

El Bundstandstein de los Catalánides: Estratigrafía y procesos sedimentarios

Mariano Marzo Carpio

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE GEOLOGÍA

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA

Y

GEOLOGÍA HISTÓRICA

" EL BUNTSANESTEIN DE LOS CATALANIDES: ESTRATIGRAFÍA Y
PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN "

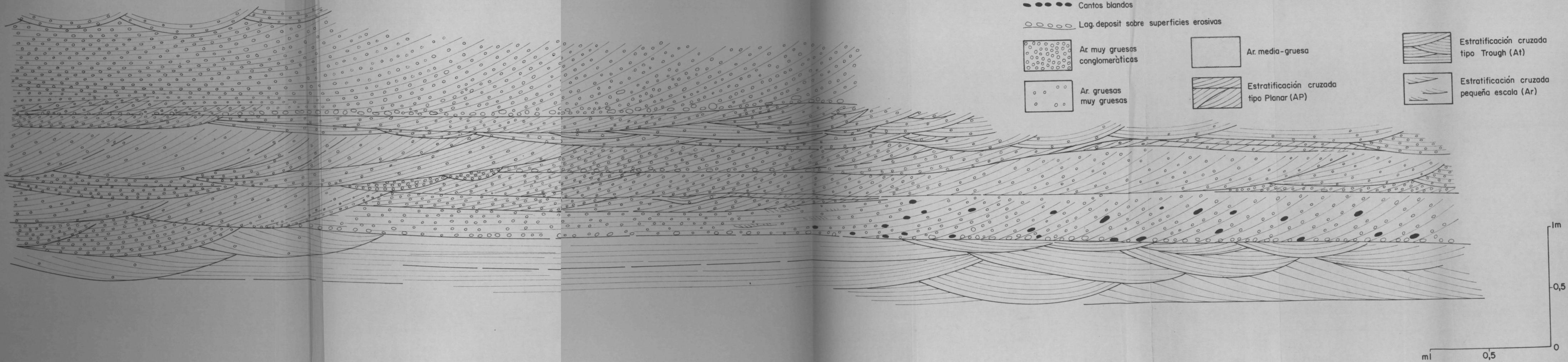
por

Mariano MAPZO CARPIO



Barcelona, Mayo de 1979

Fig.49 Detalle del Tramo inferior de las Areniscas de Eramprunyà. Camino de Sta Maria de Cervelló a Eramprunyà



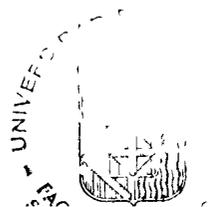
sits, b) una marcada alternancia de las facies Ap y At, frecuentemente interrumpida por algunas superficies de erosión que nos separan diferentes episodios de agradación vertical, y c) la preservación ocasional, en su techo, de un delgado horizonte de areniscas de grano fino a medio (facies Ah y/o Ar).

Aunque de difícil individualización en la mayoría de los casos, las unidades de sedimentación más frecuentes en los citados paquetes consisten en: un set solitario de la facies Ap, un coset de At o Ap (en ocasiones con una ligera tendencia thining y fining upwards), o bien en una serie de secuencias del tipo $At \rightarrow Ap$, $Ap \rightarrow At$ (1); y $Ap \rightarrow Ah$. Más raramente, algunas de estas unidades de sedimentación pueden estar integradas por un set de la facies As, un set de la facies Cp, o por una secuencia del tipo $Cp \rightarrow Ah$ y $Cm \rightarrow Ah$.

e) El Tramo superior:

En comparación con el Tramo inferior, el Tramo superior se caracteriza por una estratificación mucho mejor definida (fig. 48B). Esta se origina como consecuencia de la frecuente preservación de niveles de areniscas de grano fino a muy fino y de lutitas arenosas, entre una serie de paquetes arenosos, similares a los anteriormente descritos pero de menos potencia (0,5 a 1,5 m). De hecho, una primera observación de este tramo permite deducir rápidamente la existencia de una clara ordenación cíclica en su interior. De un modo ideal, cada ciclo (de 0,5 a 2 m de grosor) constaría de dos terminos: a) "paquete arenoso multistorey inferior", b) "conjunto superior de granulometría más fina".

(1) En estas secuencias los cosets de la facies At, están formados por sets cuya altura oscila entre 5 y 10 cms.



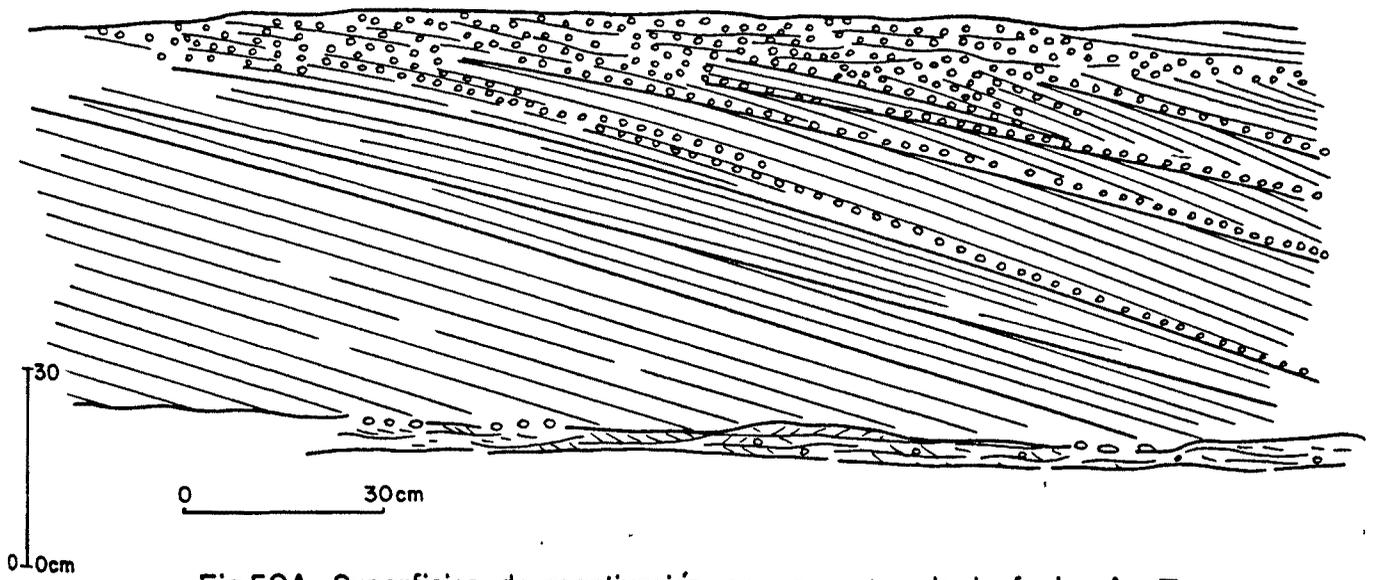


Fig.50A Superficies de reactivación en un set de la facies Ap. Tramo superior de las Areniscas de Eramprunyà

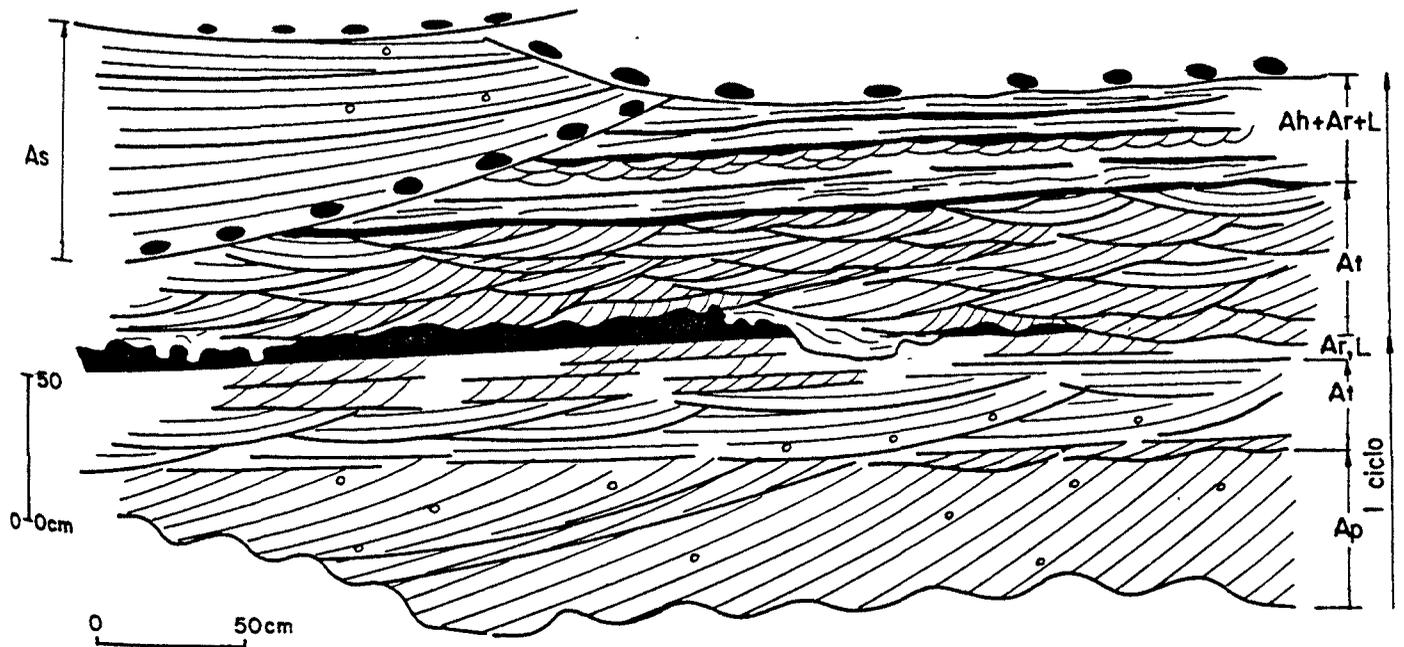


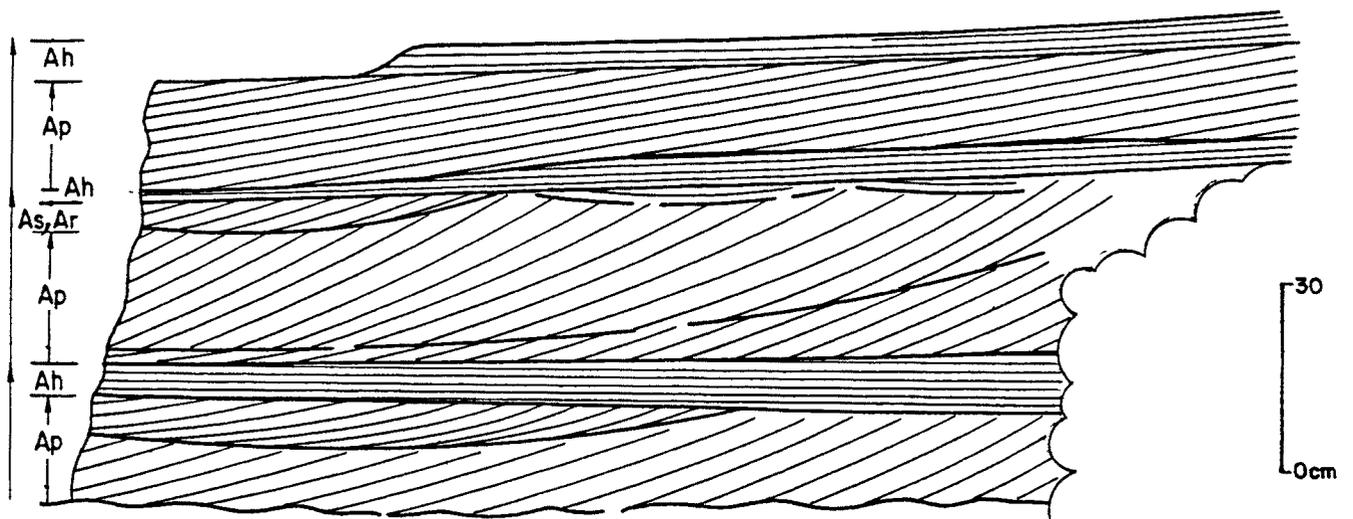
Fig.50B Ciclos y secuencias verticales de facies en el Tramo superior de las Areniscas de Eramprunyà.

Como muestra la fig. 48B, cada uno de los "paquetes arenosos" está fundamentalmente integrado, de manera similar a lo que ocurría en el Tramo inferior, por la asociación vertical de las facies Ap y At. Sin embargo, al margen de que estas facies se presentan bajo una granulometría más fina (fig. 48A), la diferencia fundamental con el anterior tramo estriba en que un buen número de las unidades de sedimentación que constituyen cada paquete (figs. 50B y 51) finalizan mediante una delgada intercalación de las facies Ar, Ah, e incluso Lm. Por lo tanto, en muchos casos, el "paquete arenoso inferior" puede considerarse integrado por una o varias secuencias del tipo: At → Ar, Ah, Lm; y Ap → Ar, Ah, Lm (1) (el grosor de estas secuencias varía entre 30 y 50 cms). Únicamente en algunos casos, estos paquetes pueden consistir en una marcada alternancia de niveles poco potentes (10-25 cms) y lateralmente muy extensos en las facies Ah y Ar, o bien intercalar alguna unidad de sedimentación formada por un set de la facies As.

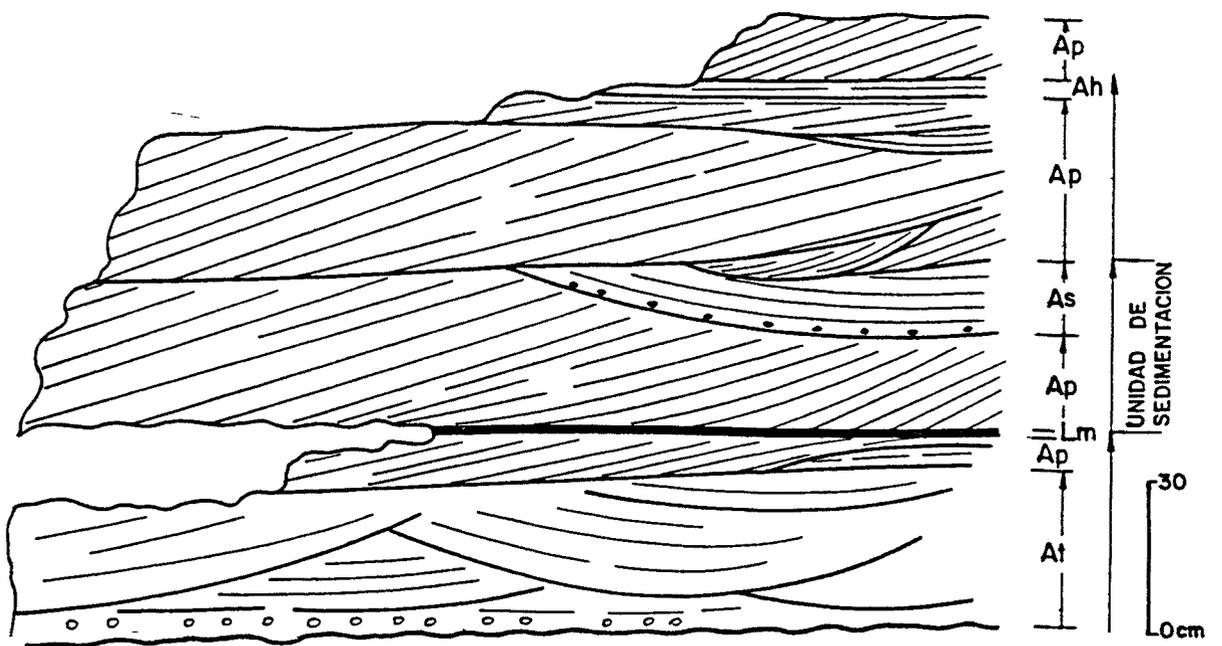
El "conjunto superior de granulometría más fina" se superpone, con un contacto relativamente brusco, sobre el "paquete inferior". Dicho conjunto suele estar formado por delgadísimos horizontes (5 a 20 cms) de areniscas de grano fino-lutíticas, en las facies Ar y/o Ah, y también por una alternancia de ambas facies con lutitas arenosas (facies Lm).

Aunque muy frecuentemente erosionado en su totalidad por el "paquete inferior", el "conjunto superior" se caracteriza por una extensión lateral similar a la de dichos paquetes (10 a 50 m) y, por consiguiente, mucho mayor que la de los diversos storeys que forman parte de estos últimos. Las dimensiones observadas para algunos storeys de base claramente acanalada, oscilan entre los 3 y los 5 m de anchura, por 20 a 50 cms de profundidad.

(1) Las facies entre comas son alternativas: pueden presentarse juntas o separadas. Asimismo, debe destacarse que en estas secuencias la facies Lm (integrada por areniscas lutíticas) es muy poco frecuente.



0 30cm



0 30cm

Fig.5l Secuencias verticales de facies en los "paquetes arenosos".
Tramo superior de las Aren. de Eramprunyà.

La parte más superior de este tramo (fig. 47) puede considerarse de tránsito a las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall. En este intervalo de tránsito (de unos 10 m) la sucesión litológica sigue presentando una ordenación cíclica análoga a la que acabamos de describir, aunque el "paquete inferior" intercala frecuentes niveles lenticulares formados por lutitas arenosas o por notables acumulaciones de cantos blandos y el "conjunto superior" presenta un carácter más lutítico y una mayor potencia (hasta 1 m).

f) Paleocorrientes:

El estudio de las propiedades direccionales de las Areniscas de Eramprunyà se ha efectuado en tres lugares (fig. 52): en los alrededores de Bruguers-Castell de Eramprunyà, en La Màxina

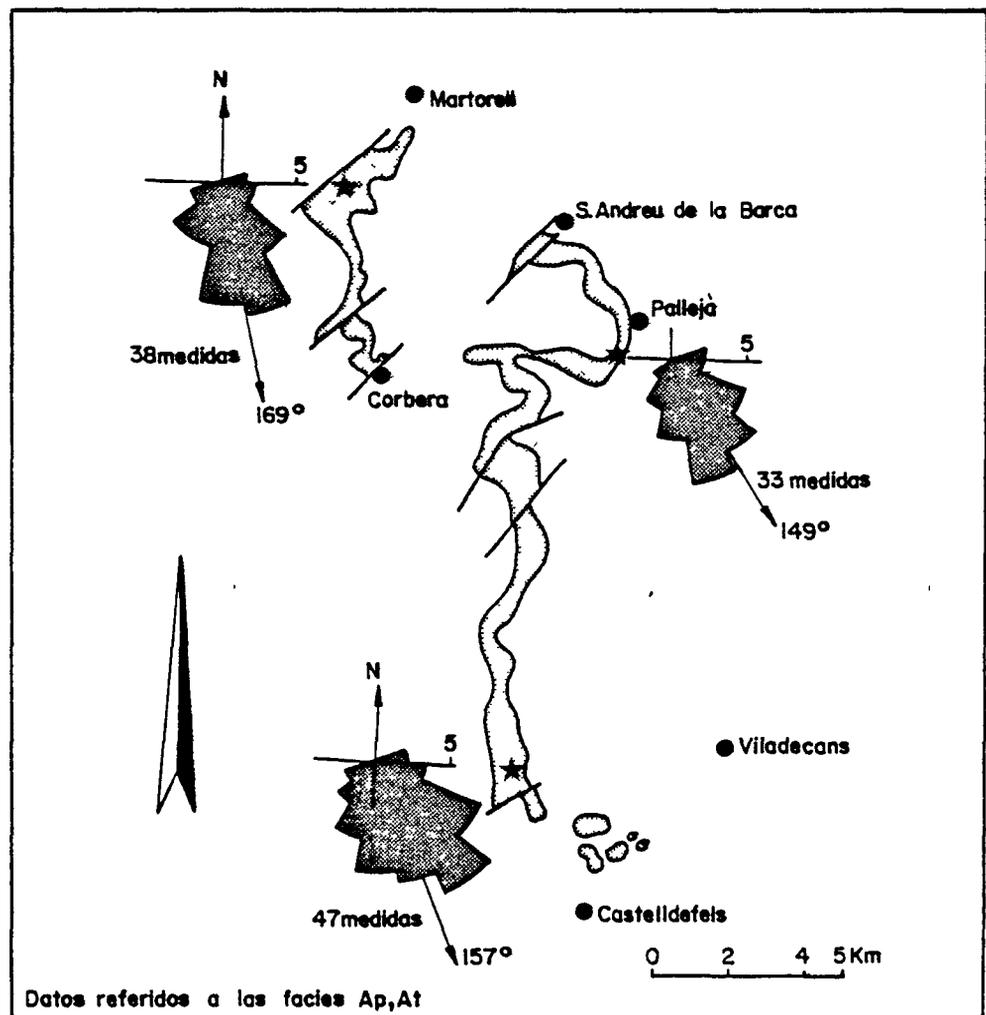


Fig. 52.- Diagramas de paleocorrientes para las Areniscas de Eramprunyà (ver fig. 6).

(Pallejà) y en las canteras situadas entre los kms 1,5 y 3 de la carretera de Martorell a Castellví de Rosanes.

Como muestran los diagramas elaborados para cada uno de estos lugares, el vector medio nos señala un sentido de aporte dominante hacia el SSE (150º a 170º), observándose una dispersión de $\pm 90^\circ$ respecto a dichos valores medios. Esta dispersión no solo se origina como consecuencia de que cada diagrama integra datos obtenidos en lugares algo separados en el espacio y en diferentes posiciones dentro de la sucesión (Tramo inferior y superior), sino que también refleja las divergencias existentes en el seno de un mismo paquete arenoso. De esta forma, es frecuente observar como los sets de la facies Ap que se superponen a un coset de la facies At, se orientan a $\pm 90^\circ$ respecto a la dirección de estos últimos, o como dos sets superpuestos de la facies Ap presentan unas propiedades direccionales divergentes en casi 120º.

g) Interpretación sedimentológica:

Según nuestra interpretación, las Areniscas de Eramprunyà fueron depositadas por corrientes entrelazadas con un material de lecho esencialmente arenoso (sandy dominant braided systems; RUST 1978). Para poder justificar mejor esta interpretación, vamos a ocuparnos en primer lugar del Tramo superior.

El tipo de asociación y de sucesión vertical de facies, así como el tipo de ordenación cíclica de dicho Tramo, encajan perfectamente con las descritas en el modelo de "tipo South Saskatchewan" (CANT y WALKER, 1978; CANT, 1978; MIALL, 1978). Por comparación con este modelo, el "paquete arenoso" de cada ciclo lo interpretamos como depósitos originados mediante una neta acreción vertical en el canal principal del sistema (canal de primer orden en la terminología de WILLIAMS y RUST, 1978b), mientras que el "conjunto superior" agruparía a los materiales depositados en la llanura de inundación o en porciones temporalmente inactivas del sistema. De acuerdo con CAMPBELL (1976) y CANT (1978), la superposición cíclica de ambos tipos de depósitos, puede originarse por una continua agra-

dación vertical de la totalidad del sistema aluvial, combinada con una constante migración lateral del mismo.

Basándonos en los datos suministrados por numerosos autores (1) y en el tipo de asociación de facies que caracteriza a los "paquetes arenosos" (At y Ap dominantes; Ah, Ar, As y Lm, subordinadas) los principales procesos deposicionales que habrían operado en el lecho de la corriente serían: la migración de trenes de dunas sobre el fondo de los canales (cosets de la facies At) y la migración de barras arenosas o de sand waves (sets o cosets de Ap). En las corrientes entrelazadas del tipo que analizamos, ambos procesos parecen desarrollarse de forma preferente durante las épocas de flujo alto e intermedio, aunque (como se ha indicado en IV.2.b.1) las barras arenosas pueden seguir migrando durante periodos de flujo relativamente más bajos, siempre que estén cubiertas por una pequeña lámina de agua. De todas formas, durante estos últimos periodos, los principales procesos deposicionales habrían consistido en: la sedimentación de delgados sets de la facies Ah, mediante corrientes de alta velocidad y de escasa profundidad que discurrieran sobre un fondo plano (p.e. sobre el techo de las barras) la incisión y el relleno de una serie de pequeños surcos y canales (facies As); la migración de trenes de ripples sobre el techo de las barras o sobre el fondo de canales poco profundos (facies Ar); la erosión de los márgenes de aquellas barras arenosas parcialmente emergidas (formación de superficies de reactivación); y la deposición, a partir de aguas prácticamente estancadas, de pequeños niveles de areniscas lutíticas o de lutitas arenosas (facies Lm). La existencia de este último proceso, puede deducirse por la preservación ocasional de delgados lentejones de la facies Lm en el seno de algunos "paquetes arenosos" (lo que suele ocurrir de forma preferente hacia el techo del tramo) y también por la presencia de cantos blandos a lo

(1) COLLINSON (1970), SMITH (1970) (1971) (1972), WILLIAMS (1971), BOOTHROYD y ASHLEY (1975), CHURCH y GILBERT (1975), MIALL (1977a) (1977b) (1978), RUST (1978), CANT (1978), CANT y WALKER (1978), BOOTHROYD y NUMMEDAL (1978)...

largo de algunas de las superficies erosivas que delimitan diferentes unidades de sedimentación.

Sin ningún lugar a dudas, la clara naturaleza multistorey del "paquete inferior", sugiere que la acreción vertical en el canal principal tuvo lugar de forma intermitente, a través de sucesivos episodios de erosión y relleno. La alternancia de estos episodios es una característica muy típica de las corrientes entrelazadas, ya que dichas corrientes presentan notables fluctuaciones de caudal. En los diferentes "paquetes arenosos" la existencia de tales fluctuaciones quedan perfectamente reflejadas, tanto por la presencia de abundantes superficies de reactivación en el seno de los sets de la facies Ap, como por el hecho de que un gran número de las unidades de sedimentación consisten en secuencias del tipo At \rightarrow Ar, Ah, Lm; y Ap \rightarrow Ar, Ah, Lm. Según los datos de los autores anteriormente citados (resumidos por MIALL, 1977a) ambos tipos de secuencias se originarían durante un episodio deposicional caracterizado por una paulatina disminución de la energía de la corriente.

La ausencia de un contacto gradual entre el "paquete inferior" y el "conjunto superior", sugiere un abandono relativamente brusco de áreas aluviales activas (posiblemente debido a la migración lateral del canal de primer orden) y su posterior conversión en llanura de inundación. Como ya se ha indicado, los materiales del "conjunto superior" han sido interpretados como depósitos originados en estas áreas. Estos depósitos están formados por una asociación de facies (Ah y Ar dominantes, Lm subordinada) que revela la alternancia de los siguientes procesos: migración de ripples a partir de corrientes de escasa profundidad en el lower flow regime (facies Ar), transporte laminar del sedimento en el upper flow regime (facies Ah), y deposición de los materiales transportados en suspensión por la corriente (facies Lm). Este último proceso parece ser más importante hacia el techo del Tramo superior.

En los paquetes que componen el Tramo inferior, la presencia de algunas intercalaciones de las facies Cm y Cp, y el mayor tamaño de grano de las facies arenosas dominantes (At y Ap),

sugieren una mayor competencia de la corriente. De acuerdo con los trabajos de MIALL (1978) y RUST (1978), estas corrientes presentarían unas características intermedias entre las del "tipo Donjek" y las del "tipo South Saskatchewan" (el primer tipo se considera representativo de los distal gravel - dominant braided systems, y el segundo de los sandy dominant braided systems).

En el canal de primer orden, los principales procesos deposicionales serían análogos a los descritos para el Tramo superior, aunque la mayor competencia de la corriente se traduciría: a) en la migración durante algunos periodos de crecida de barras formadas por grava (facies Cm y Cp), b) en que las facies depositadas bajo condiciones de flujo relativamente moderadas (Ah y As) estarían esencialmente constituidas por areniscas de grano grueso (1), y c) en que estas últimas facies tendrían un menor potencial de preservación. Por esta última razón, no es extraño que la mayoría de las unidades de sedimentación identificables en el interior de un mismo paquete, estén formadas por un set o un coset de las facies At o Ap, o por secuencias del tipo At → Ap, Ap → At. Cuando los cosets de las facies At y Ap presentan una ligera tendencia thining y fining upwards, puede suponerse que tales cosets se originaron durante un solo episodio deposicional de intensidad decreciente. Asimismo, esta interpretación puede aplicarse a las secuencias del tipo Ap → Ah, Cp → Ah y Cm → Ah, ya que en todos estos casos (MIALL, 1977a) la facies Ah podría representar depósitos formados sobre el techo de las barras, durante los periodos de flujo descendente. Por otra parte, las secuencias del tipo At → Ap podrían reflejar la migración de barras sobre los canales adyacentes (CANT, 1978; CANT y WALKER, 1978), y las del tipo Ap → At, la migración de pequeños trenes de dunas sobre el techo de las barras (COLLINSON, 1970; SMITH, 1970, 1971 y

(1) Adviertase que esta granulometría impediría el desarrollo de ripples, y, por lo tanto, de la facies Ar (ver IV.2.b.3).

1972; WILLIAMS, 1971, etc.). Al parecer, ambos tipos de secuencias reflejan también una disminución de la energía de la corriente.

Para finalizar, señalaremos que las delgadas intercalaciones de areniscas de grano fino a medio (facies Ah y Ar) que ocasionalmente se sitúan en el techo de los paquetes arenosos, podrían representar depósitos formados en áreas temporalmente inactivas (CANT, 1978; CANT y WALKER, 1978) y que, de alguna forma, el Tramo inferior puede considerarse un intervalo de tránsito entre el Nivel conglomerático superior y las Areniscas de Eramprunyà.

IV.4.3.- Las Areniscas y lutitas de La Creu de l'Aragall

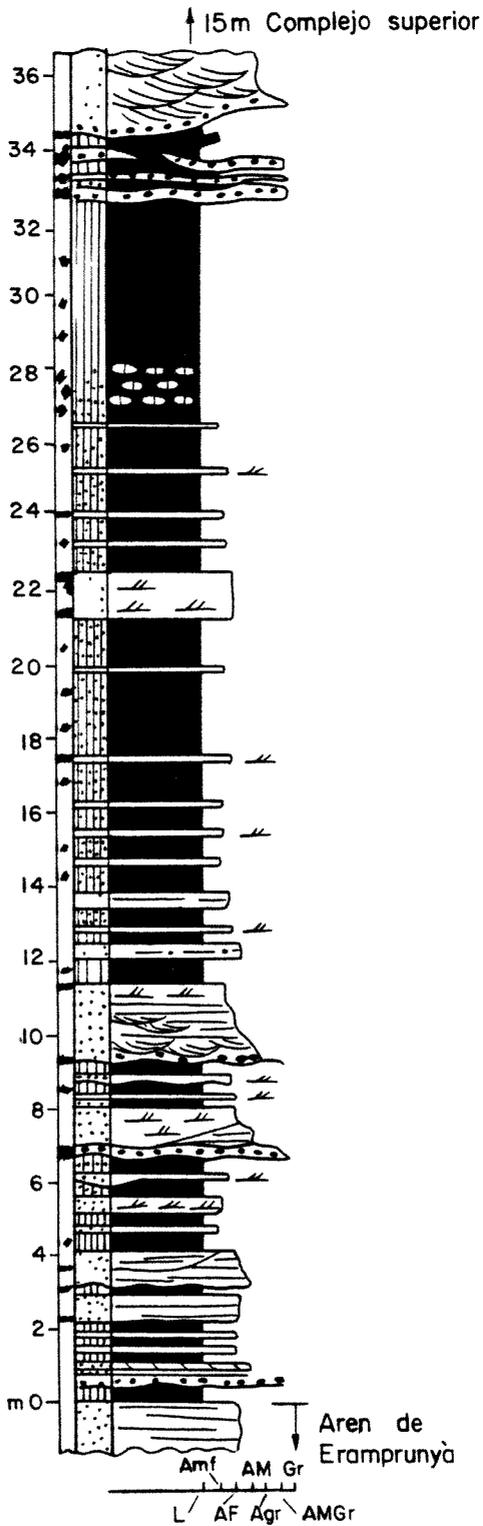
a) Características generales

Esta unidad, con una potencia variable entre 60 y 70 m, se superpone de forma gradual a las Areniscas de Eramprunyà, reposando por debajo del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior. Por regla general, sus afloramientos aparecen muy cubiertos por la vegetación, lo que dificulta la obtención de perfiles estratigráficos completos (figs. 7 y 8). Las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall están esencialmente formadas por areniscas de grano grueso a muy fino y por lutitas, ambas de color rojo, aunque en muchos casos son observables pequeñas manchas o nivelillos de color amarillento-verdoso o gris verdoso (fig. 53). La composición de las areniscas es similar a la descrita para la unidad anterior, salvo en que el cemento está formado por carbonatos (calcita) y óxidos de hierro (hematites). Las lutitas están integradas por una mezcla de las fracciones arena muy fina, limo y arcilla, caracterizándose esta última, desde el punto de vista mineralógico, por un amplio predominio de la illita sobre la caolinita.

b) Descripción de la sucesión litológica

La sucesión litológica de esta unidad (fig. 53) consiste en una serie de paquetes arenosos, de 1 a 3 m de grosor, entre

LA CREU DE L'ARAGALL



Km 7,2 Cta GAVA A BEGUES(ver fig.47)

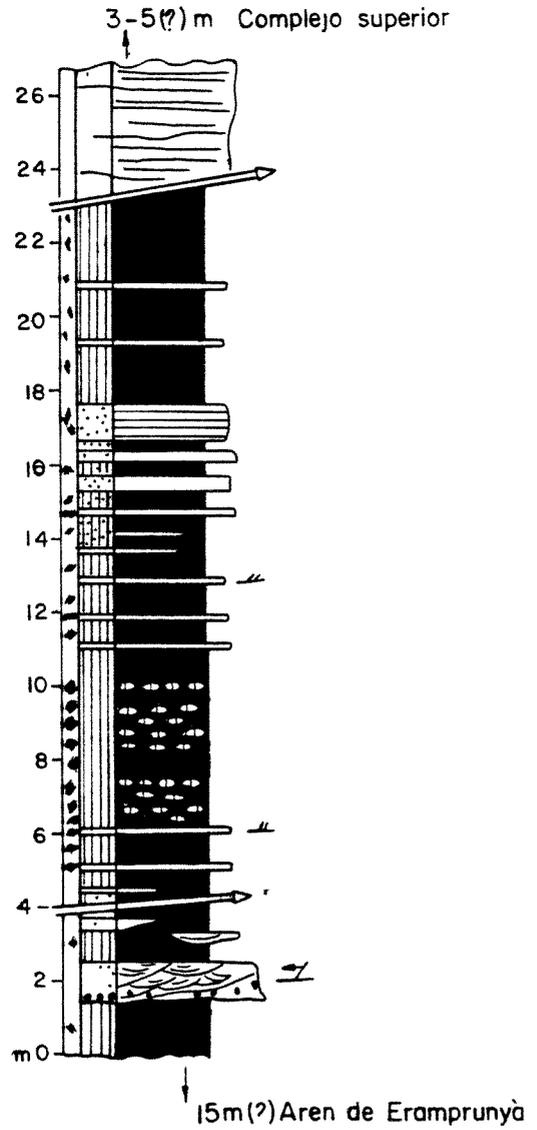


Fig.53 Perfiles de las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall

los que se sitúan intervalos esencialmente lutíticos (de hasta 22 m de potencia). A grandes rasgos los materiales lutíticos se hacen más abundantes hacia la parte superior de la sucesión.

Los diversos paquetes arenosos suelen presentar una base erosiva, remarcada por un pavimento o por lentejones de cantos intraformacionales, y una ligera tendencia granodecreciente. Las principales facies que integran estos paquetes son At y Ar. Por regla general, la primera se sitúa hacia las partes inferiores y medias de cada paquete, mientras que la segunda se localiza preferentemente hacia el techo. La facies At, integrada por areniscas de grano medio a grueso (en ocasiones con algunos gránulos y pequeños cantos intra o extraformacionales dispersos), constituye cosets de 0,5 a 2 m de grosor, cada uno de cuyos sets puede variar entre 0,25 y 0,5 m de altura, por 0,5 a 2,5 m de anchura. La facies Ar está representada por areniscas de grano fino a medio, con una estratificación cruzada de pequeña escala de tipo trough o de tipo escalante. Esta facies constituye cosets de 0,25 a 1 m de grosor, en cuyas superficies superiores no es raro encontrar ripples de corriente. Ambas facies pueden alternar con sets de facies Ah. La potencia de estos sets, integrados por areniscas de grano fino a medio, varía entre 0,25 y 0,5 m.

En algunos paquetes poco potentes (fig. 53 B, a los 2 m) puede apreciarse la existencia de superficies de acreción lateral, las cuales delimitan una serie de lentejones (o unidades acrecionales) de forma sigmoidal y que pueden seguirse desde la base hasta el techo del paquete (fig. 54). Sin embargo, en la mayoría de los casos, la presencia de tales unidades acrecionales, no es observable, apreciándose en cambio la existencia de pequeñas cicatrices erosivas internas. Ocasionalmente, dichas cicatrices delimitan surcos de base claramente curvilínea, los cuales aparecen rellenos por una alternancia de areniscas y lutitas.

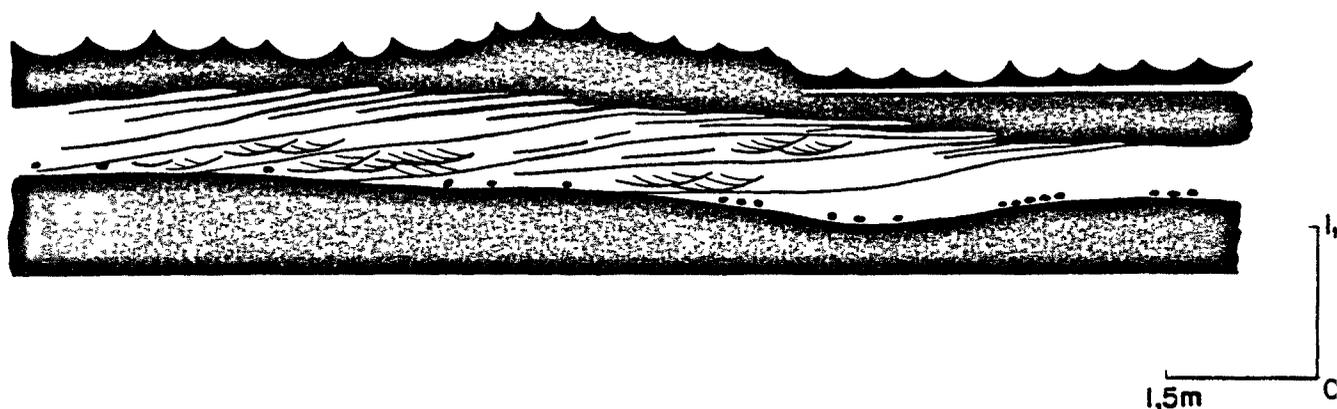


Fig. 54.- Superficies de acreción lateral en un paquete arenoso. Km. 7,2 de la Carretera de Gavà a Begues.

Los intervalos esencialmente lutíticos, se disponen, con un contacto gradual, sobre el techo de los diversos paquetes arenosos. Estos materiales presentan un aspecto masivo (facies Lm) y frecuentes intercalaciones de nivelillos arenosos, de 5 a 50 cms de grosor. Tales niveles están esencialmente formados por areniscas de grano muy fino a medio, en las facies Ah y Ar, y más raramente presentan una estructura de scour and fill muy sutil (facies As). Además, las lutitas aparecen en ocasiones concrecionadas por pequeños nódulos carbonatados, de 3 a 10 cm de diámetro, de color pardo-amarillento y de forma esférica o cilíndrica (elongada verticalmente). Estos nódulos, que suelen presentarse aislados en el seno de los materiales lutíticos, constituyen horizontes de 20 a 75 cms de grosor. En algunos de estos horizontes puede apreciarse como el número y el tamaño de los nódulos se incrementan hacia el techo.

c) Paleocorrientes

A causa de las deficientes condiciones de afloramiento, las paleocorrientes de esta unidad no han podido ser investigadas de forma sistemática. Sin embargo, a juzgar por los datos dispersos que poseemos, las direcciones de aporte dominantes debían ser similares a las deducidas para las Areniscas de Eramprunyà (hacia el SSE).



d) Interpretación sedimentológica

El tipo de sucesión litológica de las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall, es muy similar a la descrita por ALLEN (1964, 1965, 1965b, 1965c, 1970) como típica de los depósitos originados por corrientes fluviales de tipo meandri-forme.

Según este autor, estos depósitos se caracterizan por la repetición cíclica de una serie de secuencias "fining upwards", cada una de las cuales consta de un término arenoso inferior y de un término superior esencialmente lutítico. Típicamente, el término inferior se caracteriza por: una base erosiva, una sucesión vertical de texturas y facies que refleja un progresivo decrecimiento de la energía de la corriente y, sobre todo, por la presencia de superficies de acreción lateral (o epsilon cross bedding). El término superior, muy desarrollado, suele intercalar delgados niveles arenosos y horizontes de paleosuelos. Los materiales que componen este último término se interpretan como depósitos originados por acreción vertical en la llanura de inundación (overbank deposits) y el término arenoso como los depósitos originados por acreción lateral en el canal (channel deposits).

Siempre de acuerdo con las ideas del autor anteriormente citado, en los depósitos de canal, los conglomerados intraformacionales basales pueden asimilarse a lag deposits; los co-sets de la facies At se originarían por la migración de trenes de dunas; los sets de la facies Ah por la deposición laminar de la arena mediante corrientes de alta velocidad en el upper flow regime; y la facies Ar por la migración de ripples. En la llanura de inundación, la facies Lm se formaría a partir de la deposición de las lutitas transportadas en suspensión durante las épocas de crecida; las areniscas intercaladas entre las lutitas representarían depósitos originados durante estas mismas épocas, pero por corrientes tractivas; y los horizontes de concreciones carbonatadas, paleosuelos del tipo caliche en diferentes estadios de desarrollo.

De los datos hasta aquí expuestos, parece desprenderse que no existe ninguna duda sobre la morfología meandriforme de las corrientes que originaron las Areniscas y lutitas de la Creu de L'Aragall. Sin embargo, esto no es así, ya que (como han señalado COLLINSON, 1978 y JACKSON II, 1978) el único criterio que permite identificar con claridad los depósitos formados por este tipo de corrientes es la presencia en los depósitos de canal de superficies de acreción lateral y, en nuestro caso, dichas superficies solo han sido identificadas en algún caso aislado. En principio, la ausencia de unidades de acreción lateral en el resto de los paquetes arenosos podría ser más aparente que real. En este sentido, es oportuno recordar que las superficies que delimitan tales unidades pueden mostrar una inclinación muy pequeña (menos de 2°), lo que dificulta extraordinariamente su identificación (ALLEN 1970). Sin embargo, de modo análogo a lo expuesto en el apartado IV.3.3.e, también es posible que la ausencia de superficies de acreción lateral obedeciera a que las corrientes que analizamos presentarían notables variaciones de caudal, de forma que únicamente se comportarían como meandriformes a bankfull stage. Esta posibilidad, podría venir confirmada por la presencia, en el seno de los depósitos de canal, de algunos surcos erosivos parcialmente rellenos por lutitas, lo que sugiere que a caudales relativamente bajos, los cursos que analizamos presentaban varios niveles topográficos o una morfología moderadamente entrelazada.

De cualquier forma, lo que sí es seguro es que las corrientes que nos ocupan pueden catalogarse como del tipo mixed o suspended load (SCHUMM, 1968, 1972) y, por consiguiente, es probable que presentarían una sinuosidad relativamente elevada.

IV.4.4.- Resumen: hipótesis sobre las características y evolución de la sedimentación fluvial en el sector del borde oriental del Macizo de Garraf.

En este sector (figs. 6, 7 y 8) pueden distinguirse dos grandes grupos de unidades: a) uno inferior, formado por los Conglomerados de Garraf y por los Conglomerados y areniscas de Bruguers, b) otro superior, constituido por las Areniscas de Eramprunyà, las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall, y el Complejo superior.

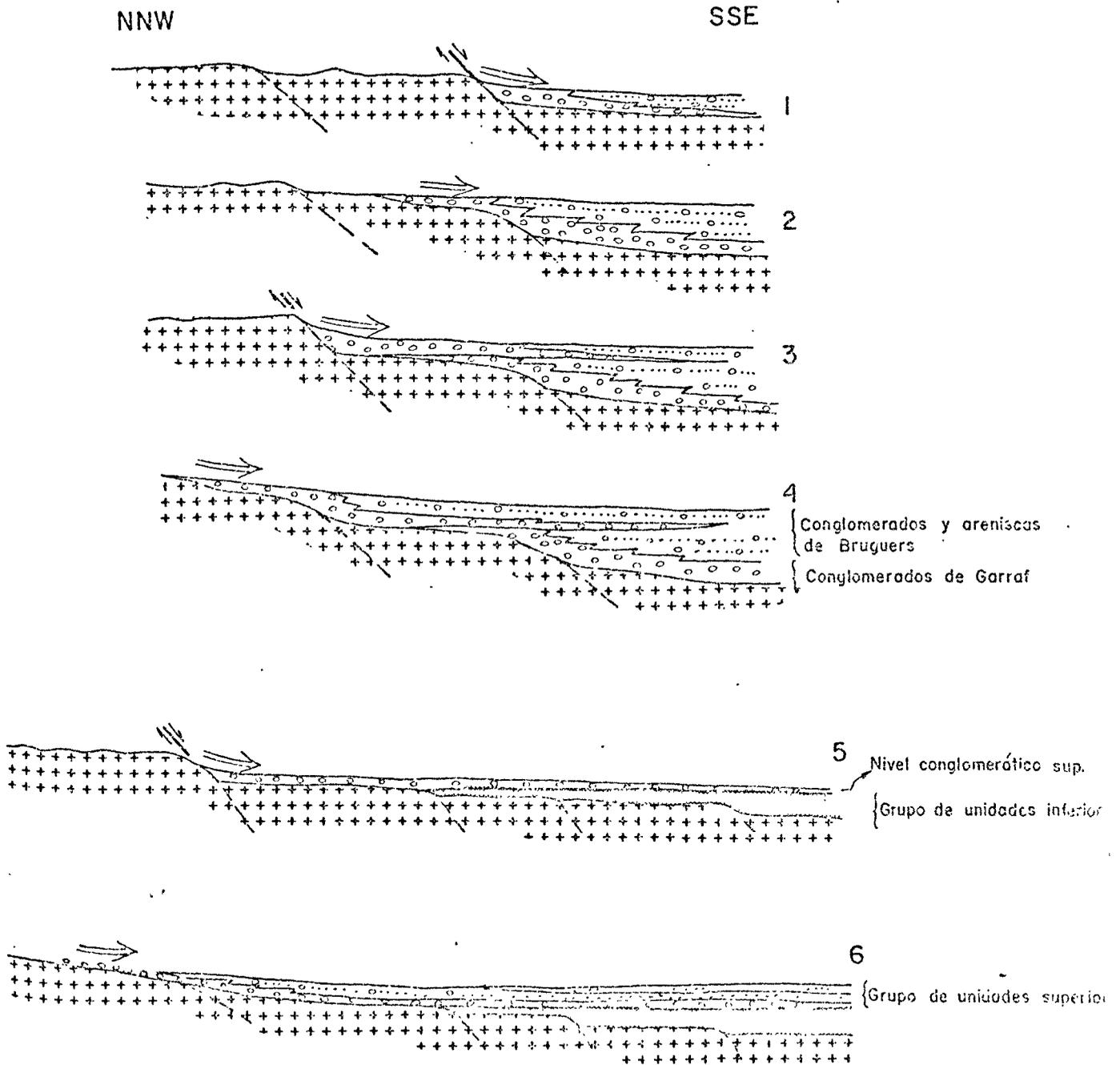
Las dos unidades que forman el grupo inferior son marcadamente heterócronas: se disponen sobre el zócalo con una clara disposición solapante, recubriéndolo con depósitos progresivamente más jóvenes hacia el NNW (figs. 7 y 8). Los Conglomerados de Garraf (IV.4.1.4.) han sido interpretados como depósitos originados por corrientes entrelazadas, relativamente proximales y con un material de lecho esencialmente integrado por grava (proximal gravel-dominant braided systems), mientras que los Conglomerados y areniscas de Bruguers representan depósitos formados por corrientes de morfología análoga, pero con unas características más distales (distal gravel-dominant braided systems). Basándonos en las relaciones estratigráficas existentes entre ambas unidades y en las propiedades direccionales de cada una de ellas (figs. 42 y 45), creemos que las mencionadas corrientes formaban parte de un mismo sistema fluvial, que probablemente discurría en una amplia llanura desarrollada al pie de un frente montañoso (braided alluvial plain). Dicho sistema fluiría hacia el S-SSE y presentaría una clara tendencia retrogradante. Hipotéticamente (a juzgar por la geometría escalonada observable en la fig. 8) esta tendencia podría haber sido inducida por el repetido juego en retroceso de una serie de fracturas de zócalo. Como puede apreciarse en la fig. 55, este mecanismo (back faulting) permitiría explicar satisfactoriamente la disposición solapante a la que anteriormente nos hemos referido y quizás, también, el tipo de organización cíclica presentada por los Conglomerados de Garraf (fig. 40). Según

nuestra interpretación, es probable que cada ciclo representara un episodio deposicional diferente, ligado al juego vertical de las diversas fracturas de zócalo y a la posterior erosión de los relieves rejuvenecidos por estos movimientos.

Como puede observarse en las figs. 7 y 8, en el extremo meridional del sector, los Conglomerados y areniscas de Bruquers aparecen separados de las Areniscas de Eramprunyà por el Nivel conglomerático superior. En la región centro-septentrional (desde Sta María de Cervelló a Martorell), los Conglomerados y areniscas de Bruquers han pasado lateralmente a los Conglomerados de Garraf y el mencionado Nivel no puede ser identificado con claridad. Sin embargo, basándonos en criterios geométricos y litológicos, creemos factible que en la región citada en último lugar el Nivel superior estuviera representado por el paquete conglomerático que se sitúa inmediatamente por debajo de las Areniscas de Eramprunyà (figs. 7, 8 y 40). Si esta correlación es acertada, entonces no cabe duda de que el Nivel conglomerático superior agrupa a los primeros materiales que se extienden a lo largo de todo el sector. Como hemos expuesto en IV.4.1.4., estos materiales parecen haberse originado por corrientes entrelazadas de características similares a las que formaron los Conglomerados de Garraf. Por consiguiente, la superposición de tales depósitos sobre otros relativamente más distales (Conglomerados y areniscas de Bruquers), revela una clara progradación de las citadas corrientes hacia el SSE. Probablemente (teniendo en cuenta el mecanismo de back faulting invocado para las unidades del grupo inferior) esta progradación podría relacionarse con una neta ampliación de la superficie de la cuenca de drenaje, en respuesta al juego de alguna fractura de zócalo que hubiera originado un notable rejuvenecimiento de los relieves del borde de cuenca (fig. 55). Esta supuesta fractura, debería situarse más hacia el NNW del actual límite septentrional del sector.

Verticalmente, el Nivel conglomerático superior pasa gradualmente a las Areniscas de Eramprunyà, las cuales, a su vez,

Fig. 55 Esquemas interpretativos (ver págs 227-230)



reposan por debajo de las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall (figs. 7 y 8). Ambas unidades se extienden de forma inequívoca a lo largo de todo el sector, por lo que han sido incluidas dentro del grupo superior.

Las Areniscas de Eramprunyà (ver IV.4.2.g.) han sido interpretadas como depósitos formados por corrientes entrelazadas con un material de lecho esencialmente arenoso (sandy braided systems), mientras que las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall (ver IV.4.3.d.) parecen representar depósitos originados por corrientes del tipo mixed o suspended load, las cuales presentarían una sinuosidad relativamente alta y probablemente una morfología meandriforme. De acuerdo con esta interpretación y aplicando la ley de Walther, resulta lógico suponer que ambos tipos de corrientes se relacionaban lateralmente entre sí, formando parte de un sistema fluvial que discurría desde el NNW hacia el SSE. Por este motivo, la superposición gradual de las dos unidades sugiere que dicho sistema presentaba una clara tendencia retrogradante. Esta tendencia, que culminará con la instalación de los depósitos evaporíticos del Complejo superior, puede relacionarse con un progresivo amortiguamiento de los relieves del área fuente. La influencia de este factor ha sido convenientemente analizada en el apartado IV.3.4.

IV.5.- LAS UNIDADES DE ORIGEN FLUVIAL DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA PROVINCIA DE TARRAGONA

IV.5.1.- Los Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana

a) Características generales

Esta unidad, con una potencia variable entre 20 y 40 m, unicamente aflora en las cercanias de Bellmunt de Siurana, reposando discordantemente sobre el zócalo paleozoico y por debajo de los Conglomerados de Prades (figs. 9, 10 y 11). Sus afloramientos, por lo general muy cubiertos, forman una franja que se extiende desde la localidad anteriormente citada hasta unos 2 kms al SSW (Mas d'en Gil).

b) Descripción

Junto al Mas d'en Gil, la unidad que analizamos está integrada por tres tramos superpuestos (fig. 56): a) tramo conglomerático basal (4 m), b) tramo arenoso-lutítico intermedio (8 m) y c) tramo arenoso superior (8 m). En Bellmunt de Siurana (junto al campo de futbol) estos tres tramos son igualmente identificables, aunque tanto el intermedio como el superior presentan una potencia algo mayor (20 m el primero de ellos y 15 m el segundo). Además, en esta localidad, el tramo conglomerático puede descansar sobre un nivel lenticular, de 0,5 a 1,5 m de potencia, integrado por brechas de pizarras, cuarzos filonianos y liditas (Nivel de "brechas" basales).

El tramo basal está formado por una proporción similar de areniscas de grano muy grueso-conglomeráticas y de conglomerados, ambos de color blanco. Los conglomerados están formados por elementos subangulosos a subredondeados, de composición exclusivamente silícea (85% de cuarzos filonianos, 10% de cuarcitas y 5% de liditas); el tamaño medio de los clastos se sitúa entre 3 y 5 cms y el centilo no sobrepasa los 20 cms. Estos conglomerados, por lo general bastante ri-

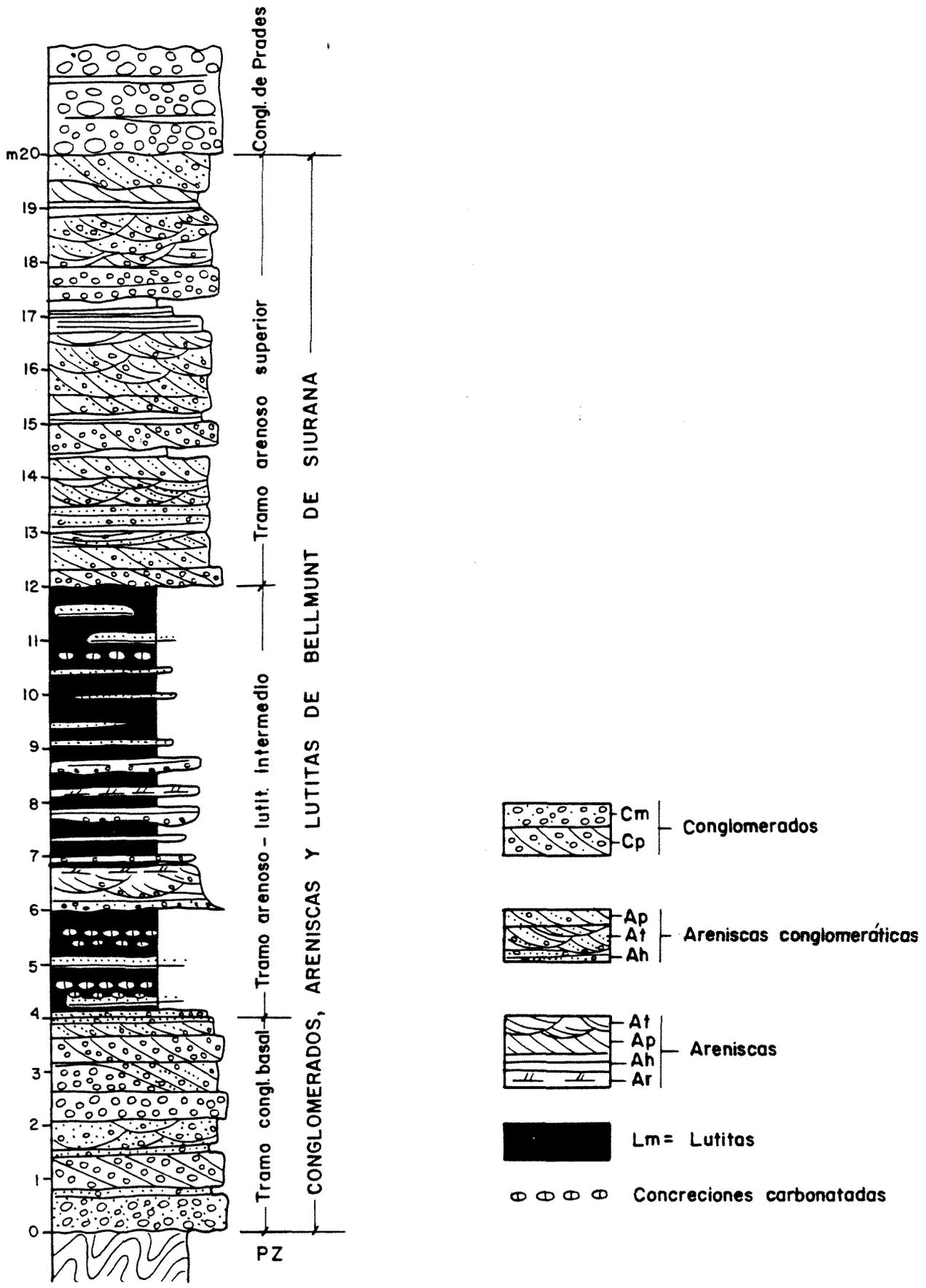


Fig.56 Perfil de los Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana

cos en matriz (areniscas de grano muy grueso y gránulos), suelen presentarse en las facies Cm y Cp. La primera, mucho más abundante, constituye niveles tabulares o ligeramente lenticulares, de 0,25 a 0,5 m de grosor, mientras que la segunda forma sets solitarios de dimensiones muy parecidas. Las areniscas conglomeráticas, el igual que la matriz de los conglomerados, pueden catalogarse como cuarzoarenitas o subarcosas de cemento esencialmente silíceo y localmente carbonatado. Estos materiales se presentan formando delgados horizontes en la facies Ah (de 5 a 15 cms de grosor), cosets de hasta 0,75 m de potencia en la facies At y sets de 0,3 a 0,5 m de altura en la facies Ap. Las secuencias verticales de facies más corrientes en este tramo son del tipo: Cm → Ah y Cp → Ah.

El tramo intermedio está formado por una alternancia de lutitas rojas, más o menos arenosas, y areniscas de grano medio a muy grueso, estas últimas con frecuentes gránulos y pequeñas guijas dispersas. Los niveles de areniscas, de 0,10 a 1,5 m de grosor, presentan un aspecto tabular o lenticular y, en ocasiones, una base claramente erosiva tapizada por un pavimento de cantos intraformacionales. Las areniscas que integran estos niveles, de color rojo y de composición similar a las del tramo anterior (aunque con una notable proporción de cemento ferruginoso), suelen presentarse en las facies At, Ah y Ar. La primera aparece restringida a los niveles de mayor potencia y de base erosiva, mientras que las dos restantes pueden aparecer asociadas con la anterior o bien constituyendo delgados horizontes intercalados entre las lutitas. Estos últimos materiales, de aspecto masivo (facies Lm), intercalan asimismo algún horizonte de nódulos carbonatados, de 0,3 a 0,5 m de espesor. Dichos nódulos presentan un color pardo-amari-llento, una forma esférica o cilíndrica y parecen ser más abundantes hacia la base del tramo.

El tramo superior está fundamentalmente integrado por areniscas de grano grueso a muy grueso-conglomeráticas y, en mucha menor proporción, por conglomerados de guijas muy ricos en matriz (la composición de estos conglomerados es análoga a

los del tramo basal). Ambos materiales, de color rojo, forman niveles lenticulares (de 0,5 a 1 m de grosor) los cuales aparecen sobreimpuestos mediante contactos claramente erosivos. Las areniscas se presentan en las facies Ap y At. La primera forma sets solitarios o cosets de hasta 1 m de potencia (en ocasiones con una ligerísima tendencia fining y thinning upwards) y At constituye cosets de 0,5 a 0,75 m de grosor, por lo general del tipo pi de ALLEN (1963). Los conglomerados se presentan en las facies Cp y Cm, dominando la primera. Intercalados entre los dos tipos de materiales descritos, pueden asimismo detectarse delgados horizontes lenticulares (de 0,10 a 0,25 m de espesor) constituídos por areniscas de grano fino a medio (en la facies Ah) o por lutitas arenosas (facies Lm).

c) Paleocorrientes

Las escasas mediciones efectuadas en el tramo basal y en el tramo superior, revelan un sentido de aporte hacia el S y hacia el SSE. Estas mediciones han sido efectuadas junto a Bellmunt de Siurana.

d) Interpretación sedimentológica

Tanto el tramo basal como el superior, parecen representar depósitos originados por corrientes del tipo bed load (SCHUMM, 1972) que probablemente presentaban una morfología entrelazada. Más concretamente, por su asociación y tipo de sucesión vertical de facies (MIALL, 1978 y RUST, 1978), el tramo basal podría haberse formado a partir de corrientes entrelazadas en las que la grava constituiría el material de lecho dominante, mientras que el superior se habría originado mediante corrientes entrelazadas con un material de lecho mucho más arenoso. Las principales características de ambos tipos de corrientes han sido analizadas con anterioridad en el apartado IV.4.1.4., por lo que no vamos a insistir de nuevo sobre ello.



Por lo que respecta al tramo intermedio, a juzgar por el gran desarrollo presentado por los materiales lutíticos, no cabe duda de que nos hallamos ante depósitos originados por corrientes que transportaban grandes cantidades de limos y arcillas en suspensión (mixed o suspended load streams; SCHUMM, 1972). De acuerdo con los datos de ALLEN (1965), en este tramo, los niveles arenosos de mayor potencia y de base claramente erosiva, caracterizados por la asociación At, Ah y Ar, representarían depósitos de canal, mientras que las lutitas y las delgadas intercalaciones arenosas en las facies Ah y Ar, podrían asimilarse a depósitos de llanura de inundación. En este subambiente, los horizontes de nódulos carbonatados pueden atribuirse a paleosuelos del tipo caliche. (Para más información sobre el origen de las diversas facies arenosas ver apartado IV.4.3.d.).

IV.5.2.- Los Conglomerados de Prades

a) Características generales

Esta unidad, con una potencia variable entre 6 y 25 m, constituye la base del Buntsandstein en la mayoría de los afloramientos de la Provincia de Tarragona (figs. 9, 10 y 11). Su yacente lo integran el zócalo paleozoico y, más raramente, el Nivel de "brechas" basales o la unidad anteriormente descrita. Verticalmente, los Conglomerados de Prades pasan de forma gradual a las Areniscas de Prades, de manera que no es raro encontrar pequeñas recurrencias conglomeráticas en el seno de esta última unidad.

La unidad que describimos está formada por conglomerados y, en menor proporción, por areniscas de grano medio a muy grueso-conglomeráticas. Los conglomerados están esencialmente integrados por elementos de cuarzo filoniano, cuarcitas y liditas (los dos primeros constituyen entre un 80 y un 90% del total) y por un porcentaje prácticamente despreciable de pizarras y areniscas paleozoicas, que aparecen preferentemente

en las cercanías del contacto basal. Los cantos de cuarzo y cuarcita. (estos últimos con frecuentes pátinas rojizas y azuladas) presentan abundantes marcas de impacto y un grado de redondeamiento variable entre subanguloso y redondeado, mientras que los de lidita oscilan entre angulosos y subangulosos. El tamaño medio de los clastos se sitúa entre 3 y 6 cms (guijas) y en ocasiones entre 5 y 10 cms (guijas y guijarros pequeños); el centilo acostumbra a estar representado por guijarros de 10 a 15 cms y excepcionalmente (p.e. en Cabra del Camp) por bloques de hasta 40 cms. La matriz (algunas veces inexistente), consiste en una mezcla poco calibrada de las fracciones gránulo y arena gruesa - muy gruesa. La composición de estas fracciones granulométricas es similar a la de la grava, aunque el porcentaje de feldespatos (ortosa bastante alterada) puede llegar a alcanzar valores cercanos al 10-15%. El cemento suele ser silíceo y/o ferruginoso, en ocasiones carbonatado (Coll de Lilla, Coll d'Alforja) y mucho más excepcionalmente está formado por baritina (La Pena).

Las areniscas intercaladas entre los conglomerados, por lo general de grano grueso a muy grueso-conglomeráticas y más raramente de grano fino a grueso, pueden catalogarse como arcosas o subarcosas, con un cemento silíceo y ferruginoso o carbonatado y ferruginoso.

Típicamente, los materiales que componen los Conglomerados de Prades son de color rojo, salvo en algunos casos (Cabra del Camp, carretera a l'Albiol, Picamoixons) donde pueden presentar un color blanco-amarillento. Esta coloración aparece claramente relacionada con un elevado grado de trituration tectónica.

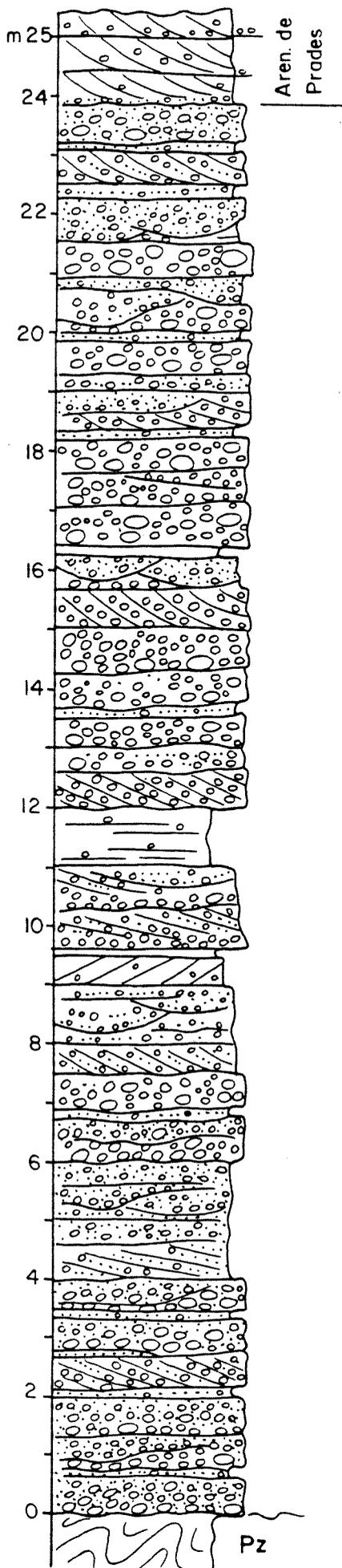
b) Descripción de la sucesión litológica

En algunos perfiles (figs. 10 y 57) esta unidad está formada por un único paquete conglomerático (de 6 a 10 m de potencia), mientras que en otros consta de 2 o 3 paquetes que alternan con intervalos mas arenosos (de 1,5 a 5 m de

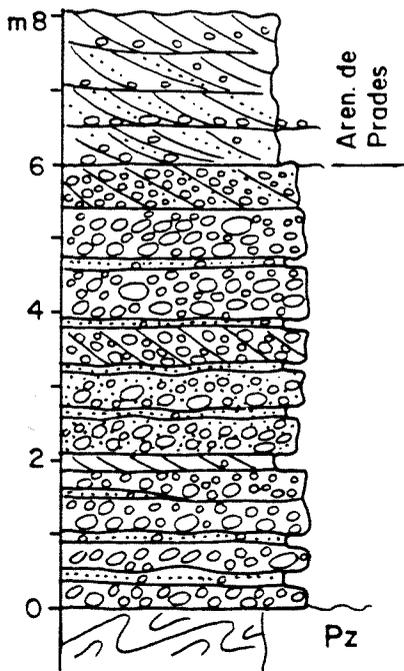
Fig.57 Perfiles de los Conglomerados de Prades

Picamoixons

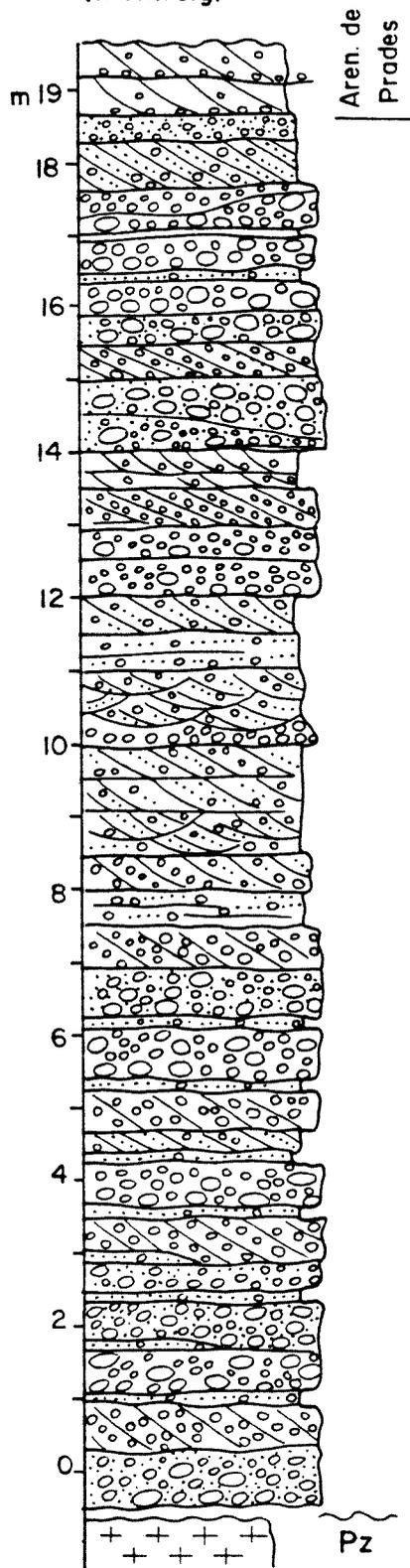
(cta Lérida-Tarragona)



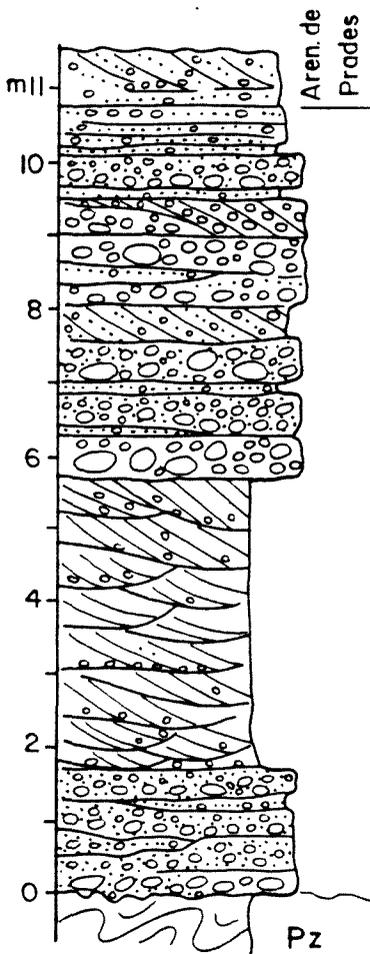
Coll de Alforja
Km 55,350 cta Borges
del Camp a Cornudella



La Verge de la Roca
(Montroig)



Cabra del Camp



grosor). Al detalle (fig. 57), los diversos paquetes conglomeráticos están constituidos por una compleja alternancia de: a) niveles de conglomerados con poca matriz (en ocasiones openwork), b) niveles de conglomerados ricos en matriz, pero con una fábrica esencialmente sustentada por los clastos, c) niveles de conglomerados muy arenosos - areniscas conglomeráticas, caracterizados por el hecho de que la fracción grava aparece dispersa en el seno de la fracción arena, y d) nivelillos de areniscas de grano grueso a muy grueso. Las principales facies que integran cada paquete son: Cm, Cp, Ct, Ap, Ah y Aba. A grandes rasgos (fig. 57), la sucesión vertical de facies consiste en una continua superposición de niveles en la facies Cm, entre los que se intercalan algunos sets de las facies Cp, Ct y Ap, así como delgadísimos horizontes arenosos en las facies Ah o Aba. Las secuencias verticales de facies más comunes son del tipo Cm → Ah, Aba y Cp → Ah, Aba.

La facies Cm está representada por niveles de aspecto tabular o lenticular (de 0,25 a 0,75 m de grosor) constituidos por cualquiera de los dos tipos de conglomerados clast supported citados con anterioridad. Estos niveles se caracterizan por un aspecto masivo o por una estratificación horizontal poco definida y, en algunos casos, muestran una ligera imbricación y disminución del tamaño de los clastos de la base hacia el techo. La facies Ct se presenta como sets aislados (de 0,5 a 3 m de anchura, por 0,3 a 0,5 m de altura) cuyas láminas están definidas por marcadas variaciones texturales y cuya base puede estar tapizada por un pavimento de guijas y pequeños guijarros. La facies Cp constituye sets solitarios (de 0,3 a 0,5 m de altura) con unas láminas de estratificación cruzada remarcadas por pequeñas variaciones texturales. Dichos sets pueden mostrar superficies de reactivación, evidenciadas por la presencia de lentejones arenosos, y pasar lateralmente a sets de la facies Ap. Esta facies, integrada por areniscas de grano muy grueso-conglomeráticas, está representada por sets aislados de dimensiones similares a los de Cp y que también muestran frecuentes superficies de reactivación. Las fa-

cies Ah y Aba, forman delgados horizontes (de 5 a 20 cm de espesor), por lo general de poca extensión lateral a causa de la superposición erosiva de las diversas facies conglomeráticas.

Los intervalos más arenosos que en ocasiones se intercalan entre los paquetes conglomeráticos (fig. 57), suelen estar constituidos por areniscas conglomeráticas, areniscas de grano medio a grueso con alguna guija dispersa y por pequeños lentejones o pasadas de conglomerados. Las principales facies que integran estos intervalos son At y Ap. La primera tiende a presentarse como sets solitarios (de 0,3 a 0,5 m de altura) o bien como cosets de hasta 1 m de potencia; la segunda constituye cosets de 0,5 a 1,25 m de espesor. Otras facies mucho menos abundantes son: Ah, Aba, Cm y Cp. Todas ellas presentan unas características similares a las descritas con anterioridad.

c) Paleocorrientes

Las propiedades direccionales de esta unidad pueden considerarse análogas a las deducidas para las Areniscas de Prades (ver IV.5.3.).

d) Interpretación sedimentológica

El tipo de asociación y de sucesión vertical de facies de los diversos paquetes conglomeráticos (Cm dominante; Cp, Ct, Ap, Ah y Aba subordinadas) es típica de los depósitos originados por corrientes entrelazadas, relativamente proximales y con un material de lecho esencialmente integrado por grava (proximal gravel-dominant braided systems; MIALL, 1978 y RUST, 1978).

Repitiendo lo expuesto en el apartado IV.4.1.4., recordemos que durante las épocas de crecida, dichas corrientes serían capaces de asegurar el transporte por tracción de la fracción grava y el transporte en suspensión de la totali-

dad de la fracción arena, así como de retrabajar los sedimentos de granulometría más fina que se hubieran depositado durante periodos de flujo relativamente más bajos. Por consiguiente, no es extraño que en tales corrientes la facies Cm predomine sobre Cp y Ct, y estas sobre Ap, Ah y Aba. Según los autores anteriormente citados, la facies Cm se originaría durante las etapas de flujo más alto, como consecuencia de la formación y migración de barras longitudinales; la facies Cp como resultado de la migración de barras con una cara de avalancha bien definida, fenómeno que parece tener lugar para caudales relativamente más bajos que en el caso anterior; y la facies Ct, mediante el relleno de los canales que durante las épocas de flujo bajo e intermedio, flanquean y disectan a los dos tipos de barras citadas. Por lo que se refiere a las facies arenosas, Ah y Aba pueden originarse a partir de la deposición laminar de la arena en el techo y márgenes de las barras, lo que suele acontecer cuando la profundidad de flujo sobre dichas barras es pequeña; mientras que Ap podría representar depósitos de cuñas arenosas (o sand wedges), las cuales se desarrollan en los márgenes de las barras, preferentemente durante las etapas de flujo descendente.

Respecto a los intervalos más arenosos, no tenemos ninguna duda de que nos encontramos ante depósitos formados por corrientes de menor competencia que las que acabamos de analizar. Estas corrientes apenas serían capaces de segregar las fracciones grava y arena durante los periodos de crecida, pero todavía se caracterizarían por un claro predominio de los procesos de transporte por tracción (bed load streams; SCHUMM, 1972). A juzgar por el tipo de asociación de facies propia de dichos intervalos, tales procesos habrían consistido fundamentalmente en la migración de trenes de dunas (facies At) y en la migración de sand waves y barras arenosas (facies Ap).

Evidentemente, de acuerdo con los datos que acabamos de exponer, la superposición de un intervalo arenoso sobre un

paquete conglomerático revela una clara disminución de la energía de la corriente. Muy probablemente, el origen de esta variación podría buscarse en una simple migración lateral de las zonas de mayor actividad fluvial, de manera que antiguas áreas activas pasarán a convertirse en áreas más marginales, donde la corriente presentaría una menor competencia.

IV.5.3.- Las Areniscas de Prades

a) Características generales

Las Areniscas de Prades constituyen la unidad más típica de los afloramientos de la provincia de Tarragona. Esta unidad descansa, con un contacto gradual, sobre los Conglomerados de Prades y por debajo del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (figs. 9, 10 y 11). Su potencia oscila entre 30 y 85 m; los valores máximos se alcanzan en los afloramientos del Priorat y en la zona de Picamoixons-Estret de la Ribra, y los mínimos en la Serra de Prades y Serra de Miramar.

La constitución litológica de las Areniscas de Prades sufre algunas variaciones laterales: éstas consisten en un marcado incremento granulométrico en dirección SW-NE. De esta forma, mientras en los afloramientos del Priorat y borde SW de la Serra de Prades, la citada unidad está esencialmente integrada por areniscas de grano medio a muy grueso, con algunas intercalaciones de areniscas conglomeráticas y de conglomerados (más frecuentes hacia la base), en la parte central y nororiental de la Serra de Prades y en la Serra de Miramar, las areniscas conglomeráticas y los lentejones de conglomerados son muy abundantes, alcanzando su máximo desarrollo en la zona de l'Albiol, Alcover y Picamoixons. Asimismo, en la parte central de la Serra de Prades se observa un ligero incremento granulométrico en una dirección perpendicular a la anterior: NW-SE (p.e. desde Prades a Vilaplana). Estas variaciones laterales quedan reflejadas en las figuras 10 y 11.

Las areniscas que integran esta unidad pueden catalogarse como subarcosas: aproximadamente, los fragmentos de cuarzo y cuarcitas (subangulosos a redondeados) constituyen entre un

80 y un 90% del total de los granos detríticos, los feldespatos potásicos (bastante alterados) entre un 10 y un 20%, y los fragmentos de filitas y areniscas un porcentaje despreciable. Otros componentes, localmente bastante importantes, son las micas (biotitas muy alteradas y moscovitas) y los granos opacos. El cemento suele ser silíceo y ferruginoso o carbonatado y ferruginoso. El cemento ferruginoso se presenta como anillos que recubren los granos detríticos o como parches dispersos en la matriz; el cemento silíceo como crecimientos sintaxiales de borde de grano (en ocasiones remarcado por una película de hematites que destaca la silueta original del grano), y el cemento carbonatado (calcita) como parches irregulares que corroen a los granos detríticos y a los anteriores tipos de cemento. La distribución espacial de estos cementos es algo errática, aunque el carbonatado tiende a ser más abundante hacia las partes altas de la unidad y el ferruginoso se mantiene prácticamente constante (salvo en algunos tramos de color blanco-amarillento). Igualmente, el grado de cementación de estos materiales es variable: en superficie, la mayoría de las areniscas pueden disgregarse fácilmente con la ayuda del martillo, aunque en algunos casos basta con la simple acción manual (p.e. en la carretera de Masroig, Marsà y Coll de Lilla). A grandes rasgos, la selección de las areniscas es moderada y la fábrica se caracteriza por un predominio de los contactos largos y tangenciales sobre los suturados.

La fracción grava que aparece dispersa en el seno de los materiales arenosos o constituyendo lentejones conglomeráticos, presenta una composición similar a la descrita para los Conglomerados de Prades. Esta fracción suele estar integrada por guijas subredondeadas a redondeadas, de 3 a 5 cm de diámetro; el centilo no acostumbra a sobrepasar los 15 cms.

El color típico de las Areniscas de Prades es el rojo, aunque en algunas zonas intensamente fracturadas presentan un color blancuzco o amarillento que se distribuye de manera irregular (p.e. en Cabra del Camp, Picamoixons, carretera a l'Albiol).

b) Descripción de la sucesión litológica: Tramos

Además de las variaciones granulométricas anteriormente apuntadas, las Areniscas de Prades muestran, de base a techo, una clara tendencia granodecreciente. Esta tendencia va acompañada por un ligero cambio en el aspecto de la sucesión estratigráfica y en las asociaciones de facies, lo que nos permite distinguir dos tramos, gradualmente superpuestos y sin límites precisos: inferior (25 a 70 m) y superior (5 a 15 m).

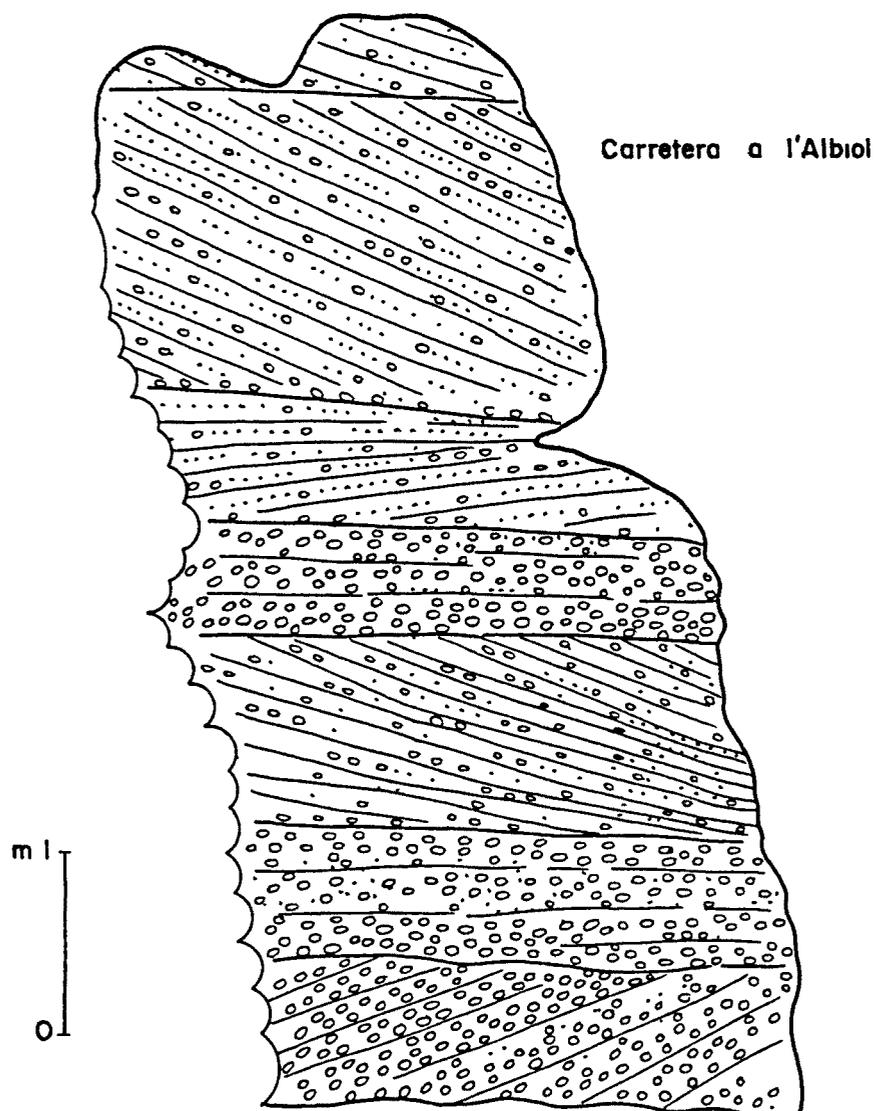
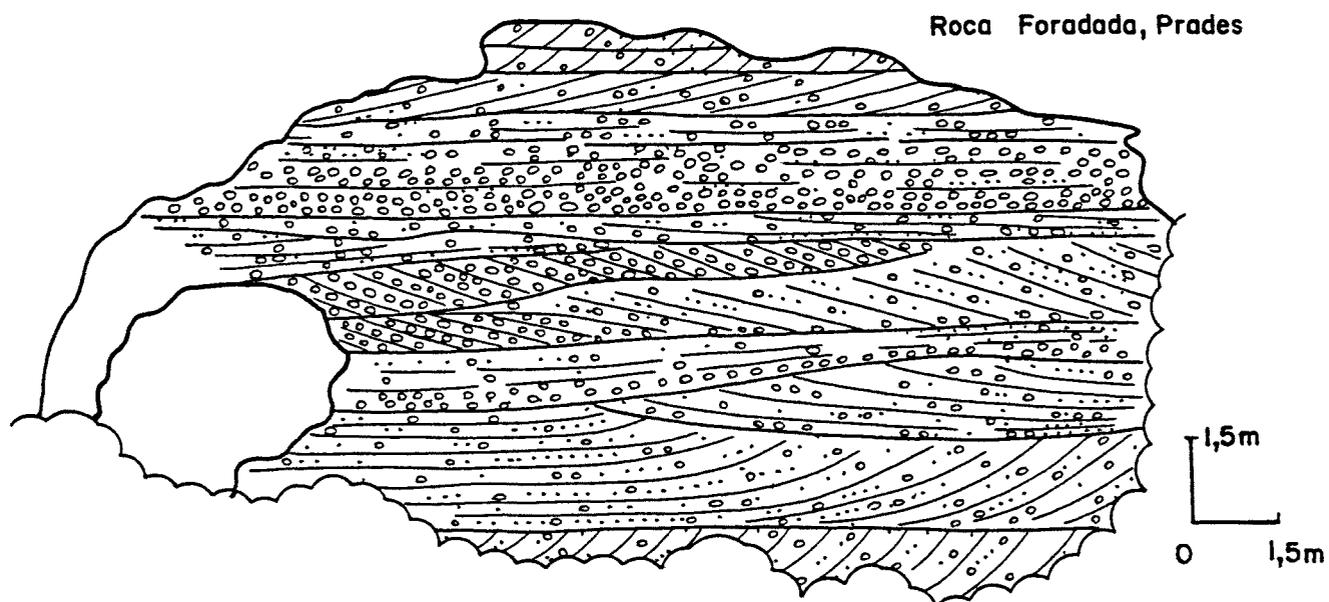
El Tramo inferior

A grandes rasgos, este tramo presenta un aspecto masivo y una estructura interna multiacanalada (fig. 59), evidenciada por la presencia de numerosas cicatrices erosivas que se intersecan mutuamente, delimitando una serie de paquetes más o menos lenticulares y de muy diversa magnitud. En afloramientos dispuestos aproximadamente perpendiculares a la dirección de aporte, la forma marcadamente lenticular de tales paquetes es muy evidente y sus dimensiones varían entre 1 y 2,5 m de profundidad, por 10 a 30 m de anchura. Sin embargo, en afloramientos dispuestos paralela u oblicuamente respecto a la dirección de aporte, los citados paquetes tienden a presentar una forma tabular o lenticular muy laxa y las superficies erosivas limitantes pueden seguirse, en ocasiones, durante más de 100 m.

El tipo de sucesión vertical de facies que caracteriza a este tramo puede observarse en la fig. 58A y 58B. Las dos columnas pretenden reflejar las variaciones existentes en dicha sucesión, dependiendo del carácter más o menos conglomerático de las Areniscas de Prades.

En aquellos lugares donde este carácter es más acusado (región central y NE de la Serra de Prades, Picamoixons y Serra de Miramar) la sucesión está fundamentalmente integrada por areniscas de grano muy grueso-conglomeráticas (en las facies Ap, At y más raramente As, Ah y Aba) las cuales alternan con abundantes horizontes de conglomerados (facies Cm, Cp y ocasionalmente Ct) (ver figs 58A y 59). En cambio, en el bor-

Fig. 59 Detalles del Tramo inferior de las Areniscas de Prades

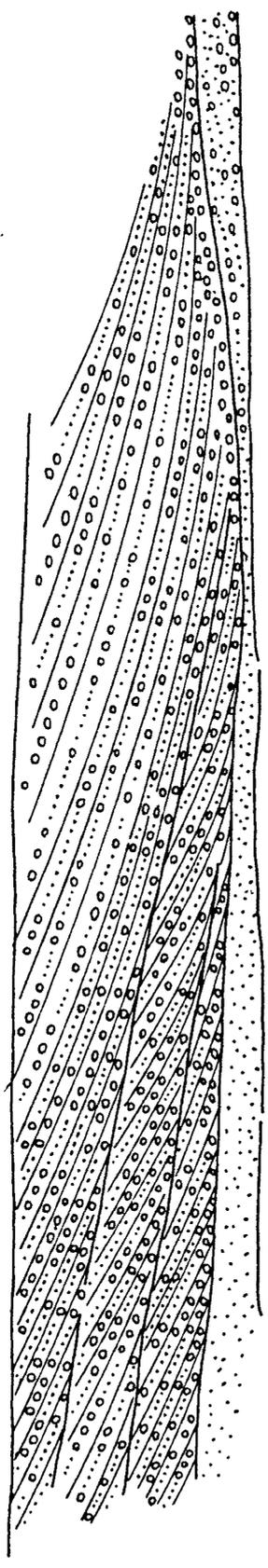


de SW de la Serra de Prades (Siurana de Tarragona, Coll d'Alforja) y sobre todo en el Priorat, este tipo de sucesión únicamente es válido para los 5-10 m basales del Tramo inferior, ya que en el resto del tramo predominan las areniscas de grano grueso a muy grueso, aunque todavía pueden detectarse esporádicas intercalaciones de areniscas conglomeráticas y de conglomerados muy arenosos. En conjunto, en estos últimos lugares, Ap y At dominan ampliamente sobre Cp, Ct, As, Ah y Aba (figs. 58B y 61A).

La facies Ap (fotos 17a y 46) está representada por sets limitados mediante superficies inferiores fundamentalmente planas y por superficies superiores planas, irregulares o curvilíneas, debido a la sobreimposición erosiva de otras facies. Las dimensiones de estos sets varían entre 0,10 y 1,5 m de altura, por 1 a más de 25 m de longitud, siendo muy frecuentes los sets de grandes dimensiones: 0,75 a 1,5 m de altura y 10 a 15 m de longitud (1). Típicamente, estos sets suelen mostrar abundantes superficies de reactivación (fig. 60) y sus láminas presentan frecuentísimas variaciones de inclinación en una misma sección, de manera que no es raro observar como láminas inclinadas 30° pasan a adquirir una disposición subhorizontal en el sentido de la corriente. La forma de las láminas varía de recta a ligeramente curvilínea, en cuyo caso pueden disponerse de forma fuertemente asintótica respecto a las superficies inferiores de cada set. Asimismo, algunas veces (fig. 60), varios sets superpuestos pueden componer frontalmente sus láminas, pasando a formar un solo set de mayor potencia en el sentido de la corriente.

La facies At constituye cosets integrados por varios sets de base ligera a marcadamente concava hacia arriba y que se intersectan mutuamente unos a otros. Estos sets pueden mostrar unas dimensiones relativamente reducidas (0,10 a 0,50 m

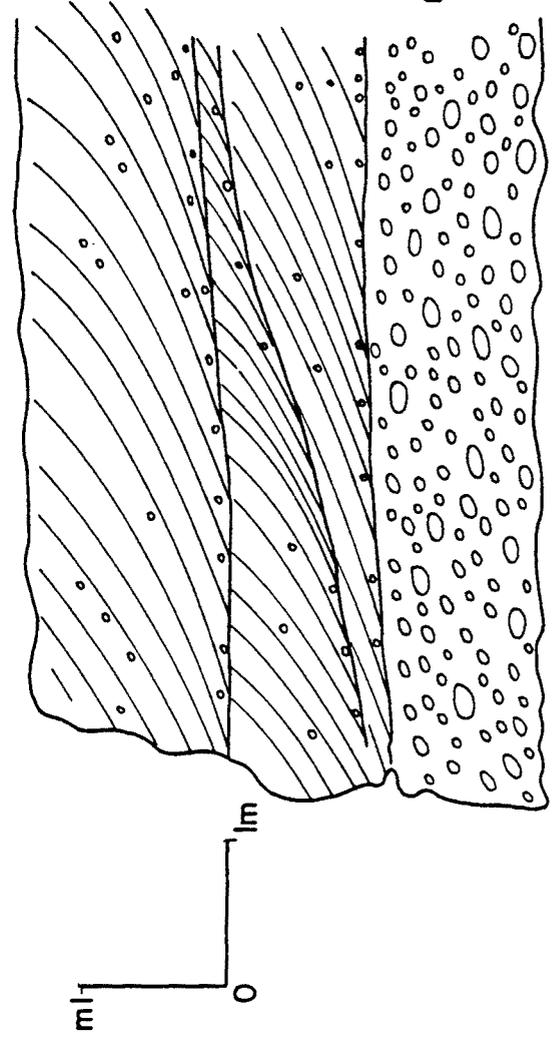
(1) Este hecho constituye una característica esencial del Tramo inferior de las Areniscas de Prades.



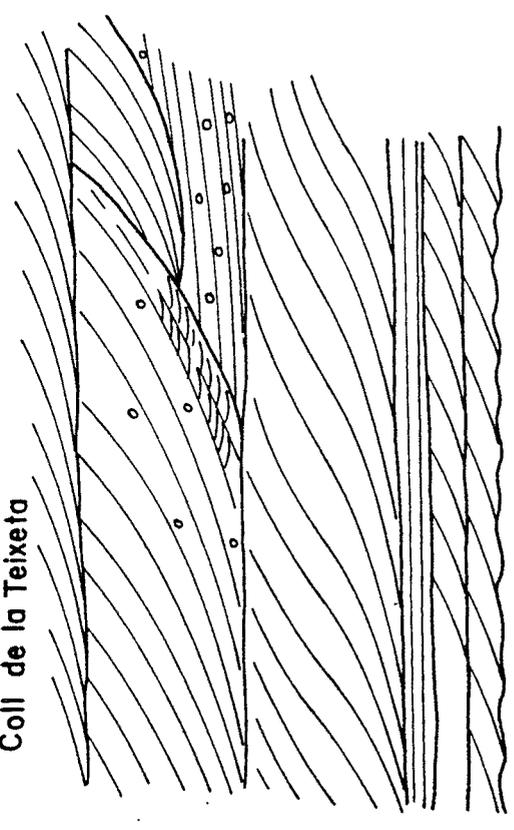
Foresets compuestos de Cp-Ap Singles de l'Aballera

"back flow ripples"

Coll d'Alforja



Coll de la Teixeta



m0,5

0 0,5m

Fig. 60 Superficies de reactivación en los sets de Ap

m de profundidad; 1 a 3 m de anchura) pero corrientemente alcanzan alturas de 0,75 a 1,5 m y anchuras de 6 a 20 m. En estos casos, el relleno de los diferentes surcos tiende a realizarse de forma muy asimétrica, lo que unido a su geometría muy laxa y a la frecuente imposibilidad de efectuar observaciones en dos dimensiones (1) puede inducir a su identificación como sets de Ap.

Tanto la facies Ap como la At, pueden constituir cosets de 0,75 a 2,5 m de altura, con una marcada tendencia thinning y fining upwards (fig. 61B, foto 47) y excepcionalmente con una tendencia thickening y coarsening upwards (fig. 62). Además, en algunos casos, las dos facies aparecen superpuestas formando secuencias del tipo At → Ap y Ap → At, mostrando ambas una disminución hacia arriba del espesor de los sets y del tamaño de grano (2).

Dentro de la facies As incluimos a unos sets de morfología similar a los que integran At, aunque en este caso se presentan en solitario; sus dimensiones oscilan entre 0,5 y 1,5 m de profundidad y su anchura entre 3 y 15 m. Las facies Ah y Aba forman horizontes de 0,10 a 1 m de grosor, caracterizados por una laminación horizontal o muy suavemente inclinada (3 a 5°). Ambas facies pueden superponerse a sets de las facies Ap y Cp, o a horizontes en la facies Cm, constituyendo secuencias del tipo Ap → Ah, Aba; Cp → Ah, Aba; y Cm → Ah, Aba.

Por lo que se refiere a las facies conglomeráticas, Cp está representada por sets de dimensiones y morfología similares a los de Ap, Cm constituye horizontes tabulares o lenticulares de 0,25 a 0,75 m de espesor y Ct puede presentarse como sets solitarios (de 0,25 a 1 m de profundidad y 3 a 10 m de anchura) o bien como cosets de hasta 2,5 m de potencia. Las diversas facies conglomeráticas suelen presentar un arma-

(1) En una sección aproximadamente paralela o ligeramente oblicua a la dirección de corriente, estos sets muestran un aspecto análogo a los de Ap.

(2) Conviene matizar que tales cosets y secuencias son relativamente poco frecuentes.

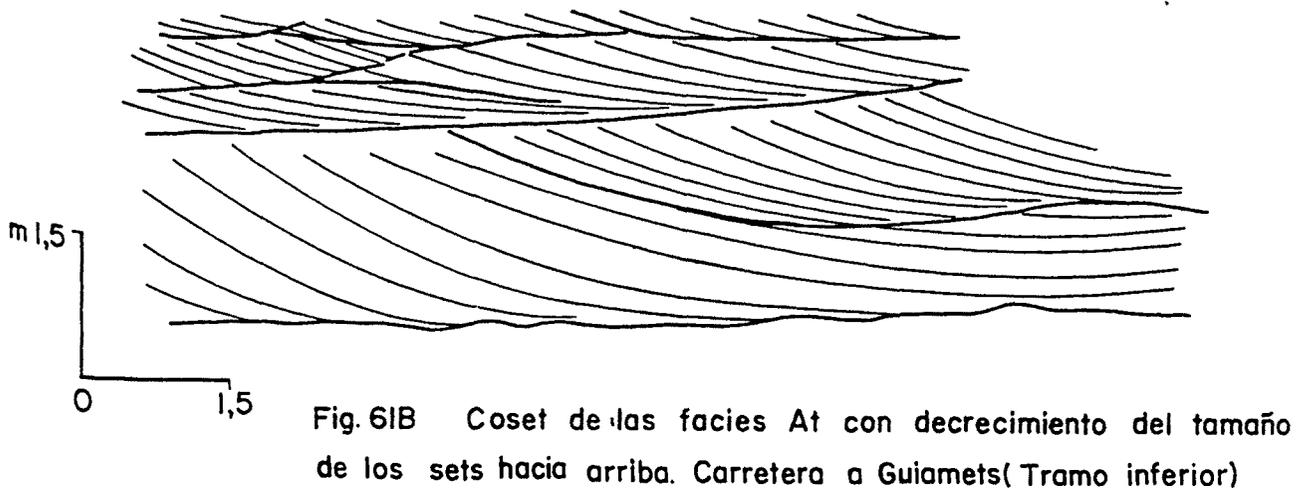
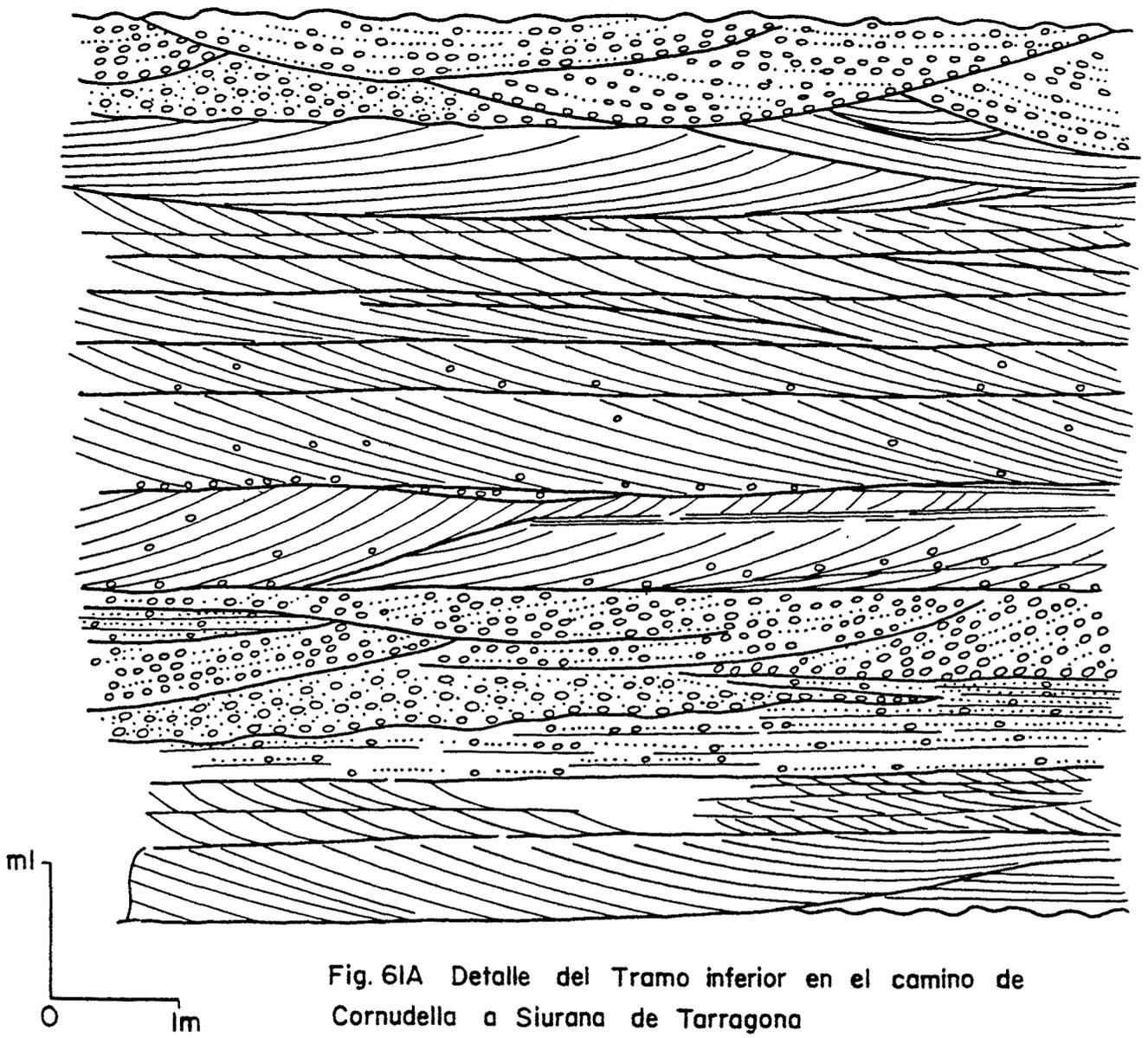
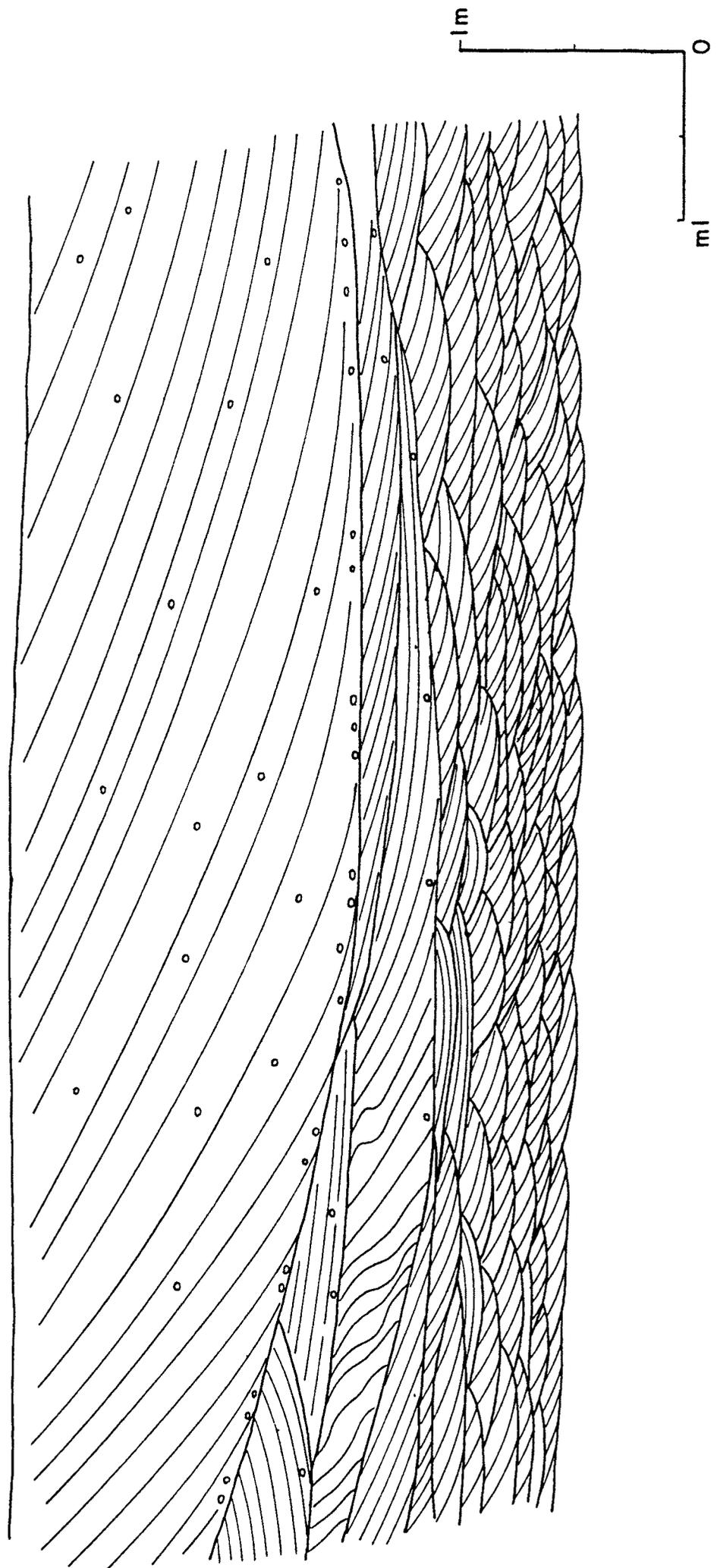


Fig. 62 Coset de At con incremento del espesor de los sets y de la granulometría hacia arriba. St. Gregori (Falset)



zón esencialmente sustentado por la grava; aunque en el caso de Cp y Ct, las diferentes láminas de estratificación cruzada pueden aparecer definidas por una alternancia de nivelillos de guijas y de areniscas conglomeráticas. Además, en muchos casos, los sets de la facies Cp pasan de forma gradual (en el sentido de la corriente) a sets de Ap.

El Tramo superior

En comparación con el anterior este tramo presenta una estratificación mucho mejor definida (fig. 58C, foto 44). Esta consiste en una serie de paquetes arenosos, de forma tabular o ligeramente lenticular y de 1 a 3 m de espesor, entre los que se intercalan delgadísimos horizontes de granulometría más fina. En realidad, puede considerarse que este tramo presenta una cierta ordenación cíclica. De un modo ideal, cada ciclo (de 1,25 a 3,5 m de potencia) estaría integrado por dos términos: a) "paquete arenoso inferior", b) "conjunto superior de granulometría más fina".

El "paquete inferior" está fundamentalmente integrado por areniscas de grano medio a grueso y, ocasionalmente, por areniscas conglomeráticas con alguna pasada de conglomerados (p.e. en la carretera de l'Albiol y en Picamoixons). Dichos paquetes presentan una base claramente erosiva (foto 44), frecuentemente tapizada por un pavimento de guijas, y un marcado carácter multistorey que se evidencia a partir de la existencia de numerosas cicatrices erosivas. Las principales facies que componen el "paquete inferior" son Ap y At, apareciendo Ah y Aba como claramente subordinadas. Todas estas facies presentan unas características similares a las descritas para el Tramo inferior, salvo en que su granulometría es algo más fina y que en el caso de las facies Ap y At las dimensiones de los diversos sets son mucho más reducidas (la altura de dichos sets raramente sobrepasa los 0,5 m). Las unidades de sedimentación más corrientes consisten en cosets de las facies Ap o At, ambos con una ligera tendencia thinning y fining upwards, o bien en secuencias del tipo Ap → At, At → Ap y Ap → Ah, Aba. El espesor de estas unidades de sedimentación varía entre 0,5 y 1 m.

El "conjunto superior de granulometría más fina" (foto 45) se superpone con un contacto relativamente brusco sobre el "paquete inferior". Dicho conjunto suele estar formado por horizontes de 5 a 40 cms, integrados por areniscas de grano fino a medio (en las facies Ah y Ar), por lutitas arenosas (facies Lm) o por una alternancia de ambos materiales. Frecuentemente el "conjunto superior" aparece totalmente erosionado, a causa de la sobreimposición erosiva del "paquete inferior".

En la zona de Picamoixons-Estret de la Riba, en el techo del Tramo superior se localiza un intervalo esencialmente lutítico, con algunas intercalaciones arenosas y de unos 3 m de espesor, el cual se superpone a un "paquete arenoso" que muestra superficies de acreción lateral muy claras (foto 43). (Véase además el apartado IV.5.4.).

c) Paleocorrientes

Los diagramas de paleocorrientes obtenidos para esta unidad pueden consultarse en la fig. 63. Como muestra la citada figura, cuando el número de medidas es significativo, dichos diagramas dibujan abanicos muy amplios, abarcando sectores de más de 180°. En líneas generales, estos sectores quedan limitados entre el NNE (en el primer cuadrante) y el SW-WSW (en el tercer cuadrante), observándose máximos relativamente constantes hacia el S-SW y S-SE. Estos datos concuerdan con los obtenidos por ROBLES (1974) en el Priorat.

Debe advertirse que la amplia dispersión que se aprecia en los diagramas de la fig. 63, obedece a que muy frecuentemente dos sets superpuestos de las facies Ap o At muestran divergencias de 120° a 150° en sus propiedades direccionales. Por esta razón, cuando se efectúan observaciones en una sección ligeramente oblicua respecto a la dirección de aporte real, tales sets pueden mostrar una falsa estructura en herring bone (foto 46).

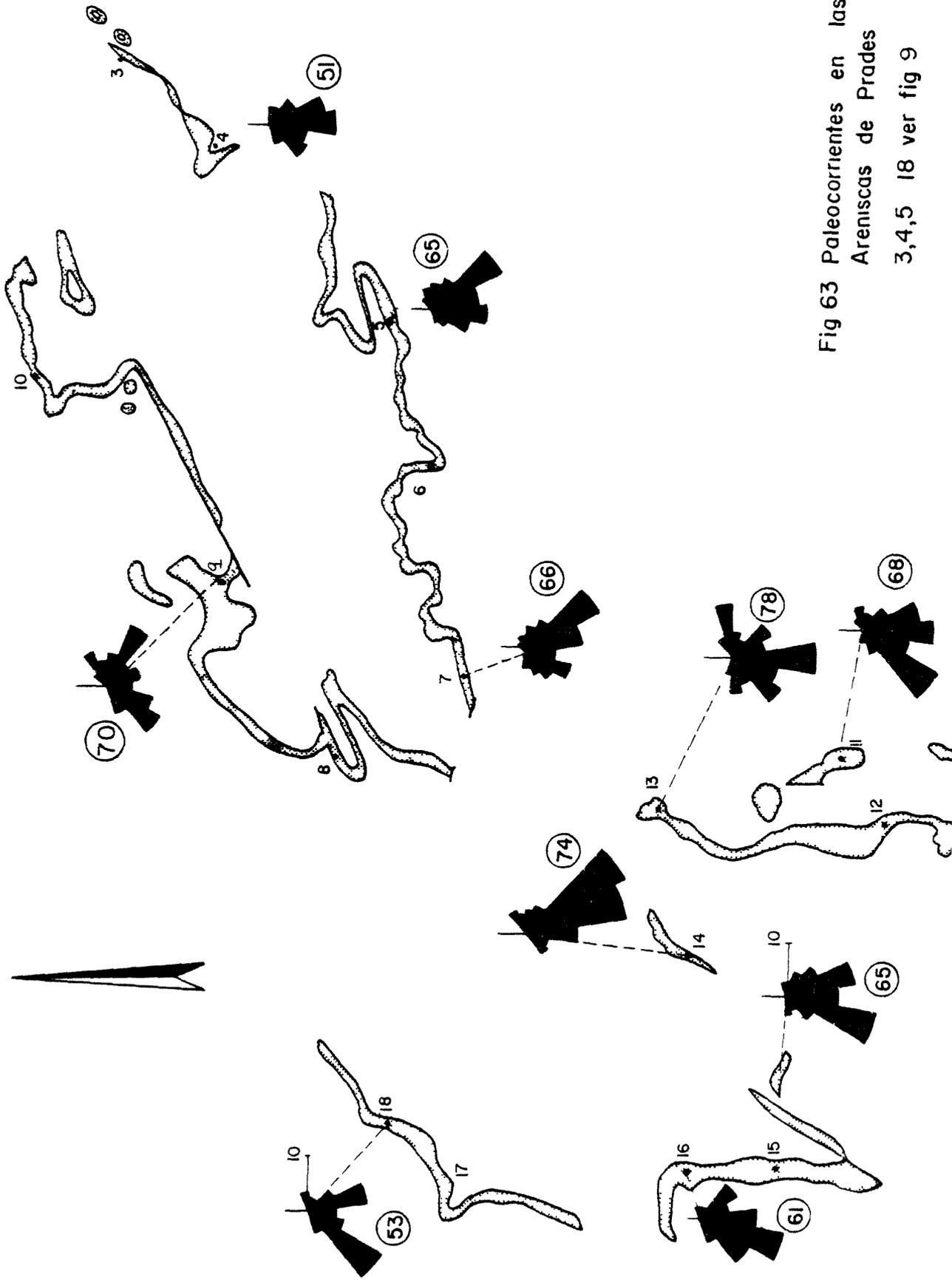


Fig 63 Paleocorrientes en las Areniscas de Prades 3,4,5 18 ver fig 9

d) Interpretación sedimentológica

El tipo de organización cíclica del Tramo superior de las Areniscas de Prades es muy similar a la descrita para el Tramo superior de las Areniscas de Eramprunyà y por este motivo su interpretación es análoga: depósitos originados por corrientes entrelazadas con un material de lecho esencialmente arenoso (sandy dominant braided systems). Para más detalles sobre este tipo de corrientes, consútese al apartado IV.4.2.g.

En el Tramo inferior, la presencia de una proporción variable de facies conglomeráticas y el mayor tamaño de grano de las facies arenosas dominantes, sugieren que nos encontramos ante depósitos originados por corrientes de mayor competencia que las anteriores. En aquellos casos en que dicho tramo presenta un acusado carácter conglomerático (fig. 58A) la sucesión vertical de facies es muy similar a la que caracteriza a los distal gravel-dominant braided systems (MIALL, 1978 y RUST, 1978). En cambio, cuando el Tramo inferior está fundamentalmente integrado por las facies Ap y At, y las facies conglomeráticas son muy poco abundantes (fig. 58B), las corrientes que analizamos parecen presentar unas características más distales, intermedias entre las de los dos tipos de sistemas anteriormente citados.

De acuerdo con los datos de ALLEN (1965), CAMPBELL (1976) y CANT (1978), el aspecto multiacanalado de los depósitos formados por corrientes entrelazadas se origina por la constante incisión y migración de los numerosos canales que se sitúan en el lecho mayor de la corriente (o canal de primer orden; RUST, 1978b). En nuestro caso, a causa de las frecuentes sobreimpuestas erosivas, las dimensiones de estos canales resultan difícil de evaluar. Sin embargo, como mínimo, estas debían de ser análogas a las de los paquetes de forma marcadamente lenticular y a las de los escasos sets que pueden ser atribuidos de forma inequívoca a la facies As (1 a 2,5 m de profundidad, 10 a 30 m de anchura).

En las corrientes entrelazadas del tipo que nos interesa, el origen de las diversas facies conglomeráticas y de las facies arenosas subordinadas (Ah, Aba y As) sería análogo a lo expuesto en el apartado IV.4.1.4. Ello nos excusa de volver a insistir sobre el tema. Sin embargo, lo que si resulta oportuno es efectuar algunas aclaraciones concernientes a las facies Ap y At.

Los sets de grandes dimensiones de la facies Ap (característicos del Tramo inferior) pueden atribuirse a la migración de barras linguoides (COLLINSON, 1970). Según este autor, dichas barras migran de forma espectacular durante los periodos de crecida, pero también lo hacen durante periodos de flujo relativamente más bajos, mediante la deposición del sedimento suministrado por la migración de diversas bed forms sobre su techo. Estas bed forms (dunas, sand waves, etc.) presentan unas dimensiones mucho más reducidas y serían las responsables de la formación de los sets de mediana escala de las facies Ap y At. Por lo tanto, los cosets de la facies Ap y las secuencias del tipo Ap → At que muestran una ligera tendencia thinning y finning upwards, pueden interpretarse como depósitos originados durante un solo episodio deposicional, caracterizado por un paulatino descenso de la energía de la corriente. Evidentemente, las excepcionales secuencias thickening y coarsening upwards del tipo mostrado en la fig. 62, deben interpretarse en sentido contrario.

El significado de los sets de At de muy gran escala (0,75 a 1,5 m de altura; 6 a 20 m de anchura) es más problemático. Sin embargo, de forma análoga a lo expuesto por CAMPBELL (1976), creemos que estos sets también pueden atribuirse a la migración de barras linguoides. Esta suposición se basa en dos consideraciones: en primer lugar, durante las épocas de crecida, los grandes remolinos que se forman en el frente de la barra son capaces de producir surcos erosivos de cierta magnitud (COLLINSON, 1970), y en segundo lugar, la forma curvilínea de las crestas de las barras hace perfectamente viable el desarrollo de una estratificación cruzada de tipo trough de muy gran escala (ALLEN, 1968).

De acuerdo con los datos de HARMS (en HARMS et al 1975) la altura de un set de la facies At o Ap sugiere una profundidad de flujo media, que como mínimo sería igual o doble que la de dicha altura. Con estos datos, la poca abundancia de sets de pequeña y mediana escala en el Tramo inferior, no resulta en absoluto sorprendente, ya que durante los periodos de crecida en los que tenía lugar la migración de las barras linguoides, la profundidad y energía de la corriente debían de ser lo suficientemente altas como para impedir la preservación de los depósitos formados bajo condiciones más moderadas. Este hecho debe tenerse muy en cuenta, porque el predominio de formas de muy gran escala en un determinado depósito, no significa necesariamente unas condiciones de flujo permanentemente enérgicas. De hecho, en nuestro caso, la existencia de marcadas fluctuaciones de caudal pueden detectarse por la presencia de abundantes superficies de reactivación en el seno de los sets de la facies Ap.

Para finalizar, resulta conveniente matizar que dentro de los sistemas entrelazados RUST (1978) distingue: los ríos entrelazados (braided rivers) y las llanuras aluviales entrelazadas (braided alluvial plains o braidplains). Los primeros discurren encajados en un valle y, por lo tanto, sus depósitos presentan una forma claramente elongada en la dirección de la corriente. Por el contrario, las llanuras aluviales surcadas por cursos entrelazados se desarrollan a partir de la coalescencia de abanicos aluviales o de valles fluviales y sus depósitos presentan una marcada geometría tabular. Evidentemente, en el caso de las Areniscas de Prades, resulta particularmente claro que nos encontramos en el segundo caso, es decir ante depósitos formados en braidplains (1).

(1) Los braidplains incluyen a los "abanicos fluviales" del tipo descrito por MCGOWEN y GROAT (1971), BOOTHROYD y ASHLEY (1975) y BOOTHROYD y NUMMEDAL (1978).

IV.5.4.- El Nivel de paleosuelos de Prades

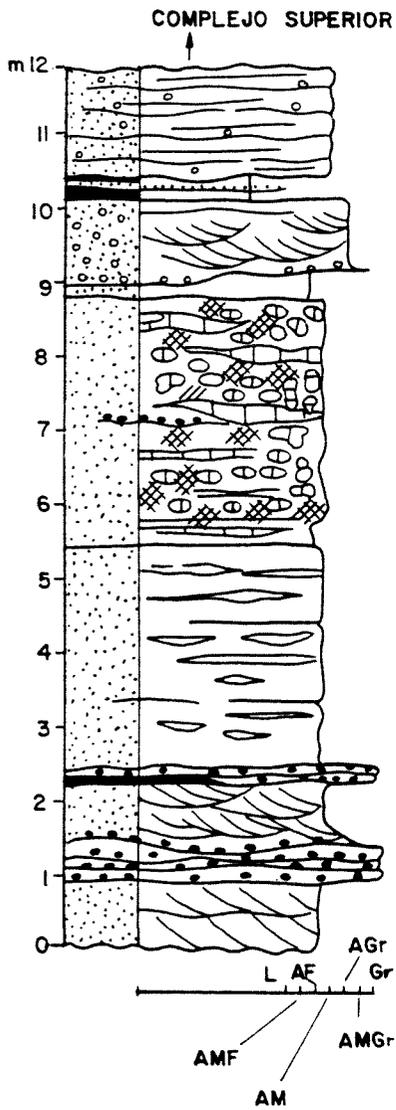
Frecuentemente (Salmellà, Coll de Lilla, Picamoixons, La Pena, carretera a Guiamets, etc.) el techo de las Areniscas de Prades coincide con un intervalo de concreciones y costras carbonatadas, las cuales se desarrollan en el seno de las areniscas y areniscas conglomeráticas que constituyen la parte más alta del Tramo superior. Este intervalo, de 1 a 4,5 metros de grosor, se sitúa inmediatamente por debajo del contacto con el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior y constituye el Nivel de paleosuelos de Prades (figs. 10 y 11).

Típicamente (fig. 64) este Nivel presenta un aspecto muy caótico, a causa de que los carbonatos reemplazantes (frecuentemente dolomíticos) tienden a destruir la estratificación original y a causa de la presencia de numerosas coloraciones amarillentas, verdosas o grisáceas, que se distribuyen de forma muy irregular o adoptando una disposición claramente verticalizada. Los carbonatos, por lo general de color pardo-amarillento, pueden presentarse: en forma de pequeñas manchas irregulares aisladas, como agregados ameboides interconectados entre sí y separados por abundantes enclaves del material encajante, en forma de "churretones" verticalizados, constituyendo vetas u horizontes subhorizontales de aspecto nodular y, en el caso más extremo, como verdaderas costras pisolíticas en las que a simple vista apenas se aprecian vestigios del material original (salvo algunos cantos de cuarzo fuertemente cariados).

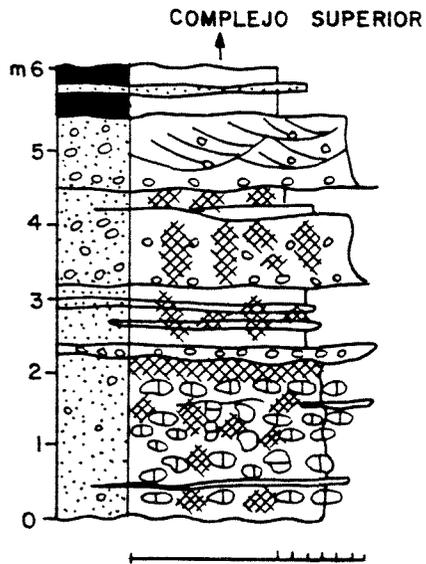
El origen diagenético temprano de todos estos fenómenos, puede deducirse en base a la presencia de delgados lentejones de conglomerados intraformacionales esencialmente integrados por fragmentos carbonatados, o por la presencia de algunos de estos fragmentos en los paquetes arenosos superpuestos. Este hecho, combinado con la notable semejanza existente entre los horizontes de concreciones y costras carbonatadas que acabamos de describir y los paleosuelos de tipo "caliche" (1), nos

(1) BURGESS, 1960; NAGTEGAAL, 1969a; FRIEND y MOODY-STUART, 1970; FREYTET, 1971; ESTEBAN, 1972, 1974; ALLEN, 1974; STEEL, 1974; LEEDER, 1975;... etc.

Cta Coll de Lilla



La Pena



-  Lutitas
-  Areniscas
-  Areniscas conglomeráticas
-  Congl. intraformacionales
-  Nódulos carbonatados
-  Costras carbonatadas
-  Horizontes diferencialmente cementados
-  Decoloraciones grises, verdosas y amarillentas

Fig. 64 Perfiles del Nivel de Paleosuelos de Prades

lleva a pensar que nos encontramos ante el resultado de prolongados periodos de alteración edáfica.

IV.5.5.- Resumen: Hipótesis sobre las características y evolución de la sedimentación fluvial en los afloramientos de la Provincia de Tarragona.

Recordemos que las unidades de origen fluvial diferenciadas en este dominio estratigráfico son: los Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana, los Conglomerados de Prades y las Areniscas de Prades (figs. 9, 10 y 11).

La primera de ellas únicamente ha sido reconocida en las inmediaciones de Bellmunt de Siurana, donde reposa discordantemente sobre el zócalo paleozoico y por debajo de los Conglomerados de Prades. A juzgar por su limitada extensión, dicha unidad parece agrupar los depósitos originados en una "cubeta" de dimensiones muy reducidas.

Teniendo en cuenta el tipo de sucesión estratigráfica de los Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana (fig. 56) y las interpretaciones propuestas en IV.5.1.d., parece probable que la colmatación de la citada "cubeta" se hubiera producido mediante tres episodios deposicionales diferentes: a) un primer episodio, durante el que se habrían depositado los materiales conglomeráticos basales, probablemente a partir de corrientes entrelazadas con un material de lecho integrado por una apreciable cantidad de grava, b) un segundo episodio, en el que las corrientes que acabamos de citar serían reemplazadas por cursos de mayor sinuosidad, los cuales discurrirían encajados entre bancos esencialmente lutíticos, c) un último episodio, durante el cual volverían a instalarse corrientes de morfología entrelazada, aunque esta vez el material de lecho estaría formado por una mezcla de las fracciones arena y grava.

Si consideramos que los cambios que acabamos de exponer se producen de forma muy brusca, debe convenirse que tales cambios no pueden ser atribuidos a mecanismos inherentes a

la propia dinámica fluvial, sino que necesariamente deben relacionarse con acontecimientos de carácter regional, ajenos a dicha dinámica y capaces de provocar sustanciales variaciones en la competencia y capacidad de transporte de las corrientes fluviales. Hipotéticamente, de forma análoga a lo expuesto en IV.4.4., estos acontecimientos podrían tener un origen tectónico.

Antes de pasar a ocuparnos de las dos unidades restantes, conviene señalar que las corrientes que originaron el tramo basal discurrían, aproximadamente, desde el N-NNW hacia el S-SSE.

Los Conglomerados de Prades nos marcan la generalización de la sedimentación a la práctica totalidad del sector, aunque muy probablemente dicha generalización se produjo de forma ligeramente heterócrona. De acuerdo con la interpretación propuesta en IV.5.2.d., esta unidad habría sido originada por corrientes de morfología entrelazada en las que la grava constituiría el litotipo dominante (proximal gravel-dominant braided systems).

Los materiales que acabamos de citar pasan verticalmente, de forma gradual, a las Areniscas de Prades. Esta unidad presenta un carácter más conglomerático en el extremo NE de los afloramientos estudiados (fig. 11) y una ligera tendencia granodecreciente de base a techo. Esta última propiedad nos ha permitido reconocer dos tramos, gradualmente superpuestos y sin límites precisos, a los que denominamos: Tramo inferior y Tramo superior. El superior agrupa una serie de depósitos formados por corrientes entrelazadas con un material de lecho esencialmente arenoso (sandy dominant braided systems), mientras que el inferior se habría formado a partir de corrientes de características intermedias entre las que acabamos de citar y las de los distal gravel-dominant braided systems.

En una primera aproximación, aplicando la ley de Walter, podría sugerirse que los tres tipos de corrientes citados se relacionaban lateralmente entre sí, en el sentido de la corriente, formando parte de un mismo sistema fluvial. Ahora bien, esta idea debe ser matizada. Para ello debe considerarse que la geometría estratigráfica mostrada en la fig. 11 parece reflejar la existencia de una serie de fracturas de zócalo que delimitaban áreas diferencialmente subsidentes (Priorat, Serra de Prades, Picamoixons-Estret de la Riba y Serra de Miramar). La existencia de estas áreas nos es de gran interés, ya que probablemente, más que de un único sistema fluvial, deberíamos hablar de varios sistemas, los cuales discurrirían en amplias llanuras (braidplains) que posiblemente se desarrollaban a partir de la coalescencia de una serie de abanicos aluviales adosados a un frente montañoso, o a partir de una serie de valles fluviales encajados en dicho frente. A juzgar por la amplia dispersión mostrada por los diagramas de paleocorrientes (fig. 63), es muy posible que dichos sistemas se caracterizaran por una gran capacidad de migración lateral y por una forma arqueada en planta, análoga a la de los "abanicos fluviales" descritos por McGO-WEN y GROAT (1971).

Si aceptamos como válido este esquema, las variaciones granulométricas observadas en las Areniscas de Prades en una dirección SW-NE y el mayor o menor desarrollo de los Conglomerados de Prades, podrían obedecer a dos causas: en primer lugar, a que el hipotético frente montañoso que acabamos de mencionar estuviera estructurado de forma que las cabeceras de cada sistema no se encontraran alineadas según una misma recta, y en segundo lugar, a que la pendiente del perfil longitudinal de cada sistema fuera ligeramente diferente. En los dos casos, a lo largo de una línea aproximadamente perpendicular a las direcciones de aporte dominantes, resultaría que las diferentes partes de cada sistema (proximales, medias y distales) se encontrarían ligeramente desfasadas entre sí y, por lo tanto, dicha línea cortaría depósitos de diferente

granulometría. De todas formas, debe advertirse que también cabe la posibilidad de que las mencionadas variaciones granulométricas se originaran, simplemente, a causa de que los afloramientos estudiados se orientaran ligeramente oblicuos respecto a la perpendicular a las paleocorrientes dominantes (fig. 63).

En un mismo perfil, la progresiva superposición de facies cada vez más distales nos indica que los sistemas que analizamos presentaban una clara tendencia retrogradante. Probablemente, de forma análoga a lo expuesto en IV.3.4. y IV.4.4., esta tendencia refleja un paulatino amortiguamiento de los relieves del área fuente. Sin embargo, a diferencia de los otros dominios, en los afloramientos de la Provincia de Tarragona, la mencionada tendencia no queda completada por la presencia de depósitos atribuibles a cursos de alta sinuosidad del tipo mixed o suspended load (1), sino que los materiales del Complejo superior se apoyan directamente sobre el Tramo superior de las Areniscas de Prades, y más concretamente sobre un nivel de paleosuelos bastante desarrollado (Nivel de Paleosuelos de Prades). Indudablemente, la presencia de este Nivel atestigua la existencia de una importante interrupción sedimentaria, anterior a la deposición de los materiales del Complejo superior.

(1) La existencia de este tipo de depósitos únicamente ha sido detectada en Picamoixons, donde en el techo del Tramo inferior se sitúa un paquete arenoso con superficies de acreción lateral muy claras (foto 43) al que se le superpone un intervalo lutítico de unos 3 m de espesor.

IV.6.- CONSIDERACIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS: EL PROBLEMA DE LA EDAD DEL INICIO DE LA SEDIMENTACIÓN DE LA FACIES BUNTSANDSTEIN

De los datos expuestos en las páginas precedentes se desprenden dos cuestiones de sumo interés:

1) En los diversos dominios o sectores estratigráficos, la sedimentación de la facies Buntsandstein no se generaliza desde sus inicios a la totalidad del sector, sino que parece localizarse en una serie de pequeñas cubetas aisladas. Este hecho queda claramente demostrado por la existencia de unidades o grupos de unidades de carácter muy local (megasecuencia de la R. de St. Jaume, grupo de unidades inferiores de Garraf, Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana)

2) Con el tiempo, la superficie de la cuenca deposicional tiende a incrementarse, de manera que a partir de un cierto momento se depositan unidades que desbordan ampliamente a las anteriores y que se extienden a lo largo de todo el dominio estratigráfico. En el borde E del Macizo de Garraf (fig. 55) dicho fenómeno de ampliación se produce de forma progresiva y puede atribuirse, hipotéticamente, al juego en retroceso de un sistema de fracturas de zócalo (lo que provocaría un paulatino incremento de la superficie de las cuencas de drenaje, tanto en sus porciones contributivas como en las distributivas). En los restantes dominios, la causa de la ampliación del área deposicional, que parece producirse de forma más brusca, no está clara, aunque posiblemente pueda relacionarse con movimientos tectónicos semejantes a los anteriores.

Ambos puntos nos demuestran que el inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein se produjo de forma heterócrona, al igual que sucede en otros lugares de España (HERNAN-DO, 1977; VIRGILI et al. 1977a; VIRGILI, 1977...). Al no disponer de datos paleontológicos y teniendo en cuenta la edad Anisiense de la facies Muschelkalk de los Catalánides (VIRGILI 1958; VIRGILI et al. 1977a; VIRGILI et al. 1977b; HIRSCH

1977), el problema de la datación del inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein, podría "resolverse" argumentando que éste tuvo lugar en un momento indeterminado del Trías inferior (Scythiense). Ahora bien, aunque esta argumentación puede ser válida para las unidades de carácter más general que descansan directamente sobre el zócalo, en el caso de las unidades de carácter local, no debe descartarse la posibilidad de que algunas o parte de ellas se hubieran depositado durante el Pérmico superior. Esta suposición se fundamenta en las investigaciones de RAMOS y DOUBINGER (1979) en la Cordillera Ibérica, donde se ha demostrado que algunos materiales con facies Buntsandstein situados discordantemente sobre las facies Saxoniense presentaban una edad Turingiense.

Por consiguiente, a la espera de datos que permitan resolver esta cuestión, no parece descabellado hablar de una edad Permo-Triásica para las unidades de carácter más local que se sitúan en la base del Buntsandstein de los Catalánides.

CAPITULO V: LA UNIDAD DE TRANSITO AL MUSCHELKALK
(EL COMPLEJO LUTITICO-CARBONATADO-
EVAPORITICO SUPERIOR).

V.1.- INTRODUCCION

Como hemos expuesto en el capítulo II, en los diversos dominios estratigráficos el techo de la facies Buntsandstein está representado por una alternancia de lutitas versicolores con delgados niveles de carbonatos y ocasionalmente de evaporitas (yesos). Estos materiales integran el Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior, el cual equivale a la subdivisión B-3: "arcillas límite" de VIRGILI (1958) y a la "facies Röt" de los autores alemanes (SCHRIEL, 1929; SCHMIDT 1931; ASHAUER y TEICHMÜLLER, 1935) y de LLOPIS (1947). Dicho Complejo, con una potencia variable entre 15 y 35 m, soporta los materiales masivamente carbonatados del Muschelkalk inferior (figs. 5, 8 y 11). En líneas generales, sus condiciones de afloramiento son muy deficientes, ya sea por la presencia de una abundante cobertera vegetal o de derrubios procedentes del Muschelkalk, ya sea por motivos tectónicos (por su mayor plasticidad, los materiales del Complejo superior constituyen un importante nivel de despegue tectónico).

V.2.- DESCRIPCION

a) Afloramientos del sector oriental de la Cordillera Prelitoral (entre Collbató y El Brull).

En este dominio estratigráfico (figs. 3, 4 y 5) hemos escogido como serie tipo (fig. 65) la que puede observarse unos 500 m al NE de El Brull (base de la Cota 842, junto a C. Prat). Otros afloramientos, de peor calidad y más incompletos, se localizan en: Can Serra L'Arca, km 46,3 de la carretera de Barcelona a Puigcerdà (entre El Figarò y Aiguafreda), camino a la ermita de Puigraciòs, junto al km 3 de la carretera de Caldes a St. Sebastià de Montmajor, y en el camino que desde el km 31,4 de la carretera de Senmenat a Castellar del Vallès se dirige a C. Cuanta. En líneas generales, la serie que a continuación analizaremos puede considerarse representativa de todo el sector, aunque localmente (especialmente hacia el límite

NW del sector; p.e. en la Puda de Montserrat) pueden existir intercalaciones de yesos y la sucesión se asemeja más a la que describiremos en el siguiente subapartado (b).

Como muestra la fig. 65, en la localidad tipo se distinguen tres tramos bien diferenciados y gradualmente superpuestos:

1) El más inferior (5-7,5 m) puede considerarse de tránsito a las Areniscas y lutitas del Figarò (figs. 4 y 5) y está esencialmente integrado por limolitas arenosas con alguna intercalación de areniscas.

Las limolitas, muy carbonatadas, presentan un color rojo dominante con un intenso moteado verdoso, consistente en una serie de pequeñas manchas de forma esférica o irregular. Dichas limolitas se caracterizan por un aspecto masivo y una fractura concoidea, y solo ocasionalmente pueden detectarse indicios de laminación paralela, de cross-lamination o de actividad burrowing.

Intercalados entre estos materiales se sitúan frecuentes niveles, de 5 a 50 cms de grosor, formados por areniscas de grano fino a muy fino o por conglomerados intraformacionales; ambos tipos de materiales, cementados por calcita, presentan un color esencialmente gris-verdoso, aunque son muy abundantes las manchas rojizas (esféricas o irregulares). Los citados niveles se caracterizan por una forma ligeramente lenticular (son muy frecuentes los acuñamientos laterales) e incluyen en su seno algunos lentejones limolíticos, verdes o rojos y muy discontinuos. La base de cada nivel suele ser irregular y erosiva, mientras que el techo acostumbra a ser rectilíneo, de forma que el contacto superior es relativamente brusco. En las areniscas, en ocasiones masivas, la estructura interna más común es la laminación cruzada de pequeña escala (algunas veces del tipo ripple con flasers; REINECK y WUNDERLICH, 1968). Más esporádicamente hemos observado la presencia de laminación paralela, laminación distorsionada (convolute) y algún set de estratificación cruzada de gran escala del tipo trough.

Tanto las limolitas, como las areniscas, pueden mostrar pequeñas geodas de calcita (2 a 3 cm de diámetro) en su seno.

2) Sobre la alternancia que acabamos de describir se dispone un intervalo, de unos 6-7 m de espesor, constituido por lutitas carbonatadas (margas), las cuales presentan un aspecto masivo y un color rojo, aunque también son muy abundantes las moteaduras de color gris-verdoso. Estas lutitas, intercalan nódulos lenticulares de calcita (de unos 2 a 5 cms de diámetro, por 0,5 a 2 cms de altura) que pueden presentarse aislados o constituyendo delgados horizontes (de 3 a 5 cms de grosor) aparentemente formados por apilamiento y aplanamiento de nódulos contiguos. Menos frecuentemente, pueden observarse algunas vetas de calcita (de 1 a 2 cms de anchura y de 0,5 a 1 m de longitud) dispuestas oblicua o verticalmente respecto a la estratificación.

3) El tramo más superior (de unos 20 m de espesor) está formado por una alternancia, centimétrica a decimétrica, de lutitas y pequeños niveles carbonatados. Dicha alternancia presenta un aspecto ondulado muy característico.

Las lutitas, muy carbonatadas, muestran una coloración roja, negra, verdosa o parduzca, siendo las primeras más frecuentes hacia la base y las dos últimas hacia el techo. En algunas secciones pulidas y láminas delgadas efectuadas en las lutitas de color negro (previa inclusión en resina) puede apreciarse la existencia de una laminación milimétrica, definida por la presencia de nivelillos de calcita y por acumulaciones de sulfuros de hierro (pirita o marcasita). Los nivelillos de calcita presentan una forma muy irregular, que en ocasiones recuerda la estructura enterolítica, y también constituyen pequeñas vetas que cortan la laminación. Los sulfuros de hierro aparecen dispersos en la matriz lutítica.

Las intercalaciones carbonatadas apreciables a simple vista (su grosor es del orden de 0,5 a 5 cms) están fundamentalmente integradas por dolomías de color pardo o beige muy claro y ocasionalmente de color gris, rosado o rojizo. Estas

dolomías constituyen niveles ondulados, por lo general de forma irregular, y presentan una estructura interna homogénea o laminada. Esta aparece definida por la presencia de películas milimétricas de lutitas, por variaciones de coloración o por bandas con un grado de cristalinidad diferente. Algunas veces puede apreciarse la existencia de parches de contornos redondeados y de colores más oscuros que tienden a obliterar la laminación. Además de estos niveles dolomíticos, las lutitas también intercalan frecuentes nivelillos, de 0,5 a 1 cm de grosor, formados por calcita con un crecimiento antipolar y horizontes acarniolados muy irregulares (en ocasiones de forma nodular) en los que comunmente se observan enclaves lutíticos. El espesor de estos horizontes (de color pardo, beige, rosado y rojizo) oscila entre 5 y 30 cms.

En el perfil tipo, el contacto con los carbonatos masivos del Muschelkalk inferior no puede ser observado. Sin embargo, en otros puntos del sector se aprecia como el paso del Complejo superior al Muschelkalk se realiza de forma gradual, aunque muy rápida, mediante un incremento en la frecuencia de intercalación y en el espesor de los niveles carbonatados anteriormente descritos. Por regla general, la base del Muschelkalk inferior está integrada por una compleja alternancia de dolomías laminadas, carniolas, brechas intraformacionales y algún esporádico horizonte margoso de color beige. Localmente (p.e: en la Riera de St. Jaume) puede observarse la existencia de posibles moldes de evaporitas en las dolomías laminadas.

b) Afloramientos del borde oriental del Macizo de Garraf.

En este sector (figs 6, 7 y 8), el Complejo superior se presenta bajo dos litofacies claramente diferentes y que parecen conectar lateralmente: en la zona comprendida entre Castellví de Rosanes y Cervelló, la sucesión litológica se caracteriza por la existencia de abundantes niveles evaporíticos, mientras que en los alrededores de Bruguers dicha sucesión es muy similar a la descrita en el subapartado anterior. Por esta ra-

zón nos limitaremos a describir la sucesión de tipo evaporítico observada unos 500 m al NE de Cervelló (junto al torrente de Martre). En este lugar, de base a techo (fig 65B), se distinguen los siguientes tramos:

1) Tramo de tránsito a las Areniscas y lutitas de la Creu de l'Aragall (8-10 m), fundamentalmente integrado por lutitas rojas, más o menos arenosas y muy micáceas, y por alguna pequeña intercalación de areniscas de grano fino a muy fino. Las lutitas, muy carbonatadas, presentan un intenso moteado gris-verdoso y las areniscas, cementadas por calcita, frecuentes decoloraciones verdosas, grisáceas o amarillentas. Este último tipo de materiales pueden mostrar laminación cruzada de pequeña escala y algunos indicios de actividad burrowing.

2) Alternancia análoga a la anterior (de unos 3,5 m de potencia), pero con algunos nódulos aplastados de yeso alabastrino porfiroblástico. Estos nódulos, de unos 5 cms de diámetro, aparecen dispersos en el seno de los materiales lutíticos y más raramente en las areniscas, o acumulados en algunos horizontes (de hasta 50 cm de grosor) en los que se observan nódulos compuestos de hasta 15 cm de diámetro. El conjunto está atravesado por numerosas vetas de yeso fibroso.

3) Alternancia centimétrica de lutitas carbonatadas, rojas y grises, con horizontes de yeso fibroso, yeso laminar de grano fino con algún porfiroblasto (de color verdoso, grisáceo y a veces rojizo) y de carbonatos de color ocre a beige. Asimismo puede observarse la presencia de horizontes de nódulos de yeso alabastrino porfiroblástico, algún nivel de yeso alabastrino con estructura enterolítica y rarísimos nivelillos de yeso selenítico. La potencia de este tramo, frecuentemente atravesado por vetas de yeso fibroso, es de unos 9,5 m.

4) Alternancia similar a la anterior, pero con claro predominio de las lutitas que se presentan con un color esencialmente grisáceo y ocasionalmente rojizo (2,5 m).

5) 4-5 m de una alternancia centimétrica a decimétrica de aspec-

to ondulado, integrada por lutitas carbonatadas (pardo-amari-llentas y grisáceas) y por horizontes dolomíticos y acarniolados, semejantes a los descritos en el tramo superior del perfil del Brull (fig 65A)

El contacto con el Muschelkalk inferior está muy mecanizado y no puede ser analizado al detalle. Este hecho es generalizable a la práctica totalidad de este dominio, de manera que la "ruptura sedimentaria" citada por GARRIDO y VILLENA (1977) no ha podido ser observada (en realidad, en el lugar mencionado por estos autores: punto 2E, el contacto también parece ser mecánico).

c) Afloramientos de la Provincia de Tarragona.

Una característica peculiar de este dominio (figs 9, 10 y 11) es que el Complejo superior no descansa de forma gradual sobre la unidad infrayacente (Areniscas de Prades), sino que lo hace de forma brusca y, en muchos casos, previa intercalación de un horizonte de paleosuelos que atestigua la existencia de una importante interrupción sedimentaria. (Nivel de paleosuelos de Prades). Los mejores afloramientos de este sector se localizan en la carretera a Cabassers, Cabra del Camp (carretera junto a la autopista), carretera a Guiamets, carretera a l'Albiol, alrededores de Prades (p.e. en el camino que desde la carretera Reus-Prades se dirige a la cota 1201), y en la carretera a Masroig. Como perfil tipo (fig 65C) presentamos el efectuado en la carretera a Cabassers. A grandes rasgos y salvo ligeras variaciones de potencia (fig 10), dicho perfil puede considerarse representativo, aunque en Cabra del Camp, inmediatamente por debajo del contacto con el Muschelkalk, parece existir un intervalo de yesos de unos 5 m de espesor (estos yesos no han podido ser observados "in situ").

Como muestra la fig 65C, en el perfil tipo el Complejo superior está integrado por una alternancia centimétrica a decimétrica y de aspecto ondulado, constituida por limolitas (mucho más frecuentes hacia la base), lutitas y carbonatos (dolo-

mías esencialmente). Los niveles limolíticos, muy carbonatados (dolomíticos?) y ocasionalmente ferruginizados, presentan un color parduzco rojizo o verdoso y una laminación horizontal o cruzada de pequeña escala. Las lutitas, de color rojo o verde y en ocasiones amarillento o grisáceo, se caracterizan por un aspecto masivo, aunque algunas veces se presentan formando nivelillos (de 1 a 2 cm de grosor) muy compactos y laminados que recuerdan los paper-shale. Los carbonatos están representados por horizontes milimétricos a centimétricos de dolomías pardo-amarillentas o verdosas, las cuales pueden presentar moldes de cristales de sal, en los que muy ocasionalmente se observa una estructura hopper. Asimismo, son muy frecuentes los niveles dolomíticos acarniolados; éstos, con frecuentes enclaves lutíticos, se caracterizan por una forma muy irregular, en muchos casos arriñonada, y pueden llegar a formar horizontes de 25 cms de espesor.

En el perfil tipo, y en general en todo el sector, el contacto con el Muschelkalk está cubierto. Sin embargo, en la carretera a Guiamets puede apreciarse como en la base de las dolomías laminadas del Muschelkalk se sitúa un intervalo de 1,5 m de espesor, de aspecto muy caótico y replegado, fundamentalmente integrado por una alternancia de niveles pulverulentos de color blanco (chalky) y niveles acarniolados de color ocre a amarillento. Del mismo modo, en Can Tous (junto a la carretera de Pont d'Armentera a Salmellà) puede apreciarse como el contacto con las dolomías laminadas y brechas intraformacionales que integran la base del Muschelkalk, se realiza mediante un tramo (de unos 2 m de espesor) formado por una alternancia muy irregular de horizontes acarniolados y margas de colores ocres y beige.

V.3.- INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Como el lector habrá podido deducir de las descripciones precedentes, carecemos de estudios petrográficos exhaustivos que nos permitan interpretar de manera detallada la génesis de los materiales del Complejo superior. Con los datos que po-

seemos, lo único que podemos afirmar es que, con toda probabilidad, nos encontramos ante depósitos formados en llanuras fangosas (mud-flats) sometidas a fuerte evaporación y que conectaban lateralmente con amplias plataformas marinas carbonatadas (aproximadamente hacia el S) y con llanuras fluviales (hacia el N). Esta última aseveración se fundamenta en el tipo de relaciones estratigráficas existentes entre el Complejo superior, el Muschelkalk inferior y las unidades detríticas infra-yacentes, así como en las paleocorrientes deducidas para estas unidades.

Hasta la fecha, los ambientes actuales de este tipo (supratidal coastal sabkhas) únicamente han sido estudiados en la costa de la Unión de los Emiratos Árabes (Trucial Coast; SHEARMAN, 1978; TILL, en READING, 1978; KENDALL, en WALKER, 1979) y en los Ranns de Kutch, India (GLENNIE y EVANS, 1976). En ambos casos, existe una zona de clara influencia de las aguas subterráneas marinas y una zona de mezcla con las aguas subterráneas o superficiales de origen continental, pero mientras en el primero la sabkha se desarrolla sobre materiales esencialmente carbonatados (fangos aragoníticos), en el segundo lo hace sobre sedimentos siliciclásticos (lutitas fundamentalmente). En nuestro caso, los Ranns de Kutch son de gran interés, ya que no cabe duda de que el material en el que se desarrollaban los procesos evaporíticos, estaba fundamentalmente constituido por lutitas y limos ricos en una fracción detrítica silícea. Al parecer dichas lutitas y limos se habrían depositado en las partes más distales, o en partes marginales, de los sistemas fluviales.

En el perfil de Cervelló, partiendo de los datos de SHEARMAN (1978); tanto los nódulos de yeso secundario alabastrino que se presentan aislados en el seno de los materiales lutíticos, como los horizontes de idéntica composición con estructura enterolítica, podrían asimilarse a antiguas anhidritas formadas en el interior de los materiales encajantes, por desplazamiento y a partir de una intensa evaporación de las aguas intersticiales en zona vadosa. Asimismo, es probable que los nód-

dulos de calcita que se encuentran en el tramo 2 del perfil del Brull, correspondieran a antiguos nódulos de anhidrita calcitizados y un origen similar podría postularse para las pequeñas vetillas de calcita con estructura enterolítica que se localizan en las lutitas negras (dichas vetillas son muy semejantes en aspecto a las anhidritas intercaladas entre lutitas descritas por GLENNIE, 1972, en el Rotliegendes del NW de Europa). Este supuesto fenómeno de calcitización parece relacionarse, además, con las pequeñas acumulaciones de sulfuros de hierro observadas en las citadas lutitas negras; según SHEARMAN (1976), la anhidrita y la materia orgánica pueden reaccionar, suministrando calcita, ácido sulfhídrico (que se combinará con los iones ferrosos existentes en el sedimento para formar sulfuros) y agua. Por lo que respecta a los horizontes de yeso laminado que se localizan en el perfil de Cervelló (tramo 3) puede deducirse la precipitación del mismo a partir de una capa continua de agua relativamente somera y tranquila (SCHREIBER et al., 1976).

La presencia de halita, que nosotros encontramos como moldes en algunas capas dolomíticas (perfil de Cabassers, carretera de Guiamets), también es muy corriente en los dos tipos de sabkhas costeras anteriormente citadas, donde pueden desarrollarse por crecimiento intersticial en el seno del sedimento o formando delgadas costras.

En las sabkhas costeras del Trucial Gulf, la dolomita es muy frecuente. Hasta una distancia de 10 Kms tierra adentro y hasta una profundidad de un metro, el sedimento carbonatado original puede estar prácticamente reemplazado por protodolomita. A causa de la intensa evaporación, las aguas intersticiales adquieren una alta relación Mg/Ca, por la precipitación del yeso que comienza cuando las concentraciones salinas alcanzan valores cinco veces superiores a la del agua marina. Por lo tanto, cuando la relación Mg/Ca alcanza valores comprendidos entre 5 y 10, el aragonito del sedimento empieza a ser reemplazado por dolomita. Esta dolomita es análoga a la descrita en otras áreas de sedimentación reciente (SHINN et al., 1965).

Sin embargo, en aquellas sabkhas costeras donde el sedimento es rico en cuarzo, o carece de fango aragonítico, la dolomita no parece formarse o se forma en muy poca cantidad (GLENNIE y EVANS, 1976). Por consiguiente, en nuestro caso, en el que el sedimento original era esencialmente siliciclástico, el origen de las frecuentes intercalaciones dolomíticas observables en los diversos perfiles resulta problemático. Hipotéticamente, puede sugerirse que dichas dolomías se formaron a expensas de pequeñas acumulaciones de fangos carbonatados sedimentados en zonas temporalmente encharcadas. La probable existencia de zonas episódicamente cubiertas por una lámina somera de agua, no sólo parece deducirse de la presencia de yesos laminados, sino también por la existencia de algunos horizontes de lutitas y limolitas laminadas o con una estratificación cruzada de pequeña escala.

No quisiéramos finalizar sin llamar la atención sobre el hecho de que en algunos ambientes evaporíticos (KENDALL, en WALKER, 1979) se acumulan costras salinas durante episodios de evaporación muy rápida y completa, de modo que éstas incluyen sales muy solubles y altamente metaestables. Las lluvias y las tormentas pueden disolver estos minerales, pero además, incluso en el caso de que las mencionadas sales queden enterradas, su persistencia es mínima si las aguas subterráneas infrayacentes están sub-saturadas. Por consiguiente, es importante advertir que los minerales de las costras superficiales no reflejan necesariamente la naturaleza de los minerales evaporíticos preservados en los sedimentos infrayacentes. Teniendo en cuenta estos datos, es posible que las sucesiones esencialmente lutíticas y dolomíticas que caracterizan al Complejo superior en muchos lugares, representen depósitos formados en ambientes evaporíticos (como lo demuestra la presencia ocasional de moldes de sal), pero en los que dichas evaporitas tienen pocas posibilidades de preservación.

V.4.- CONSIDERACIONES PALEOGEOGRAFICAS

En nuestra opinión, el Complejo superior representa una unidad de tránsito al Muschelkalk inferior, de forma que las sabkhas supralitorales en las que se originaron los materiales de dicho Complejo, conectaban, en un determinado momento, con las zonas intermareales y submareales en las que aparentemente tuvo lugar la deposición de los fangos carbonatados del Muschelkalk.

GARRIDO y VILLENNA (1977) han señalado la presencia de una "ruptura sedimentaria de orden superior" en el contacto Buntsandstein-Muschelkalk, indicando que la facies Buntsandstein representaba una "unidad tectosedimentaria". Según los autores citados, esta "ruptura" debe interpretarse como resultado de "posibles pulsaciones tectónicas", en este caso de carácter distensivo, y el paso Buntsandstein-Muschelkalk no representaría un ciclo transgresivo continuo, sino discontinuo. Como pruebas, GARRIDO y VILLENNA (1977) citan la existencia de brechas dolomíticas, hards grounds y costras ferruginosas, en el contacto entre las litofacies anteriormente citadas. Evidentemente, resulta obvio aclarar que todos estos fenómenos pueden tener un origen exclusivamente sedimentario o diagenético (en el trabajo citado no se aporta ningún tipo de argumento que permita suponer lo contrario) y por este motivo la interpretación propuesta por los mencionados autores nos parece, como mínimo, cuestionable.

Además, en los afloramientos de la Provincia de Tarragona, la "ruptura sedimentaria" debiera situarse, en todo caso, a la altura del Nivel de paleosuelos de Prades, ya que dicho Nivel separa facies medias de abanicos fluviales (Tramo superior de las Areniscas de Prades) de facies de sabkhas costeras supralitorales (Complejo superior). Ello, por si solo, sugiere que en realidad el Complejo superior y el Muschelkalk inferior formaban parte de un mismo episodio transgresivo que solapaba materiales depositados en ambientes relativamente lejanos a la línea de costa.

V.5.- LA EDAD DEL TRANSITO BUNTSANDSTEIN - MUSCHELKALK

Como han señalado VIRGILI et al (1977a, pág. 68), en los afloramientos del sector oriental de la Cordillera Prelitoral y borde oriental del Macizo de Garraf (figs. 3, 4, 5, 6, 7 y 8), "la presencia de Spiriferina (Mentzelia) mentzeli (VIRGILI, 1958) permite asegurar que en estas áreas el comienzo de la sedimentación de la facies Muschelkalk se produce en la primera parte, aunque no en los inicios de los tiempos anisienses". Ello sugiere que en ambos afloramientos, a efectos de correlación, el paso Buntsandstein-Muschelkalk puede considerarse prácticamente isócrono (En sentido riguroso es probable que esto no sea totalmente cierto, ya que las capas con Spiriferina se sitúan por encima del tramo de dolomías laminadas, brechas intraformacionales y carniolas que constituye la base del Muschelkalk, y este tramo presenta un espesor variable según los lugares).

En cambio, en la Serra de Prades (VIRGILI et al, 1977a; VIRGILI, en VIRGILI et al 1977b) los niveles con fauna más bajos que se hallan (VILASECA, 1920; VIRGILI, 1958) corresponden al Anisiense medio y alto, lo que podría indicar que en los afloramientos de la Provincia de Tarragona, el paso Buntsandstein-Muschelkalk fuera ligeramente más moderno que en el caso anterior. De todas formas y a efectos de correlación dentro del mismo dominio estratigráfico (figs. 9, 10 y 11) es probable que el citado paso sea sensiblemente isócrono.

EL BRULL

CERVELLO

CTA A CABASSERS

(base cota 842 Can Prat)

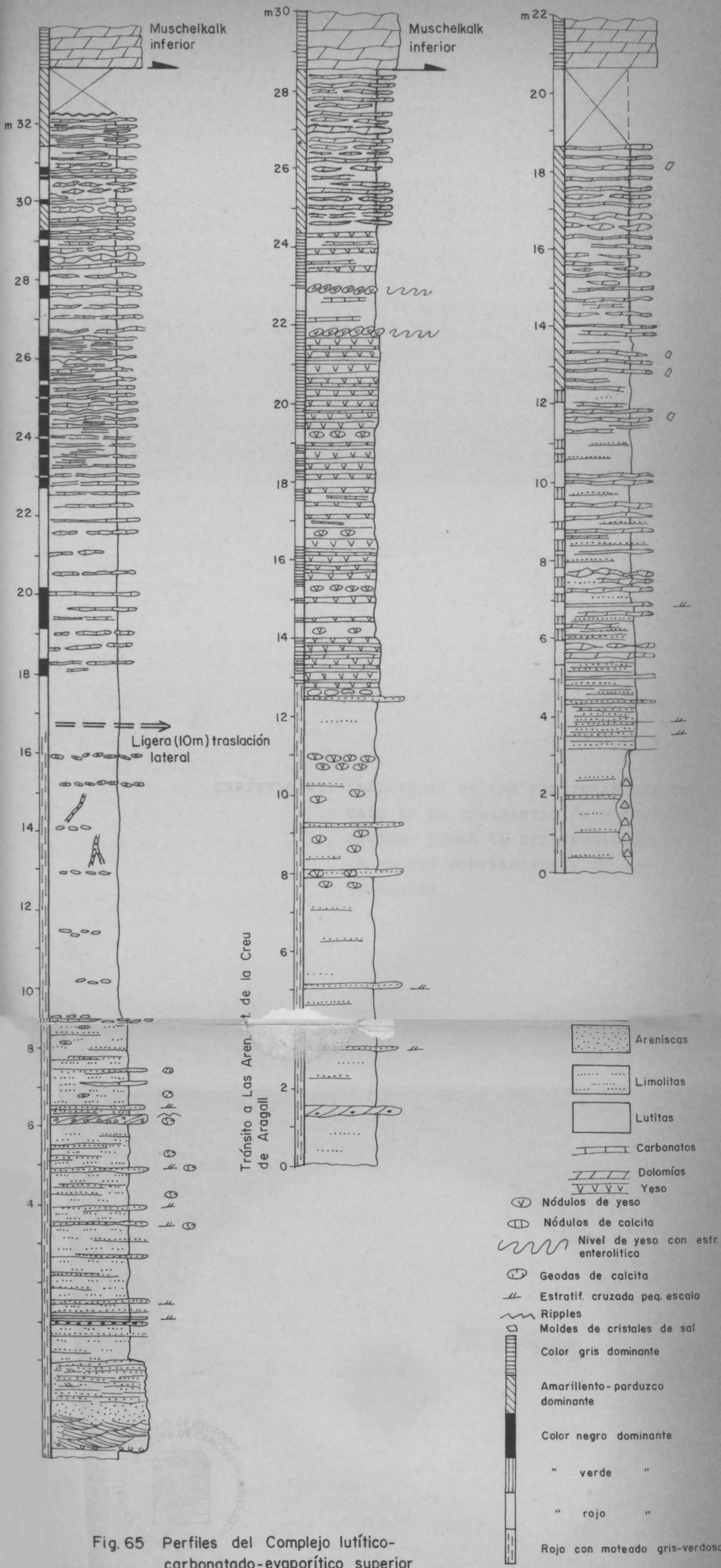


Fig. 65 Perfiles del Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior