaria de corriente. Laminación debida a "ripples". A los 8 m de la base incluye un nivel de conglomerados de cantos de cuarcita.
119.- 2,12 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas moradas de grano fino. Presentan deformaciones por carga. Abundante bioturbación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
120.- 6,10 m. Areniscas rosas de grano medio y grueso. Recristalizadas. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a gran escala que disminuye el tamaño de "sets" hacia el techo. También disminuye el tamaño de grano. Abundante bioturbación.
121.- 2,10 m. Lutitas rojas.
122.- 6,70 m. Areniscas rojas y malvas de grano medio. Base y superficies internas erosivas. Cantos blandos. En el techo el tamaño de grano disminuye a muy fino y alterna con niveles de lutitas rojas. Abundante bioturbación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
123.- 2,73 m. Areniscas ocres de grano grueso. Base erosiva. Superficies internas que conservan niveles de lutitas. Son varios cuerpos que se presentan amalgamados. Estratificación cruzada de surco. Laminación debida a dunas. Abundante bioturbación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
124.- 1,23 m. Areniscas ocres de grano medio y fino. Laminación debida a dunas y "ripples". Huellas de deformación por carga. Grietas de desecación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos. Bioturbación abundante.
125.- 6,39 m. Lutitas rojas masivas y con laminación de "ripples". En ocasiones se observa estratificación lenticular. Intercalan niveles de 40 cm de areniscas rojas de grano fino y muy fino, en cuerpos con geometría lenticular que en ocasiones presentan techo convexo. Abundante bioturbación. Grietas de desecación.
126.- 1,07 m. Areniscas rojas de grano fino. Base plan y techo convexo. Abundante bioturbación. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
127.- 3,47 m. Lutitas rojas. Intercalaciones

centimétricas de areniscas rojas de grano muy fino. Abundante bioturbación.
128.- 2,38 m. Areniscas ocres de grano muy fino. Aparecen en cuerpos lenticulares amalgamados de espesor máximo de 30 cm. Bases erosivas que conservan niveles de lutitas rojas y verdes. Bioturbación abundante. Decoloraciones debidas a procesos edáficos.
129.- 1,75 m. Alternancia de lutitas rojas con laminación de "ripples" y areniscas blancas de grano muy fino, en cuerpos lenticulares de base plana y techo convexo. Presentan un espesor medio de 45 cm y una extensión lateral máxima de 20 m. Laminación paralela con lineación primaria de corriente.
130.- 1,60 m. Lutitas rojas.
131.- 1,60 m. Areniscas blancas de grano muy fino. Presenta desarrollo de nódulos y glaébulas de carbonato. Presentan deformación por carga. En ocasiones se observa laminación de "ripples".
132.- 4,40 m. Areniscas ocres de grano grueso. Base erosiva. Superficies internas irregulares. Cantos de cuarcita y cantos blandos. Presentan deformación por carga. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
133.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva con cantos blandos. Laminación debida a "ripples", que en ocasiones aparece deformada.
134.- 3,04 m. Semicubierto. Los últimos 43 cm son margas azules y areniscas amarillas de gramo muy fino.
Techo: Dolomías arenosas en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Corrales de Valdivia"
Base: UTM 228604 Techo: UTM 228598
(Fig. 99)
Situación: La columna se ha realizado a lo largo del barranco que discurre entre los Corrales de Valdivia y va a desembocar al Río Salado. La litología dominante son las areniscas, apareciendo como facies subordinadas lutitas y conglomerados. El techo se sitúa en los primeros materiales carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Areniscas y lutitas moradas de edad pérmica.
1.- 38,60 m. Conglomerados "clast supported" de cantos de cuarcita. La matriz es arenosa de grano muy grueso y grueso. Los cantos presentan un centil de 30 cm, y tienen tendencia decreciente en el tamaño de los cantos. La parte superior del tramo incluye algunos niveles de

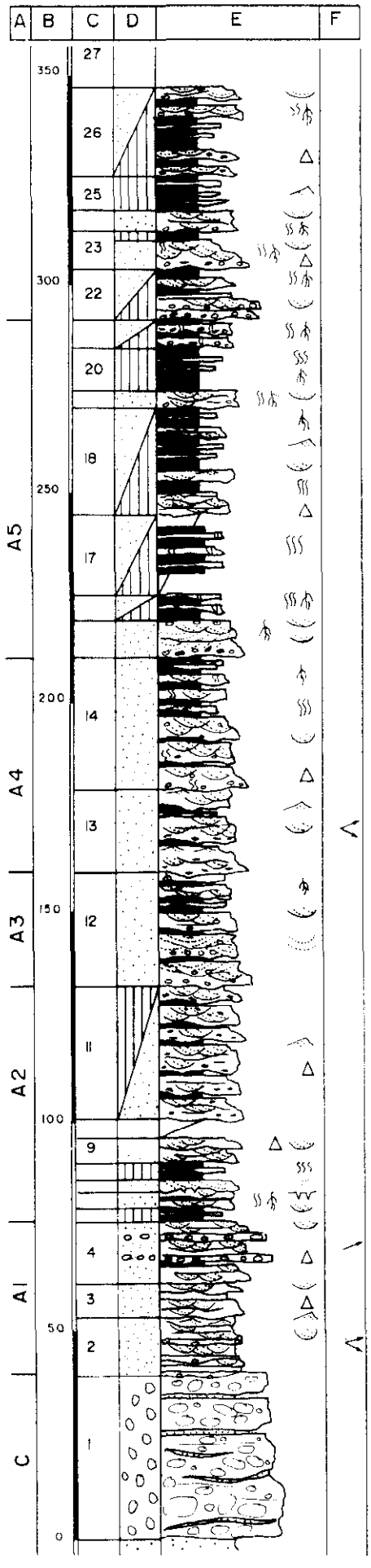


Fig. 99 a: Columna "Corrales de Valdivia"

areniscas de grano grueso y espesor centimétrico con geometría lenticular.
2.- 13,60 m. Areniscas rosas con secuencias granodecrecientes desde grano muy grueso con cantos de cuarcita en las bases a grano medio. Estas secuencias tienen un espesor medio de 2,5 m y tienen bases erosivas. Presentan estratificación cruzada de surco. Hacia el techo del nivel, las superficies limitan cuerpos tabulares con laminación cruzada debida a dunas y "ripples" y no existen cantos de cuarcita.
3.-8,40 m. Areniscas con granoselecciones de grano muy grueso a fino con micas. Bases y superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
4.- 14,54 m. Alternancia de areniscas rosas de grano muy grueso a grueso y conglomerados "clast supported" con cantos de cuarcita subredondeados. Ambos presentan estratificación cruzada de surco a media escala. En ocasiones se observa lineación primaria de corriente.
5.- 3,60 m. Lutitas rojas. Intercalan niveles centimétricos de areniscas rojas de grano medio, recristalizadas.
6.- 6,30 m. Areniscas amarillas de grano medio. Recristalizadas. Superficies internas erosivas que delimitan niveles de 50-60 cm de espesor y que en ocasiones conservan niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala. El techo esta bioturbado, presenta grietas de desecación y huellas de procesos edáficos.
7.- 3,05 m. Areniscas rosas de grano medio. Moteado limonítico. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco a gran escala.
8.- 4,30 m. Lutitas rojas. Incluyen dos tipos de intercalaciones, unas de 60 cm de espesor de areniscas rojas de grano fino y geometría lenticular y otras de areniscas verdes de grano muy fino de 6 cm de espesor. Abundante bioturbación.
9.- 6,10 m. Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes desde grano muy grueso a fino de 70 cm de espesor. Recristalizadas. Base erosiva al igual que las superficies internas. Estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas.
10.- 4,70 m. Cubierto.
11.- 32,10 m. Alternancia de areniscas rosas de grano grueso y lutitas rojas. Las areniscas aparecen estratificadas en niveles de 80 cm a 1 m con secuencias granodecrecientes de grano grueso a fino. Son cuerpos lenticulares con base erosiva y numerosas superficies internas. Incluyen gran cantidad de cantos blandos de pequeño tamaño, que marcan las láminas de la estratificación cruzada de surco. Las lutitas incluyen niveles centimétricos de areniscas rojas de grano muy fino con laminación cruzada debida a dunas y "ripples" y escasa extensión lateral.
12.- 26,90 m. Areniscas rojas de grano medio. Son varios niveles amalgamados con bases erosivas que presentan "lag" de cantos de cuarcita y numerosas superficies internas. También existen cantos de cuarcita dispersos en la parte inferior del tramo. Hacia la parte superior, los cantos sólo existen en las superficies internas y el tamaño de grano de las areniscas puede ser muy fino e incluso intercalar niveles centimétricos de lutitas. Presentan estratificación cruzada de surco a gran y media escala. En el techo existe laminación cruzada debida a dunas y huellas de procesos edáficos.
13.- 19,94 m. Areniscas rojas de grano medio. Son varios niveles con bases erosivas que

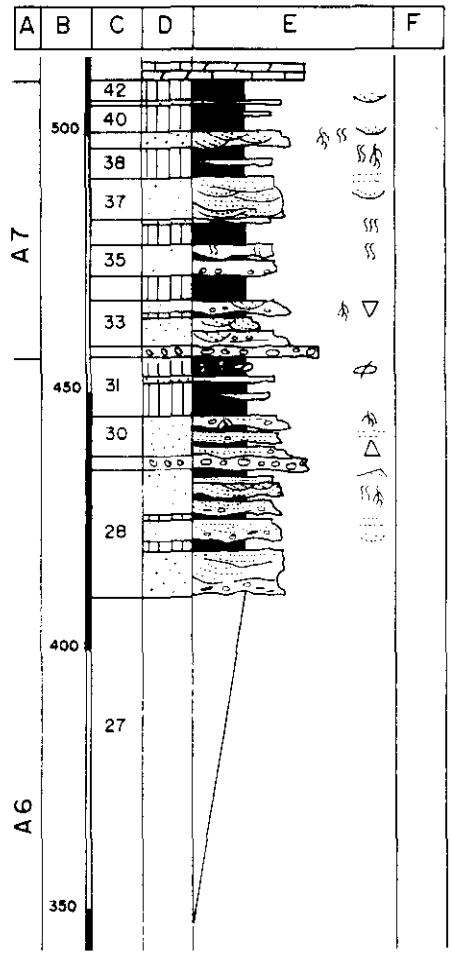


Fig. 99 b: Columna "Corrales de Valdivia"

presentan "lag" de cantos blandos. Superficies internas erosivas. Todo el nivel presenta numerosos cantos blandos de pequeño tamaño, que marcan las láminas de la estratificación cruzada de surco y la laminación cruzada debida a dunas. Ocasionalmente, en el techo de algunos niveles aparecen areniscas de grano muy fino y lutitas con laminación de "ripples". Los últimos niveles del tramo aparecen intensamente afectados por huellas de procesos edáficos.

14.- 32,20 m. Areniscas rojas con granoselección desde grueso a fino. Están estratificados en niveles con geometría lenticular de 2-2,5 m de espesor, con cantos de cuarcita (centil = 10 cm) en las bases erosivas, y dispersos por todo el nivel. En la parte superior del tramo se intercalan algunos niveles de lutitas rojas. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. El techo de los niveles esta muy bioturbado e intensamente afectado por huellas de procesos edáficos.

15.- 9,00 m. Areniscas rosas de grano grueso a medio. Base erosiva con cantos de cuarcita y cantos blandos. Recristalizadas. Superficies internas, que limitan niveles que en el techo presentan pavimentos de cantos. Estratificación cruzada de surco a gran escala, en el techo disminuye el tamaño de los "sets". Techo con huellas de procesos edáficos.

16.- 6,30 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas. Las areniscas aparecen en niveles lenticulares. Recristalizadas. Todo el tramo presenta abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos.

17.- 18,50 m. Semicubierto. Ocasionalmente se observa una alternancia de areniscas rojas de grano muy fino y lutitas, todo bastante bioturbado.

18.- 26,00 m. Alternancia de niveles de areniscas rojas con granoselección de medio a muy fino, y lutitas rojas. Las areniscas tienen geometría lenticular, con bases cóncavas erosivas, extensión lateral de varias decenas de metros y un espesor variable entre 80 cm y 1,30 m. Presentan estratificación cruzada de surco, laminación cruzada debida a dunas y "ripples". Todo el tramo esta bioturbado y presenta huellas de procesos edáficos.

19.- 4,20 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base y superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco. En el techo se aprecian huellas de procesos edáficos y bioturbación.

20.- 9,60 m. Lutitas rojas que ocasionalmente presentan algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular y escasa extensión lateral. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.

21.- 7,56 m. Alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano medio, con geometría lenticular y bases erosivas con cantos blandos y cantos de cuarcita. Superficies internas. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos en el techo.

22.- 11,70 m. Alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con depósitos de "lag" con cantos blandos y de cuarcita. En estas zonas las areniscas pueden tener tamaño de grano microconglomerado. Los "lag" de cantos llegan a tener 70 cm de espesor. Superficies internas erosivas, que también presentan depósitos de "lag". Presentan estratificación cruzada de surcos tendidos y laminación cruzada debida a dunas. Las lutitas tienen espesores medios de 3 m y presentan intercalaciones de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular, escasa extensión lateral y un espesor medio de 80 cm. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.

23.- 9,00 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Bases y superficies internas erosivas. Cantos blandos muy abundantes y cantos de cuarcita en menor proporción. Son cuerpos con geometría lenticular, en ocasiones se observan los "cut-bank". Estratificación cruzada de surco tendida. El final del tramo presenta niveles de lutitas rojas bioturbados y con huellas de procesos edáficos.

24.- 4,80 m. Areniscas rosas de grano grueso. Base plana irregular con cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas, que delimitan secuencias de 30 cm de espesor medio. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm. Huellas de procesos edáficos.

25.- 7,50 m. Lutitas rojas laminadas. Incluyen intercalaciones de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular y escasa extensión lateral.

26.- 21,60 m. Alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano grueso. Las lutitas incluyen algunos niveles lenticulares de areniscas rojas de grano fino. Las areniscas son cuerpos con geometría lenticular a gran escala. Pueden presentan granoselecciones desde microconglomerado a grano muy fino. Presentan bases y superficies internas erosivas. Tienen cantos blandos y de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco tendida. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en las lutitas y en los niveles de areniscas en la parte superior del tramo.

27.- 63,60 m. Cubierto.

28.- 24,70 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Bases erosivas con cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Laminación paralela en niveles que pueden tener 70 cm. Son varios cuerpos con geometría lenticular que se erosionan unos a otros, conservando entre ellos en ocasiones niveles de lutitas rojas con "ripples", más frecuentes en la parte superior del tramo. En el techo de algunos niveles se observan bioturbaciones y huellas de procesos edáficos.
29.- 1,50 m. Areniscas conglomeráticas, con cantos de cuarcita y cuarzo. Presenta base fuertemente erosiva y geometría lenticular.
30.- 7,90 m. Areniscas ocres de grano grueso con granoselección a fino. Moteado limonítico. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas que en la zona inferior del tramo delimitan niveles con geometría lenticular, mientras en la parte superior limitan niveles tabulares, separados por niveles de lutitas rojas. Laminación paralela. Techo bioturbado y huellas de procesos edáficos.
31.- 12,30 m. Lutitas rojas. Intercalan algunos niveles de areniscas rojas de grano muy fino, que pueden tener geometría lenticular o tabular. Hacia la mitad de este tramo aparece una concentración de nódulos carbonatados con desarrollo vertical.
32.- 2,00 m. Conglomerados "clast supported" con cantos de cuarcita subredondeados. No presenta estratificación bien definida. Tienen base erosiva. Geometría lenticular.
33.- 9,55 m. Areniscas blancas de grano fino. Moteado limonítico. Base y superficies internas erosivas, que en ocasiones presentan "lag" de cantos de cuarcita, aumentando el tamaño de las areniscas a grueso. Estratificación cruzada de surco. En el techo existen huellas de procesos edáficos.
34.- 5,40 m. Lutitas rojas.
35.- 6,00 m. Areniscas rojas de grano fino. Moteado limonítico. Base erosiva que presenta un "lag" de cantos de 20 cm de espesor. Son cuerpos con geometría lenticular que conservan niveles de lutitas entre ellos. El techo está bioturbado.
36.- 4,70 m. Lutitas rojas. Incluye un nivel de 70 cm de espesor de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular. Bioturbaciones.
37.-8,20 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Moteado limonítico. Base y superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Laminación paralela.
38.- 6,45 m. Lutitas rojas, con intercalaciones de areniscas rojas de grano fino, con geometría lenticular, muy bioturbadas y con huellas de procesos edáficos.
39.- 3,30 m. Areniscas blancas con granoselección de grueso a medio. Recristalizadas. Base erosiva. Superficies internas. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco. Laminación paralela.
40.- 4,70 m. Lutitas rojas. Algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino.
41.- 0,90 m. Areniscas amarillas de grano medio. Recristalizadas. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco.
42.- 4,40 m. Alternancia de lutitas rojas y verdes y areniscas rojas y verdes de grano medio y fino con geometría lenticular y laminación cruzada debida a dunas.
Techo: Dolomías y margas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Corrales Las Canteras"
Base: 22160 Techo: 223596
(Fig. 100)
Situación: La columna se encuentra localizada a lo largo del arroyo situado al oeste de los Corrales las Canteras. Los materiales fundamentales de está columna son las areniscas, con un mayor predominio de las lutitas en la parte superior. Los conglomerados aparecen como facies subordinadas. El techo se sitúa en los primeros materiales carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Areniscas y lutitas. Pérmico
1.- 36,10 m. Conglomerados "clast-supported" de cantos de cuarcita. La matriz es arenosa de grano medio. Los cantos son redondeados o subredondeados, con huellas de percusión y señales de presión-disolución. La moda es de 7-9 cm. y el centil de 35 cm. La estratificación es horizontal y se observan cantos imbricados. Algunos niveles de areniscas de grano grueso con laminación paralela y estratificación cruzada de surco.
2.- 5,86 m. Areniscas rojas de grano muy grueso-grueso. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita dispersos o concentrados en "nidos" de cantos. Estratificación cruzada de surco y laminación debida a dunas. Bioturbación en el techo.
3.- 1,50 m. Areniscas rojas con granoselección positiva de grano grueso a fino. Aparecen estratificadas en niveles tabulares de 15-25 cm de espesor. Laminación paralela.

4.- 5,70 m. Alternancia de areniscas rosas de grano grueso y conglomerados "clast-supported" de cantos de cuarcita. Las areniscas tienen base erosiva marcada por cantos de cuarcita, cantos que aparecen dispersos o marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm. Los conglomerados presentan espesores entre 50-70 cm. Estratificación horizontal y cantos imbricados.

5.- 11,60 m. Alternancia de areniscas y lutitas rojas. Las areniscas presentan granoselección positiva desde grano muy grueso a grano medio. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Huellas de procesos edáficos en el techo. Las lutitas presentan intercalaciones centimétricas de areniscas de grano grueso. Los espesores de los cuerpos que componen la alternancia oscilan entre 0,70-10,5 m.

6.- 5,3 m. Areniscas rosas con granoselección positiva desde grano medio a grano fino, pasando incluso a lutitas rojas. Base erosiva y cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco muy tendidos.

7.- 13,00 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita milimétricos y cantos blandos. Se produce de forma brusca una pérdida del tamaño de grano y en el número de cantos. Superficies internas erosivas marcadas por "lag" de cantos e incrementos en el tamaño del grano. Estratificación cruzada de surco tendidos. Los últimos 1,5 m. son lutitas rojas.

8.- 4,3 m. Areniscas naranjas de grano fino-muy fino. Bases planas. Cuerpos tabulares de 30 cm de espesor. Huellas de procesos edáficos.

9.- 5,70 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas naranjas de grano muy fino que se asocian en cuerpos de 80 cm a 1 m, intensamente afectados por procesos edáficos. Las lutitas tienen espesores de 2 m, e intercalan algunos niveles centimétricos de areniscas de grano fino. Huellas de procesos edáficos.

10.- 3,60 m. Areniscas rosas de grano fino. Abundantes cantos blandos. Base erosiva. Son varias secuencias de estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. A veces incluyen niveles centimétricos de lutitas.

11.- 1,70 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos. Bioturbadas.

12.- 1,20 m. Areniscas naranjas de grano muy fino. Abundantes cantos blandos.

13.- 10,30 m. Areniscas rosas con secuencias granodecrecientes de grano grueso a muy fino con abundantes micas. Base erosiva con cantos de cuarcita. Superficies internas erosivas con cantos blandos y algunos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. Huellas de procesos edáficos en el techo.

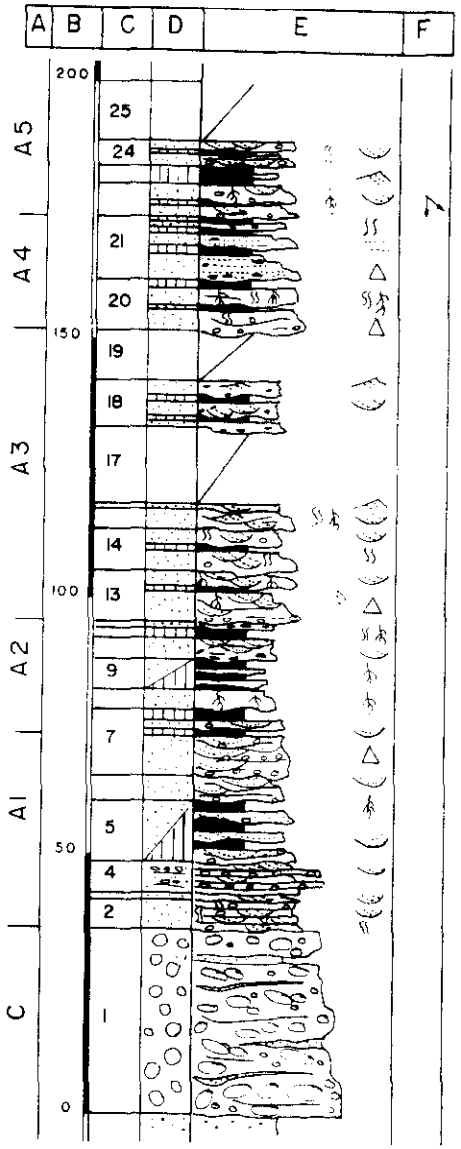


Fig. 100 a: Columna "Corrales las Canteras"

14.- 7,70 m. Areniscas rosas de grano grueso a muy fino. Secuencias de 1 m de espesor con bases erosivas y estratificación cruzada de surco. Cantos de cuarcita dispersos. Bioturbación.

15.- 4,20 m. Alternancia de areniscas blanco-rosadas de grano medio a fino y lutitas rojas. Las areniscas tienen laminación debida a "ripples" y laminación cruzada debida a dunas. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos. Grietas de desecación.

16.- 1,20 m. Areniscas ocres de grano fino. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación intensa.
17.- 15,00 m. Semicubierto. Ocasionalmente se observan lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas rojas de grano muy fino, bioturbadas.
18.- 9,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Abundantes cantos blandos de pequeño tamaño. Base erosiva. Superficies internas erosivas que concentra cantos blandos. Estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. Ocasionalmente existen areniscas moradas de grano muy fino con "ripples".
19.- 9,60 m. Cubierto.
20.- 8,90 m. Areniscas blancas de grano grueso. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita de pequeño tamaño en la base. En la parte superior del tramo, las areniscas son rojas de grano medio, existiendo niveles de lutitas. Tienen superficies internas erosivas. Huellas de procesos edáficos. Bioturbación.
21.- 12,20 m. Areniscas rosas de grano grueso con secuencias granodecrecientes hasta lutitas. Abundantes cantos blandos que marcan la laminación. Superficies internas que limitan las diferentes secuencias. Laminación paralela. Las lutitas incluyen niveles centimétricos de areniscas rojas de grano fino. Bioturbaciones.
22.- 7,40 m. Areniscas naranjas de grano grueso a fino. Cantos de cuarcita en las superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Laminación cruzada debida a dunas. Huellas de procesos edáficos.
23.- 2,50 m. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas rojas de grano medio con "ripples".
24.- 5,40 m. Areniscas naranjas de grano medio. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita de pequeño tamaño en la base. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco. Son varias secuencias separadas por niveles de areniscas rojas de grano fino de 10-15 cm, muy bioturbadas al igual que todo el tramo.
25.- 11,20 m. Cubierto
26.- 10,60 m. Areniscas rosas de grano medio. En la base existen decoloraciones blancas donde el grano es grueso. Moteado limonítico. Son varias secuencias que tienen base erosiva y terminan con lutitas rojas. Cantos de cuarcita en las superficies internas. Estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. Los techos de las secuencias están bioturbados y tienen huellas de procesos edáficos.

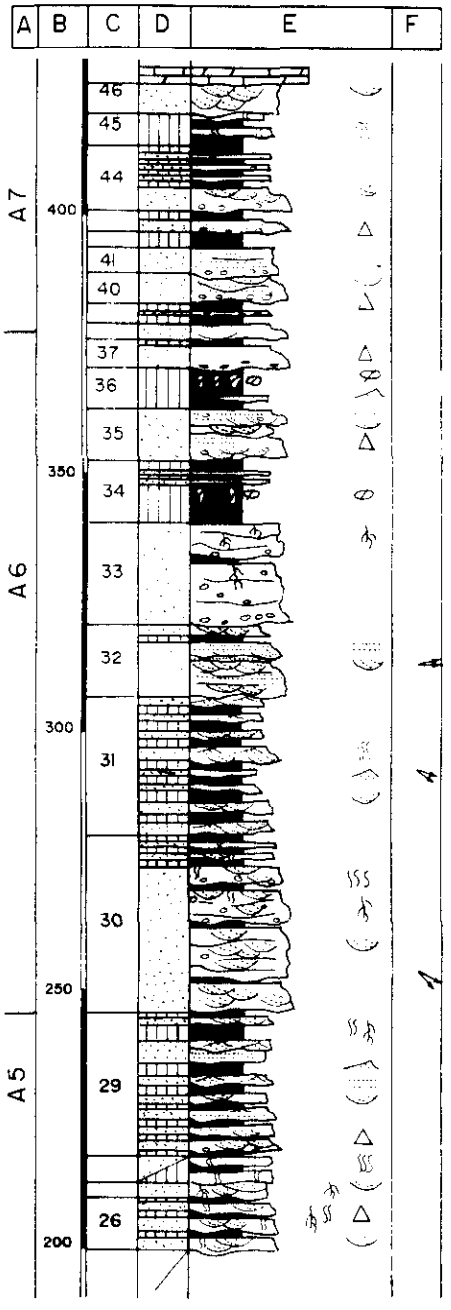


Fig. 100 b: Columna "Corrales las Canteras"

27.- 2,70 m. Areniscas rosas de grano fino con abundantes micas. Estratificación cruzada de surco tendidos. Laminación cruzada debida a dunas. Decoloraciones de origen edáfico.
28.- 5,10 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino muy bioturbadas en niveles de 10-20 cm de espesor, y lutitas rojas con niveles centimétricos de areniscas de grano muy fino. Bioturbación.

29.- 28,20 m. Areniscas ocres de grano medio. Bioturbadas y recristalizadas. Se organizan en secuencias granodecrecientes estratificación cruzada de surco complejas que comienzan con areniscas ocres y acaban con lutitas rojas con niveles lenticulares centimétricos de areniscas rojas y verdes de grano fino y muy fino. En la parte inferior los niveles de lutitas tienen de 60 a 80 cm de espesor y en la parte superior del tramo hasta 4 m. Las areniscas tienen bases y superficies internas erosivas que presentan algunos cantos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco, laminación paralela, laminación cruzada debida a dunas y "ripples". Bioturbación en el techo de las secuencias. Hacia el final del tramo se observan huellas de procesos edáficos.

30.- 33,70 m. Areniscas rosas de grano grueso. Cantos de cuarcita que en la parte superior del tramo se concentran en las bases y superficies internas erosivas. Son cuerpos de geometría lenticular de 3 a 4 m de espesor, con estratificación cruzada de surco. En el techo tienen lutitas rojas, más importantes en la parte superior del tramo, incluyendo niveles centimétricos de areniscas. Los techos de los niveles están bioturbados y tienen huellas de procesos edáficos.

31.- 26,90 m. Alternancia de areniscas rojas de grano medio a fino. Estratificación cruzada de surco, laminación cruzada debida a dunas y "ripples". Niveles de lutitas rojas con intercalaciones de 5-8 cm de areniscas de grano muy fino con geometría lenticular. Bioturbación abundante.

32.- 14,40 m. Areniscas ocres de grano fino a medio. Son varios niveles con geometría lenticular y bases erosivas. Superficies internas erosivas. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco. Lateralmente pasan a niveles de lutitas y areniscas de grano muy fino.

33.- 19,50 m. Areniscas rosas de grano medio. ntos de cuarcita. Centil de 12 cm. Base muy siva. Superficies internas erosivas que deli...tan cuerpos con geometría lenticular amalgamados. En ocasiones las superficies internas conservan niveles de lutitas rojas. Techo afectado por procesos edáficos.

34.- 12,60 m. Lutitas rojas bioturbadas. Presenta desarrollo de nódulos carbonatados con tendencia vertical. Hacia la parte superior del tramo se intercalan niveles de 60 cm de espesor de areniscas rojas de grano fino y base plana.

35.- 9,70 m. Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de grano grueso a fino. Abundantes cantos de cuarcita que disminuyen hacia el techo. Base muy erosiva. Superficies internas erosivas que limitan secuencias con laminación paralela y estratificación cruzada de surco a gran escala. Las areniscas con laminación paralela presentan abundantes cantos blandos.

36.- 8,10 m. Lutitas rojas con "ripples". Incluyen algunos niveles de areniscas verdes de grano fino con geometría lenticular. Presentan desarrollo vertical de nódulos carbonatados.

37.- 5,80 m. Areniscas rojas de grano grueso a fino. Cantos blandos en la base. Base bioturbada. La parte superior del tramo tiene 60-80 cm de lutitas rojas.

38.- 2,60 m. Areniscas rojas con granoselección de grano grueso a fino. Abundantes cantos de cuarcita. Base muy erosiva. Laminación paralela y de bajo ángulo.

39.- 3,70 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas de grano fino con abundantes cantos blandos de pequeño tamaño. Son cuerpos centimétricos con geometría lenticular y poca extensión lateral.

40.- 5,80 m. Areniscas rojas con granoselección de grueso a fino. Cantos de cuarcita. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco y laminación de bajo ángulo.

41.- 4,70 m. Areniscas rosas de grano medio. Cantos de cuarcita. Base erosiva. Laminación paralela.

42.- 3,10 m. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricos de areniscas rojas de grano fino.

43.- 4,00 m. Areniscas rojas con granoselección desde grano grueso a lutitas. Cantos de cuarcita dispersos. Base erosiva. Laminación paralela. Bioturbaciones.

44.- 12,60 m. Areniscas ocres de grano grueso. Recristalizadas. Cantos de cuarcita. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.

45.- 6,60 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas y malvas de grano fino y muy fino con geometría lenticular. Bioturbaciones.

46.- 5,70 m. Areniscas ocres de grano medio. Base erosiva. Superficies internas que limitan niveles de 60 cm de espesor. Estratificación cruzada de surco a media escala.

Techo: Dolomías y margas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Este de Majada Blanca"
Base: UTM 219599 Techo: UTM 221596
(Fig. 101)
Situación: Se localiza la columna en un barranco situado en la ladera este del vértice geodésico de Majada Blanca. Los materiales más abundantes son las areniscas y las luitas, apareciendo los congloerados como facie subordinadas. El techo se sitúa en los primeros carbonatos en facies Muschelkalk.

Base: Areniscas y lutitas. Pérmico
1.- 49,60 m. Conglomerado "clast supported" de cantos de cuarcita redondeados a subredondeados con huellas de presión-disolución y de percusión. Tienen centil de 30 cm y tamaño medio de 8 cm. Incluye algunos niveles de areniscas rosas de grano grueso, más abundantes en la parte superior del tramo. El conglomerado se organiza en secuencias en las que el tamaño de los cantos disminuye hacia el techo. Presenta ocasionalmente estratificación horizontal y cantos imbricados. Se observan superficies internas que marcan geometrías canalizadas en los que la estructura se adapta a la geometría.
2.- 9,00 m. Areniscas rosas de grano grueso. Cantos de cuarcita en la base y en las superficies internas erosivas. Laminación paralela, estratificación cruzada de surco y dunas. Decoloraciones de origen edáfico en el techo.
3.- 9,20 m. Alternancia de areniscas rosas de grano muy grueso y grueso y niveles de conglomerados de cantos de cuarcita, centil de 12 cm. Las areniscas tienen laminación paralela. Los conglomerados tienen matriz arenosa de grano grueso y tienen estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm y anchura de 1 a 1,5 m.
4.- 6,40 m. Areniscas rojas de tamaño de grano variable desde microconglomerado a grano grueso. Cantos de cuarcita en el techo y en la base que es erosiva. Superficies internas erosivas. Decoloraciones en el techo.
5.- 7,17 m. Alternancia de areniscas rosas de grano muy grueso y niveles de conglomerados de cantos de cuarcita que tienen 1,20 m de espesor máximo.
6.- 5,62 m. Lutitas rojas laminadas. Ocasionalmente, intercalan algún nivel de areniscas rojas de grano grueso y muy grueso con estratificación cruzada de surco. Bioturbaciones. Abundantes huellas de procesos edáficos.
7.- 6,85 m. Areniscas rosas de grano grueso a muy grueso. Abundantes micas. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco, ocasionalmente marcada por los cantos. En oca

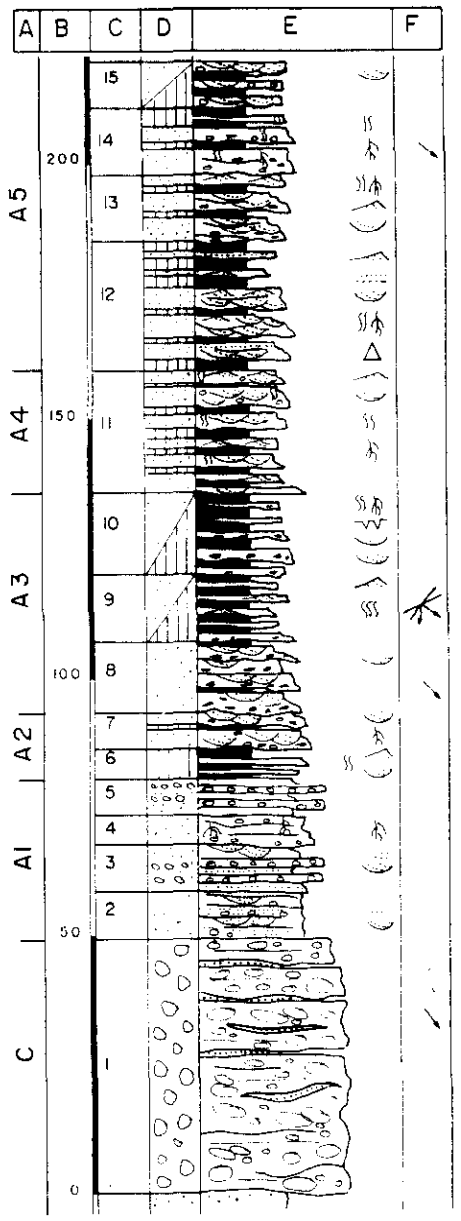


Fig. 101 a: Columna "Este de Majada Blanca"

siones se observan niveles centimétricos de lutitas rojas, cuya frecuencia aumenta hacia la parte superior. Decoloraciones de origen edáfico en el techo.
8.- 13,60 m. Areniscas rosas con secuencias granodecrecientes desde grano grueso a fino. Se organizan en niveles de 1 m separados por superficies erosivas. Las bases tienen cantos blandos orientados según la estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm. También existen dunas con "sets" de 6 cm y anchura de 75 cm. Hacia el techo del tramo los niveles tienen menor espesor (50 cm), y están bioturbados.

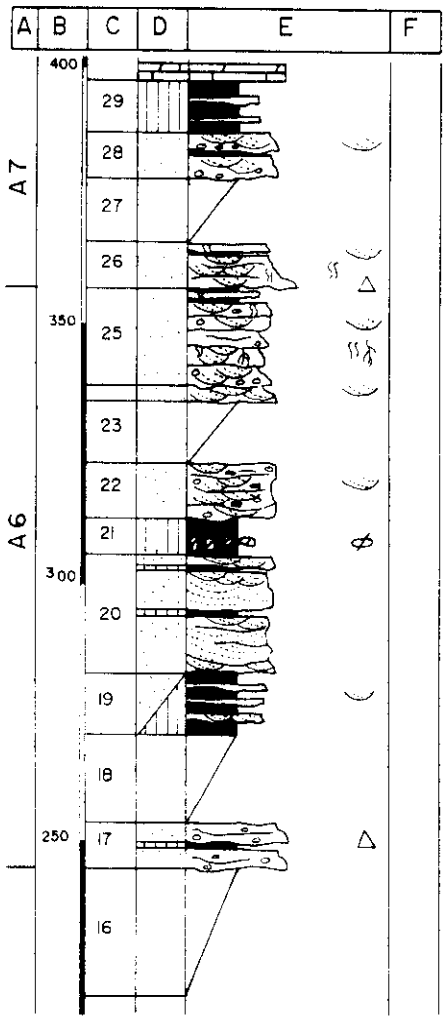


Fig. 101: Columna "Este de Majada Blanca"

9.- 12,10 m. Alternancia de areniscas rosas de grano fino y muy fino con micas y lutitas rojas con "ripples" y muy bioturbadas. Las lutitas tienen espesores variables entre 1,30 m y 50 cm de extensión, de areniscas y presentan estratificación lenticular. Todo bioturbado. Los niveles de areniscas comienzan con un conglomerado de cantos blandos recristalizado, con geometría lenticular adaptado a las bases erosivas, después areniscas con estratificación cruzada de surco y dunas. Ocasionalmente se observa "parting lineation" y "ripples". También bioturbado.

10.- 15,80 m. Alternancia de lutitas rojas, bioturbadas y con grietas de desecación y areniscas rojas y verdes de grano fino. Las areniscas están en niveles de espesor variable, entre 2 y 4 m. Tienen bases planas con un conglomerado de cantos blandos. Superficies internas fuertemente erosivas que a veces conservan niveles de lutitas. Frecuentemente presentan cantos blandos de gran tamaño. Estratificación cruzada de surco tendidos y dunas. Bioturbaciones en el techo. Las lutitas ocasionalmente rellenan geometrías canalizadas. Huellas de procesos edáficos en el techo.

11.- 24,80 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Cantos de cuarcita dispersos. Componen secuencias de 2 a 2,5 m de espesor en las que se observan decrecimientos en el tamaño de grano, llegando a lutitas y en el tamaño de las estructuras. Sin embargo, el espesor de las secuencias va aumentando. Presentan superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco, dunas y "ripples". Bioturbaciones. Huellas de procesos edáficos.

12.- 25,10 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Cantos de cuarcita y cuarzo. Presentan secuencias granodecrecientes hasta lutitas que llegan a tener más de 1 m de espesor e incluyen niveles centimétricos de areniscas de grano fino con geometría lenticular. En general, las areniscas tienen bases y superficies internas erosivas, laminación paralela, estratificación cruzada de surco, dunas y "ripples". Bioturbación y decoloraciones de origen edáfico.

13.- 13,00 m. Areniscas rosas con secuencias granodecrecientes de tamaño medio a lutitas. Moteado limonítico. Cantos blandos. Son cuerpos con geometría canalizada y base muy erosiva (hasta 1 m). Tienen estratificación cruzada de surco tendida y dunas. las lutitas están laminadas, Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.

14.- 13,20 m. Areniscas rosas de grano medio a grueso. En la base son blancas con algunos cantos de cuarcita y cantos blandos. Son cuerpos con geometría lenticular a muy gran escala que se presentan amalgamados. Superficies internas erosivas que tienen cantos blandos de 15-20 cm. Los distintos cuerpos están separados hacia la parte superior del tramo por niveles de lutitas. Bioturbaciones. Decoloraciones de origen edáfico muy abundantes.

15.- 8,90 m. Alternancia de niveles de lutitas rojas y areniscas rojas de grano medio con geometría lenticular a gran escala. Tienen 60 cm de espesor y estratificación cruzada de surco. Algunos cantos de cuarcita.

16.- 24,60 m. Cubierto.

17.- 9,00 m. Areniscas ocres de grano muy grueso en la base, grueso en el techo. Cantos de cuarcita de pequeño tamaño.

18.- 17,40 m. Cubierto

19.- 12,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino. Cantos blandos

recristalizados. Geometría lenticular. Laminación debida a dunas.
20.- 23,00 m. Areniscas blancas de grano grueso a fino. Moteado limonítico. Son varios cuerpos con base erosiva y geometría canalizada, que aparecen amalgamados. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Hacia el techo del tramo disminuye el tamaño de las estructuras.
21.- 7,10 m. Lutitas y nódulos carbonatados con tendencia vertical.
22.- 11,30 m. Areniscas rojas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos. Centil de 12 cm y moda de 5 cm. Cantos blandos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
23.- 11,60 m. Cubierto.
24.- 2,60 m. Areniscas rojas de grano medio a fino. Estratificación cruzada de surco.
25.- 19.00 m. Areniscas rojas de grano fino a muy fino. Moteado limonítico. Base erosiva con cantos de cuarcita. Aparecen en niveles de 15 a 20 cm, con estratificación cruzada de surco de pequeña escala. Bioturbación intensa. Abundantes decoloraciones debidas a procesos edáficos.
26.- 9,00 Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de tamaño microconglomerado a grano fino. Moteado limonítico. Estratificación cruzada de surco. Bioturbaciones.
27.- 13,40 m. Cubierto.
28.- 9,10 m. Areniscas blancas de grano medio a fino. Cantos de cuarcita concentrados en las superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
29.- 9,70 m. Lutitas rojas y verdes con algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino, de espesor máximo de 50 cm. Bases erosivas. Geometría lenticular.
Techo: Calizas y dolomías arenosas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Majada Blanca"
Base: UTM 217598 Techo: UTM 219595
(Fig. 102)
Situación: La columna se sitúa en el arroyo que discurre en la vertical del vértice geodésico de Majada Blanca. La composición fundamental de esta columna son las lutitas y en menor proporción las areniscas. Los conglomerados aparecen como litología subordinada. El techo se localiza cuando aparecen los primeros sedimentos carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Areniscas rojas de grano muy fino y lutitas rojas, bioturbadas y con grietas de desecación (Pérmico).

1.- 37,00 m. Conglomerados de cantos de cuarcita con huellas de disolución por presión y marcas de percusión. Tamaño medio 5-10 cm. Centil de 30 cm. Matriz arenosa de grano muy grueso y grueso. Intercalaciones de areniscas rojas de grano fino en niveles discontinuos.
2.- 11,00 m. Areniscas rosas de grano grueso con abundantes micas. Cantos de cuarcita dispersos y en hiladas. Base erosiva. Superficies internas que marcan secuencias de 2 m. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala. En la parte superior del tramo aparecen intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino y lutitas rojas con "ripples". Hacia el techo desaparecen los cantos de cuarcita.
3.- 18,60 m. Areniscas rosas en secuencias granodecrecientes desde microconglomerado a areniscas de grano medio. Tienen cantos de cuarcita en la base y marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco. Hacia la parte media del tramo aparecen niveles de conglomerados de 30-50 cm de espesor. En la parte superior comienzan a aparecer niveles de lutitas que en el techo pueden tener varios centímetros de espesor. Huellas de procesos edáficos y bioturbación en el techo.
4.- 8,90 m. Areniscas rosas de grano muy grueso a grueso. Cantos blandos. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Laminación paralela. Hacia el final del tramo se intercalan lutitas rojas bioturbadas.
5.- 9,60 m. Areniscas rojas de grano grueso. Cantos de cuarcita dispersos. Abundantes cantos blandos orientados según la laminación. Base erosiva. Superficies internas erosivas que separan secuencias de 2 m, con estratificación cruzada de surco y laminación cruzada debida a dunas. Ocasionalmente se intercalan areniscas malvas de grano medio con laminación paralela, laminación cruzada debida a dunas y "ripples".
6.- 26,10 m. Alternancia de areniscas blanco-anaranjadas de grano fino a medio, (abundantes cantos blandos) y lutitas rojas laminadas y/o con "ripples". Las areniscas presentan geometría lenticular en niveles de 60 cm de espesor y extensión lateral mayor de 6 m. Laminación adaptada a la base, laminación debida a dunas y "ripples". Las bases presentan concentraciones de cantos blandos y los techos están bioturbados. Los tramos lutíticos incluyen algunos niveles de areniscas blancas de grano medio, de 10-20 cm de espesor y escasa continuidad lateral. Hacia la parte superior del tramo los niveles de areniscas tienen mayor espesor y continuidad lateral, incluyendo areniscas mal-

vas de grano fino con muchas micas.
7.- 16,20 m. Cubierto.
8.- 7,83 m. Areniscas rosas con granoselección de grano muy grueso a medio. Cantos de cuarcita dispersos. Aparecen en varios niveles separados por superficies internas marcadas con cantos de cuarcita y cantos blandos. Estratificación cruzada de surco a gran y media escala. "Ripples" en el techo, que esta bioturbado y con huellas de procesos edáficos.
9.- 21,80 m. Alternancia de niveles de lutitas rojas y areniscas rojas con granoselecciones de muy grueso a medio. Moteado limonítico. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco. Techo con huellas de procesos edáficos. Bioturbación. Las lutitas pueden incluir niveles centimétricos de areniscas rojas de grano muy fino.
10.- 10,00 m. Areniscas malvas de grano fino-medio. Bases erosivas. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco. En la parte inferior del tramo aparecen niveles de lutitas y areniscas de grano muy fino rojas, rellenando bases erosivas pre-existentes. Presentan laminación debida a dunas y "ripples". Hacia la parte superior del tramo, existen cantos de cuarcita y blandos en las superficies internas. Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
11.- 7,90 m. Areniscas naranjas con granoselección desde microconglomerado a grano medio. Cantos de cuarcita acumulados en las bases y dispersos en las areniscas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15-20 cm y anchura de 1 m.
12.- 21,60 m. Alternancia de niveles de areniscas rojas de grano fino y lutitas rojas que intercalan niveles centimétricos de areniscas de grano fino rojas y verdes muy bioturbadas e intensamente afectadas por huellas de procesos edáficos. Las areniscas tienen bases erosivas, a veces con importantes "lag" de cantos blandos. Laminación debida a dunas. Los niveles tienen geometría lenticular con espesores entre 30 y 50 cm y extensión lateral de 9-12 m. Presentan huellas de procesos edáficos y bioturbación.
13.- 29,50 m. Alternancia de lutitas rojas y niveles de 60 cm de espesor de areniscas blancas con granoselección desde microconglomerado en la base a grano fino en el techo. Presentacantos de cuarcita dispersos. Geometría lenticular. Huellas de procesos edáficos.
14.- 6,40 m. Areniscas rojas de grano fino. Cantos blandos abundantes. Estratificación cruzada de surco a media escala. Superficies internas erosivas, con "lag" de cantos blandos. Aparecen estratificadas en varios niveles sepa

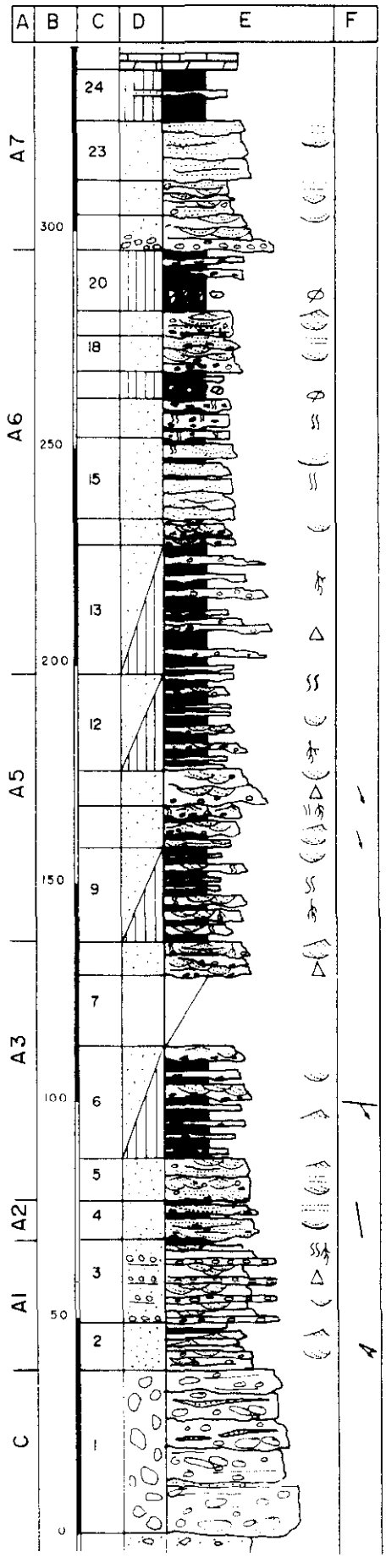


Fig. 102: Columna "Majada Blanca"

rados por lutitas rojas. Bioturbaciones.
15.- 19,40 m. Areniscas blancas de grano fino. Recristalizadas. Son varios niveles con bases erosivas y superficies internas planas y/o erosivas. Estratificación cruzada de surco a gran escala. En todo el tramo, se observa una secuencia decreciente en el tamaño de los "sets" y en la parte superior existen lutitas rojas en el techo de los distintos niveles. Techo bioturbado. Huellas de procesos edáficos.
16.- 9,40 m. Areniscas naranjas de grano fino. Recristalizadas. Abundantes cantos blandos de pequeño tamaño. Bioturbación.
17.- 6,20 m. Lutitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas rojas de grano fino. En la parte inferior del tramo existen 1,80 m con abundantes nódulos carbonatados con desarrollo vertical.
18.- 7,95 m. Areniscas rosas de grano medio-fino. Base plana erosiva. Superficies internas con algunos cantos de cuarcita y numerosos cantos blandos de pequeño tamaño. Estratificación cruzada de surco a media escala. Laminación paralela.
19.- 6,10 m. Areniscas rosas de grano fino. Cantos de cuarcita dispersos que desaparecen progresivamente. Base erosiva con "lag" de cantos blandos. Superficies internas. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco muy tendida. Aparecen en niveles de 2 m, que en el techo son areniscas de grano fino recristalizadas, con laminación debida a dunas y "ripples". Bioturbación intensa en el techo de los niveles.
20.- 13,60 m. Lutitas rojas. Incluyen un nivel de nódulos carbonatados con tendencia vertical. Hacia la parte superior del tramo se incluyen algunos niveles de areniscas rojas de grano medio con cantos blandos. Tienen bases erosivas y geometría lenticular.
21.- 8,20 m. Areniscas naranjas de grano medio. Moteado limonítico. Son varios niveles con base erosiva en la cual presentan un conglomerado de cantos de cuarcita de 5 cm de media y centil 12 cm, con un espesor de 50 cm. Estratificación cruzada de surco muy tendida.
22.- 7,60 m. Areniscas ocres de grano fino con abundantes micas. Cantos de cuarcita dispersos. Se organizan en niveles de 1,5-2 m de espesor. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco a media-pequeña escala. Laminación paralela. Superficies internas erosivas.
23.- 13,90 m. Areniscas blancas de grano grueso a medio. Recristalizadas. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita dispersos. Base erosiva a gran escala. Superficies internas erosivas, que ocasionalmente acumulan cantos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Laminación paralela.
24.- 11,66 m. Semicubierto. Lutitas rojas, ocasionalmente verdes. Incluyen algunos niveles de areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular.
Techo: Dolomías y margas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: " Este de Cabeza Gorda"
Base: UTM 217597 Techo: UTM 218594
(Fig. 103)
Situación: Se realiza la columna a lo largo de un arroyo que discurre por la loma de Cabeza Gorda y desemboca en el río Alcolea. La litología fundamental son las lutitas, existiendo también un importante porcentaje de areniscas en los tramos más inferiores de la serie. Los conglomerados son una litología secundaria. El techo se sitúa en los primeros materiales carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Pérmico. Compuesto por areniscas rojas de grano muy fino y lutitas rojas, bioturbadas y con grietas de desecación.
1.- 37,00 m. Conglomerados de cantos de cuarcita con huellas de disolución por presión y marcas de percusión. Centil de 30 cm y tamaño medio 10 cm. Tienen matriz arenosa de grano muy grueso y grueso. Presentan algunas intercalaciones de areniscas de grano fino con micas. Presentan laminación paralela y "ripples".
2.- 7,45 m. Areniscas rosas de grano grueso a medio. Abundantes micas. Presentan hiladas de cantos de cuarcita, que ocasionalmente marcan las láminas de la estratificación cruzada de surco en "sets" de 8 cm y anchura de 1-1,5 m. Ocasionalmente presentan laminación paralela.
3.- 3,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas malvas de grano fino.
4.- 8,20 m. Areniscas rojas de grano grueso a medio. Presentan intercalaciones de conglomerados de cantos de cuarcita con matriz arenosa de grano muy grueso. Aparecen en niveles, separados por una alternancia de lutitas rojas y areniscas de grano muy fino. Están muy bioturbadas.
5.- 9,90 m. Areniscas rosas de grano grueso. Cantos blandos rojos y verdes y cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas, que ocasionalmente conservan lutitas. Estratificación cruzada de surco muy tendida y laminación paralela. Huellas de procesos edáficos en el techo. Bioturbaciones.
6.- 2,10 m. Lutitas rojas laminadas. Intensa

bioturbación.
7.- 10,20 m. Areniscas rojas de grano fino. Superficies internas que ocasionalmente conservan lutitas rojas y areniscas rojas de grano muy fino, micáceas y recristalizadas. Laminación paralela. Dunas y "ripples" en el techo. Bioturbación.
8.- 9,40 m. Areniscas rojo-amarillentas de grano medio. Abundantes cantos blandos rojos y verdes. Estratificación cruzada de surco. Laminación paralela. Aparecen en niveles de 60 cm a 1 m que pueden tener bases erosivas, conservando ocasionalmente areniscas malvas de grano muy fino con laminación paralela.
9.- 15,50 m. Areniscas blanco-anaranjadas con granoselección de fino a lutitas, en secuencias de 30-40 cm de espesor. Cantos blandos dispersos, que van siendo más abundantes hacia la parte superior del tramo. En conjunto, todo el tramo es una secuencia granocreciente con algunos cantos de cuarcita en el techo. Estratificación cruzada de surco tendida. Laminación paralela.
10.- 10,10 m. Areniscas malvas de grano fino. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco muy tendida. Geometría lenticular. Hacia el techo pasan a lutitas rojas laminadas con intercalaciones de areniscas blancas de grano fino en niveles de 1-2 cm de espesor.
11.- 29,80 m. Areniscas rojas de grano muy grueso. Cantos de cuarcita y cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas que limitan cuerpos con geometría lenticular. En la parte superior del tramo las superficies erosivas presentan "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Los niveles tienen 1,50 m de espesor medio, y se presentan amalgamados. En ocasiones están separados por niveles de 40 cm de espesor de areniscas rojas de grano medio a fino con dunas y lutitas rojas con ripples. Bioturbación intensa. Huellas de procesos edáficos.
12.- 10,20 m. Areniscas rosas de grano medio. Moteado limonítico. Aparecen en niveles de 1,50 m, con bases erosivas, separados por niveles de areniscas de grano fino y muy fino con grietas de desecación. Bioturbación abundante. Huellas de procesos edáficos.
13.- 13,80 m. Areniscas rojas de grano muy grueso en la base y de grueso a medio en el techo. Cantos blandos y de cuarcita. Recristalizadas. Se presentan en niveles con bases erosivas y estratificación cruzada de surco, separados por areniscas de grano muy fino y lutitas. Bioturbaciones. Huellas de procesos edáficos, más abundantes hacia el techo del tramo.
14.- 15,00 m. Semicubierto. Hacia el techo se

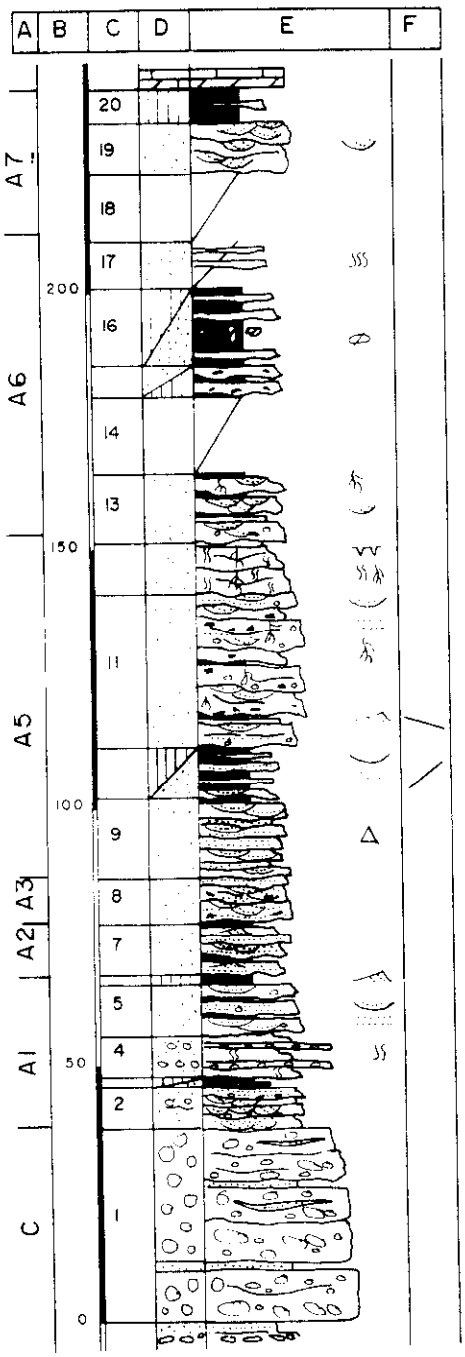


Fig. 103: Columna "Este de Cabeza Gorda

observan lutitas rojas y algunas areniscas rojas de grano fino con huellas de procesos edáficos.
15.- 6,00 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano medio. Abundantes cantos blandos. Base plana. Ocasionalmente se observan lutitas rojas.
16.- 15,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rosas de grano fino-medio. Aparecen

nódulos de carbonatos con desarrollo vertical a 6 m de la base del tramo.
17.- 9,30 m. Semicubierto. Ocasionalmente se observan niveles de 20 cm de areniscas rojas de grano fino bioturbadas.
18.- 13,10 m. Cubierto.
19.- 11,20 m. Areniscas blancas de grano grueso. Moteado limonítico. Recristalizadas. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco.
20.- 6,50 m. Lutitas rojas y verdes, niveles centimétricos de areniscas.
Techo: Calizas y dolomías arenosas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Cabeza Gorda"
Base: UTM 212595 Techo: UTM 213522
(Fig. 104)
Situación: La columna se ha realizado en un barranco que discurre a lo largo de la perpendicular del vértice geodésico de Cabeza Gorda. La litología fundamental en esta columna son las lutitas, con menores porcentajes de areniscas. Los conglomerados se localizan en la base de la serie. El techo se sitúa en la aparición de los primeros sedimentos carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Paleozoico. Pizarras alternadas.
1.- 37,60 m. Conglomerados "clast supported" de cantos de cuarcita de redondeados a subredondeados. Presentan huellas de presión-disolución y percusión. Centil de 40 cm. Estratificación horizontal y cantos imbricados. Incluyen algunos niveles lenticulares de areniscas rosas de grano medio
2.- 10,76 m. Alternancia de areniscas naranjas de grano muy grueso a medio y conglomerados de cantos de cuarcita, centil de 14 cm. Presentan superficies internas con geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco, tanto en areniscas como en los conglomerados, que también presentan imbricación de cantos. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
3.- 7,10 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Cantos blandos. Base erosiva. Geometría lenticular. Algunos niveles centimétricos de lutitas rojas laminadas
4.- 3,70 m. Areniscas rojas de grano medio a muy fino con abundantes micas. Bases planas. Superficies internas erosivas. Laminación paralela con lineación primaria de corriente. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm. En los tamaños más finos existe laminación de "ripples". Huellas de procesos edáficos.
5.- 2,59 m. Areniscas rojas con secuencias granodecrecientes de grano muy grueso a medio abundantes micas. Base erosiva. Superficies internas erosivas que limitan cuerpos con geometría lenticular. Laminación paralela. Estratificación cruzada de surco.
6.- 5,95 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas de grano grueso con geometría lenticular. Las lutitas tienen laminación de "ripples".
7.- 14,80 m. Cubierto.
8.- 8,21 m. Alternancia de lutitas rojas ocasionalmente laminadas y areniscas rosas de grano fino, recristalizadas. Geometría lenticular. Base erosiva con cantos blandos, ocasionalmente bases planas. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala y laminación debida a dunas. Abundante bioturbación.
9.- 27,02 m. Alternancia de areniscas ocres de grano grueso a fino, recristalizadas, con cantos de cuarcita y niveles de lutitas y lutitas are nosas rojas. Las lutitas son más importantes hacia la parte superior. Las areniscas en conjunto componen una secuencia compleja que

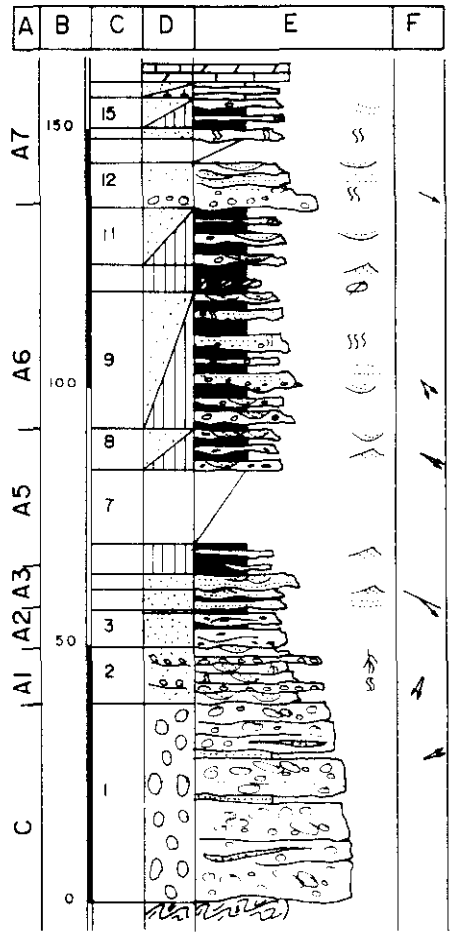


Fig. 104: Columna "Cabeza Gorda"

inicialmente no presenta cantos de cuarcita, progresivamente estos aumentan llegando a constituir depósitos de "lag" de 20 cm de espesor y nuevamente disminuyen. Las areniscas se organizan en niveles con base erosiva y geometría lenticular con extensión lateral de 31,20 m y un espesor de 2-3 m. Se presentan amalgamados, con numerosas superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-30 cm y laminación paralela. Bioturbación.
10.- 4,69 m. Lutitas rojas. Ocasionalmente laminación de "ripples". Tienen pequeñas intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino de 2 a 6 cm de espesor y extensión lateral menor de 1,5 m. Incluyen un nivel de nódulos carbonatados con desarrollo vertical.
11.- 10,90 m. Alternancia de lutitas rojas que incluyen niveles centimétricos de areniscas de grano fino, y areniscas ocres de grano medio a fino, ocasionalmente con cantos de cuarcita. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco tendida. Bioturbaciones. Los niveles de areniscas tienen espesores variables entre 2 m y 60 cm con geometría lenticular. Las lutitas espesores de 1,25 m.
12.- 8,76 m. Areniscas naranjas con secuencias granodecrecientes desde grano muy grueso a fino. Cantos de cuarcita que en los niveles más inferiores se concentran existiendo areniscas conglomeráticas. Son varios niveles de espesores entre 1,5 y 2 m con base erosiva y numerosas superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 a 22 cm de espesor. Laminación paralela y de bajo ángulo. Techos bioturbados.
13.- 5,13 m. Cubierto.
14.- 2,12 m. Areniscas amarillas de grano medio a fino. Recristalizadas. Base erosiva. Bioturbadas.
15.- 6,19 m. Alternancia de lutitas rojas y verdes con areniscas de grano medio. Cantos dispersos. Se encuentran en niveles de 1,60 m de base plana, con superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a gran escala. Bioturbación.
16.- 3,28 m. Margas ocres y areniscas dolomíticas.
Techo: Dolomías (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Arroyo del Agua"
Base: UTM 208594 Techo: UTM 209588
(Fig. 105)
Situación: Se ha levantado esta columna a lo largo del llamado Arroyo del Agua, que va a desembocar al río Alcolea. La litología fundamental son las areniscas y lutitas, presentando los conglomerados una proporción muy baja frente a estas dos litologías. El techo se sitúa en los primeros sedimentos carbonáticos.

Base: Paleozoico. Pizarras muy alteradas.
1.- 37,10 m. Conglomerados "clast supported" de cantos de cuarcita, calizas, pizarra y areniscas. La matriz es arenosa de grano grueso y grano medio. Aparecen estratificados en niveles de 3 m. Los primeros niveles presentan estratificación cruzada planar. Aparecen intercalados algunos niveles de areniscas rojas de grano grueso con algunos cantos dispersos.
2.- 1,05 m. Areniscas rojas de grano medio. Base ondulada. Laminación paralela y de dunas.
3.- 1,33 m. Areniscas rojas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco.
4.- 5,62 m. Alternancia de conglomerados "clast supported", con cantos de cuarcita, caliza, pizarra y areniscas, matriz arenosa de grano grueso en niveles lenticulares de 50 cm de espesor medio; y areniscas rojas de grano muy grueso y grueso, con algunos cantos dispersos.
5.- 4,52 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas verdes y rojas de grano muy fino en niveles lenticulares. "Ripples". Bioturbación.
6.- 2,50 m. Areniscas rojas con granoselección de medio a lutitas. Geometría lenticular, base erosiva. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación. Decoloraciones de origen edáfico.
7.- 2,50 m. Areniscas rojas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos. Presentan grano muy fino en el techo. Base erosiva.
8.- 2,00 m. Areniscas rojas con granoselecciones de grano grueso a medio. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco. Pavimento de cantos de cuarcita en el techo del nivel. Huellas de procesos edáficos.
9.- 2,00 m. Lutitas rojas laminadas. Presenta algunas intercalaciones lenticulares de areniscas rojas de grano medio con cantos blandos. Bioturbación.
10.- 2,00 m. Cubierto
11.- 2,50 m. Areniscas rojas de grano medio Abundantes cantos blandos. Bioturbación.
12.- 4,00 m. Areniscas rosas de grano grueso a medio. Base erosiva con algún canto de cuarcita

de pequeño tamaño. Abundantes cantos blandos en todo el tramo que marcan la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y anchura de 2 m. En el techo laminación debida a dunas.
13.- 1,40 m. Lutitas rojas y verdes laminadas. Bioturbación
14.- 2,50 m. Areniscas blancas de grano grueso. Base plana. Decoloraciones de origen edáfico.
15.- 1,15 m. Lutitas rojas. Decoloraciones de origen edáfico.
16.- 3,50 m. Semicubierto. Alternancia de lutitas y areniscas de grano fino.
17.- 4,00 m. Areniscas rosas de grano fino. Laminación debida a dunas.
18.- 4,00 m. Lutitas rojas.
19.- 5,00 m. Areniscas rojas con granoselección de grueso a medio. Cantos blandos y de cuarcita de pequeño tamaño. Base ondulada. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco.
20.- 4,50 m. Lutitas rojas con intercalaciones de areniscas rojas de grano muy fino con geometría lenticular y espesor medio de 40 cm. Presentan laminación debida a dunas.
21.- 3,50 m. Cubierto.
22.- 2,00 m. Areniscas rojas con granoselección desde microconglomerado a grano medio. Base erosiva. Cantos de cuarcita. "Ripples" en el techo.
23.- 2,50 m. Areniscas rosas de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 2,5 m. Laminación paralela.
24.- 10,00 m. Cubierto
25.- 2,00 m. Areniscas blancas de grano medio. Base erosiva. Son varios niveles amalgamados separados por superficies internas erosivas, que presentan cantos blandos y de cuarcita dispersos.
26.- 5,00 m. Areniscas naranjas de grano medio. Cantos blandos dispersos.
27.- 2,00 m. Areniscas rosas de grano medio a fino. Moteado limonítico. Base ligeramente erosiva. Son varios niveles de 40-50 cm de espesor amalgamados. Presentan laminación debida a dunas.
28.- 3,00 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a grueso. Cantos de cuarcita marcando la laminación. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm. y anchura de 1,5-2 m.
29.- 2,00 m. Areniscas rosas de grano fino con granoselección a muy fino. Laminación debida a dunas.
30.- 4,00 m. Lutitas rojas laminadas.

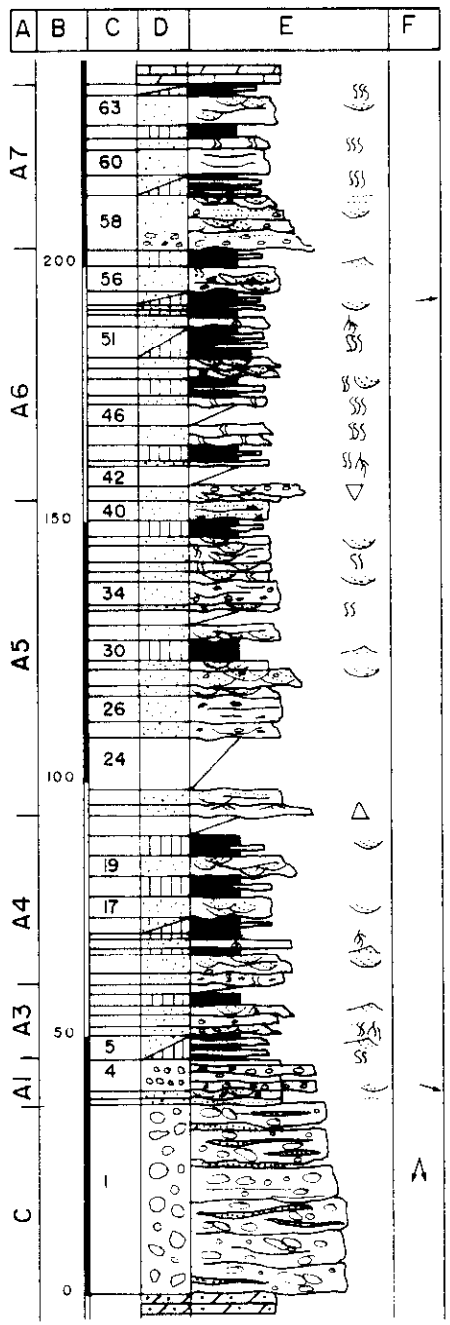


Fig. 105: Columna "Arroyo del Agua"

31.- 2,70 m. Areniscas rojas de grano medio. Base ligeramente erosiva. Superficies internas que conservan niveles centimétricos de lutitas rojas. Aparecen en niveles de 50 cm de espesor amalgamados. Laminación debida a dunas.
32.- 3,50 m. Cubierto. En el techo del tramo se observa un nivel de 50 cm de areniscas rojas de grano fino.

33.- 1,50 m. Areniscas ocres de grano medio. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita dispersos de pequeño tamaño. Aparecen en niveles lenticulares amalgamados con laminación debida a dunas. Bioturbación.
34.- 3,90 m. Areniscas rojas de grano medio. Recristalizadas. Cantos blandos. Cantos de cuarcita dispersos. Son varios niveles con bases erosivas y superficies internas.
35.- 2,00 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano fino. Geometría lenticular. Laminación debida a dunas. Bioturbación.
36.- 1,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Cantos de cuarcita de pequeño tamaño. Geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
37.- 3,00 m. Areniscas rojas de grano fino. Cantos blandos. Son varios niveles de 10-30 cm de espesor amalgamados con geometría lenticular. Laminación debida a dunas. Bioturbación.
38.- 1,70 m. Areniscas rojas de grano fino. Moteado limonítico. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
39.- 3,00 m. Semicubierto. Ocasionalmente afloran niveles lenticulares de areniscas rojas de grano fino.
40.- 4,00 m. Areniscas rosas de grano fino. Cantos blandos. Superficies internas erosivas. Laminación paralela.
41.- 2,40 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco a pequeña escala. Hacia el techo pasan a grano muy grueso con cantos de cuarcita dispersos.
42.- 4,00 m. Cubierto.
43.- 1,00 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Base plana. Superficies internas onduladas que limitan niveles de 20 cm de espesor. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos en el techo.
44.- 3,00 m. Lutitas rojas con intercalaciones centimétricas de areniscas de grano muy fino.
45.- 4,30 m. Areniscas rojas y verdes de grano fino y muy fino. Recristalizadas. Son varios niveles con geometría lenticular, base cóncava y superficies internas irregulares. Bioturbación intensa.
46.- 4,00 m. Cubierto.
47.- 2,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva. Geometría lenticular. Superficies internas erosivas. Abundante bioturbación.
48.- 3,50 m. Lutitas rojas con una intercalación de areniscas ocres de grano fino, recristalizadas, tienen base plana, geometría lenticular y superficies internas erosivas que delimitan niveles de 70 cm de espesor. Laminación de dunas. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
49.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano medio con granoselección a fino. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco.
50.- 1,60 m. Areniscas ocres de grano medio con granoselección a fino. Base ondulada. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm y anchura de 1,5 m.
51.- 5,50 m. Alternancia de lutitas rojas y niveles de areniscas rojas de grano fino, recristalizadas. Pueden tener geometría lenticular o tabular, con un espesor medio de 12 cm. Abundante bioturbación.
52.- 1,50 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Bioturbación. Huellas de procesos edáficos.
53.- 1,00 m. Lutitas rojas.
54.- 1,20 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con marcas de corriente. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco.
55.- 3,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas ocres de grano medio, con base plana. Moteado limonítico. Laminación debida a dunas. Abundante bioturbación.
56.- 5,40 m. Areniscas ocres de grano medio. Moteado limonítico. Son varios niveles amalgamados con geometría lenticular y base erosiva. Cantos blandos. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación en el techo.
57.- 2,50 m. Lutitas rojas laminadas. Ocasionalmente intercalan niveles centimétricos de areniscas rojas de grano muy fino.
58.- 10,30 m. Areniscas rosas de grano microconglomerado en la base y con granoselecciones de grueso a fino. Base erosiva con cantos de cuarcita y blandos. Los cantos de cuarcita aparecen dispersos por todo el nivel. Superficies internas erosivas, que delimitan intervalos de estratificación cruzada de surco y laminación paralela. En el techo de los niveles limitados por las superficies internas se observa laminación debida a dunas y bioturbación.
59.- 3,60 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino en niveles lenticulares de 20 cm de espesor. Bioturbación.
60.- 4,40 m. Areniscas ocres de grano fino. Moteado limonítico. Base plana. Geometría lenticular a gran escala. Superficies internas.
61.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano fino y muy fino. Están estratificadas en niveles lenticulares de 40 cm de espesor medio. Bioturbación en el techo.
62.- 2,10 m. Lutitas rojas con escasas intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas

rojas de grano muy fino.
63.- 6,00 m. Areniscas ocres de grano medio. Moteado limonítico. Base plana. Aparecen en varios niveles de 40 cm de espesor separados por superficies erosivas que pueden conservar niveles de lutitas rojas. Presentan laminación debida a dunas.
64.- 2,30 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas y verdes de grano fino en niveles de 10-30 cm de espesor. Bioturbación.
Techo: Dolomías arenosas en facies Muschelkalk.

COLUMNA: "Arroyo de Sto Domingo"
Base: UTM 195588 Techo: UTM 196582
(Fig. 106)
Situación: La columna se localiza a lo largo del Arroyo de Sto Domingo, situado en el flanco sur del anticlinal. La litología dominante son las lutitas, presetando las areniscas un porcentaje significativo. Los conglomerados tienen poca representación. El techo se sitúa en los primeros materiales carbonatados en facies Muschelkalk que aparecen.

Base: Paleozoico. Cuarcitas rufibicadas.
1.- 3,00 m. Areniscas rojas con granoselección positiva de grano grueso a medio. Ocasionalmente cantos de cuarcita y cantos de pizarra. Superficies internas. Laminación difusa.
2.- 2,20 m. Areniscas rojas de grano muy fino, con abundantes micas. Laminación paralela de alta energía y lineación primaria de corriente. Abundante bioturbación.
3.-2,40 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva de grano medio a muy fino en el techo. Cantos de cuarcita dispersos que ocasionalmente se disponen en las láminas. Estratificación cruzada planar en "sets" de 27 cm. Abundante bioturbación de tubos horizontales a techo.
4.- 1,40 m. Areniscas naranjas con granoselección positiva dentro de los cuerpos desde grano grueso a muy fino. Bases y superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita y pizarra dispersos. Los niveles presenta estratificación cruzada de surco que en el techo puede pasar a laminación paralela de alta energía, con lineación primaria de corriente. Abundante bioturbación en todos los niveles.
5.- 3,30 m. Areniscas rojas de grano fino. Laminación paralela. Abundante bioturbación.
6.- 2,20 m. Areniscas amarillentas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas marcadas por "lag" de cantos blandos. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 16 cm y anchura superior a 3 m. Abundante bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
7.- 3,00 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco en set de 30 cm y anchura de varios metros (surcos tendidos). Abundante bioturbación en el techo.
8.- 1,25 m. Areniscas amarillas-ocres de grano medio. Base erosiva, que ocasionalmente conserva 55 cm de lutitas rojas y verdes. Moteado limonítico. Superficies internas erosivas. Geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco a media escala. Techo bioturbado.
9.- 2,00 m. Cubierto.
10.- 1,20 m. Areniscas rojas de grano muy fino. Abundantes micas. Base cubierta. Laminación paralela. Abundante bioturbación tanto de tubos verticales como horizontales.

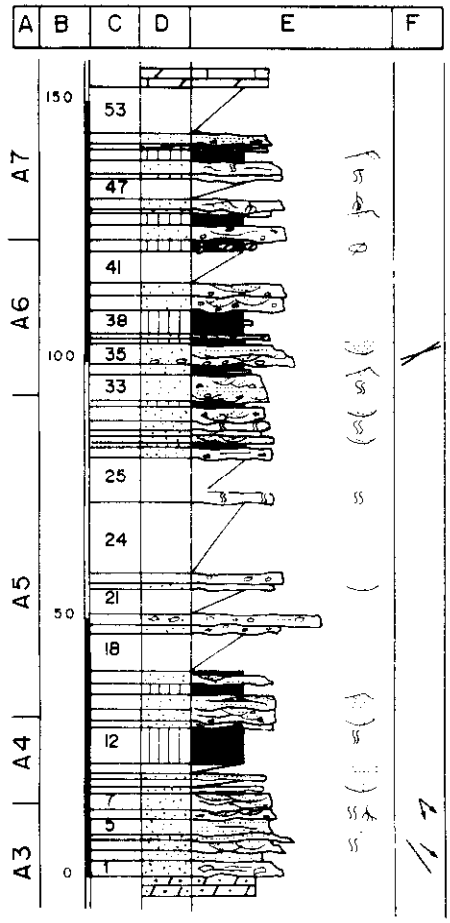


Fig. 106: Columna "Arroyo de Santo Domingo"

11.- 2,00 m. Cubierto.
12.- 6,70 m. Lutitas rojas bioturbadas.
13.- 1,30 m. Areniscas verde-amarillentas de grano fino. Recristalizadas. Abundantes micas. Base erosiva. Numerosos cantos blandos. Geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 30 cm Bioturbación.
14.- 2,00 m. Areniscas amarillentas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva con numerosos cantos blandos y en menor proporción de cantos de cuarcita (3 cm). Los cantos aparecen también dispersos, disminuyendo la proporción de cantos en el techo. Estratificación cruzada de surco en set de 8 cm. Dunas de anchuras inferiores a 1 m. Son cuerpos de geometría lenticular y espesor 30 cm que aparecen amalgamados erosionándose unos a otros. Abundante bioturbación.
15.- 2,64 m. Areniscas rojas y verdes de grano fino. Micas. Son varios niveles con base erosiva, que puede tener abundantes cantos blandos. Laminación paralela de alta energía. Laminación debida a dunas. En el techo existen lutitas rojas con "ripples". Bioturbación muy abundante.
16.- 1,65 m. Lutitas rojas.
17.- 2,30 m. Areniscas amarillentas de grano fino. Abundantes cantos blandos. Micas. Geometría lenticular. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco. Laminación paralela de alta energía. En el techo pasan a lutitas rojas.
18.- 7,00 m. Cubierto.
19.- 2,00 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano fino con cantos blandos y cantos de cuarcita milimétricos.
20.- 1,60 m. Areniscas conglomeráticas ocres. Los cantos de cuarcita son muy angulosos, con centil de 8 cm. Superficies internas erosivas. Laminación difusa.
21.- 4,50 m. Cubierto
22.- 1,05 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Niveles de 20 cm. Estratificación cruzada de surco a media-pequeña escala.
23.- 2,20 m. Semicubierto. En el techo existen areniscas ocres de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos.
24.- 19,00 m. Cubierto.
25.- 7,70 m. Semicubierto. En la base afloran areniscas amarillas de grano fino. Oxidos de hierro. Bioturbación.
26.- 3,80 m. Areniscas amarillas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva con cantos blandos. Geometría lenticular. Laminación difusa.
27.- 1,04 m. Lutitas rojas.
28.- 1,75 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Geometría lenticular y espesor de 70 cm. Estratificación cruzada de surco a media escala.
29.- 1,06 m. Areniscas de grano muy fino. Laminación difusa. Techo muy bioturbado.
30.- 1,55 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas. Abundante bioturbación.
31.- 2,90 m. Areniscas marrones de grano muy fino. Base erosiva y superficies internas erosivas. Abundantes cantos blandos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
32.- 0,82 m. Lutitas rojas.
33.- 5,40 m. Areniscas amarillentas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Cantos blandos y de cuarcitas dispersos. Alternan la estratificación cruzada de surco a media escala y laminación paralela de alta energía en niveles de 1 m de espesor. En el techo, el tamaño de las formas disminuye pasando a laminación debida a dunas. Bioturbación abundante.
34.- 2,34 m. Alternancia de lutitas rojas con laminación debida a "ripples" y areniscas rojas de grano fino con base erosiva y laminación debida a "ripples". Bioturbación.
35.- 3,87 m. Areniscas rosas con granoselección positiva de grano grueso a fino. Conserva un "lag" de cantos blandos de 21 cm de espesor con "ripples". Superficies internas erosivas con "lag" de cantos blandos, que también aparecen dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala que alternan con intervalos de laminación paralela de alta energía.
36.- 1,04 m. Lutitas rojas.
37.- 1,28 m. Areniscas amarillentas de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos y de cuarcita dispersos, que hacia el techo desaparecen.
38.- 5,20 m. Semicubierto. Lutitas y areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Bioturbadas.
39.- 2,50 m. Areniscas rojas de grano medio. Base cubierta. Superficies internas erosivas. Cantos blandos y de cuarcita (12 cm) dispersos. Estratificación cruzada de surco.
40.- 2,40 m. Areniscas naranjas de grano medio. Base erosiva con cantos de cuarcita (10 cm). Superficies internas marcadas por "lag" de cantos. Moteado limonítico. Estratificación cruzada de surco tendidos.
41.- 7,20 m. Cubierto.
42.- 2,40 m. Lutitas rojas con nódulos de carbonato, que tienen desarrollo vertical. Intercalan algún nivel de areniscas amarillas de grano fi-

no, con base erosiva y geometría lenticular, que presentan laminación de "ripples".
43.- 2,70 m. Areniscas naranjas de grano medio. Recristalizadas. Base erosiva plana con cantos de cuarcita. Cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas, a partir de las cuales el tamaño de grano varia. Geometría lenticular.
44.- 2,30 m. Lutitas rojas.
45.- 0,62 m. Areniscas ocres de grano fino. Base erosiva y abundantes cantos de cuarcita de 3 cm. Hacia el techo pasan a lutitas rojas con laminación debida a "ripples".
46.- 1,90 m. Areniscas naranjas de grano medio. Recristalizadas. Base erosiva y superficies internas. Estratificación debida a dunas y "ripples". Geometría canalizada. Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
47.- 4,10 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano fino.
48.- 1,10 m. Areniscas amarillas de grano medio. Base erosiva. Estratificación en niveles de 15 cm, alternando con niveles de areniscas rojas de grano fino. Bioturbación.
49.- 2,80 m. Areniscas amarillentas de grano medio a fino. Base erosiva y superficies internas. Bioturbación.
50.- 1,60 m. Lutitas rojas con laminación de "ripples".
51.- 1,05 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas ocres de grano fino en niveles de 20-25 cm. Bioturbación.
52.- 2,30 m. Areniscas amarillas de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos. Superficies internas. Laminación paralela de alta energía. Bioturbación.
53.- 8,70 m. Cubierto.
Techo: Calizas laminadas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Río Alcolea 2"
Base: UTM 18585 Techo: UTM 181579
(Fig. 107)
Situación: La columna se ha realizado a lo largo del barranco que discurre perpendicular a la Loma del Viso en su vertiente norte, cercano al río Alcolea. La liotología dominante son las areniscas, existiendo también, un alto porcentaje de lutitas. Los conglomerados aparecen como litología subordinada. El techo de la columna se sitúa en los primeros sedimentos carbonatados en facies Muschelkalk.

Base: Paleozoico constituido por pizarras y cuarcitas alteradas.
1.- 52,00 m. Conglomerados de cantos de cuarcita. Matriz de areniscas de grano grueso. Aparecen distribuidos en dos modas, una de gran tamaño con cantos muy redondeados y huellas de percusión y disolución por presión y otra con cantos de tamaño menor, subredondeados y subangulosos. Centil 30 cm. Se intercalan niveles de areniscas rojas de grano grueso o medio donde ocasionalmente se observa laminación paralela.
2.- 19,00 m. Semicubierto. Ocasionalmente aparecen areniscas rojas.
3.- 3,70 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos tanto en la base como dispersos. Superficies internas en ocasiones erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20-25 cm, hacia el techo el tamaño de las formas disminuye ligeramente.
4.- 8,00 m. Alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano fino. Las lutitas aparecen en niveles de 1,20-1,50 m de espesor, siendo en ocasiones arenosas. Las areniscas presentan espesores entre 30-50 cm en la mitad inferior del tramo, aumentado su espesor y presencia en la mitad superior donde llegan a alcanzar espesores de 1,50 m. Presentan estratificación cruzada de surco que en el techo de los niveles pasa a laminación debida a "ripples". Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
5.- 0,60 m. Areniscas amarillas de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos. Estratificación cruzada de surco muy tendidos.
6.- 1,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Abundantes cantos blandos. Superficies internas erosivas que separan intervalos de ordenación interna diferente. El intervalo inferior presenta estratificación cruzada de surco con "sets" de 25-30 cm. En la zona media presentan estratificación cruzada planar con "sets" de 70 cm y superficies de reactivación cóncavas y laminación paralela modificando la parte superior de la forma. El último intervalo vuelve a ser estratificación cruzada de surco.
7.- 2,80 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Superficies internas erosivas, la más importante aparece marcada por un "lag" de cantos de cuarcita. A partir de esta superficie aparecen cantos de cuarcita dispersos en la mitad superior. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 20 cm. En el techo disminuye el tamaño de grano pasando a fino y lutitas.
8.- 1,70 m. Areniscas naranjas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos más abundantes en las superficies internas. Ocasionalmente es posible distinguir las terminaciones de la geo-

metría canalizada, teniendo los distintos canales una extensión lateral entre 10-15 m. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 14 cm.
9.- 11,00 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base erosiva que conserva en algunos puntos un nivel de lutitas de 60 cm. Superficies internas erosivas. Localmente cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco a gran escala.
10.- 2,15 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano grueso a fino. Base erosiva. Superficies internas tanto planas como erosivas con "lag" de cantos de cuarcita, que delimitan cuerpos de 70 cm de espesor. Cantos de cuarcita abundantes. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm. Huellas de procesos edáficos en el techo.
11.- 0,53 m. Areniscas rojas de grano fino que pasan a lutitas rojas. Estratificación cruzada de surco muy tendidos que pasa a laminación paralela. Grietas de desecación y acumulación de óxidos de hierro. Abundante bioturbación de tubos verticales y horizontales. Huellas de procesos edáficos.
12.- 3,10 m. Areniscas amarillas y rojas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas que delimitan cuerpos de 70-80 cm de espesor en los que se aprecia granoselección positiva desde grano medio a fino. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y anchura entre 4-5 m. En la parte superior se observan estructuras de erosión y relleno.
13.- 4,50 m. Lutitas rojas arenosas. Abundante bioturbación.
14.- 2,60 m. Areniscas rojas de grano muy grueso-microconglomerado. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Superficies internas marcadas por "lag" de cantos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm. En la mitad superior se aprecia una cierta disminución del tamaño de grano, dando una zona con granoselección positiva desde grano grueso a fino.
15.- 2,00 m. Semicubierto. Areniscas ocres de grano fino.
16.- 8,70 m. Areniscas naranjas de grano medio. Base erosiva con cantos blandos. Superficies internas erosivas con "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos, más abundantes en la zona media y superior del tramo. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm, el tamaño de las formas aumenta a partir de la última superficie interna pasando a "sets" de 25 cm y anchura superior a 4 m.

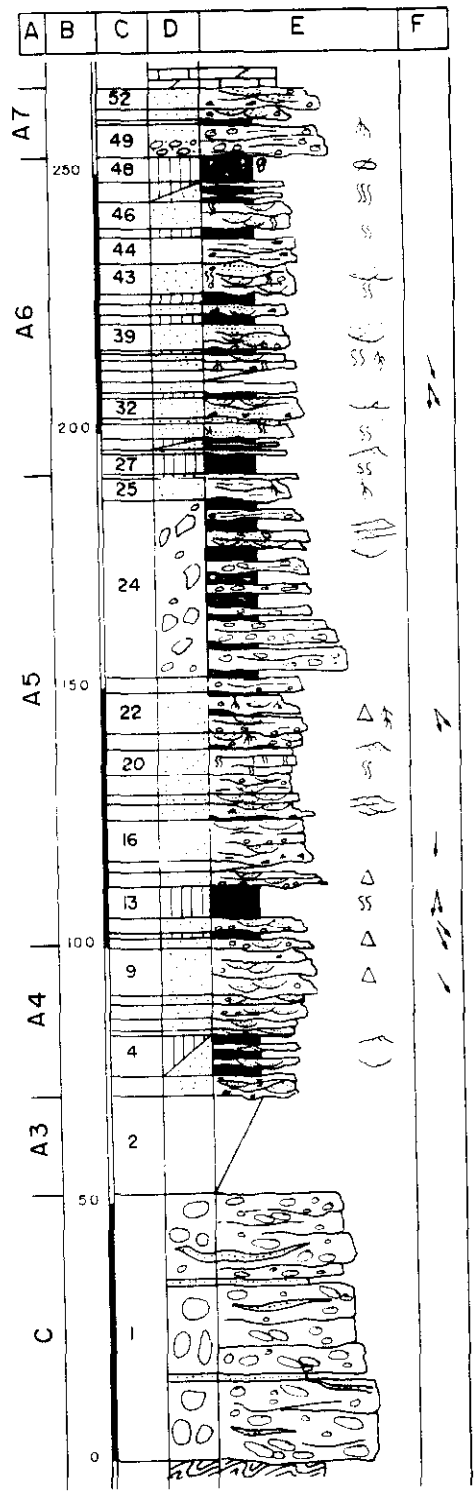


Fig. 107: Columna "Rio Alcolea - 2"

17.- 2,70 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base erosiva que en algunos puntos conserva hasta 30 cm de lutitas rojas. Sobre la base aparece unas areniscas rojas de grano fino con laminación paralela y cantos blandos dispuestos según la laminación. Superficie erosiva con "lag" de cantos de cuarcita (moda 1,5-3 cm, centil 5 cm) donde el tamaño grano es microconglomerado pasando a muy grueso. Superficies internas erosivas con "lag" de cantos de cuarcita. En algunas zonas las areniscas llegan a ser areniscas conglomeráticas. Estratificación cruzada de surco a media escala y estratificación cruzada planar en "sets" de 30 cm. A partir de la última superficie se observa granoselección positiva desde grano grueso a fino y moteado limonítico.
18.- 1,20 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos de cuarcita de 2-3 cm. Estratificación cruzada de surco.
19.- 3,60 m. Areniscas rosas de grano fino. En la zona inferior del tramo aparecen cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm y anchura entre 50-75 cm.
20.- 4,50 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm. Abundante bioturbación.
21.- 2,90 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita (centil 13 cm), que puede conservar 30 cm de luitas con laminación de "ripples. Cantos de cuarcita dispersos más abundantes en la mitad superior. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-15 cm y anchura de 2,5 m. Huellas de procesos edáficos en el techo.
22.- 7,60 m. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano medio a lutitas rojas. Base erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas con "lag" de cantos de cuarcita. Entre las superficies se conservan niveles centimétricos de lutitas rojas. Estratificación cruzada de surco. Huellas de procesos edáficos en el techo.
23.- 3,00 m. Areniscas rojas de grano medio con cantos de cuarcita de 3 cm dispersos. Superficies internas.
24.- 34,60 m. Alternancia de conglomerados "matrix-supported", lutitas con cantos dispersos y areniscas. Los conglomerados tienen matriz lutítica muy abundante, siendo los cantos de cuarzo, cuarcita y pizarra. Los cantos son muy heterométricos pudiendo dar una media de 2-3 cm y un centil de 20 cm. Presenta un grado de redondeamiento bajo siendo subangulosos o angulosos, y algunos presenta patina. No se aprecia organización interna en la zona inferior de la alternancia. En algunos de los niveles superiores aparecen bases ligeramente erosivas, así como estratificación cruzada planar o estratificación cruzada de surco.
25.- 4,20 m. Areniscas rojas de grano fino-muy fino. Base erosiva. Son niveles amalgamados de geometría lenticular, con espesor de 50-60 cm y extensión lateral entre 7-12 m. Entre los diferentes cuerpos se conservan niveles centimétricos de lutitas rojas. Laminación difusa. Huellas de procesos edáficos en el techo.
26.- 0,80 m. Areniscas ocres de grano fino-muy fino. Base erosiva. Geometría lenticular. Laminación difusa. Abundante bioturbación.
27.- 4,50 m. Lutitas rojas. Bioturbación.
28.- 1,20 m. Areniscas rojas de grano fino. Base cubierta. Superficies internas. Oxidos de hierro. Laminación debida a "ripples".
29.- 1,83 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas amarillas de grano fino. Las areniscas presentan base plana y abundantes cantos blandos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10 cm. Todo el conjunto se encuentra muy bioturbado.
30.- 3,70 m. Areniscas ocres de grano fino. Recristalizadas. Cantos blandos abundantes. Superficies internas erosivas. Laminación paralela. Bioturbación
31.- 1,20 m. Areniscas ocres de grano fino. Laminación paralela.
32.- 4,30 m. Areniscas ocres y naranjas de grano medio. Base muy erosiva, con "lag" de cantos blandos. Superficies internas erosivas. El intervalo inferior presenta laminación paralela adaptada a la base, con cantos blandos en las láminas. El resto del nivel presenta estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-12 cm y anchura entre 2-3 m. Bioturbación.
33.- 0,85 m. Lutitas rojas.
34.- 1,80 m. Areniscas naranjas de grano medio.
35.- 2,00 m. Cubierto.
36.- 1,50 m. Areniscas naranjas de grano fino. Base erosiva con cantos blandos. Superficies internas. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
37.- 2,10 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva con "lag" de cantos blandos. Superficies internas erosivas. Niveles amalgamados de geometría lenticular. Estratificación cruzada de surco.
38.- 0,60 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos.

39.- 5,30 m. Areniscas rojas de grano fino. Base muy erosiva con "lag" de cantos de cuarcita. Cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas. Son niveles con geometría lenticular que se superponen erosionándose unos a otros. Los niveles tienen un espesor entre 0,90-1,20 m y extensión lateral entre 20-30 m. En el nivel inferior existen cantos de cuarcita dispersos. Presentan estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm y algunos intervalos de laminación paralela en el techo de los cuerpos. Huellas de procesos edáficos y localmente algunas concentraciones de oxidos de hierro. Lateralmente estos niveles pueden pasar a lutitas rojas.
40.- 1,80 m. Lutitas rojas.
41.- 1,70 m. Areniscas rojas y ocres de grano medio. Base erosiva con cantos blandos y de cuarcita. Moteado limonítico. Superficies internas. Localmente presentan abundantes cantos blandos. Geometría lenticular . Estratificación cruzada de surco y laminación paralela. Bioturbación y huellas de procesos edáficos en el techo.
42.- 1,80 m. Lutitas rojas.
43.- 5,40 m. Areniscas amarillas de grano medio. Base erosiva. Moteado limonítico y cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Son niveles amalgamados que en la zona superior del tramo aparecen separados por niveles de lutitas. Estratificación cruzada de surco en la base de los niveles, que pasa a laminación paralela. En el techo se observa una disminución del tamaño de grano pasando a ser areniscas de grano fino. Bioturbación muy abundante de tubos verticales y horizontales. Huellas de procesos edáficos en el techo.
44.- 5,60 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva. Moteado limonítico y cantos blandos dispersos. Superficies internas que conservan niveles centimétricos de lutitas. Laminación difusa.
45.- 0,60 m. Lutitas rojas. Intercalaciones de niveles centimétricos de areniscas ocres de grano fino. Abundante bioturbación.
46.- 4,70 m. Areniscas ocres y rojas de grano medio. Base erosiva. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco. Abundante bioturbación. En el techo el tamaño disminuye ligeramente.
47.- 4,00 m. Alternancia de lutitas y areniscas rojas de grano fino-muy fino. Las areniscas tienen geometría lenticular y espesores de 20-50 cm. Toda la alternancia se encuentra muy bioturbada.
48.- 4,68 m. Lutitas rojas. Nivel de nódulos de carbonato con desarrollo vertical.
49.- 6,60 m. Areniscas conglomeráticas ocres. Moteado limonítico. Base erosiva. Superficies internas erosivas. Laminación difusa.
50.- 1,20 m. Lutitas rojas. Huellas de procesos edáficos.
51.- 2,40 m. Areniscas ocres de grano medio-fino. Base erosiva. Moteado limonítico. Superficies internas erosivas. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco. Huellas de procesos edáficos.
52.- 3,80 m. Areniscas ocres con granoselección positiva desde microconglomerado a grano fino. Base erosiva con cantos blandos. Moteado limonítico y cantos de cuarcita dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco muy tendidos. En el techo areniscas rojas de grano fino.
Techo: Dolomías y margas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Río Alcolea 1"
Base: UTM 172587 Techo: UTM 17658
(Fig. 108)
Situación: Se ha realizado esta columna en la parte este de la Loma del Viso, en las cercanias del camino que va de Cercadillo a Cincovillas. La liotlogía dominante son las areniscas, con un alto porcentaje de luitas. Los conglomerados son la litología menos abundante. El techo se localiza en los primeros carbonatos correspondientes a materiales en facies Muschelkalk.

Base: Paleozoico constituido por pizarras y cuarcitas alteradas.
1.- 52,00 m. Conglomerados de cantos de cuarcita redondeados. Huellas de presión-disolución y percusión. Centil 40 cm. Estratificación horizontal y cantos imbricados. Presenta niveles de areniscas de grano grueso con espesores variables y laminación paralela y/o laminación debida a dunas. Los últimos 10 m corresponden a una secuencia granodecreciente, constituida a su vez por secuencias granodecrecientes de unos 50 cm de espesor.
2.- 2,50 m. Areniscas rojas de grano grueso en la base. Cantos de cuarcita dispersos. En el techo son areniscas rojas de grano fino con abundantes micas.
3.- 1,00 m. Areniscas rojas de grano grueso en la base con cantos de cuarcita dispersos. En el techo, lutitas rojas con laminación debida a "ripples".
4.- 46,00 m. Cubierto.
5.- 2,56 m. Areniscas rojas de grano medio. Abundantes cantos blandos. Laminación parale-

la de alta energía.
6.- 1,40 m. Lutitas y lutitas arenosas rojas. Bioturbación.
7.- 1,40 m. Areniscas rosas de grano fino. Cantos blandos. Laminación paralela. Bioturbación.
8.- 12,40 m. Semicubierto. Areniscas rojas con granoselección positiva desde grano muy grueso a fino. Base cubierta. Superficies internas erosivas donde ocasionalmente se observan deformaciones por carga. Cantos blandos dispersos en la mitad inferior del nivel. Estratificación cruzada de surco y laminación debida a dunas.
9.- 9,80 m. Areniscas rojas de grano grueso. Base erosiva con cantos de cuarcita y cantos blandos. Laminación cruzada debida a dunas. Numerosas superficies internas en ocasiones marcadas por cantos de cuarcita milimétricos. A partir de las superficies existen granoselecciones positivas de grano medio a fino. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm. Techo con huellas de procesos edáficos.
10.- 2,00 m. Areniscas rojas de grano grueso con laminación debida a dunas. En el techo pasan a lutitas rojas.
11.- 0,77 m. Areniscas rojas de grano grueso-muy grueso. Base erosiva con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12-15 cm.
12.- 1,58 m. Areniscas rojas de grano grueso a medio. Base erosiva. Numerosas superficies internas con "lag" de cantos blandos y de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y anchura de 1 a 1,5 m.
13.- 1,83 m. Areniscas rojas de grano muy grueso a grueso. Base erosiva. Superficies internas y cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-15 cm y anchura de 1 a 2 m.
14.- 1,20 m. Cubierto.
15.- 3,01 m. Areniscas rojas de grano medio. Base erosiva con cantos de cuarcita milimétricos dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 12 cm y anchura de 1 m. Hacia el techo pasan a lutitas con "ripples". Bioturbación.
16.- 1,50 m. Areniscas de grano medio. Base irregular. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. Superficies internas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 22 cm, que en el techo disminuyen de tamaño.
17.- 3,70 m. Semicubierto. Los dos metros superiores son lutitas rojas con laminación debida a "ripples". Bioturbación abundante.
18.- 1,50 m. Areniscas rojas de grano fino.

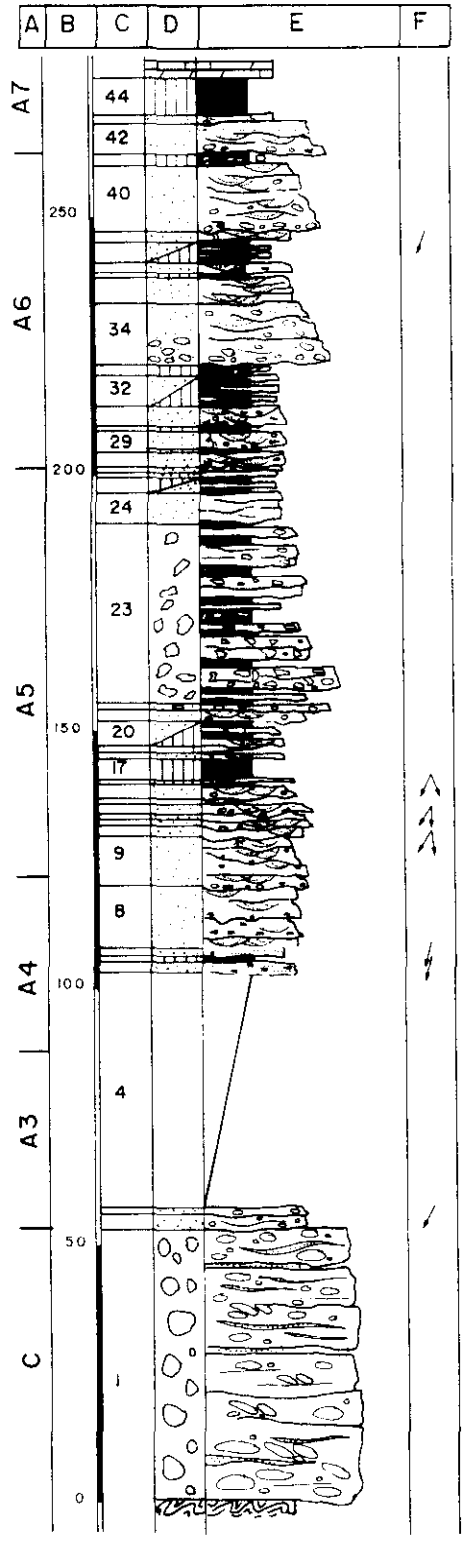


Fig. 108: Columna "Rio Alcolea - 1"

Recristalizadas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 10-12 cm. Abundante bioturbación que ocasionalmente borra la laminación. Huellas de procesos edáficos en el techo.
19.- 0,77 m. Cubierto.
20.- 4,80 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas rojas de grano fino con geometría lenticular (40-50 cm de espesor y 10-15 m de extensión lateral). Laminación debida a dunas. Abundante bioturbación.
21.- 1,97 m. Semicubierto. Areniscas naranjas de grano muy grueso-grueso. Base cubierta. Cantos de cuarcita (4 cm) dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala.
22.- 0,90 m. Areniscas conglomeráticas rojas con cantos de cuarcita. Centil 11 cm. Superficies internas erosivas, a partir de las cuales varía la cantidad de cantos. Ocasionalmente, areniscas rojas de grano medio. Estratificación cruzada de surco tendidos con "sets" de 12-15 cm y anchura superior a 3 m. En el techo el grano de las areniscas disminuye a fino. Huellas de procesos edáficos en el techo.
23.- 34,5 m. Conglomerados "matrix supported". Cantos de cuarcita, cuarzo y pizarra, en general subangulosos. Moda 5-7 cm, centil 18 cm. No se observa ordenación, aunque aparecen interestratificados algunos niveles de areniscas naranjas de grano grueso-medio con cantos dispersos, bases ligeramente erosivas y geometría lenticular. Estos niveles presentan estratificación cruzada de surco y estratificación cruzada planar. Aparece también otro tipo de niveles de areniscas rojas de grano medio con laminación debida a dunas, abundante bioturbación y procesos edáficos. En general, estas areniscas presentan pequeño espesor y geometrías tabulares. Los niveles de conglomerados "matrix supported" son más frecuentes en la base del tramo, aumentado el porcentaje de arenas y disminuyendo el numero de cantos en la parte superior del tramo, donde además se observan procesos tractivos en los niveles.
24.- 6,00 m. Semicubierto. Areniscas ocres de grano fino.
25.- 3,30 m. Semicubierto. Lutitas rojas y areniscas.
26.- 1,40 m. Areniscas moradas de grano fino a muy fino. Huellas de procesos edáficos.
27.- 1,05 m. Areniscas rojas de grano fino. Base erosiva que localmente conserva lutitas rojas. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada de surco a media escala. Huellas de procesos edáficos.
28.- 3,00 m. Areniscas ocres de grano fino. Base muy erosiva. Abundantes cantos blandos. Moteado limonítico. Geometría canalizada con numerosas superficies internas erosivas, distinguiéndose en general las extensiones laterales de los cuerpos. Ocasionalmente se conservan niveles de lutitas entre los cuerpos, que tienen 1,5 m de espesor y anchura superior a 22 m. Estratificación cruzada de surco a media-gran escala. El tamaño de las formas disminuye en el techo. Techo bioturbado.
29.- 4,75 m. Areniscas ocres de grano fino. Base muy erosiva que en ocasiones conserva lutitas rojas, y en general presenta cantos blandos de gran tamaño (hasta 80 cm) y cantos de cuarcita de 10-12 cm. Numerosas superficies internas a veces erosivas. Se observan en todo el nivel abundantes cantos blandos que localmente aparecen en hiladas o marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 15 cm y anchura superior a 5 m. En el techo el tamaño de las formas disminuye . Moteado limonítico. Bioturbación y huellas de procesos edáficos.
30.- 1,15 m. Lutitas rojas. Presentan niveles centimétricos de areniscas rojas de grano fino. Bioturbación.
31.- 3,70 m. Areniscas ocres de grano fino. Base erosiva con huellas de carga. Geometría canalizada. Abundantes superficies internas erosivas con concentraciones de cantos blandos y algún canto de cuarcita. Estratificación cruzada de surco a media-gran escala.
32.- 6,00 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas ocres de grano fino. Moteado limonítico. Bioturbación abundante. Las areniscas presentan espesores entre 20-60 cm, con geometría lenticular.
33.- 1,80 m. Lutitas rojas con nódulos carbonatados de desarrollo vertical.
34.- 12,20 m. Areniscas conglomeráticas y conglomerados de cantos de cuarcita de 5-7 cm, centil 16 cm. Base erosiva. Numerosas superficies internas tanto planas como erosivas que separan niveles de 1-1,5 m de espesor. Localmente contienen cantos blandos. Laminación difusa.
35.- 4,50 m. Areniscas ocres de grano medio. Moteado limonítico. Superficies internas. Posiblemente estratificación cruzada de surco.
36.- 0,50 m. Lutitas rojas.
37.- 1,80 m. Areniscas naranjas de grano medio. Recristalizadas. Moteado limonítico. Cantos blandos dispersos. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco a media escala. Abundante bioturbación.
38.- 4,20 m. Alternancia de lutitas rojas y

areniscas ocres de grano fino. Oxidos de hierro. Las areniscas presentan espesores entre 10-20 cm y son más abundantes en la base de la alternancia.
39.- 2,40 m. Areniscas ocres de grano medio. Base erosiva. Moteado limonítico. Cantos de cuarcita de 2 cm dispersos. Superficies internas erosivas que ocasionalmente conservan lutitas. Los niveles presentan 1-1,5 m de espesor. Estratificación cruzada de surco a media escala. Abundante bioturbación.
40.- 13,00 m. Areniscas ocres con granoselección positiva desde microconglomerado a grano medio. Base erosiva que conserva un nivel de conglomerados de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos (centil 6 cm). Superficies internas erosivas . Dentro de los diferentes niveles que aparecen amalgamados, se observa una pérdida hacia el techo del numero y tamaño de los cantos, llegando a ser areniscas rosas de grano medio con moteado limonítico. Estratificación cruzada de surco a media escala, que en el techo disminuye de tamaño, pasando además a formas más tendidas.
41.- 2,55 m. Lutitas y areniscas moradas y verdes de grano muy fino con nódulos carbonatados de desarrollo vertical.
42.- 6,50 m. Areniscas ocres de tamaño de grano desde microconglomerado a muy grueso. Base erosiva con un conglomerado de 30 cm de espesor de cantos blandos verdes. Laminación paralela y estratificación cruzada de surco. Superficies internas. Localmente aparecen cantos de cuarcita marcando la laminación.
43.- 1,90 m. Areniscas rojas de grano fino. Recristalizadas. Bioturbación y procesos edáficos en el techo.
44.- 7,20 m. Lutitas rojas y verdes con niveles centimétricos de areniscas rojas de grano fino. Ocasionalmente laminación debida a "ripples". Bioturbación.
Techo: Dolomías y margas (facies Muschelkalk).

COLUMNA: "Cercadillo"
Base: UTM 16572 Techo: UTM 158577
(Fig. 109)
Situación: Se localiza esta columna a lo largo del Barranco de Sta Catalina, en las proximidades del camino viejo de Cercadillo a Atienza. La litología dominante son las lutitas, con porcentajes menores de areniscas. Los conglomerados son poco frecuentes. El techo, como siempre se sitúa en los rpimeros sedimentos en facies Muschelkalk.
Base: Pizarras alteraldas y rubificadas. Paleozoico.
1.- 2,05 m. Brechas rojas de cuarcita, pizarra y esquisto. Matriz arenoso-arcillosa. Cantos angulosos, fuertemente rubificados y con facetas de posible origen eólico. Centil= 20 cm, Moda=2-3 cm.
2.- 8,50 m. Alternancia de areniscas rojas de grano grueso a fino y lutitas rojas. Presentan intercalaciones de niveles de nódulos de carbonato. Bioturbación escasa.
3.- 2,8 m. Areniscas rojas y ocres de grano fino y muy fino. Moteado limonítico. Base erosiva con cantos blandos. Estratificación cruzada de surco. Techo bioturbado.
4.- 1,20 m. Lutitas rojas.
5.- 2,30 m. Areniscas rojas de grano con granoselección positiva de fino a lutitas. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación.
6.- 8,35 m. Areniscas rojas y blancas de grano fino, con granoselección a muy fino. Moteado limonítico. Base ligeramente erosiva. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación abundante.
7.- 8,10 m. Areniscas ocres y blancas de grano medio a fino. Moteado limonítico. Base erosiva con un "lag" de cantos de cuarcita y cantos blandos. Los cantos de cuarcita pueden estar dispersos (centil= 17 cm). Estratificación cruzada de surco y laminación debida a "ripples".
8.- 2,80 m. Semicubierto. Areniscas rojas de grano muy fino.
9.- 10,00 m. Areniscas blancas de grano grueso. Cantos de cuarcita con centil de 12 cm. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 70 cm.
10.- 1,30 m. Areniscas blancas de grano fino que pasan a lutitas rojas.
11.- 4,10 m. Areniscas blancas de grano grueso a fino. Base eroisva. Superficies internas.
12.- 4,65 m. Areniscas rojas de grano fino. Presentan granoselección positiva hasta llegar a lutitas. Intercalan un nivel de nódulos de carbonato.
13.- 0,60 m. Conglomerados "clast supported" de cantos de cuarcita y cuarzo. Centil 6 cm. Cantos de subangulosos a subredondeados. Matriz arenosa. Base erosiva.
14.- 6,25 m. Areniscas blancas de grano grueso a medio. Cantos de cuarcita dispersos.
15.- 1,80 m. Areniscas rojas de grano fino. En el techo aparecen lutitas arenosas rojas.
16.- 11,50 m. Alternancia de areniscas blancas de grano grueso a medio y lutitas rojas. Las areniscas presentan cantos de cuarcita dispersos (centil= 12 cm). Presentan base erosiva y estratificación cruzada de surco a gran escala.

17.- 2,00 m. Areniscas rojas y ocres de grano fino. Bioturbación en el techo.
18.- 3,40 m. Lutitas rojas y verdes.
19.- 6,50 m. Areniscas rojas de grano medio y fino. Cantos de cuarcita en la base. Estratificación cruzada de surco. En el techo existen lutitas rojas.
20.- 1,50 m. Areniscas ocres de grano medio y fino. Moteado limonítico. Base ligeramente erosiva con depósito de "lag". Decoloraciones de origen edáfico.
21.- 5,80 m. Areniscas blancas de grano grueso. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada a gran escala.
22.- 1,10 m. Areniscas rojas de grano fino con granoselección a lutitas.
23.- 1,20 m. Conglomerados "clast supported" de cantos de cuarzo y cuarcita. Centil = 4 cm. Los cantos son de subangulosos a subredondeados. Base erosiva. estratificación cruzada de surco a gran escala.
24.- 3,50 m. Areniscas blancas y rojas de grano grueso a fino. Estratificación cruzada de surco a gran escala.
25.- 2,10 m. Areniscas ocres de grano medio a grueso. Moteado limonítico. Base erosiva. Cantos de cuarcita marcando la laminación. Estratificación cruzada de surco en "sets" de 60 cm a 1,10 m. Techo bioturbado.
26.- 3,55 m. Alternancia de areniscas rojas de grano fino y lutitas grises. Presentan estratificación cruzada de surco a pequeña escala.
27.- 2,60 m. Lutitas rojas y verdes. Nivel de concentración de nódulos carbonatados.
28.- 1,40 m. Areniscas ocres de grano medio a fino.
Techo: Dolomías arenosas y areniscas dolomíticas (facies Muschelkalk).

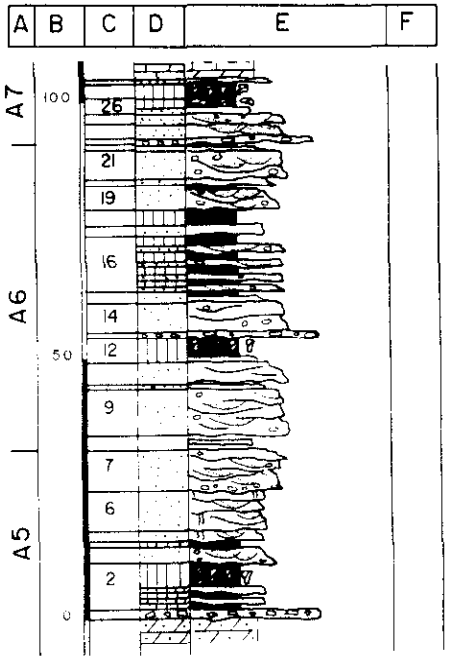


Fig. 109: Columna "Cercadillo"

DESCRIPCION LITOLOGICA DEL SONDEO BAIDES-1 ENTRE LOS METROS 510 Y 850

El sondeo se situa en el término municipal de Baides (Guadalajara) con una situación de:

Long: 40º 59' 59''

Lat: 2º 48' 56''

La profundidad total del sondeo es de 854 m de los que, 329 m corresponden al Triásico, que se apoya discordante sobre granitos y a su vez es recubierto en discordancia por la "Formación Utrillas" (Cretácico superior).

Se describen brevemente a continuación, las litologías interpretadas (fig. 110) en base a las diagrafías para los principales tramos triásicos.

-510 -519: Arenas.

-519 -534: Lutitas con niveles de areniscas de grano fino.

-534 -575: Lutitas arenosas. Presentan intercalaciones de niveles de anhidrita.

-575 -594: Lutitas gris oscuro con un nivel de calizas arcillosas marrones.

-594 -610: Lutitas.

-610 -635: Lutitas. Presentan niveles de dolomías en la parte inferior y superior, y un nivel de areniscas en la parte media de 2m de espesor.

-635 -653: Lutitas con niveles de dolomías intercalados. Incluyen también, algunos niveles de anhidrita.

-653 -663: Lutitas con algunas intercalaciones margosas.

-663 -670: Lutitas grises. Presentan algunos niveles más arenosos. Intercalan algunos niveles de anhidritas.

-670 -703: Lutitas. Presentan intercalaciones de anhidrita en la parte inferior, así como algún nivel arenoso.

-703 -713: Halitas. Presentan algunos niveles lutíticos en la parte superior.

-713 -722: Alternancia de lutitas y niveles de halita. En la base de esta alternancia pueden aparecer niveles de anhidrita.

-722 -733: Halita.

-733 -735: Anhidrita.

-735 -755: Halita. Presentan intercalados niveles de anhidrita.

-755 -769: Lutitas. Presentan intercalados algunos niveles de areniscas de 1 m de espesor.

-769 -774: Alternancia de lutitas y niveles de anhidrita.

-774 -785: Lutitas con intercalaciones de niveles margosos.

-785 -790: Dolomías.

-790 -800: Lutitas. Presentan nódulos de anhidrita dispersos. Posibles restos de materia orgánica en el techo.

-800 -816: Areniscas con algún nivel de lutitas intercalado.

-816 -831: Lutitas. Forman dos secuencias granocrecientes hasta areniscas y una entre ambas granodecreciente.

-831 -839: Areniscas con nódulos carbonato dispersos.
-839 -850: Granitos.

En resumen, se puede decir que imediatamente por debajo de la discordancia de base del Cretácico, existe un Triásico bien desarrollado. El tramo comprendido entre el metro 510 al metro 785 se interpreta como lutitas con intercalaciones arenosas o dolomíticas en la parte superior y lutitas, anhidrita y halita en el resto. Este conjunto constituye las facies Keuper. Las facies Muschelkalk estan mal representadas por un pequeño nivel (5 metros) de dolomías, en cuya base aparece un tramo lutítico con nódulos de anihidrita. Por último, las facies Buntsandstein con un espesor reducido, están constituidas por lutitas y areniscas, ocasionalmente con niveles enriquecidos en materia orgánica o con nódulos de carbonato de posible origen edáfico.

Dado el reducido espesor que muestran las facies Buntsandstein en este sondeo, así como el carácter de las facies que lo intergran no es posible correlacionar de forma precisa con el área de Riba de Santiuste. El Buntsandstein perforado en este sondeo recuerda a la parte superior de la unidad A7 (ver capítulo 3), pero no puede concluirse nada definitivo.

Sin embargo, si se compara con el Buntsandstein descrito por SOPEÑA (1979) para el área de Pálmaces de Jadraque se encuentran grandes similitudes, no sólo en estas facies detríticas, sino también en el resto de la serie atribuida al Triásico. Esto significa que el sondeo de Baides atraviesa una serie, depositada ya encima del basamento más estable y fuera de la zona de mayor subsidencia de la cuenca.

DESCRIPCION LITOLOGICA DEL SONDEO SIGÜENZA 44-3

El sondeo se perforó en las proximidades de Sigüenza (Cuadalajara). Sus coordenadas son:

Long: 41º 05' 30''

Lat: 2º 31' 55''

Se obtuvo testigo continuo y alcanzó los 999,5 metros. No existe registro de diagrafías entre los metros 543 y 600 y desde el 907 hasta la base. El sondeo se encuentra embocado en las facies Buntsandstein. La base de estas facies se ha situado en el metro 538, por criterios de correlación con áreas cercanas. El resto del sondeo perforó materiales del Pérmico superior.

La descripción litológica, se efectuó en base a los datos disponibles de las diagrafías (fig. 111) y de los datos que figuran en la descripción litológica del sondeo según SHELL-JEN. Los tramo litológicos distinguidos son los siguientes:

0 a -53: Areniscas de grano fino. Presentan intercalados algunos niveles de lutitas de 1 m de espesor.
-53 a -89: Areniscas con niveles de lutitas intercalados,
más frecuentes que en el tramo anterior.
-89 a -172: Alternancia de areniscas y lutitas. Los niveles de areniscas presentan mayor espesor (espesor medio 3 m).
-172 a -199: Areniscas. Forman dos secuencias granodecrecientes hasta lutitas.
-199 a -252: Areniscas. Presentan niveles de lutitas intercalados de 1 m de espesor.
-252 a -260: Lutitas. Presentan un nivel de areniscas intercalado de 2 m de espesor.
-260 a -308: Alternancia de areniscas y lutitas. Los niveles presentan espesores medios de 2 m.
-308 a -345: Areniscas. Presentan cantos en la base. Forman una secuencia granodecreciente hasta lutitas.
-345 a -366: Alternancia de areniscas y conglomerados. Predominan las areniscas.
-366 a -378: Conglomerados de cantos subredondeados. Escasa matriz arenosa y lutítica.
-378 a -402: Alternancia de areniscas y conglomerados. Los niveles presentan espesores medios de 2 m.
-402 a -416: Conglomerados. Presentan una intercalación de areniscas de 3 m de espesor.
-416 a -425: Conglomerados de cantos subangulosos. Escasa matriz arenosa y lutítica.
-425 a -435: Areniscas.
-435 a -451: Alternancia de areniscas y conglomerados o areniscas con cantos.
-451 a -455: Areniscas con cantos.
-455 a -460: Conglomerados. Forman una secuencia granodecreciente.
-460 a -487: Conglomerados con intercalaciones de niveles arenosos.
-487 a -512: Alternancia de areniscas y conglomerados con secuencias granodecrecientes de 3 m de espesor medio.
-512 a -538: Conglomerados. Incluyen niveles de areniscas.
-538 a -554: Alternancia de areniscas y lutitas con algún nivel de brechas.

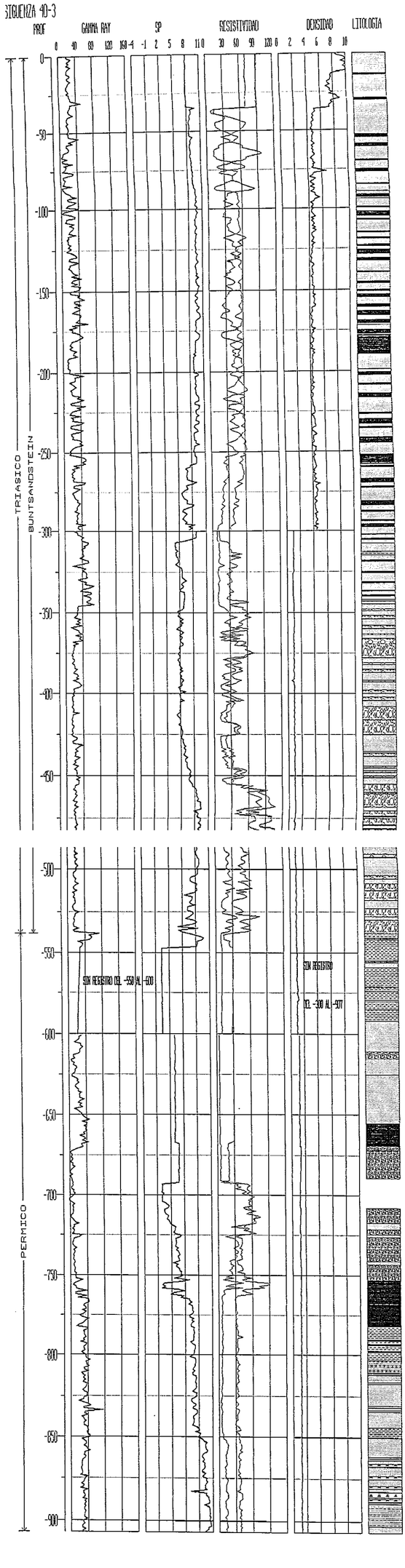


Fig. 111: Composición de diagrafías y columna litológica interpretada para el sondeo Sigüenza 44-3 (IEN - SHELL, 1979).

-554 a -559: Areniscas con cantos en la base. Constituyen 3 secuencias granodecrecientes.
-559 a -571: Areniscas y lutitas. Las lutitas contienen nódulos de anhidrita.
-571 a -585: Alternancia de areniscas con cantos y lutitas. Nódulos de anhidrita incluidos en las lutitas.
-585 a -592: Areniscas y lutitas.
-592 a -611: Areniscas rojas. Secuencias granodecrecientes de areniscas con cantos a lutitas. Tienen un espesor de 2 a 4 m.
-611 a -615: Conglomerados con matriz arenosa.
-615 a -625: Areniscas con matriz abundante. Cantos dispersos.
-625 a -655: Areniscas. Secuencias granodecrecientes de areniscas con cantos a lutitas. Base erosiva.
-655 a -669: Lutitas rojas algo arenosas. Incluyen niveles finos de anhidrita.
-669 a -689: Conglomerados con mucha matriz. Secuencia decreciente hasta areniscas.
-689 a -708: PERDIDA DE FLUIDO
-708 a -753: Conglomerado con mucha matriz. Incluyen niveles de areniscas de 2 m de espesor.
-753 a -782: Lutitas rojas compactas.
-782 a -803: Alternancia de lutitas grises y areniscas de grano muy fino rojas. Cemento carbonático.
-803 a -811: Areniscas con cemento carbonático.
-811 a -844: Alternancia de lutitas y areniscas grises y rojas. Cemento carbonático.
-844 a -850: Lutitas arenosas con cemento carbonático.
-850 a -862: Areniscas con cemento silíceo y carbonatado.
-862 a -890: Alternancia de areniscas y lutitas con cemento carbonático.
-890 a -903: Areniscas con cemento carbonático y cristales de anhidrita.
-903 a -907: Areniscas con cemento carbonático. Algún nivel de lutitas.
-907 a -925: Areniscas rojas con algunos niveles de lutitas. Cemento carbonático.
-925 a -951: Areniscas rojas y verdes. Secuencias granodecrecientes a lutitas. En la parte inferior tienen cantos en las bases. Forman secuencias de 2 a 4 m.
-951 a -960: Areniscas rojas, grises y verdes. Forman una secuencia granodecreciente.
-960 a -973: Areniscas. Forman secuencias granodecrecientes hasta lutitas. Algunos cantos en las bases.
-973 a -999: Areniscas de grano fino grises y rojas. Secuencias granodecrecientes a lutitas. Bases ligeramente erosivas, en la parte inferior del tramo con cantos. Bioturbación abundante.

Las facies Buntsandstein muestran en este caso características muy similares a las del Anticlinal de Riba de Santiuste. Es posible reconocer en el sondeo, una serie de intervalos con secuencias litológicas próximas a las establecidas para las unidades empleadas en el anticlinal de Riba de Santiuste. Se reconocen los siguientes intervalos de base a techo:

- -538 a -460. Conglomerados (ocasionalmente areniscas) correlacionables con C
- -460 a -402. Areniscas y conglomerados. Correlacionables con A1
- -402 a -308. Areniscas con intercalaciones de conglomerados y algunas lutitas. Asimilables a A2
- -308 a -172. Areniscas y lutitas. Correlacionables con A3.
- -172 a -130 m. Alternancia de areniscas y lutitas. Semejante a A4

- -130 a 0 m. Areniscas con algunas intercalaciones de lutitas. Asimilables a A5.

Los datos obtenidos de la interpretación de este sondeo, fueron de gran utilidad a la hora de abordar las correlaciones con otras áreas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, en especial para correlacionar con el área estudiada por Ramos (1979).

Este sondeo también se ha utilizado para los cálculos de descompactación, "backstripping" y estimación de los parámetros de extensión.

DESCRIPCION LITOLOGICA DEL SONDEO SIGÜENZA 50-12

El sondeo se perforó en las proximidades de Cubillas (Guadalajara). Sus coordenadas son:

Long.: 41° 07' 47''

Lat.: 2° 31' 41''

Se obtuvo testigo continuo, alcanzandose los 262 metros. El sondeo se encuentra embocado en las facies Muschelkalk. La base de estas facies se ha situado en el metro 13. El resto del sondeo atraviesa materiales en facies Buntsandstein.

Se ha efectuado la descripción litológica en base a los datos disponibles de las diagrafías y los que figuran en la descripción litológica del sondeo según JEN. Los tramos distinguidos son los siguientes (fig. 112):

-0 a -13: Dolomías.
-13 a -23: Lutitas.
-23 a -40: Areniscas con una intercalación de lutitas de 2 m de espesor.
-40 a -59: Areniscas. Intercalan algun nivel de lutitas. Presentan un nivel de 1 m de espesor de enriquecimiento en carbonato.
-59 a -78: Areniscas. Forman secuencias de 4 a 6 m de espesor.
-78 a -82: Lutitas.
-82 a -100: Areniscas con intercalaciones lutíticas de poco espesor.
-100 a -111: Lutitas. que presentan intercalado un nivel de areniscas de 2 m de espesor.
-111 a -115: Areniscas.
-115 a -122: Lutitas. Intercalan un nivel de enriquecimiento en carbonato.
-122 a -125: Areniscas que presentan contactos netos en la base y el techo.
-125 a -132: Lutitas.
-132 a -150: Areniscas con algunas intercalaciones de lutitas. Incluye un nivel de enriquecimiento en carbonato.
-150 a -161: Areniscas.
-161 a -165: Areniscas de grano muy fino y lutitas.
-165 a -176: Areniscas. Aparecen formando tres secuencias. Presentan contactos graduales.
-176 a -182: Lutitas.
-182 a -229: Areniscas. Incluyen niveles de lutitas de 1 m de espesor.
-229 a -235: Areniscas.
-235 a -241: Lutitas, en ocasiones arenosas.

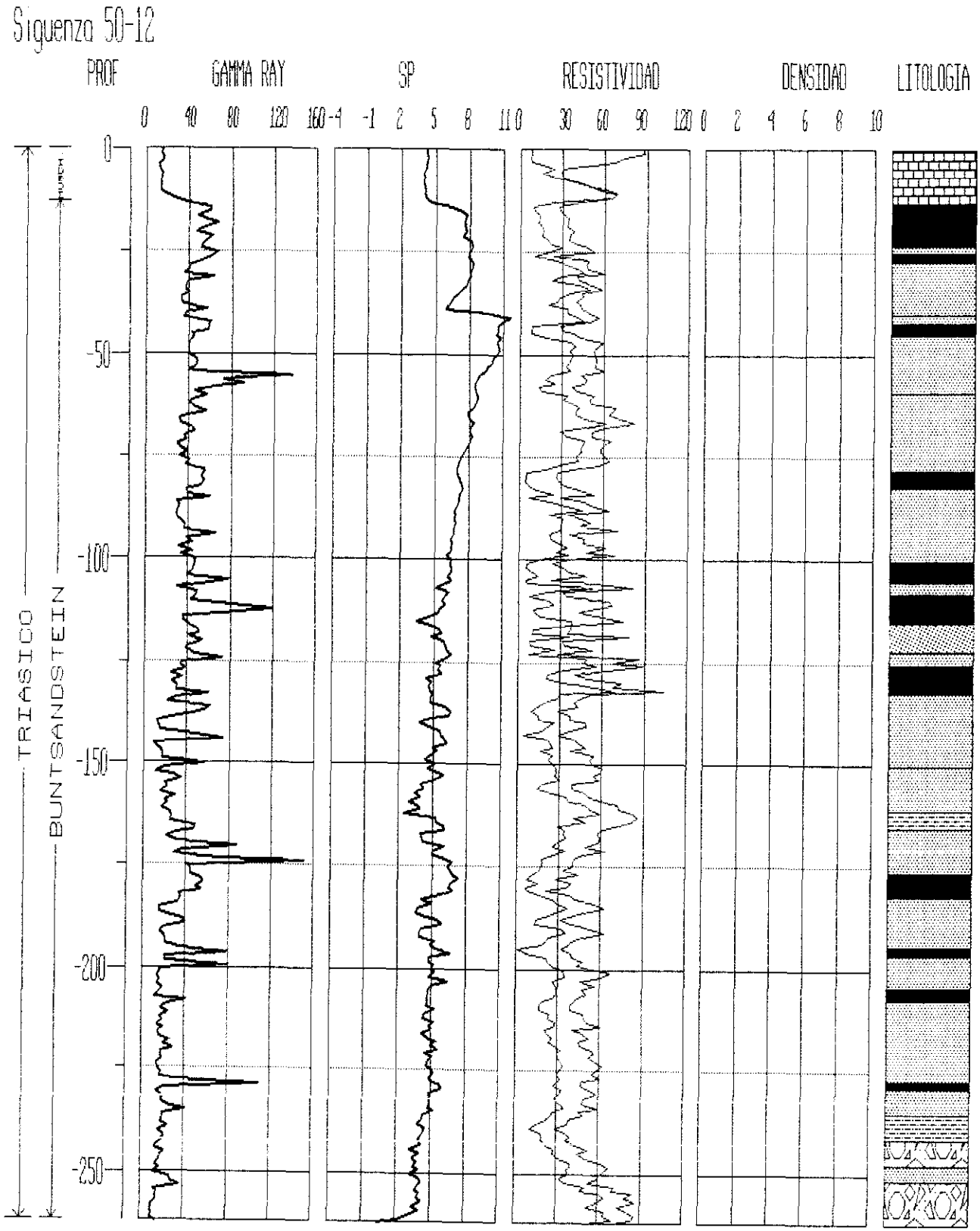


Fig. 112: Composición de diagrafías y columna litológica interpretada para el sondeo Sigüenza 50-12 (JEN, 1980).

-241 a -247: Conglomerados.
-247 a -251: Areniscas con cantos.
-251 a -262: Conglomerados.

Las facies atravesadas por el sondeo, son similares a las que constituyen la parte superior del Buntsandstein en el Anticlinal de Riba de Santiuste. Se reconocen dos intervalos de secuencias litológicas semejantes a las observadas en las unidades empleadas en el Anticlinal de Riba de Santiuste. De base a techo son las siguientes:

- -262 a -78: Areniscas y lutitas. Asimilables a A6, se interpreta un nivel de nódulos carbonatados, de posible origen edáfico, en posición muy similar a la que ocupa un nivel semejante en la unidad A6.

- -78 a -13: Alternancia de areniscas y lutitas, corrlacionables con A7.

Al igual que el sondeo Sigüenza 44-3, este sondeo ha sido empleado tanto para la realización de correlaciones con otras áreas, como para los cálculos relacionados con la cuantificación de la subsidencia.

APENDICE III

En este apéndice se incluyen los gráficos de paleocorrientes realizados a partir de los datos recogidos en el campo. Las medidas se han efectuado en imbricación de cantos, estratificación cruzada planar, estratificación cruzada de surco, lineación primaria de corriente (tanto en laminación paralela como en estratificación cruzada de surco de gran tamaño) y en "ripples".

Las paleocorrientes se han situado, en un primer paso, en aquellos niveles donde fueron tomadas. Estos datos aparecen reflejados tanto en los gráficos de análisis sedimentológico de los materiales (apartado 4.4. del capítulo 4), como en la representación gráfica de las columnas levantadas (apendice II). En la representación de las columnas se aprecia especialmente bien la variación en la vertical en la dirección de la corriente.

Posteriormente los datos fueron tratados para su representación gráfica y calculo estadístico, con el programa ROSE de ROCKWARE INCORPORATED.

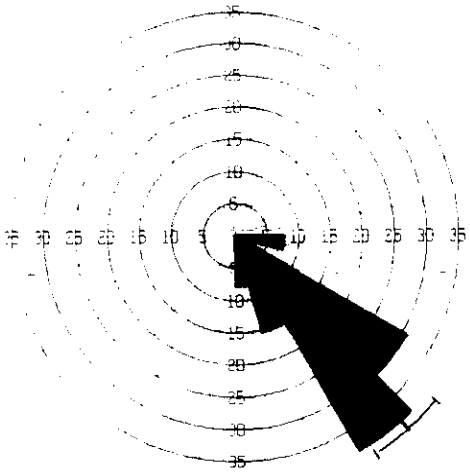
El programa "Rose" analiza orientaciones y obtiene una representación gráfica de las misma en forma de diagrama de rosas. Los datos de partida son unidireccionales y se representan siguiendo "el método de Frecuencia". En este método la longitud del pétalo representado es proporcional al porcentaje

total de medidas que se encuentra en el intervalo definido para el pétalo. Se obtiene también un vector mayor que representa la lectura media de las paleocorrientes representadas.

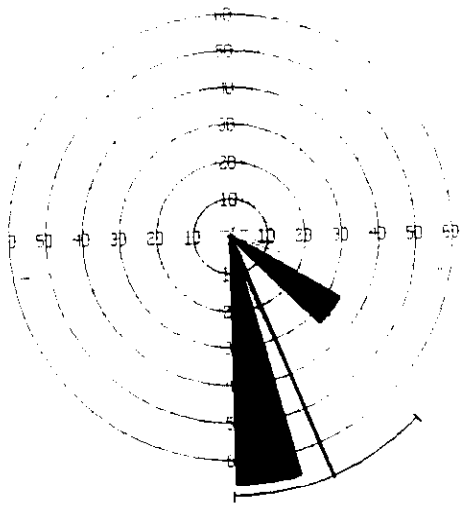
Por último, señalaremos que el programa, considera al efectuar la representación gráfica, los valores de desviación estándar (DS) y el intervalo de confianza (IC).

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos mediante el uso de este programa, son los que se incluyen en este apéndice. En primer lugar se han representado gráficamente el total de paleocorrientes medias en cada unidad y columna (figuras 113 a la 120), con un valor de intervalo de clases de 15º. Posteriormente se ha represento el total de paleocorrientes por unidad con un valor de intervalo de 10º (figs. 121, 122 y 123).

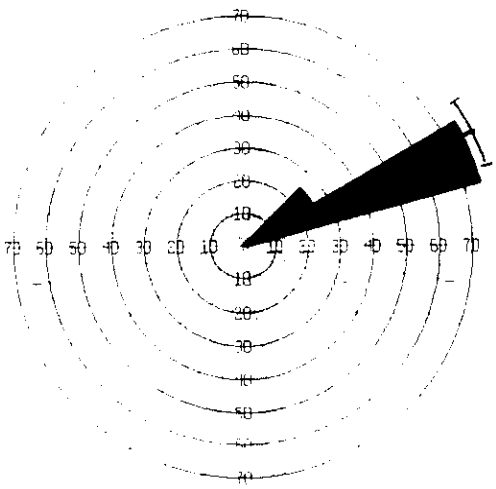
ALCOLEA DE LAS PENAS C



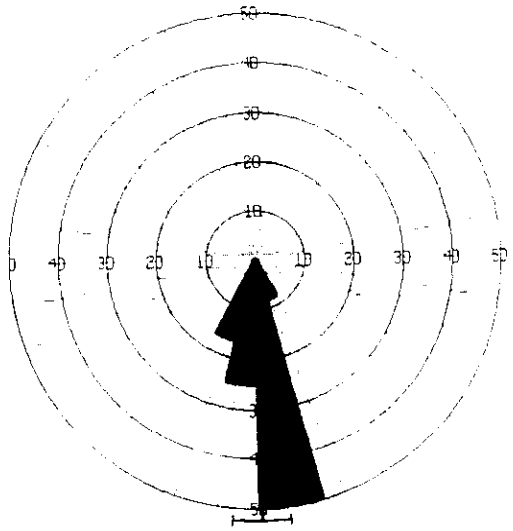
RIBA DE SANTIUSTE C



CABEZA GORDA C



ARROYO DEL AGUA C



RIO ALCOLEA-1 C

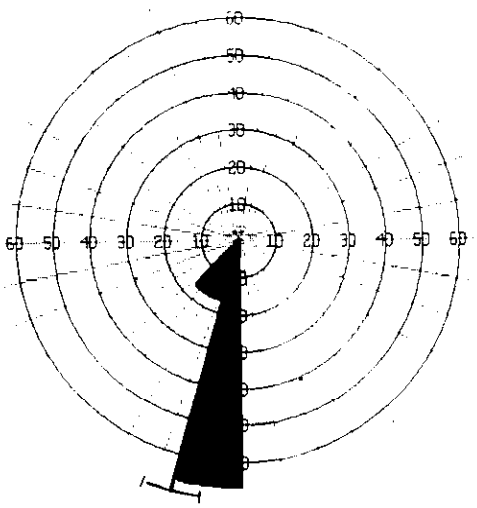
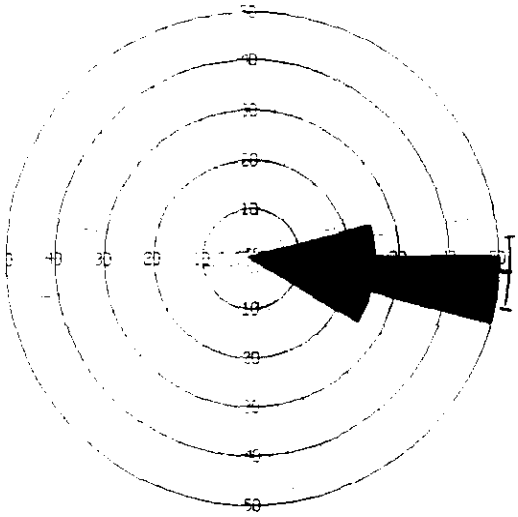
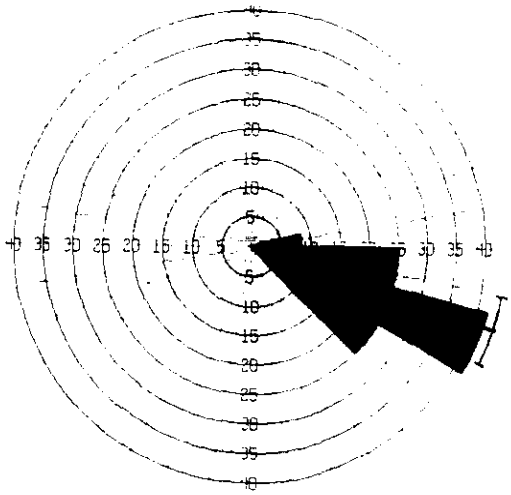


Fig. 113: Diagramas de palocorrientes de la unidad C en distintas columnas del área estudiada

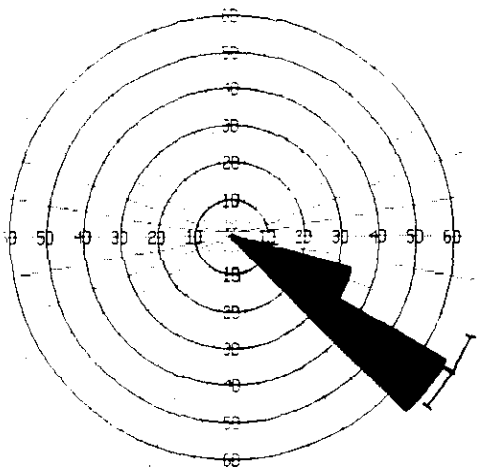
ALCOLEA DE LAS PEÑAS A1



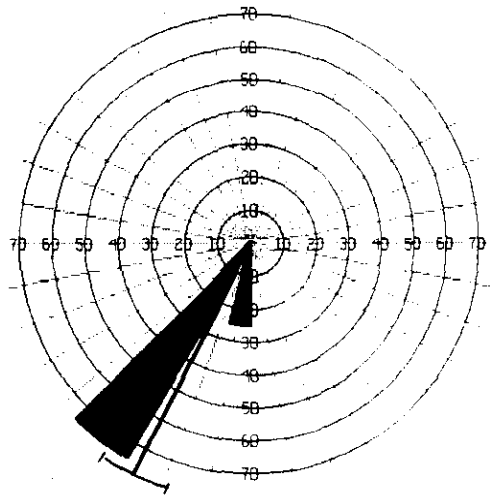
RIBA DE SANTIUSTE A1



MAJADA BLANCA A1



CABEZA GORDA A1



ARROYO DEL AGUA A1

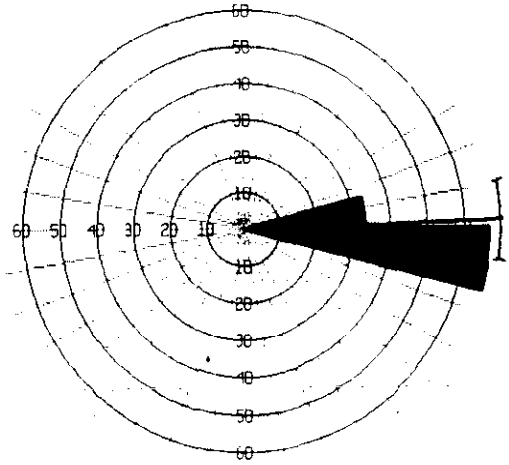
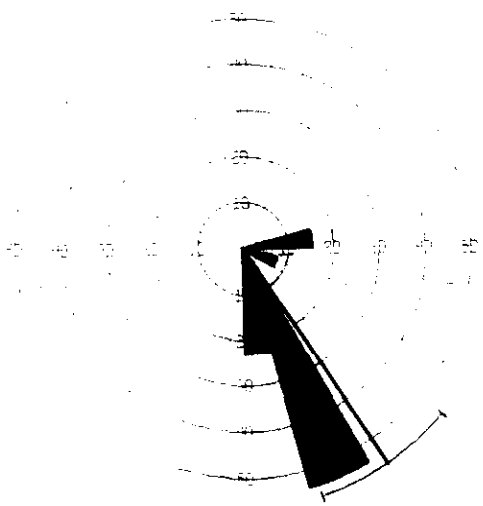
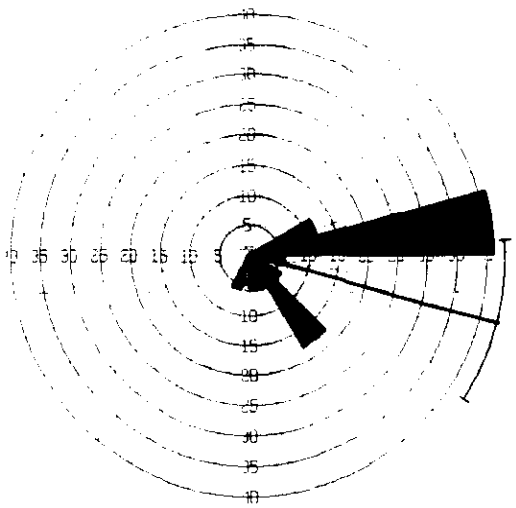


Fig. 114: Diagramas de palocorrientes de la unidad A1 en distintas columnas del área estudiada

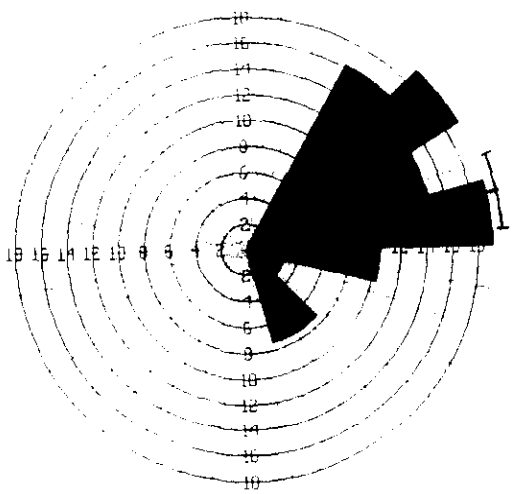
VALDEARCOS A2



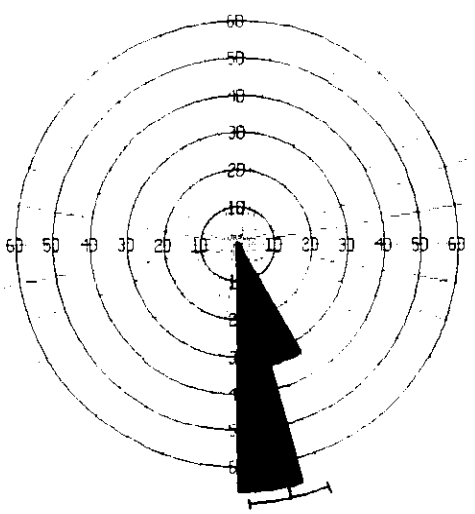
C. LA VIÑA A2



RIBA DE SANTIUSTE A2



MAJADA BLANCA A2



E. CABEZA GORDA A2

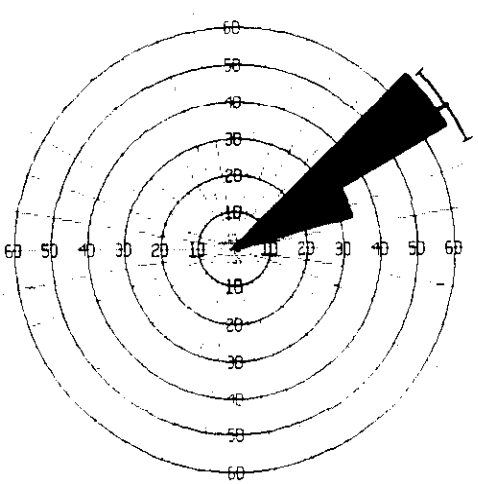
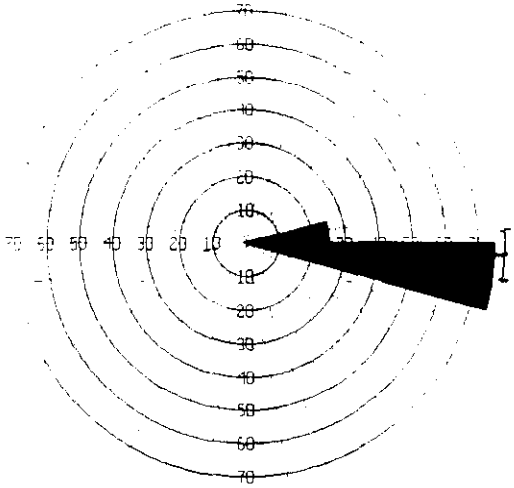
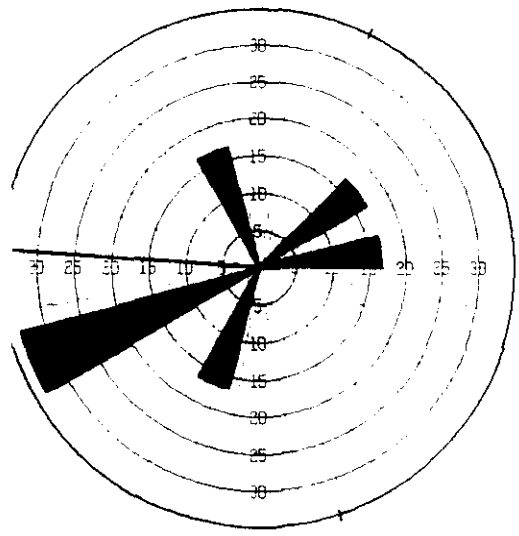


Fig. 115: Diagramas de paleocorrientes de la unidad A2 en distintas columnas del área estudiada

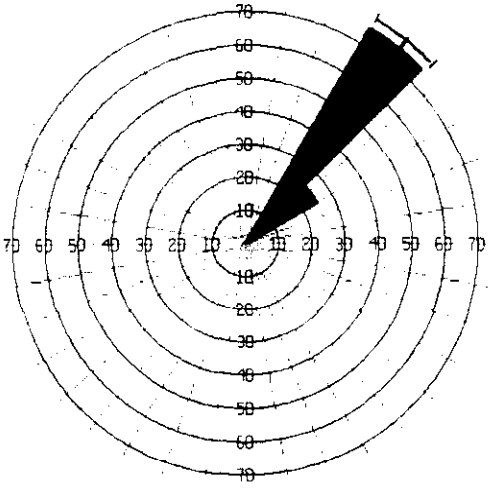
VALDEJUDIOS A3



ALCOLEA DE LAS PEÑAS A3



C. LA VIÑA A3



RIBA DE SANTIUSTE A3

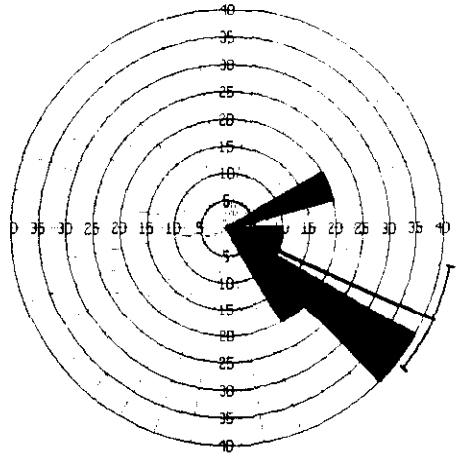
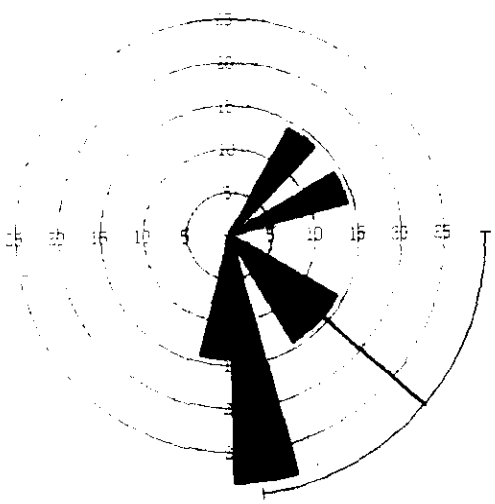
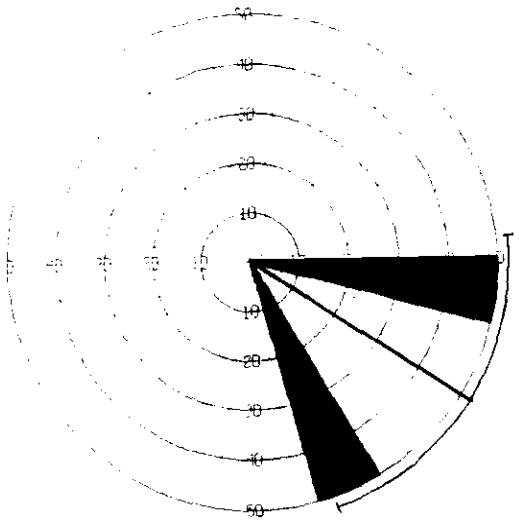


Fig. 116 a: Diagramas de palocorrientes de la unidad A3 en distintas columnas del área estudiada

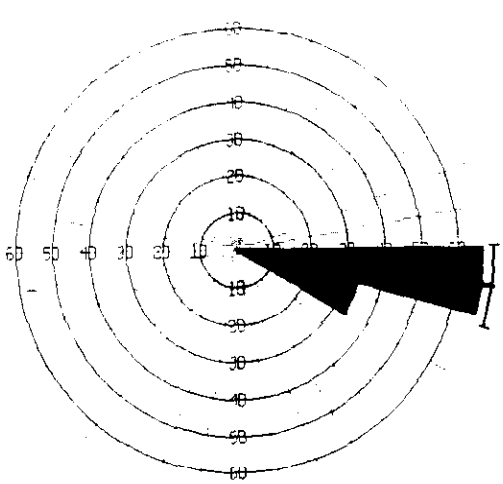
E. MAIADA BLANCA A3



MAIADA BLANCA A3



E. CABEZA GORDA A3



STº DOMINGO A3

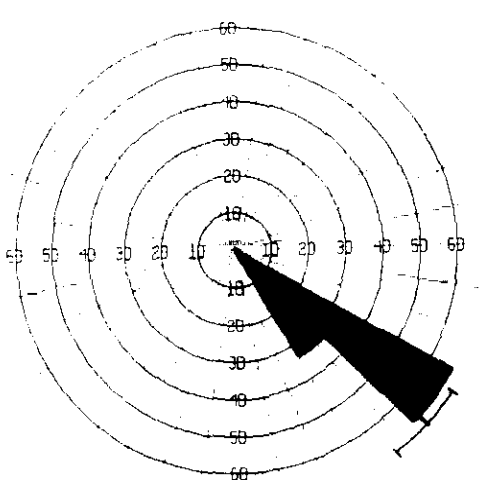
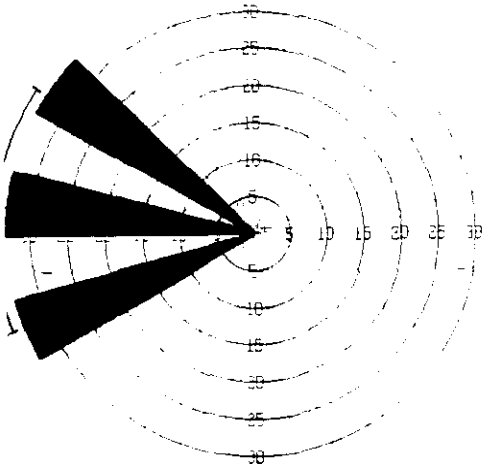
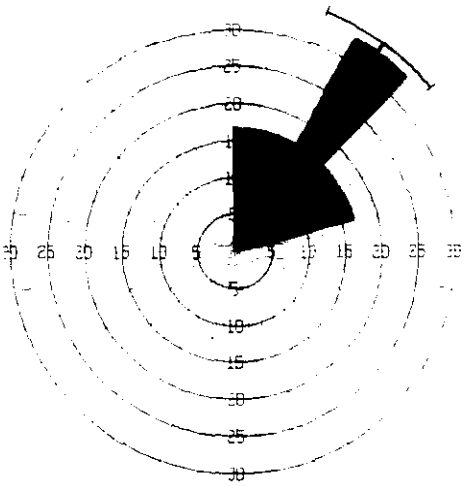


Fig. 116 b: Diagramas de palocorrientes de la unidad A3 en distintas columnas del área estudiada

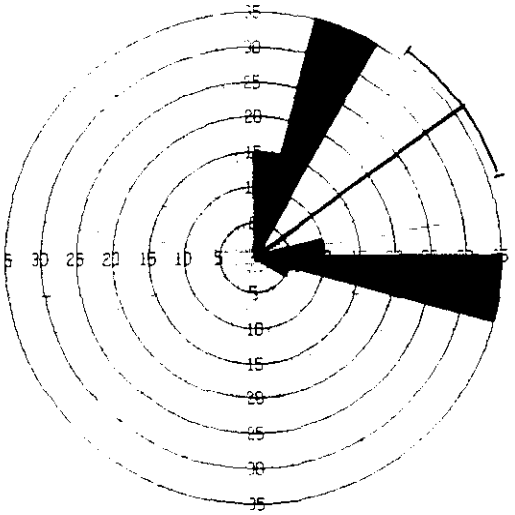
PEÑA HERMOSA A4



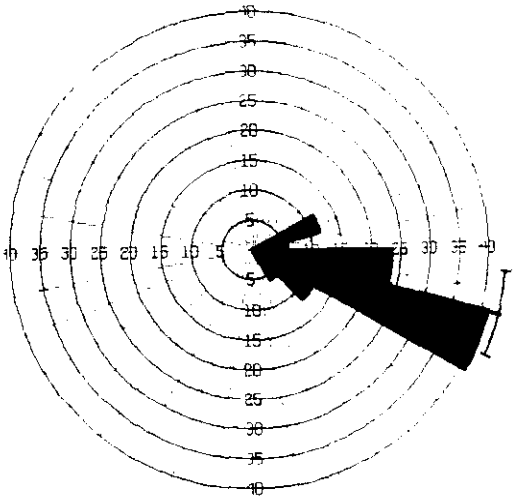
VALDEARCOS A4



C. LA VIÑA A4



RIBA DE SANTIUSTE A4



C. VALDIVIA A4

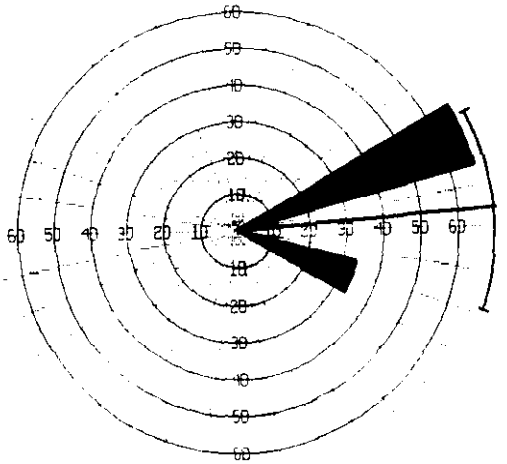
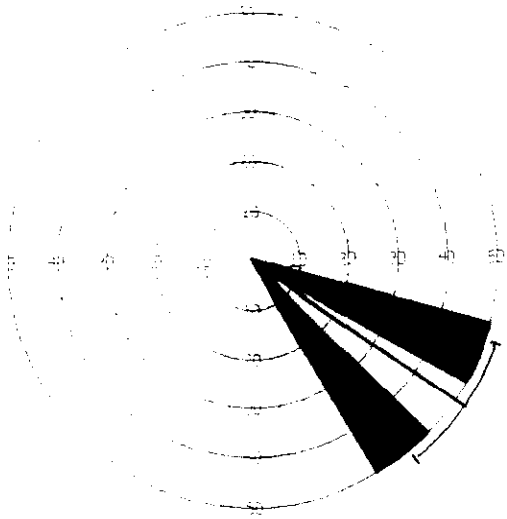
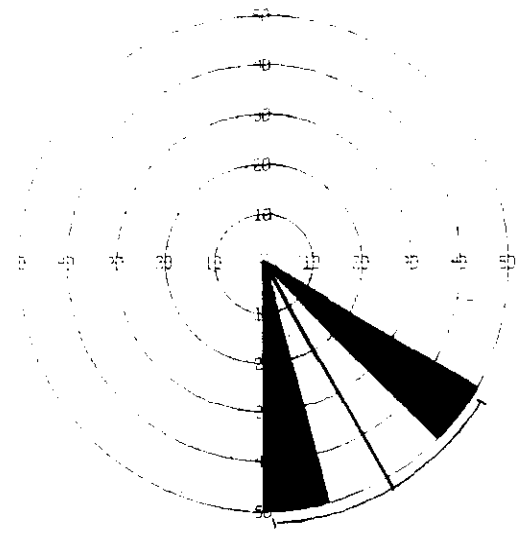


Fig. 117 a: Diagramas de palocorrientes de la unidad A4 en distintas columnas del área estudiada

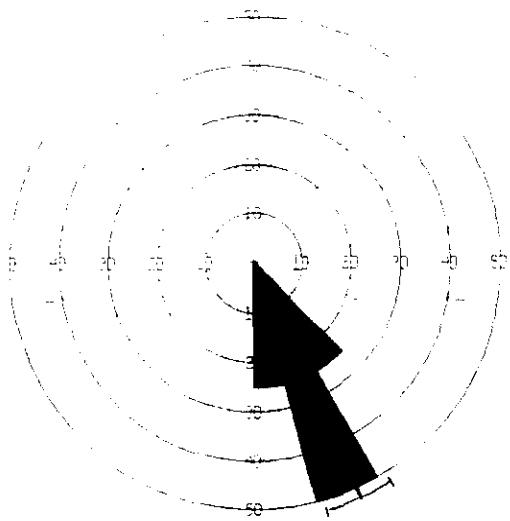
CABEZA GORDA A3-A4



STº DOMINGO A4



RIO ALCOLEA-2 A4



RIO ALCOLEA-1 A4

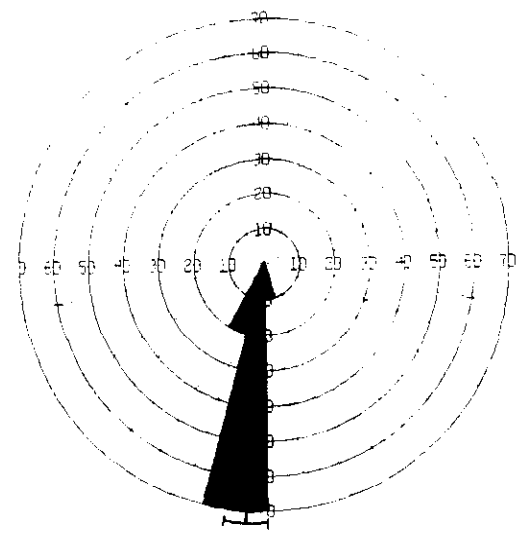
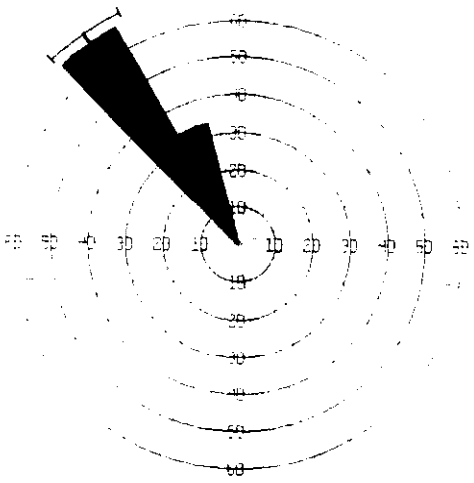
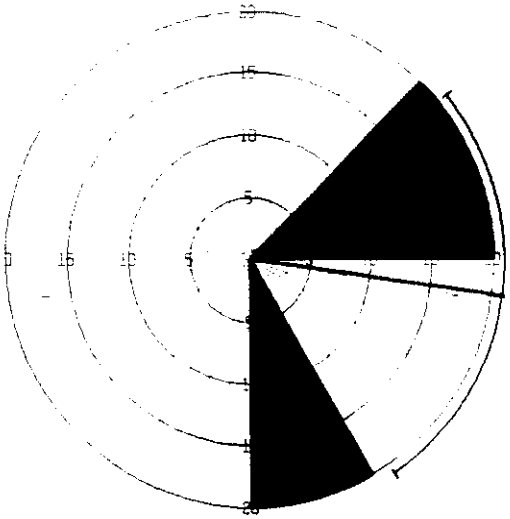


Fig. 117 b: Diagramas de palocorrientes de la unidad A4 en distintas columnas del área estudiada

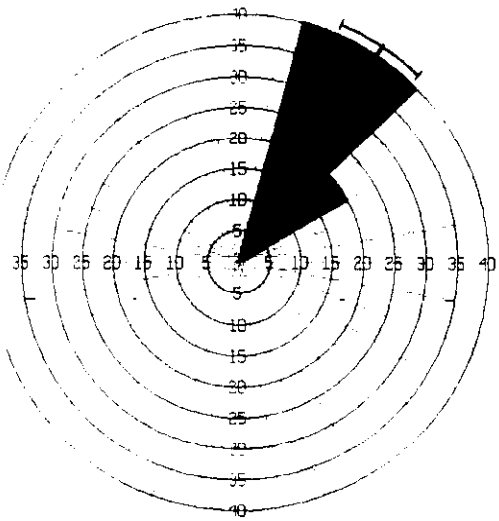
PEÑA HERMOSA A5



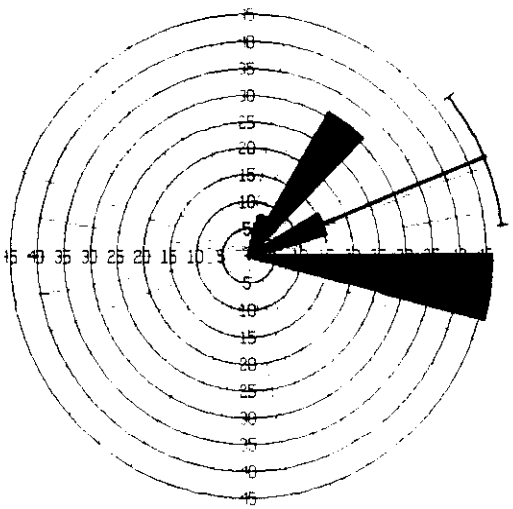
ALCOLEA DE LAS PEÑAS A5



VALDEARCOS A5



C. LA VIÑA A5



RIBA DE SANTIUSTE A5

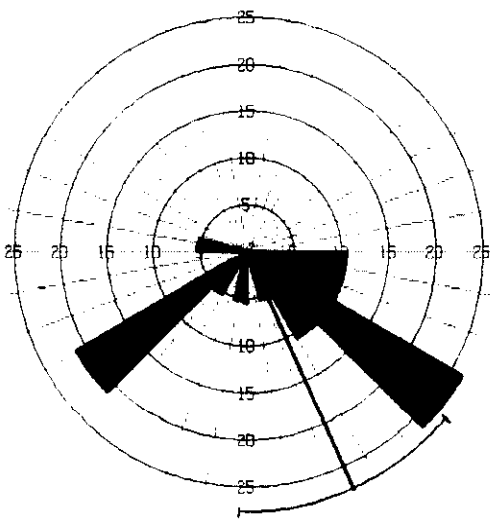
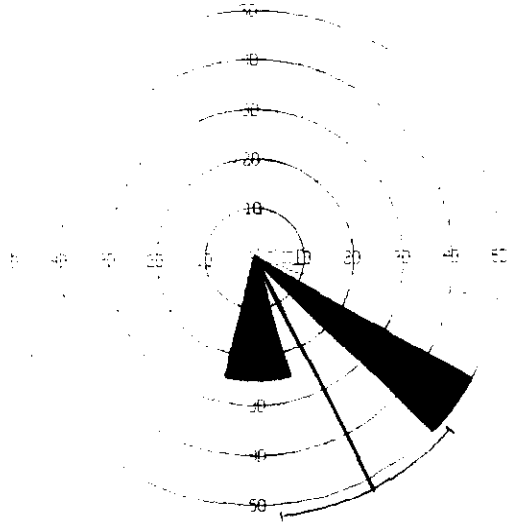
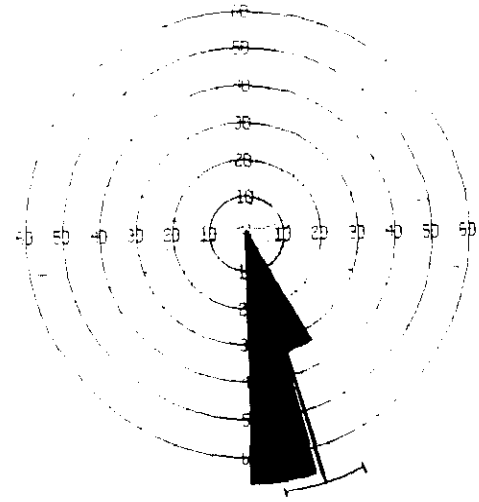


Fig. 118 a: Diagramas de paleocorrientes de la unidad A5 en distintas columnas del área estudiada.

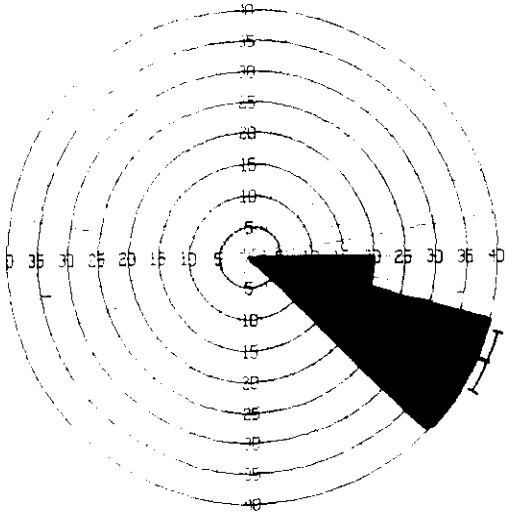
C. LAS CANTERAS A5



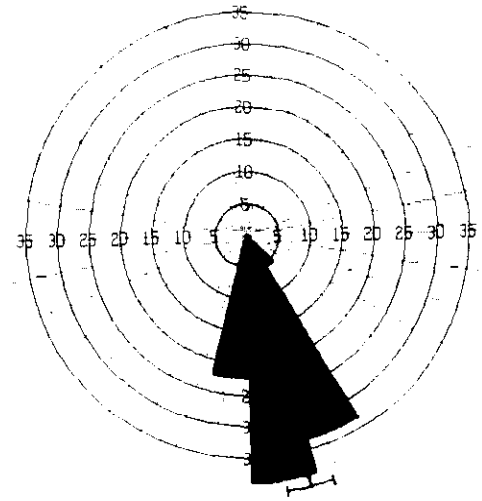
MAIADA BLANCA A5



CABEZA GORDA A5



RIO ALCOLEA-2 A5



RIO ALCOLEA-1 A5

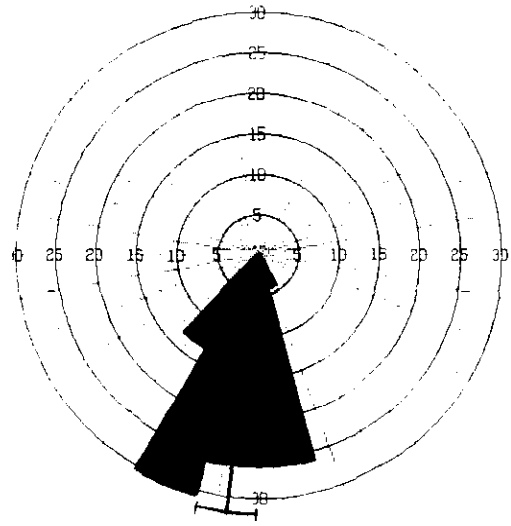
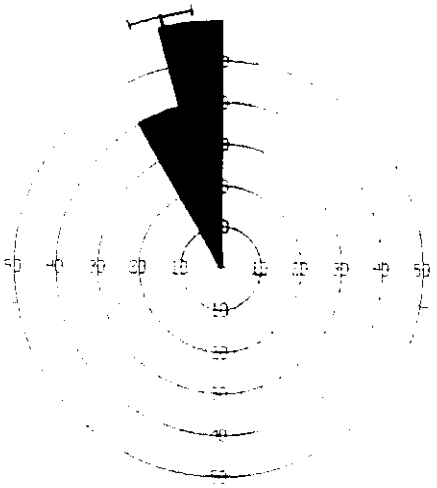
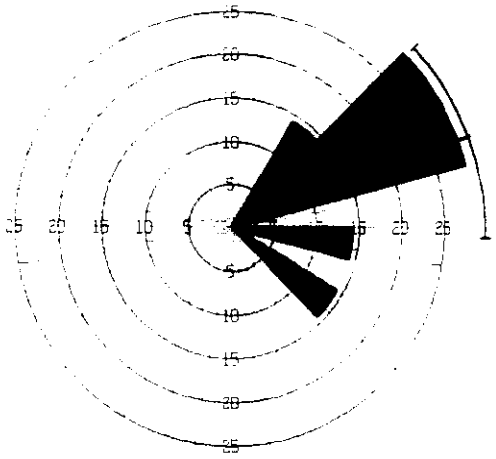


Fig. 118 b: Diagramas de palocorrientes de la unidad A5 en distintas columnas del área estudiada

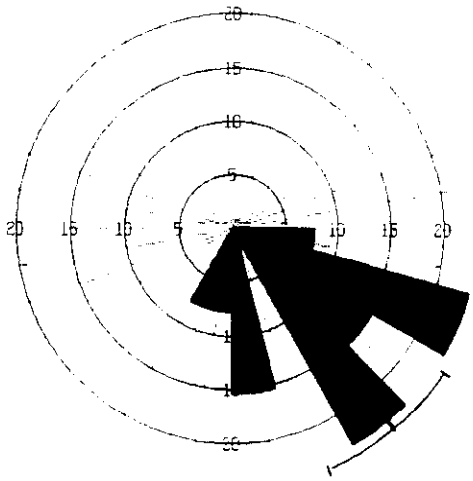
PEÑA HERMOSA A6



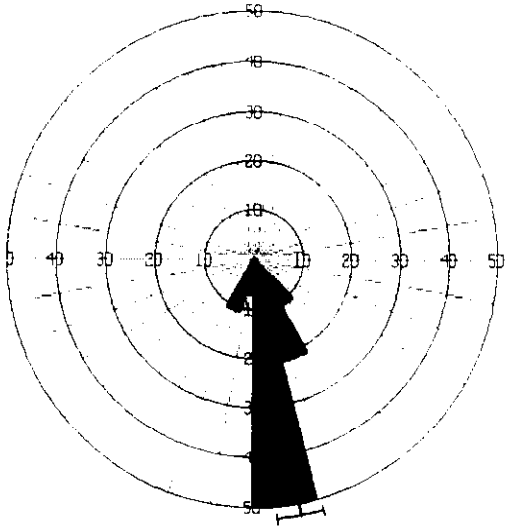
VALDEJUDIOS A6



ALCOLEA DE LAS PEÑAS A6



VALDEARCOS A6



C. LA VIÑA A6

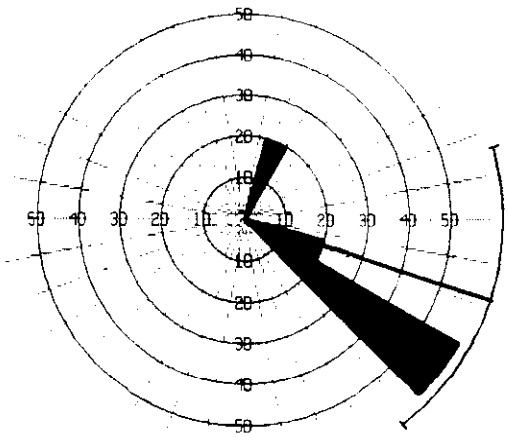
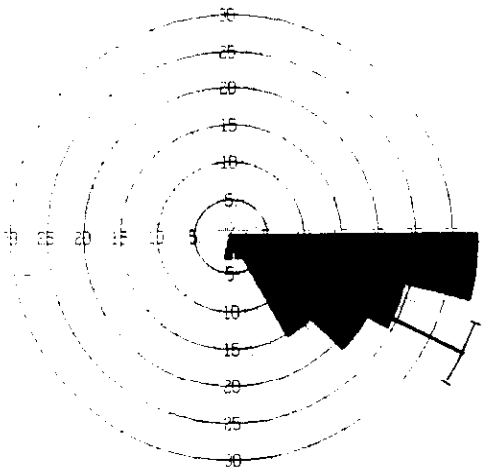
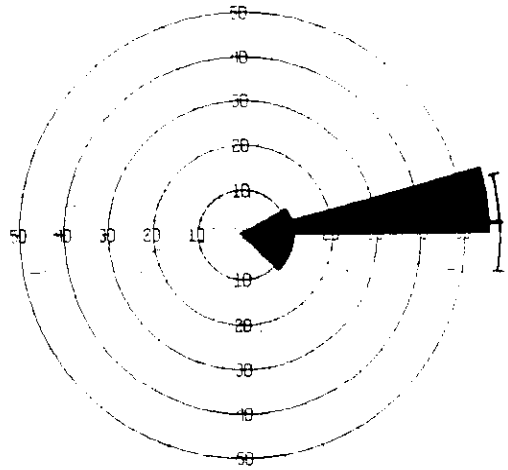


Fig. 119 a: Diagramas de palocorrientes de la unidad A6 en distintas columnas del área estudiada

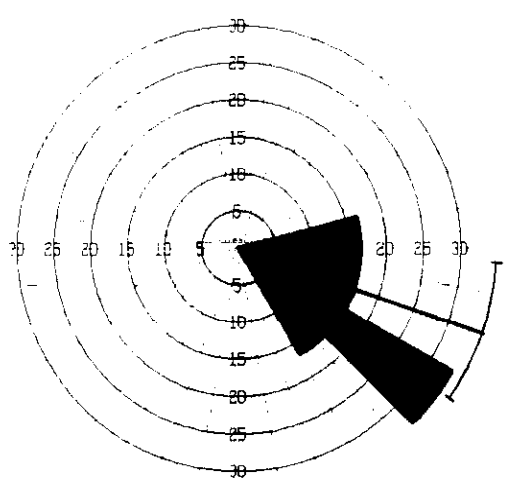
RIBA DE SANTIUSTE A6



C. VALDIVIA A6



C. LAS CANTERAS A6



CABEZA GORDA A6

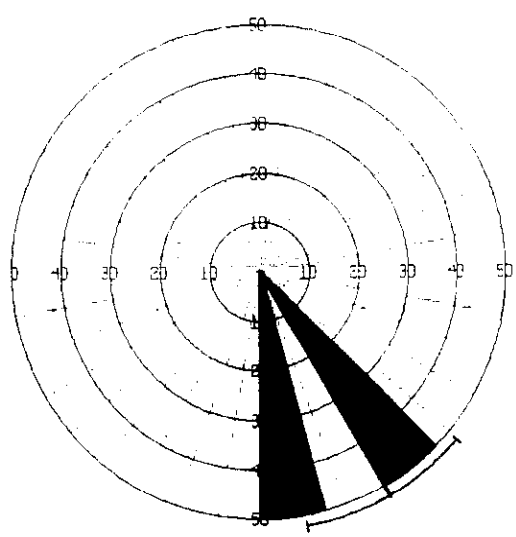
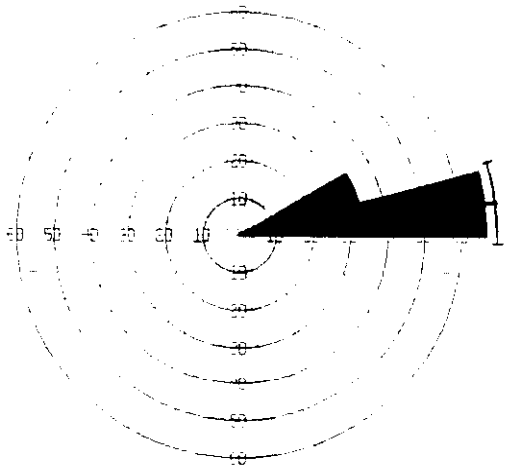
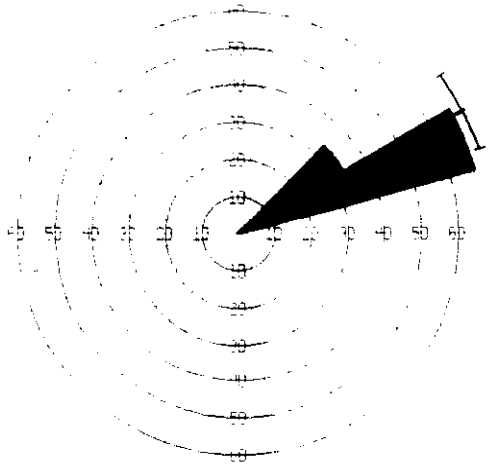


Fig. 119 b: Diagramas de palocorrientes de la unidad A6 en distintas columnas del área estudiada

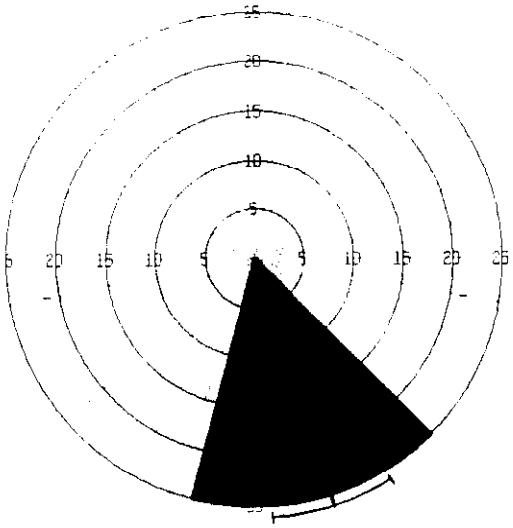
ARROYO DEL AGUA A6



STº DOMINGO A6



RIO ALCOLEA-2 A6



RIO ALCOLEA-1 A6

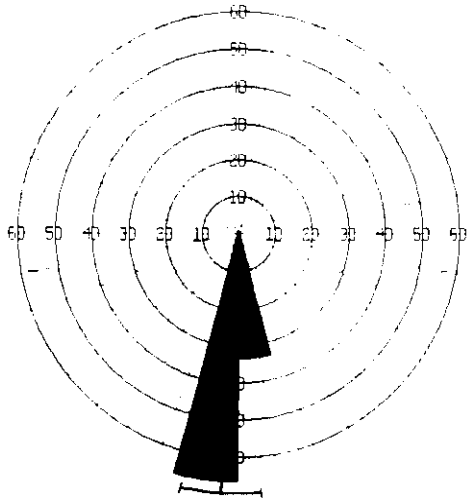
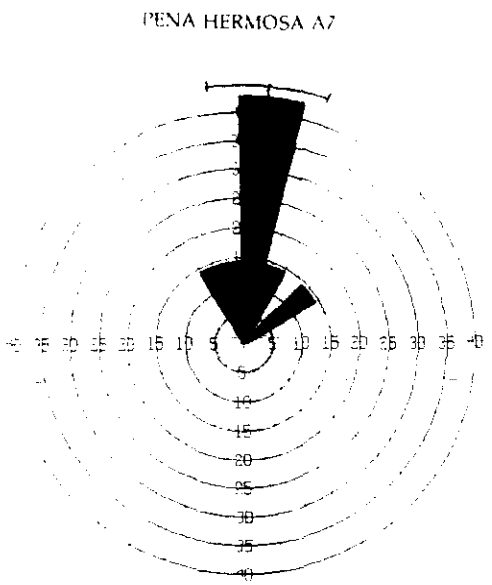
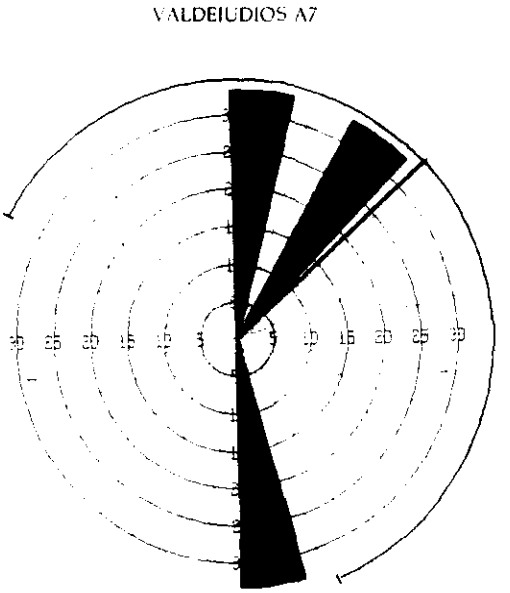
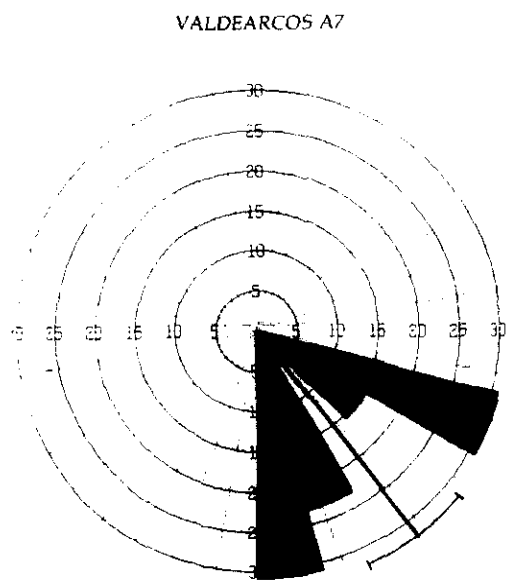


Fig. 119 c: Diagramas de palocorrientes de la unidad A6 en distintas columnas del área estudiada







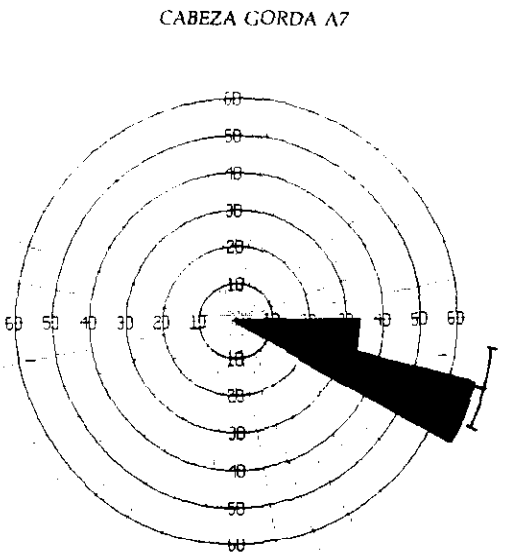
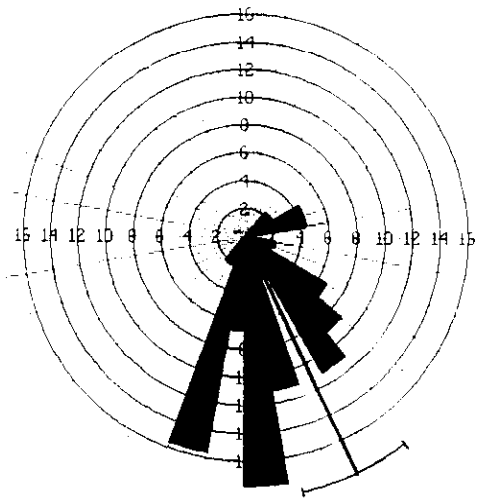
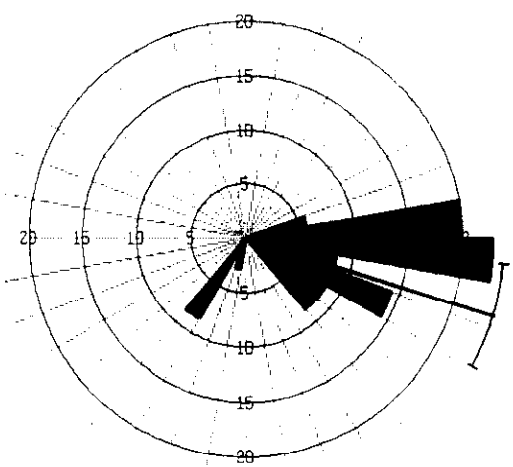


Fig. 120: Diagramas de palocorrientes de la unidad A7 en distintas columnas del área estudiada



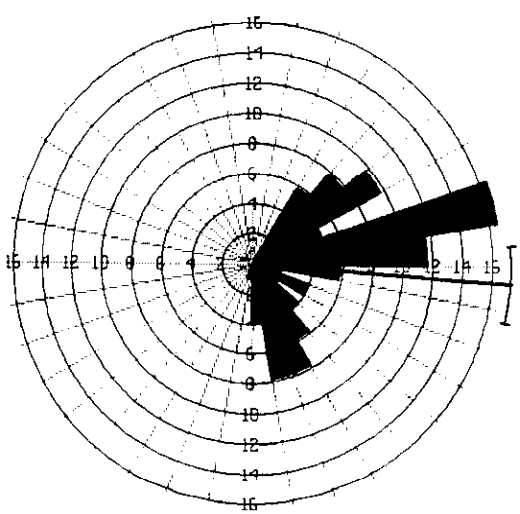
C

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0.0 Degrees
Population	45
Maximum Percentage	17.8 Percent
Mean Percentage	6.7 Percent
Standard Deviation	5.18 Percent
Vector Mean	154.36 Degrees
Confidence Interval	12.52 Degrees
R-mag	0.75



A1

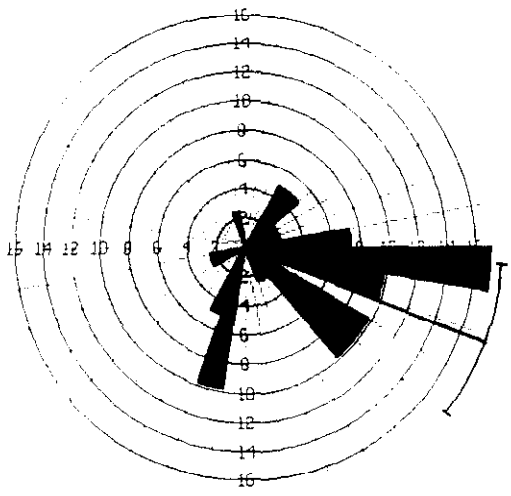
Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0.0 Degrees
Population	35
Maximum Percentage	22.9 Percent
Mean Percentage	11.1 Percent
Standard Deviation	6.62 Percent
Vector Mean	107.33 Degrees
Confidence Interval	11.83 Degrees
R-mag	0.82



A2

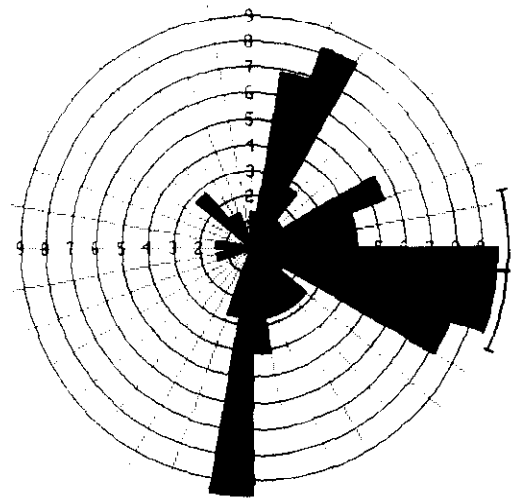
Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0.0 Degrees
Population	103
Maximum Percentage	16.5 Percent
Mean Percentage	6.3 Percent
Standard Deviation	3.98 Percent
Vector Mean	93.93 Degrees
Confidence Interval	8.52 Degrees
R-mag	0.74

Fig. 121: Diagramas de síntesis de paleocorrientes para las unidades C, A1 y A2



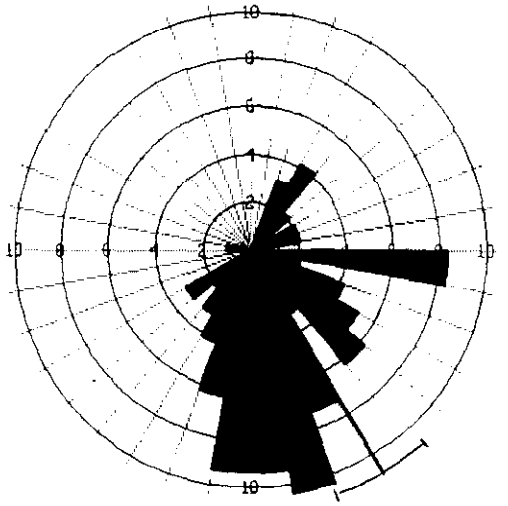
A3

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0 0 Degrees
Population	41
Maximum Percentage	17 1 Percent
Mean Percentage	5 6 Percent
Standard Deviation	4 17 Percent
Vector Mean	111 38 Degrees
Confidence Interval	17 67 Degrees
R-mag	0 62



A4

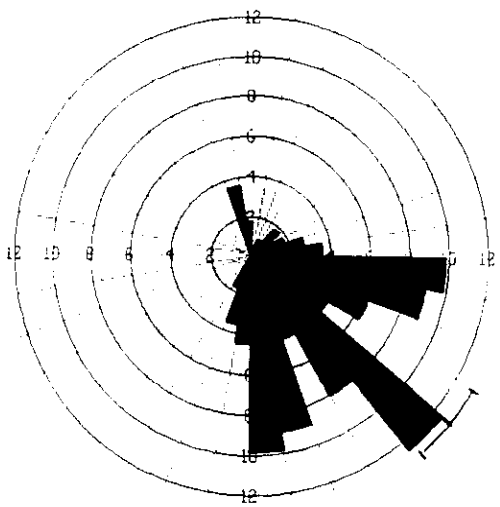
Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0 0 Degrees
Population	73
Maximum Percentage	9 6 Percent
Mean Percentage	4 0 Percent
Standard Deviation	2 93 Percent
Vector Mean	95 20 Degrees
Confidence Interval	18 11 Degrees
R-mag	0 48



A5

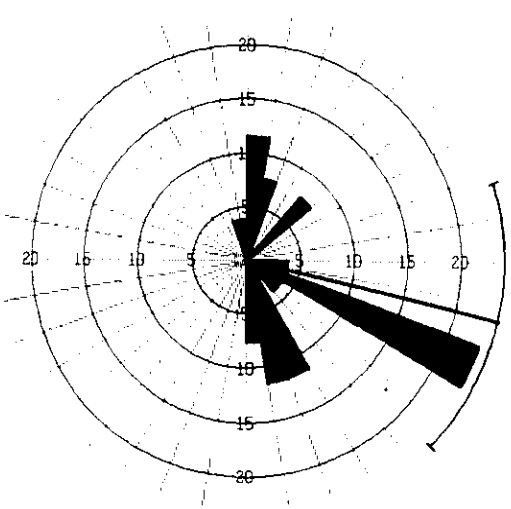
Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0 0 Degrees
Population	96
Maximum Percentage	10 4 Percent
Mean Percentage	4 5 Percent
Standard Deviation	2 87 Percent
Vector Mean	149 09 Degrees
Confidence Interval	11 47 Degrees
R-mag	0 62

Fig. 122: Diagramas de síntesis de paleocorrientes para las unidades A3, A4 y A5



A6

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0 0 Degrees
Population	112
Maximum Percentage	12 5 Percent
Mean Percentage	5 0 Percent
Standard Deviation	3 49 Percent
Vector Mean	129 40 Degrees
Confidence Interval	8 92 Degrees
R-mag	0 70



A7

Calculation Method	Frequency
Class Interval	10 Degrees
Filtering	Deactivated
Data Type	Unidirectional
Rotation Amount	0 0 Degrees
Population	26
Maximum Percentage	23 1 Percent
Mean Percentage	8 3 Percent
Standard Deviation	5 64 Percent
Vector Mean	103 36 Degrees
Confidence Interval	31 14 Degrees
R-mag	0 47

Fig. 123: Diagramas de síntesis de paleocorrientes para las unidades A6 y A7