

# 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](http://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](http://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](http://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

## II.4.- AFLORAMIENTOS DE LA PROVINCIA DE TARRAGONA

### II.4.1.- Características generales

Bajo esta denominación se incluyen (fig. 9) los afloramientos de la Serra de Miramar, Serra de Prades, borde S y SW del macizo paleozoico del Priorat y base del Montsant.

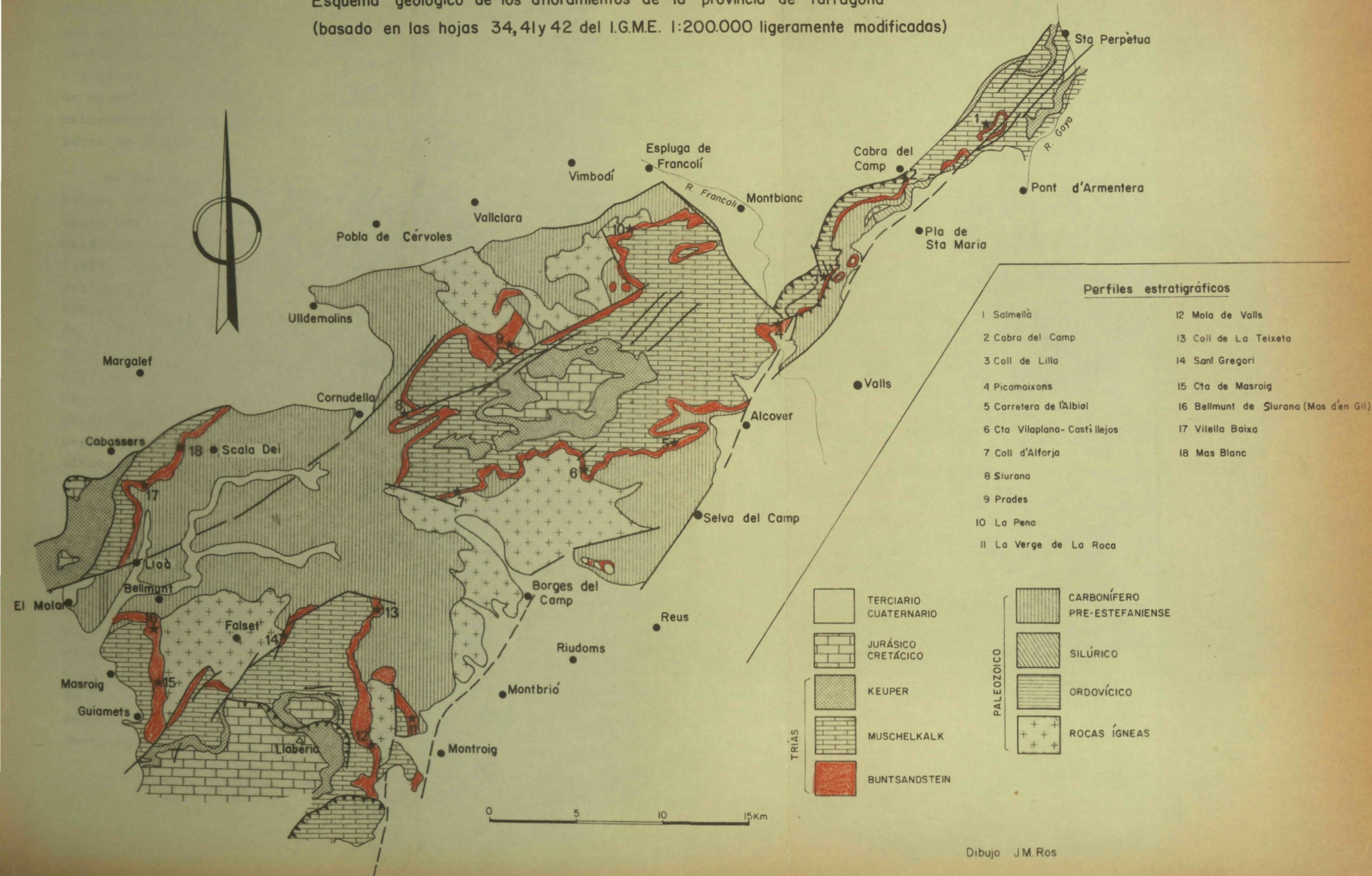
La Serra de Miramar constituye una de las unidades tectónicas mejor individualizadas de los Catalánides. Esta unidad, alineada en dirección NE-SW, está formada por una estrecha franja de materiales paleozoicos y triásicos intercalados entre dos depresiones terciarias: la de Valls-Reus al S y la del Ebro al N. Mientras el contacto con la primera de estas depresiones, rellenada por materiales de edad miocena, se realiza mediante un complicado sistema de fracturas directas, el contacto con la Depresión del Ebro varía de normal a cabalgante.

La estructura de esta unidad (detalladamente expuesta en los trabajos de JULIVERT 1955, VIRGILI 1958 y BENZAQUEN et al 1973a, 1973b) sufre una progresiva complicación de NE a SW. De este modo se pasa de la tectónica de fractura de la zona de Salmellá (en la que las capas triásicas desaparecen normalmente bajo el Eoceno) a la tectónica de escalas cabalgantes desarrollada, con distintas vergencias, entre La Riba y Cabra del Camp. Esta estructura, caracterizada al detalle por las frecuentes laminaciones del Buntsandstein es, en general, poco favorable para el análisis estra-tigráfico.

La Serra de Miramar, que enlaza gradualmente por el NE (a través de la zona de fractura de Salmellá) con el Bloque

Fig. 9

Esquema geológico de los afloramientos de la provincia de Tarragona  
(basado en las hojas 34,41y 42 del I.G.M.E. 1:200.000 ligeramente modificadas)



del Gaiá, queda bruscamente limitada al SW, por la zona de fractura de Picamoixons (JULIVERT 1955). Al W de dicha zona, que algunos autores (BENZAQUEN et al 1973a, 1973b) han relacionado con una fractura de desgarre desarrollada entre L'Espluga de Francolí y la desembocadura del R. Gaiá (Punta de La Mora), tiene lugar el "relevo" de la estructura cabalgante que hemos descrito, por la estructura tabular de la Serra de Prades.

La Serra de Prades constituye una región de relieve tabular, integrada por un zócalo paleozoico sobre el que descansa una cobertera mesozoica que incluye la totalidad del Triásico y parte del Jurásico. Tal y como señala VIRGILI (1958, págs. 193-199) esta región no forma una única unidad estructural, sino que queda dividida (mediante una fractura WSW-ENE: Falla del Brugent) en dos bloques. El más extenso de ellos, limitado por el S por un sistema de fracturas que lo separan del Camp de Tarragona, se caracteriza por un sencillo relieve en cuestas poco afectado por accidentes tectónicos de importancia. El bloque septentrional (que limita mecánicamente por el N con los materiales terciarios de la Depresión del Ebro, SOLÉ SABARÍS et al. 1975) aparece, por el contrario, afectado por numerosas fallas NE-SW que delimitan una serie de sub-bloques progresivamente descendentes hacia el W.

Al W de la Serra de Prades y bordeando el gran manchón paleozoico del Priorat (fig. 9), los afloramientos del Buntsandstein se disponen según una orla, adosada por el W a los relieves mesozoicos que constituyen la base del Montsant y, por el S-SW, a los relieves que bordean el frente de corrimiento de Tivissa, Vandellòs y Llaberia. Esta orla comprende los afloramientos más occidentales del Buntsandstein de los Catalánides. Desde este lugar hacia el S y SW, estos materiales quedan ocultos bajo los restantes niveles de la serie triásica.

Los afloramientos triásicos que desde las cercanías de Scala-Dei a El Molar integran la base de los conglomerados del Montsant, se caracterizan, a grandes rasgos (LLOPIS 1947, VIRGILI 1958), por una estructura tabular integrada por una serie de cuestas suavemente inclinadas hacia el W y cuya continuidad solamente queda interrumpida, entre El Molar y Lloã, por una fractura de dirección ENE-WSW. Mientras que por el N este relieve en cuestas queda fosilizado por los conglomerados terciarios, hacia el W y mediante una progresiva complicación tectónica, las capas triásicas entran en contacto mecánico con las calizas jurásicas que, a su vez, cabalgan sobre el Paleógeno de la Depresión del Ebro.

Los relieves mesozoicos que por el S-SW se desarrollan desde Bellmunt a la Serra de la Pedrera (W de Montroig), aparecen estructurados (VIRGILI 1958, ROBLES 1974) en una serie de bloques limitados por fracturas N-S a NE-SW. Estos bloques, caracterizados en líneas generales por una estructura monoclinal buzante hacia el SW, son cabalgados, por el S, por los materiales triásicos y jurásicos que integran el frente de corrimiento de Tivissa, Vandellòs y Llaberia.

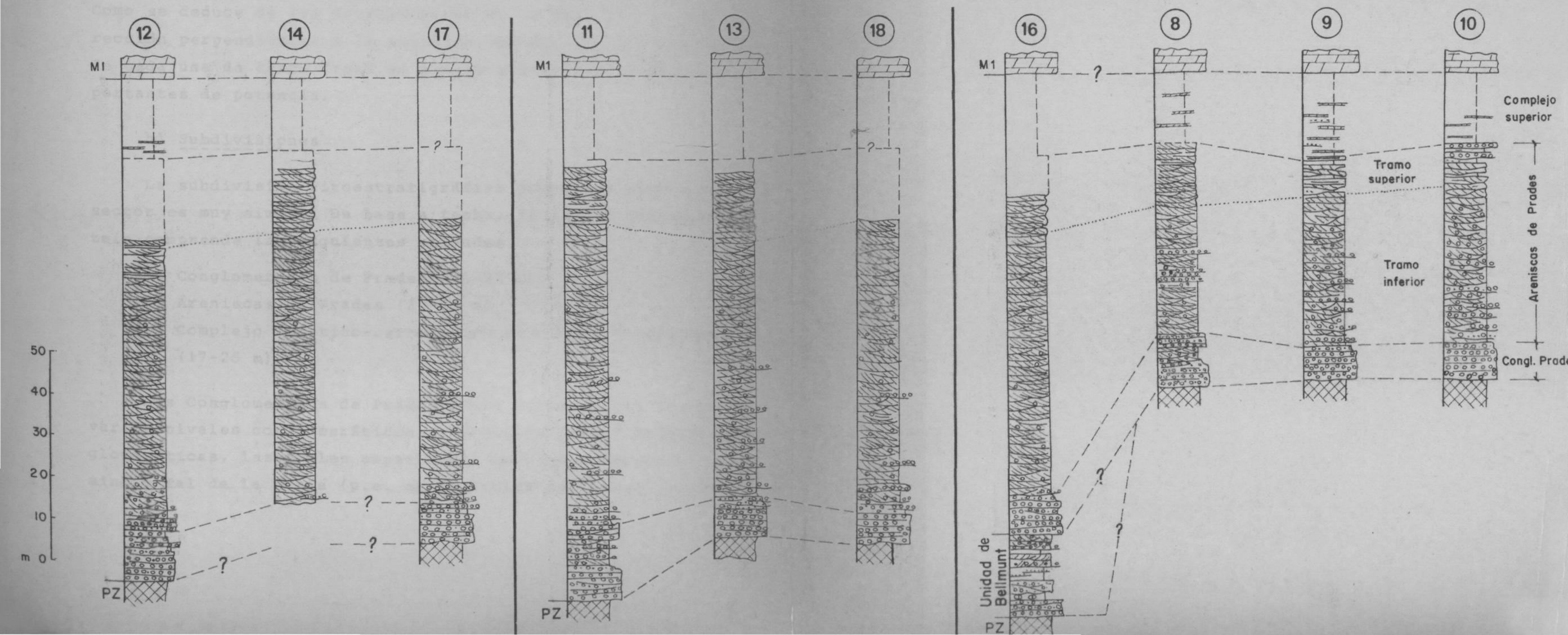
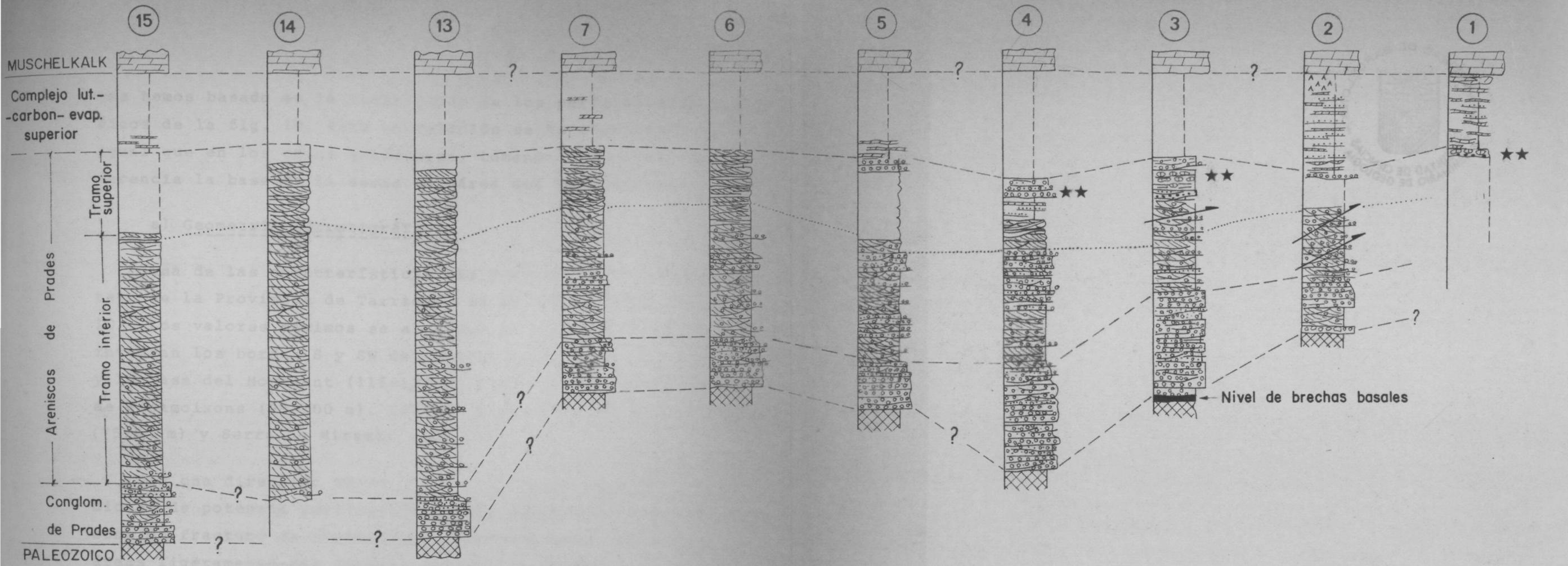
Tanto los afloramientos de la Serra de Prades, como los últimamente citados, constituyen, por su calidad y extensión, un lugar muy favorable para el estudio estratigráfico. Muy probablemente esta es la razón por la que la sucesión litológica observable en estos afloramientos (conglomerado basal, areniscas y arcillas abigarradas) ha sido generalizada para todo el Buntsandstein de los Catalánides.

#### II.4.2.- Litoestratigrafía

La subdivisión litoestratigráfica propuesta en este estudio puede observarse en la fig. 11. Los diversos esquemas presentados en dicha figura, representan una serie de cortes realizados en dirección NE-SW (aproximadamente perpendicular a la dirección de aporte dominante) y NW-SE (aproximadamente paralelo a ésta), (ver fig. 9). Para elaborar dichos esquemas

Fig. 10

# Perfiles estratigráficos de las afloramientos de la provincia de Tarragona.



nos hemos basado en la correlación de los perfiles estratigráficos de la fig. 10. Esta correlación se ha efectuado, al igual que en los casos anteriores, tomando como nivel de referencia la base de la serie calcárea del Muschelkalk.

#### a) Geometría estratigráfica

Una de las características más peculiares del Buntsandstein de la Provincia de Tarragona es su escasa potencia (fig. 10). Los valores máximos se alcanzan en los afloramientos que integran los bordes S y SW del macizo paleozoico del Priorat y la base del Montsant (115-135 m) y en la zona de fractura de Picamoixons (95-100 m). Los mínimos, en la Serra de Prades (75-80 m) y Serra de Miramar (60-80 m).

En una dirección NE-SW (fig. 11), estas pequeñas variaciones de potencia perfilan dos áreas deprimidas (Priorat y zona de fractura de Picamoixons), intercaladas entre dos áreas ligeramente más "altas" (Serres de Prades y Miramar). Como se deduce de las correlaciones de la fig. 11, en una dirección perpendicular a la anterior (NW-SE), el Buntsandstein de cada una de estas áreas no parece sufrir variaciones importantes de potencia.

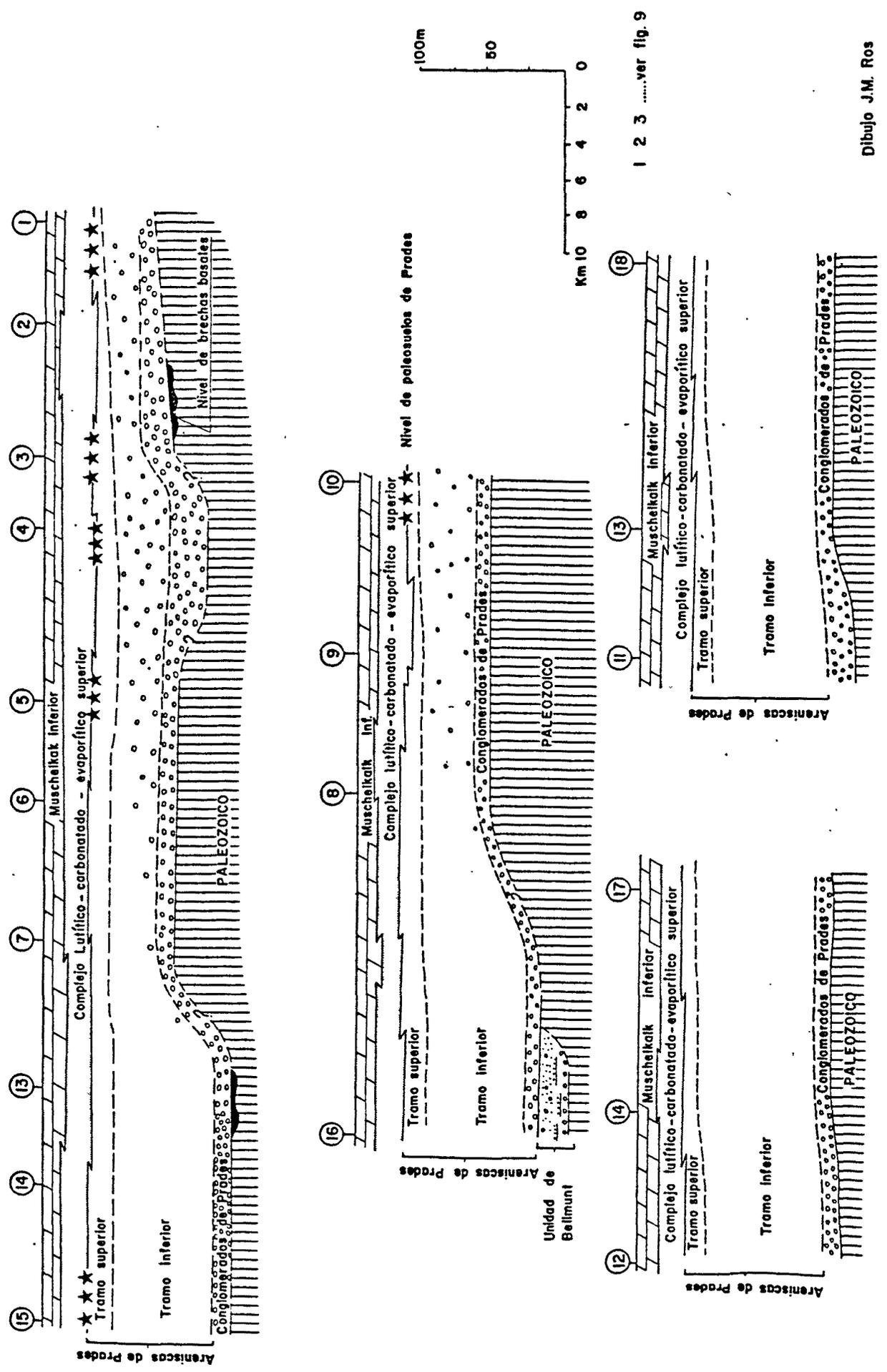
#### b) Subdivisiones

La subdivisión litoestratigráfica propuesta para este sector es muy simple. De base a techo, la facies Buntsandstein comprende las siguientes unidades:

- a) Conglomerados de Prades (6-25 m)
- b) Areniscas de Prades (30-85 m)
- c) Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior (17-25 m).

Los Conglomerados de Prades están formados por uno o varios niveles conglomeráticos alternantes con areniscas conglomeráticas, las cuales constituyen en algunos casos el término basal de la serie (p.e. en la Ermita del Remei, Alcover).

Fig. II ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA PROVINCIA DE TARRAGONA



Esta unidad descansa sobre un zócalo paleozoico rubefactado, sobre el Nivel de "brechas" basales o sobre los Conglomerados, areniscas y lutitas de Bellmunt de Siurana (figs. 10 y 11). Esta última unidad, restringida a las inmediaciones de Bellmunt de Siurana y con una potencia variable entre los 20 y los 40 m., se inicia con unos conglomerados de color blanco a los que se superponen un conjunto de areniscas y lutitas rojas y, finalmente, un paquete de areniscas conglomeráticas.

Las Areniscas de Prades constituyen la unidad más desarrollada y característica de este sector. Esta unidad, a pesar de que en la Serra de Prades y Serra de Miramar presenta un carácter más conglomerático que en el Priorat, únicamente ha sido subdividida verticalmente en un Tramo inferior y un Tramo superior. Este último, que se caracteriza por la pérdida del carácter típicamente masivo del Tramo inferior y por una granulometría más fina, aparece en varias de las series estudiadas profundamente alterado por procesos edáficos. Estos procesos, desarrollados inmediatamente por debajo del contacto con los materiales del Complejo superior, generan una serie de concreciones y costras carbonatadas que constituyen el Nivel de paleosuelos de Prades.

El Complejo superior está integrado por una serie de pequeños niveles carbonatados intercalados entre lutitas versicolores, las cuales, ocasionalmente (p.e. en Cabra del Camp), también intercalan niveles evaporíticos. Estos materiales soportan una alternancia de dolomías brechoides, carniolas y dolomías laminadas, que constituye la base de los carbonatos masivos del Muschelkalk inferior. En este sector, estos carbonatos han suministrado una fauna de moluscos y algas (Myacites mactroides, Myophoria intermedia, Avicula cfr., ALBERDI, Gyroporella annulata, etc.; VIRGILI et al. 1977b) sin que hasta el momento se haya señalado la presencia de Spiriferina (Mentzelia) mentzeli DUNK.

Como el lector habrá podido deducir, las subdivisiones B-1, B-2 y B-3 de VIRGILI (1958) se corresponden, respectivamente, con los Conglomerados de Prades, Areniscas de Prades y Complejo lutítico-carbonatado-evaporítico superior.

CAPITULO III: LA RUBEFACCIÓN DEL ZÓCALO Y  
EL NIVEL DE "BRECHAS" BASALES

### III.1.- INTRODUCCIÓN

Como hemos indicado en el capítulo anterior, la serie detrítica, que se inicia localmente con el Nivel de "brechas" basales, descansa en discordancia sobre un zócalo paleozoico rubefactado.

El objetivo del presente capítulo es el de describir y analizar el significado de esta rubefacción y de dicho Nivel, así como las relaciones existentes entre ellos. Como más adelante veremos, esto nos permitirá precisar algunos de los acontecimientos ocurridos con anterioridad al inicio de la sedimentación de las facies típicamente Buntsandstein y el ocuparnos de algunos aspectos relacionados con el problema de la identificación de las series pérmicas en los Catalánides.

### III.2.- LA ALTERACIÓN RUBEFACANTE DEL ZOCALO

La presencia de un paleozoico intensamente teñido por coloraciones rojizas, inmediatamente por debajo del contacto con los materiales detríticos estudiados, es un hecho general en toda España y conocido desde antiguo en los Catalánides (VIRGILI 1958, pág. 773). Sin embargo, el significado de este fenómeno, atribuido en un principio a una simple tinción superficial, no ha sido establecido con precisión hasta fechas recientes por VIRGILI, PAQUET y MILLOT (1974) y VIRGILI (1977). Estos trabajos han demostrado que dicha coloración se origina como consecuencia de una alteración rubefactante pretriásica y que, por lo tanto, este fenómeno presenta un notable interés paleogeográfico.

A continuación vamos a examinar detenidamente estas cuestiones. Para ello, como la mayor parte de las conclusiones presentadas por estos autores se basan en observaciones realizadas en la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central (con alguna referencia aislada a los Catalánides: Falset y Olesa), procederemos en primer lugar a describir las princi-

pales características que definen esta alteración en los Catalánides, para posteriormente, una vez comprobada la completa analogía existente con las áreas anteriormente citadas, centrarnos sobre su origen y significado.

### III.2.1.- Descripción

La alteración rubefactante del zócalo, a pesar de presentarse de un modo prácticamente continuo a lo largo de los Catalánides, adosada paralelamente al contacto basal cualquiera que sea la disposición tectónica del mismo (VIRGILI, PAQUET y MILLOT 1974), no se manifiesta de una manera uniforme en las diversas litologías afectadas. Para ilustrar este hecho y al mismo tiempo sistematizar la descripción de este fenómeno, analizaremos brevemente algunos perfiles de alteración desarrollados sobre substratos diferentes:

a) Calizas: Como un ejemplo ilustrativo de este caso, por lo general poco observable, nos referiremos a los materiales siluro-devónicos (ALONSO et al 1974) aflorantes en el km 43,5 de la vía férrea de Barcelona-Puigcerdà (entre Figaró y Aiguafreda) y en la primera curva del camino que desde el km 2,8 de la carretera de Figaró-Montmany se dirige a Can Oliveres (M.T.N. nº 364) (1). En ambos lugares, las calizas con Orthoceras, muy recristalizadas y tectonizadas, soportan discordantemente y mediante un contacto erosivo muy neto a los materiales del Nivel de "brechas" basales. (ver III.3.1.f.).

La rubefacción de estas calizas se manifiesta por una coloración amarillento-rojiza, así como por la presencia de frecuentes mineralizaciones de hematites, preferentemente dispuestas en los planos de estratificación o fractura y que pueden presentarse según nódulos de hasta 10 cm. de diámetro, vetas o manchas irregulares. En lámina delgada, la frecuencia de aparición de estas mineralizaciones y la intensidad de la co-

---

(1) Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

loración citada, se relacionan claramente con el grado de alteración presentado por los óxidos de hierro existentes en la roca original. Dicha alteración, muy intensa en las cercanías de la superficie de discordancia, se amortigua rápidamente en profundidad y unos 2,5 - 5 m por debajo del contacto sus efectos son prácticamente nulos, apareciendo las calizas con su típico color gris-oscuro.

b) Pizarras y areniscas: Uno de los casos más frecuentemente observable en los Catalánides es el de la rubefacción desarrollada sobre la alternancia de pizarras y areniscas (cuarcitas y/o grauwackas) que en proporciones variables forman parte de las potentes series ordovícicas, silúricas y carboníferas.

En un gran número de estos casos (1), dicho fenómeno suele manifestarse, con una penetración variable entre los 5 y los 50 m, de un modo progresivo. De esta manera la serie paleozoica inalterada (con una coloración variable entre el gris-oscuro y el gris-verdoso) sufre un paulatino e irregular enrojecimiento hasta que, unos 5-15 m por debajo del contacto, tanto las pizarras como las areniscas aparecen uniformemente teñidas por una intensa coloración rojiza que se mantiene en fractura fresca. Paralelamente, las vetas de cuarzo de exudación (muy abundantes en estas series) muestran un progresivo desarrollo de pátinas rojo-violáceas constituidas por óxidos de hierro. Éstas, que pueden llegar a alcanzar hasta 2 cm de grosor (foto 3), se disponen preferentemente en el contacto con los materiales encajantes y en fisuras internas. Aunque dichas pátinas pueden llegar a recubrir casi en su totalidad las superficies externas de las vetas, interiormente el cuarzo aparece poco afectado por el proceso de rubefacción.

---

(1) Por ejemplo: en el km 31,1 de la carretera de Seva a Viladrau (junto a El Brull, M.T.N. nº 364); Martorell (x = 5º37'00", y = 41º28'29", M.T.N. nº 420); km 6 de la carretera de Pont d'Armentera a Salmellá (junto a Can Tous; M.T.N. nº 418); desvío de la carretera de Reus-Falset a Duesaigües (M.T.N. nº 445); km 4,5 de la carretera local a l'Albiol (M.T.N. nº 445); etc.

Los análisis por difracción de rayos X nos indican que el pigmento responsable de esta coloración rojiza está fundamentalmente constituido por hematites. Muy probablemente este pigmento provenga del hierro liberado por la alteración de las biotitas, cloritas y óxidos de hierro presentes, en diversa proporción, en las muestras estudiadas. A este respecto cabe señalar que el estudio de láminas delgadas efectuado en los perfiles del Brull y Martorell, nos muestran que la evolución en la coloración anteriormente citada va acompañada por una progresiva alteración de estos minerales. Asimismo, los estudios mineralógicos de arcillas realizados por VIRGILI, PAQUET y MILLOT (1974) en Falset y en la carretera de Olesa a Vacarisses (junto a la estación de R.E.N.F.E., M.T.N. nº 392) revelan que la fracción arcillosa del zócalo está constituida exclusivamente por illita, mientras que la caolinita, poco abundante (15 %), aparece únicamente en las muestras tomadas a 1-2 m de la base del Buntsandstein.

Con respecto al perfil de Olesa, es interesante destacar que la rubefacción del zócalo (clásicamente atribuido al Ordovícico) no se manifiesta como en el caso general que acabamos de describir, sino de forma diferencial y según un bandeo dispuesto perpendicularmente al contacto (vertical en este caso; foto 2). Esta rubefacción diferencial, que afecta a unos 25-30 m de la serie, puede relacionarse con las diferencias texturales y mineralógicas presentadas por la alternancia de esquistos y areniscas que constituyen los materiales originales. Las primeras consisten en variaciones centimétricas a milimétricas del tamaño de grano (en ningún caso superior a arena fina), mientras que las segundas se originan como consecuencia de la acumulación diferencial de biotitas, cloritas y óxidos de hierro, en las zonas de máxima deformación generadas por la primera fase de esquistosidad (aproximadamente paralela a la estratificación inicial). La posterior rubefacción de estos materiales, aunque aprovecha igualmente grietas y planos de fractura, parece desarrollarse de forma más intensa en estas zonas enriquecidas en mine-

rales de hierro (los cuales aparecen muy alterados) así como en los materiales de granulometría más fina.

Entre los primeros niveles conglomeráticos de facies Buntsandstein y el techo de los perfiles del Brull y Olesa (fotos 1, 2, 7 y 9), se intercalan mediante un contacto erosivo los materiales del Nivel de "brechas" basales. En ambos lugares, éste aparece integrado por una brecha muy heterométrica constituida por fragmentos de esquistos rojos y de cuarzos filonianos, claramente procedentes de la erosión delzócalo rubefactado (ver III.3.1.a y b).

c) Esquistos moteados: Como un ejemplo del importante papel jugado por la alteración de los minerales ferromagnéticos en el desarrollo de la rubefacción, es muy ilustrativo el perfil presentado por los esquistos moteados aflorantes en el km 1,8 de la carretera de Caldes a S. Sebastián de Montmajor (M.T.N. nº 393). Estos esquistos forman parte de la aureola metamórfica de contacto originada por la granodiorita de Caldes (ALONSO et al 1976).

La rubefacción de la serie metamórfica comienza, unos 50 m por debajo de la superficie de discordancia, adoptando un aspecto moteado rojizo que hacia la parte superior del perfil queda enmascarado, aunque no totalmente eliminado, por una intensa coloración rojo-violácea. Al microscopio, tanto la distribución inicial como el posterior desarrollo de esta coloración, aparecen claramente relacionados con el grado de alteración presentado por las agrupaciones de biotitas que constituyen el moteado de estos esquistos. Esta alteración tiende a incrementarse a medida que ascendemos en el perfil.

d) Granitos y pórfidos: Este tipo de substrato es el más favorable para el estudio de las transformaciones mineralógicas que acompañan al fenómeno de rubefacción que nos ocupa. De entre los numerosos puntos en los que nos ha sido posible observar este caso, describiremos como perfiles tipo los

desarrollados sobre la granodiorita de la Riera de Caldes (cartera en  $x = 5950'20''$ ,  $y = 41941'40''$ , M.T.N. nº 364) y sobre los pórfidos monzograníticos (ALONSO et al 1974) del Tagament-Vallfornés (junto a Can Bellver,  $x = 5959'30''$ ,  $y = 41944'50''$ , M.T.N. nº 364).

En ambos lugares, la rubefacción suele iniciarse, unos 0,5 a 3 m por debajo del contacto, mediante una serie de moteaduras e irisaciones rojo-violáceas aisladas que hacia la parte superior del perfil tienden a agruparse (sobre todo en las cercanías de los planos de diaclasa, foto 5) formando grandes manchas irregulares. Sólo ocasionalmente, estas manchas pueden presentar una distribución tan densa que los 1,25 - 0,5 m superiores del perfil se presenten como una banda más o menos continua y de un intenso color rojo.

Los estudios de laboratorio efectuados sobre muestras procedentes de Caldes, muestran que el desarrollo de esta coloración rojiza, originada por un pigmento de hematites, va intimamente ligada a una progresiva alteración de las biotitas y otros ferromagnesianos. Estos minerales junto a las plagioclasas (prácticamente destruidas), parecen ser los más afectados por el proceso de alteración rubefactante. Por lo que respecta a los feldespatos potásicos, estos aparecen poco afectados, mientras que el cuarzo, algo ferruginizado en sus bordes, se mantiene prácticamente intacto.

Esta resistencia diferencial frente a la alteración queda igualmente reflejada, a simple vista, en la textura presentada por las muestras rubefactadas procedentes de los granitos porfídicos del Tagament. En ellas, mientras los grandes fenocristales de cuarzo aparecen intactos, incluso con formas bipiramidadas preservadas, la mayor parte de los fenocristales de feldespatos (presumiblemente plagioclasas) aparecen fuertemente alterados y con un color blanquecino-verdoso que contrasta con la uniforme coloración rojiza presentada por la pasta microcristalina que los engloba.

Tanto en la Riera de Caldes como en el Tagamanent, los análisis por difracción de rayos X permiten apreciar la presencia de una pequeña cantidad de caolinita en las muestras rubefactadas tomadas a 0,5 m del contacto. Ésta, que coexiste con la illita, desaparece en los materiales frescos situados 3 m más abajo.

Finalmente, señalaremos que estos dos perfiles soportan, mediante un contacto erosivo, los materiales del Nivel de "brechas" basales (fotos 4 y 5). Éste, está integrado por unas arenas groseras, feldespáticas y de un intenso color rojo, que sin ningún género de dudas provienen de la erosión de los materiales alterados infrayacentes (ver III.3.1.g y h).

### III.2.2.- Características generales

Los datos anteriormente expuestos, aunque no son exhaustivos, sí que nos son suficientes para establecer algunas de las características más generales del proceso de alteración que nos ocupa. Estas son las siguientes:

a) La rubefacción constituye la manifestación más escandalosa de este fenómeno. Dicha rubefacción, inducida por un pigmento de hematitas, suele desarrollarse de un modo progresivo (incrementándose a medida que nos acercamos a la superficie de discordancia) y con una penetración variable entre los 0,5 y los 50 m. Esta última depende de la constitución y propiedades físicas del substrato (estructura, fisuración, etc...) y, en última instancia, del grado de preservación del perfil original. Respecto a esta cuestión, es interesante avanzar que los materiales del Nivel de "brechas" basales representan un depósito de origen coluvionar ligado a la desmantelación de estos perfiles de alteración (ver III.3.2.). Este hecho, no sólo nos explica la existencia de perfiles "atípicos" como el descrito para Olesa de Montserrat (que muy posiblemente representa las partes más profundas de un perfil erosionado en sus tramos superiores), sino que también nos permite afirmar que el fenómeno que nos ocupa es ante-



rior a la sedimentación de los primeros niveles de facies Buntsandstein.

b) La intensidad y distribución de la pigmentación que origina la rubefacción, aparece directamente relacionada con el grado de alteración presentado por los minerales ferromagnesianos y óxidos de hierro de la roca original. De esta forma, mientras en las partes más profundas de los perfiles (donde esta alteración es menos intensa) la distribución del color tiende a adoptar un aspecto irregular, moteado e incluso bandeado, que refleja la disposición de estos minerales dentro de la roca, hacia la parte superior y coincidiendo con una alteración mucho más fuerte, la coloración se presenta de una manera más uniforme e intensa. Esta interrelación sugiere que la hematites pigmentante procede del hierro liberado por la alteración de los minerales anteriormente citados.

c) Los estudios efectuados sobre zócalos graníticos nos indican que además de la alteración de los ferromagnesianos, el proceso estudiado se caracteriza por la alteración de las plagioclasas y la preservación, prácticamente total, de los feldespatos potásicos y el cuarzo.

d) Asimismo, los análisis mineralógicos de arcillas han demostrado que las anteriores transformaciones mineralógicas van acompañadas por la aparición de una pequeña proporción de caolinita. Ésta, que puede llegar a alcanzar valores cercanos al 15 %, a 0,5 - 2 m del contacto, es prácticamente inexistente en los zócalos inalterados, donde las únicas arcillas presentes son la illita y la clorita.

e) De todo lo anteriormente expuesto puede concluirse que nos hallamos en presencia de una paleoalteración rubefactante y moderadamente caolinizante, caracterizada por la alteración de los minerales ferromagnésicos, óxidos de hierro y plagioclasas, y la preservación de los feldespatos potásicos y el cuarzo. Estas conclusiones son análogas a las descritas con anterioridad por VIRGILI, PAQUET y MILLOT

(1974) y VIRGILI (1977). De ello debe deducirse que tanto en la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central, como en los Catalánides, esta alteración se presenta con unas características prácticamente constantes.

### III.2.3.- Significado climático y origen

Si consideramos que las transformaciones mineralógicas observadas en la parte preservada de los perfiles son lo suficientemente representativas como para definir en su totalidad al proceso de alteración que nos ocupa y que estas no son la manifestación en profundidad (o sea mínima) de un proceso caracterizado por una alteración más intensa, entonces, de acuerdo con los autores anteriormente citados, las características generales que acabamos de describir son muy similares a las enumeradas por MILLOT et al (1961), MILLOT (1964) y DUCHAUFOR (1968) como típicas de los "suelos ferruginosos tropicales".

Según estos últimos autores, las condiciones de formación de estos suelos -equidistantes de las que originan los suelos pardos de los países templados, donde la hidrólisis de los silicatos es muy débil y los feldespatos se conservan, y de las que dan lugar a los suelos de los países tropicales húmedos o lateritas, en los que la hidrólisis de los silicatos es total y la neoformación de la caolinita y/o gibbsita es muy general- son las siguientes: (1) temperatura media anual de 25°C, (2) pluviosidad comprendida entre 500 y 1200 mm/año, y (3) clima tropical alternante con una larga estación seca.

Estas condiciones se combinan de tal modo que mientras en la estación húmeda la pluviosidad y la temperatura son lo bastante eficaces como para asegurar la hidrólisis de las plagioclasas y ferromagnésicos (los cuales liberan el hierro en forma de complejos orgánicos y silícicos), en la estación seca, la destrucción de los complejos que vinculan el hierro origina la fijación de éste en forma de sesquióxidos de hierro, con el consiguiente desarrollo de la rubefacción. Por

lo que se refiere a las arcillas, si la hidrólisis es muy fuerte, la caolinita puede llegar a ser (en el mejor de los casos) el mineral dominante, mientras que si ésta es débil, la illita es el mineral más común. Asimismo, a pesar de que en la estación húmeda la alteración es bastante intensa, su limitación en el tiempo impide la destrucción de los feldespatos alcalinos, los cuales subsisten en el cuarzo.

Como anteriormente se ha indicado, la validez de esta interpretación aparecía subordinada al grado de representatividad (respecto al perfil original) presentado por los perfiles estudiados. Respecto a este punto nos parece apropiado señalar que los materiales que componen el Nivel de "brechas" basales (ver III.3.1.) no presentan ninguna de las características de las facies siderolíticas, definidas por la ausencia total de feldespatos, la presencia de cuarzos fragmentados y muy cariados, el dominio absoluto de la caolinita, y la presencia de suelos interestratificados de tipo laterítico (MILLOT 1964). Por lo tanto, debe descartarse la posibilidad de que estos perfiles hubieran sufrido una alteración mucho más intensa (por ejemplo, laterítica) en sus tramos superiores.

#### III.2.4.- Edad y significado paleogeográfico

A pesar de que para los Catalánides podemos afirmar que la alteración del zócalo es anterior a la sedimentación de los materiales de facies Buntsandstein que se le superponen, la laguna estratigráfica existente entre el plegamiento de los materiales preestefanienses del zócalo y la deposición de los primeros niveles del Buntsandstein, nos impide fijar con una mayor precisión el momento en que este fenómeno alcanzó su máximo desarrollo. Por este motivo y como la única vía de aproximación a la resolución de este problema ha de basarse necesariamente en la comparación con los datos existentes en áreas más favorables, vamos a resumir los resultados apartados por VIRGILI (1977) al respecto:

En la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central, del hecho de que esta alteración, ausente en el contacto Paleozoico-Pérmico, se presenta con unas características muy similares en los contactos discordantes Buntsandstein-Paleozoico y Pérmico-Buntsandstein (HERNANDO y HERNANDO, 1977), parece deducirse que su máximo apogeo se produjo durante la etapa de erosión y/o no deposición que se sitúa entre el techo de las formaciones pérmicas y la base del Buntsandstein. Esta etapa puede abarcar la totalidad o parte del Pérmico Superior (cuya existencia no ha sido probada paleontológicamente y tanto puede suponerse que no existe como que es estéril) y parte del Trías Inferior (ya que es probable que la sedimentación de la facies Buntsandstein no se iniciara simultáneamente con el comienzo de los tiempos triásicos).

Sin embargo, tal y como ha remarcado VIRGILI (1977), el hecho de que esta alteración se hubiera desarrollado de una manera más intensa a finales de la Era Primaria y/o comienzos de la Secundaria, no significa que este fenómeno no pudiera haberse iniciado ya durante el Pérmico, afectando a los zócalos que delimitaban las cubetas de sedimentación. Para comprender mejor esta idea, es conveniente recordar que no sólo en España (VIRGILI et al 1975; SOPEÑA et al 1977; LUCAS 1977;..), sino también en toda Europa Central y Occidental (FALKE, 1972), durante el Pérmico Inferior tiene lugar diversas fases tectónicas de carácter distensivo ligadas a una importante actividad volcánica y que, por lo tanto, es muy posible que los efectos de esta alteración hubieran quedado muy amortiguados a causa de una erosión muy intensa.

Teniendo en cuenta esta posibilidad, debe convenirse que en el caso de los Catalánides caben dos hipótesis:

a) que la alteración rubefactante que actualmente observamos sobre el zócalo se hubiera desarrollado durante la totalidad o buena parte de la laguna estratigráfica anteriormente citada, o

b) que dicha alteración únicamente representara el periodo en que, por lo menos en la Cordillera Ibérica y Sistema Central, ésta alcanza su apogeo (finales de la Era Primaria y/o inicios de la Secundaria).

De ambas hipótesis, en nuestra opinión, la segunda es la más convincente por dos motivos: en primer lugar, porque en los Catalánides esta alteración se superpone y adapta a una paleotopografía fuertemente arrasada, muy amortiguada (figs. 5, 8 y 11) que muy probablemente se modeló como consecuencia de la etapa erosiva que en otros puntos de España es contemporánea de la sedimentación de las series del Estefaniense y Pérmico inferior, y en segundo lugar, porque si esto no fuera así (lo que equivaldría a negar la importancia de la tectónica de distensión pérmica para los Catalánides) muy posiblemente la intensidad alcanzada por la alteración que nos ocupa sería mayor en esta área que en las anteriormente citadas y, evidentemente, éste no es nuestro caso.

Finalmente, si esta suposición es correcta, únicamente nos queda por señalar que "la intensificación de la alteración que se produce a finales del Pérmico, inmediatamente antes del depósito del Buntsandstein, puede ser tanto debido a la acentuación de la agresividad de los factores climáticos como a una disminución de las deformaciones tectónicas y del relieve que permitieron una acentuación mucho más eficaz y prolongada de los factores climáticos" (VIRGILI 1977, pág. 642). Sin negar la posibilidad de un cambio climático, lo que si es seguro es que tanto el carácter marcadamente expansivo de las facies Buntsandstein en relación a las cubetas pérmicas, como el hecho de que esta facies fosilice las fallas (de hasta más de 1000 m de salto, HERNANDO, 1977; ARTHAUD et al 1977) que delimitan dichas cubetas, son un claro exponente de la importancia de los factores tectónicos y de relieve anteriormente citados.

### III.3.- EL NIVEL DE "BRECHAS" BASALES

En cada uno de los tres dominios estratigráficos anteriormente citados, por debajo de los primeros materiales de facies típicamente Buntsandstein y de una forma esporádica, se sitúan una serie de depósitos lenticulares de escasa potencia (0,5 a 15 m) a los que hemos denominado Nivel de "brechas" basales. Estos materiales se caracterizan, a diferencia de los que se le superponen, por una composición litológica que aunque muy variable (1) aparece claramente relacionada con la naturaleza del substrato rubefactado sobre el que reposan. Para ilustrar estos puntos describiremos algunos de sus afloramientos más representativos.

#### III.3.1.- Descripción

a) En el km 31,1 de la carretera de Seva a Viladrau (junto al Brull, M.T.N. nº 364) los depósitos que constituyen este nivel descansan, discordantemente y mediante un contacto erosivo muy irregular (foto 1), sobre la alternancia de areniscas y esquistos cambro-ordovícicos que aparecen rubefactados (según el esquema general descrito en III.2.1.b.) hasta una profundidad de 20-25 m. La potencia de este Nivel oscila, en el escaso tramo observable (10-15 m), entre 0,5 y 1,5 m. El contacto superior, muy neto, lo constituyen las Areniscas conglomeráticas de Caldes.

Los depósitos que nos ocupan están constituidos por una brecha masiva (foto 7) integrada por cantos de cuarzo filoniano (hasta un 40 % del total), esquistos y areniscas paleozoicas. Los primeros, angulosos a subangulosos y con pátinas discontinuas de óxidos de hierro, se presentan con un tamaño

---

(1) Como veremos a continuación, a pesar de que en la definición de este Nivel hemos empleado el término de "brechas", no todos los materiales que lo integran presentan esta composición. La utilización de este término únicamente pretende reflejar, de la manera más rápida y simple posible, la poca madurez textural y mineralógica presentada por la mayoría de estos materiales.

oscilante entre 1-10 cm y con una media situada entre 3 y 5 cm. Los fragmentos de esquistos y areniscas, de color rojo y con formas planas ligeramente redondeadas en sus bordes, varían entre 0,5 y 10 cm, dominando los de 1-3 cm. La matriz, fundamentalmente microbréichica (clastos entre 0,2 y 0,5 cm) y con proporciones variables de las fracciones lutita y arena, presenta una composición análoga a la de los elementos mayores, con claro predominio de las areniscas y esquistos. El conjunto, de color rojo, se caracteriza por una selección muy pobre, una cementación escaña y un aspecto desordenado en líneas generales, con una cierta tendencia de la matriz y de los clastos más pequeños (0,5 a 2 cm) a adaptarse a la forma de los cantos cuarzosos de mayor tamaño. Éstos parecen disponerse, localmente, en hiladas difusas.

Muy esporádicamente intercaladas entre estas brechas aparecen algunos niveles de areniscas de grano grueso a muy grueso y con frecuentes cantos (de hasta 5 cm) dispersos en su interior. Estos niveles de color rojo, se disponen formando lentejones de escaso desarrollo lateral (3 m como máximo) y de potencia muy reducida (de 5 a 20 cm).

b) En la carretera de Olesa a Vacarisses (junto a la estación del ferrocarril de Olesa, M.T.N. nº 392) el Nivel de "brechas" basales se dispone, en discordancia y con un contacto algo mecanizado (foto 2), sobre los esquistos y areniscas cuya rubefacción ha sido descrita en III.2.1.b. Estos depósitos, con una potencia variable entre 1 y 1,8 m, se sitúan por debajo de los Conglomerados de la Riera de St. Jaume mediante un contacto muy neto.

La composición de los materiales que integran este Nivel es, en líneas generales, análoga a la del Brull: brechas masivas, muy mal seleccionadas y poco cementadas, esencialmente constituidas por cantos de esquistos, cuarzos filoniosos y algunos raros fragmentos de óxidos de hierro (estación de Olesa). Únicamente cabe destacar, en relación al an-

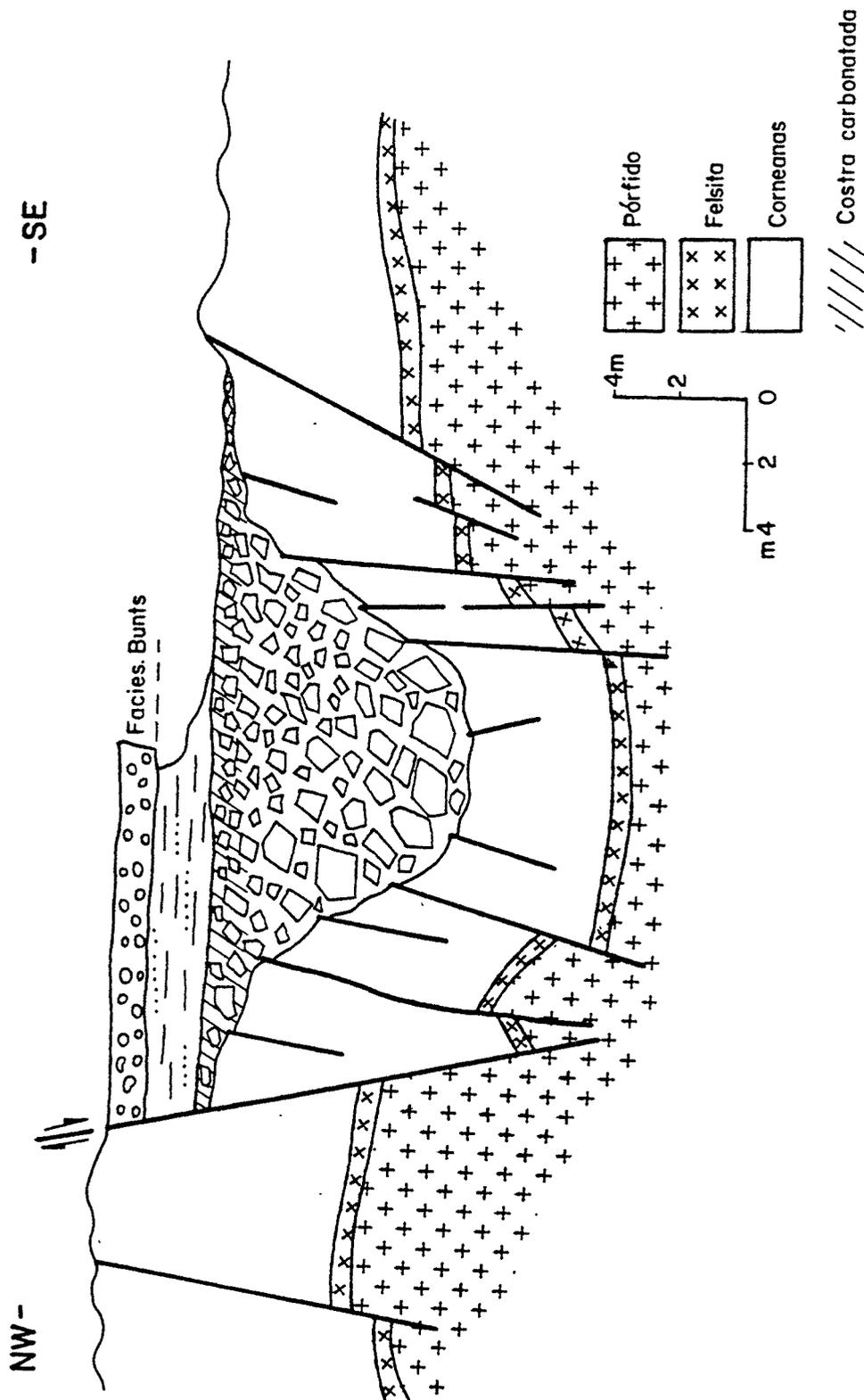
terior afloramiento, el aspecto mucho más desordenado y heterométrico del conjunto (foto 9), así como el gran tamaño de los cantos de cuarzo que pueden llegar a alcanzar unas dimensiones de hasta 35 cm, siendo frecuentes los de 10-15 cm. Estas brechas presentan un color rojo muy intenso, inducido por una coloración análoga de los fragmentos de esquistos y por las pátinas discontinuas y superficiales existentes sobre los cuarzos filonianos.

c) En Can Agustí (alrededores del Tagamanent,  $x = 5059'35''$  y  $y = 41045'5''$ ; M.T.N. nº 364) las brechas que forman este Nivel reposan sobre unas corneanas muy rubefactadas que, a su vez, se sitúan sobre un granito porfídico algo alterado (fig. 12). Los materiales que describimos, con una potencia oscilante entre los 0 y los 7,5 m, se disponen rellenando un paleosurco de paredes muy abruptas y de unos 25-30 m de ancho por 7,5 m de altura máxima. En una sección perpendicular a la mostrada en la fig. 12, puede observarse como el contacto basal, entre las corneanas y las brechas, presenta una pendiente de unos 30° hacia el SW.

Estas brechas (foto 10) están constituidas por una masa caótica, muy mal seleccionada y extremadamente heterométrica, exclusivamente integrada por elementos muy angulosos de corneanas (80-85 %) y cuarzos filonianos (15-20 %). El tamaño máximo de estos materiales disminuye de base a techo: de este modo, mientras hacia la base son frecuentes los bloques de hasta 50 cm, en un conjunto en el que predominan los tamaños comprendidos entre 10 y 20 cm, hacia la parte superior, el centilo se sitúa entre 20 y 25 cm, al mismo tiempo que la media lo hace entre 5 y 10 cm. La proporción de matriz, constituida por una mezcla de lutita, arena y pequeños fragmentos de cuarzo y corneanas, se incrementa notablemente hacia el techo aunque en ningún caso llega a aislar a los elementos de mayor tamaño.

Tal y como muestra la fig. 12, estos materiales descansan bajo unos 2 m de lutitas rojas muy arenosas y que, a su

Fig.12 NIVEL DE BRECHAS BASALES EN C. AGUSTÍ



vez, soportan a las Areniscas conglomeráticas de Caldes, poco potentes en este lugar (1 m). Inmediatamente por debajo de las lutitas, las brechas aparecen cementadas por parches de carbonato cálcico de color pardo-amarillento; dicha cementación, distribuida muy irregularmente hasta unos 2 m por debajo del contacto, adquiere en los 0,50 m superiores el carácter de una verdadera costra más o menos continua. Finalmente, señalaremos que los cantos de corneanas presenta, cualquiera que sea su tamaño, un intenso color rojo-amorado que condiciona una coloración análoga para el conjunto.

d) En el Molinot (inmediaciones de Terrassa, x = 5040'5" Y = 41034'25", M.T.N. nº 392) la composición de este Nivel es algo más compleja. De base a techo, su sucesión litológica es la siguiente (fig. 13, foto 8):

- Yacente: esquistos ordovícicos rubefactados hasta una profundidad de 20 m.

-1) 1,8-2 m: tramo esencialmente constituido por una brecha masiva y heterométrica, integrada por cantos de esquistos y cuarzos filonianos. Los primeros, subangulosos y de color rojo, oscilan entre 1 y 10 cm. La proporción relativa de ambos tipos de cantos es muy variable tanto lateral como verticalmente, aunque se observa una cierta tendencia a la acumulación de los cantos de cuarzo hacia el techo de este tramo. Por regla general, los elementos de estas brechas presentan un empaquetado bastante denso y una clara orientación de los fragmentos de esquistos que, localmente, pueden presentarse imbricados. Intercalados entre estas brechas masivas y mediante contactos erosivos, aparecen algunos lentejones (de unos 30 cm de potencia) constituidos por areniscas groseras mal seleccionadas y con frecuentes cantos de esquistos y cuarzo (de hasta 10 cm) dispersos en su interior, o bien, por brechas muy ricas en matriz arenosa.

- 2) 0,4-0,5 m: areniscas de grano fino a medio, algo lutíticas y de color rojo, finamente estratificadas. El contacto con el tramo anterior es muy neto.

- 3) 2-2,5 m: alternancia muy marcada formada por niveles de brechas con poca matriz arenosa, niveles de brechas muy ricos en matriz y niveles de areniscas con frecuentes cantos angulosos dispersos. Estos niveles, cuya potencia oscila entre los 10 y los 35 cm, presentan un contacto basal erosivo (plano o muy ligeramente acanalado) y una forma lenticular muy laxa. Los elementos que componen las brechas son análogos a los del tramo inferior pero de tamaño algo menor (media 3 a 5 cm, centilo 15 cm). A grandes rasgos, la proporción de los fragmentos de esquistos disminuye ligeramente hacia el techo de este tramo. Salvo en los niveles muy ricos en cantos de cuarzo (de color blanco), éste presenta un intenso color rojo.

-Techo: Conglomerados blancos, bien rodados y exclusivamente cuarzosos, de la Riera de St.Jaume. El contacto con la alternancia que acabamos de describir es erosivo y algo oblicuo respecto a la disposición general de la misma.

e) En el km 488 de la carretera de Reus a Falset (M.T.N. nº 472) El Nivel de "brechas" basales está integrado por los siguientes tramos. (fig. 13):

- Yacente: esquistos carboníferos rubefactados. El contacto con los materiales que se le superponen, aunque cubierto, parece ser muy irregular.

- 1) 3,5-5 m: brecha mal seleccionada y rica en matriz arenoso-lutítica, constituida por fragmentos angulosos a subangulosos y de pequeño tamaño (media 2-5 cm, centilo 10 cm) de esquistos, cuarzos filonianos y alguna lidita. El conjunto, de color rojo, presenta un aspecto desordenado y una estratificación muy difusa. Intercalados entre esta brecha aparece una serie de costras calcáreas de unos 20 cm de grosor,

de color amarillento y de forma muy irregular, que se disponen de un modo oblicuo respecto a la tendencia general de la estratificación. Asimismo, hacia la parte media de este tramo, se sitúa un nivel de areniscas rojas, de grano fino a medio y con abundantes cantos angulosos de esquistos, liditas y cuarzo, flotantes en su interior. Estas areniscas aparecen parcialmente reemplazadas por carbonatos de color amarillo-rosáceo que se desarrollan según nódulos o costras de aspecto muy irregular.

- 2) 4,5 m: lutitas rojas, algo arenosas y muy cubiertas en sus 3,5 m superiores.

- Techo: 4 m de areniscas cuarzosas, de grano medio a grueso y con frecuentes cantos rodados de cuarzo dispersos. Estas areniscas, de facies Buntsandstein, soportan a las pudingas silíceas de los Conglomerados de Prades.

f) En el km 2 de la carretera de Figaró-Montmany (M.T.N. nº 364), tenemos la siguiente sucesión (fig. 13):

- Yacente: calizas siluro-devónicas rubefactadas (ver III. 2.1.a.)

- 1) 3 m: alternancia de brechas y areniscas, ambas de color rojo. Las areniscas, de grano fino a medio y con frecuentes cantos de esquistos y cuarzo (de hasta 2 cm), se presentan con una estructura de scour and fill, muy sutil, cuyas dimensiones no sobrepasan los 30 cm de altura y los 2,5 m de anchura. Los niveles de brechas, esencialmente formados por cantos angulosos a subangulosos de esquistos (hasta un 60% del total), cuarzos, liditas y óxidos de hierro, se disponen intercalados entre las areniscas con un aspecto lenticular muy discontinuo. Por regla general, estas brechas suelen presentar un empaquetado muy denso de sus elementos y una clara orientación (en ocasiones imbricación) de los clastos de esquistos. El tamaño de todos ellos varía entre 0,5 y 7 cm, dominando los comprendidos entre 2 y 5 cm.



- 2) 12,5 m: alternancia de lutitas muy arenosas y de areniscas lutíticas, estas últimas masivas y de grano fino a muy fino; ambos materiales, de un intenso color rojo-violáceo, presentan frecuentes cantos de esquistos y de cuarzo (de 0,2 a 1 cm de tamaño) flotantes en su interior. Hacia las partes medias y superiores de este tramo, dicha alternancia intercala algunos niveles muy poco potentes de brechas (máximo 30 cm), constituidas por elementos predominantemente angulosos y de pequeño tamaño (0,5 a 3 cm) de esquistos, cuarzos y óxidos de hierro, dominando claramente los dos primeros (foto 6). Estos niveles, al igual que algunos de areniscas, presentan una forma lenticular y un contacto basal erosivo (estructura de scour and fill) y muestran un ligero incremento en la proporción de los cantos de cuarzo, así como una mejor selección y grado de redondeamiento, a medida que ascendemos en el perfil. A lo largo de todo este tramo son muy frecuentes los nódulos pardo-amarillentos de carbonato cálcico, desarrollados en el seno de los materiales lutíticos y que pueden presentarse aislados o bien formando horizontes más o menos continuos de 0,3 a 0,5 m de potencia (MARZO, ESTEBAN y POMAR 1974).

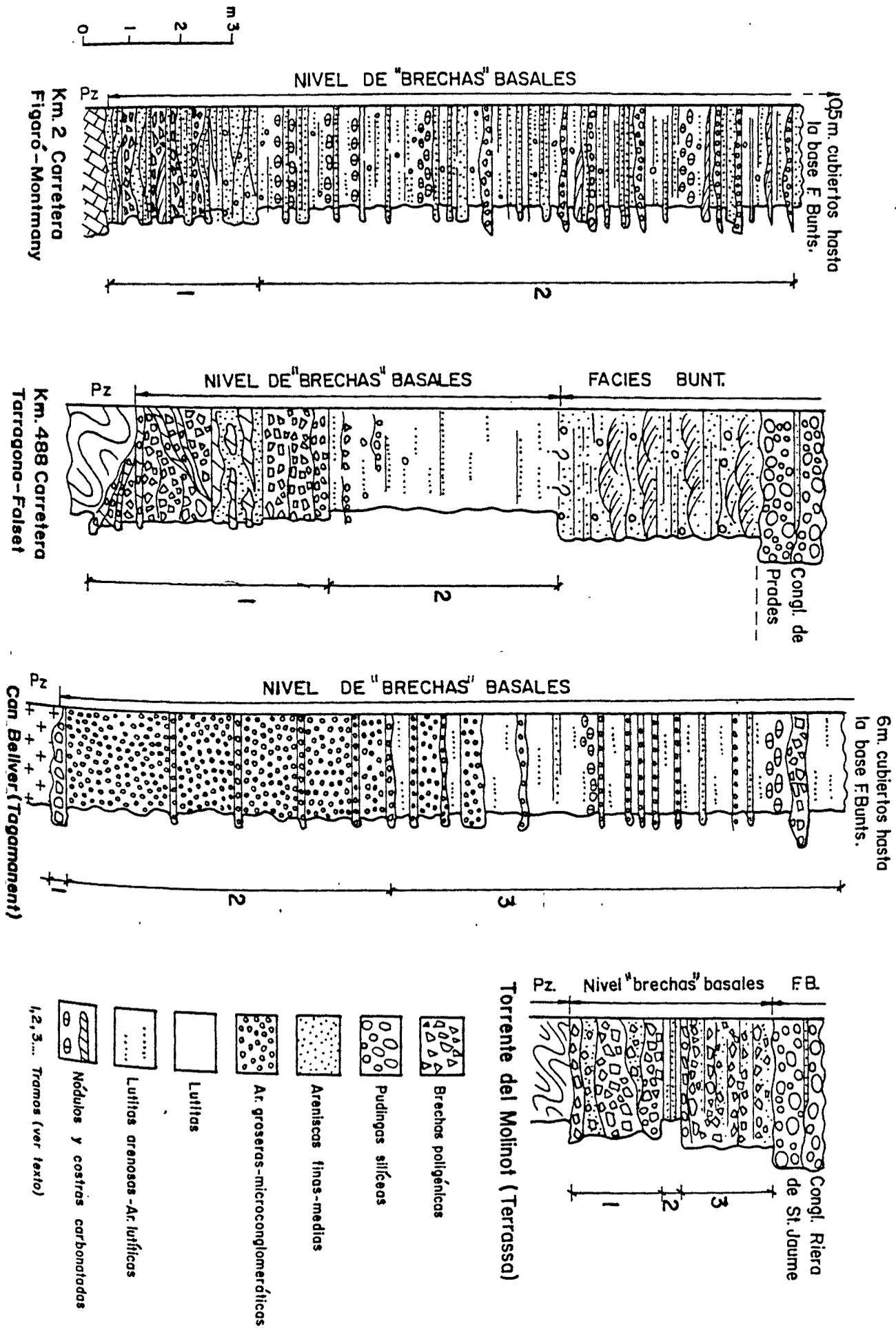
- Techo: 0,5 m cubiertos hasta las areniscas conglomeráticas de facies Buntsandstein.

g) En Can Bellver (junto al Tagamanent, X = 5939'30", y = 41944'50", M.T.N. nº 364) este Nivel comprende los siguientes tramos (fig. 13):

- Yacente: pórfido granítico rubefactado según se ha descrito en III.2.1.d.

- 1) 0-0,5 m: nivel muy discontinuo, formado por una brecha muy heterométrica y muy poco cementada, integrada por elementos muy angulosos y con intensas pátinas superficiales de óxidos de hierro, de esquistos, cuarzos filonianos y cuarcitas (estas últimas con formas tetraédricas que recuerdan el facetado eólico). El tamaño de dichos cantos, dispersos en una abundante matriz arenoso-lutítica, varía entre 3 y 15 cm, do-

FIG.13 PERFILES DEL NIVEL DE "BRECHAS" BASALES



minando los de 3-5 cm.

- 2) 6,5 m: tramo bastante cubierto, predominantemente formado por unas arenas groseras, feldespáticas, muy ricas en matriz lutítica, deleznable y de color rojo, las cuales intercalan algunos nivelillos (10-20 cm) más compactos, de idéntica composición, pero con menos proporción de matriz.

- 3) 9,5 m: alternancia de areniscas análogas a las anteriormente descritas y de lutitas arenosas, localmente concrecionadas por nódulos pardo-amarillentos de carbonato cálcico. Hacia la parte superior de este tramo aparecen algunos niveles lenticulares de brechas (de unos 30 cm de potencia) integradas por fragmentos muy angulosos de esquistos, cuarzos y otros elementos metamórficos. El tamaño de estos cantos, englobados en una matriz arenosa muy abundante, varía entre 2 y 10 cm. Todo el tramo presenta un intenso color rojo.

- Techo: 6 m cubiertos hasta las primeras areniscas de facies Buntsandstein.

h) En la Riera de Caldes (cantera en x = 5º50'20", y = 41º40'40", M.T.N. nº 364), los materiales que integran este Nivel descansan mediante un contacto bastante neto (fotos 4 y 5) sobre la granodiorita cuyo perfil de alteración ha sido descrito en III.2.1.d. Dichos materiales están formados por unos 35-50 cm de areniscas feldespáticas muy cementadas, las cuales intercalan algunos nivelillos (de 2 a 5 cm de grosor) de lutitas muy arenosas. El conjunto, por lo general de color rojo oscuro pero con frecuentes decoloraciones blanco-verdosas muy irregularmente distribuidas, soporta a las Areniscas conglomeráticas de Caldes mediante un contacto erosivo muy brusco.

### III.3.2.- Algunas precisiones petrográficas

Salvo los niveles de brechas (suficientemente descritos en el apartado anterior) las areniscas, lutitas y las concreciones o costras carbonatadas, merecen un breve comentario petrográfico adicional.

Por la composición y proporción relativa de sus elementos detríticos, así como por el porcentaje de matriz (entre un 5 y un 10 %), la mayor parte de las areniscas asociadas a las brechas pueden clasificarse como sublitoarenitas o litoarenitas, a excepción de las de grano más fino (areniscas lutíticas en la descripción de campo) que deben catalogarse como sublitowackas (1). Aproximadamente, los fragmentos mono y policristalinos de cuarzo constituyen el 70-80 % del total de los granos detríticos, los fragmentos de rocas lábiles (filitas muy alteradas e intensamente pigmentadas por hematites) el 15-25 %, los feldespatos el 2-3 %, y los granos detríticos de hematites y las micas (biotitas muy alteradas) el resto.

El armazón de los granos detríticos está ligado por un cemento de hematites o de calcita y por una matriz arcillosa muy ferruginosa que, en buena parte, parece derivarse de la alteración de los fragmentos de filitas (pseudomatriz). La calcita cementante se presenta como mosaicos que rellenan los espacios intergranulares, mientras que la hematites puede presentarse como parches muy irregulares, que rellenan los poros o que aparecen dispersos en la matriz arcillosa, y formando películas superficiales sobre los granos detríticos. Tanto la calcita como los parches de hematites corroen a los granos detríticos adyacentes y, cuando ambos tipos de cemento coexisten, la calcita puede a su vez reemplazar a la hematites.

Los granos de cuarzo oscilan entre angulosos a subangulosos y los fragmentos de filitas entre subangulosos a subredondeados. En líneas generales, la selección de estas areniscas oscila entre moderada y mala.

---

(1) La clasificación petrográfica adoptada en este trabajo es la PETTIJOHN, POTTER, SIEVER (1972).

Sólo unos pocos niveles de areniscas (p.e. el situado a los 2,5 m en el perfil del Figaró) podrían catalogarse como cuarzoarenitas moderadamente a bien seleccionadas. Dichas cuarzoarenitas, integradas por un 95 % de granos de cuarzo (subangulosos a subredondeados), aparecen cementadas por la sílice de los numerosos crecimientos sintaxiales de borde de grano; estos quedan claramente definidos por la película de hematites que resalta la silueta original de los granos detríticos.

La composición de las arenas o areniscas que reposan sobre zócalos graníticos es completamente diferente. En La Riera de Caldes, estas areniscas (arcosas a subarcosas prácticamente desprovistas de matriz y bastante bien seleccionadas) están constituidas por un 70-80 % de granos de cuarzo, un 20-25 % de feldespatos potásicos bastante alterados y un porcentaje despreciable de minerales opacos y de biotitas prácticamente destruidas. En Can Bellver, las arenas feldespáticas descritas en III.3.1.g. presentan una composición muy similar, salvo que el porcentaje de matriz arcilloso-ferruginosa es bastante elevado (entre un 15 y un 20 % = arcosic wackes) y que el cemento, cuando existe, suele ser ferruginoso.

Además de como cemento en las areniscas, el carbonato cálcico se presenta formando horizontes de concreciones nodulares más o menos densamente distribuidas en el seno de los materiales arenosos o lutíticos, (p.e. en el perfil del Figaró y en C. Bellver), o constituyendo costras de aspecto prácticamente continuo y que engloban frecuentes fragmentos de las brechas sobre las que se desarrollan (C. Agustí, Km 488).

En el primer caso (descrito con anterioridad por MARZO, ESTEBAN y POMAR 1974) los nódulos están integrados por una serie de agregados esféricos, frecuentemente compuestos y esencialmente formados por una masa microesparítica o por grandes cristales de esparita, en cuyo interior son muy fre-

cuentos los granos detríticos aislados y fuertemente corroídos, así como los parches residuales de lutitas. La matriz, muy irregularmente cementada por microesparita, presenta una fábrica grumosa y acanalada (clotted and channeled, ESTEBAN 1974) y frecuentes venillas de calcita que contornean, separan y atraviesan a los agregados esféricos. En general, el origen de estas concreciones por un reemplazamiento de los materiales detríticos encajantes está fuera de toda duda.

En sección pulida, los niveles de costras presentan una fábrica muy compleja, integrada por: agregados compuestos de calcita, pisolitos con envueltas ferruginosas, frecuentes vetas de calcita que se entrecruzan en todas direcciones y numerosos fragmentos detríticos de gran tamaño (3 a 7 cm) parcial o casi totalmente corroídos por calcita. Al igual que sucedía en el caso anterior, el carbonato que constituye estas costras ha reemplazado "in situ" a las brechas, aunque en este caso dicho reemplazamiento ha sido mucho más intenso.

En cuanto a los materiales lutíticos, únicamente queremos precisar que los análisis mineralógicos de arcillas efectuados en los tramos superiores del Figaró y Can Bellver revelan que la fracción arcillosa está integrada predominantemente por illita, con algo de caolinita (15-20 %).

### III.3.3.- Interpretación sedimentológica

#### a) Procedencia

Por su geometría marcadamente lenticular y por la composición petrográfica de las brechas y areniscas, en líneas generales muy influenciada por la naturaleza particular de su yacente, es evidente que el Nivel de "brechas" basales debe interpretarse como un depósito de origen muy local. Sin embargo, además de señalar esta procedencia local, lo que nos interesa remarcar aquí es que estos materiales parecen provenir de la erosión de los tramos rubefactados del zócalo

y del saprolito (1) relacionado con dicha alteración. Esta suposición se basa en los siguientes argumentos:

1) En todos los casos, el Nivel de "brechas" basales reposa erosivamente sobre un zócalo paleozoico rubefactado.

2) Los materiales que descansan sobre zócalos graníticos no incluyen ni un solo canto policristalino, fresco o alterado, y ello parece indicar que las arenas o areniscas feldespáticas que caracterizan dicho Nivel en estos lugares, proceden de la erosión de un basamento que había sufrido, o estaba sufriendo, una intensa alteración química.

3) Los fragmentos de rocas metamórficas (esquistos, corneanas, filitas, etc.) que constituyen las brechas y areniscas de los restantes perfiles, presentan, tanto interna como externamente e independientemente de su tamaño y angulosidad, un intenso color rojo que se distribuye uniformemente recubriendo todas las superficies de los cantos, incluso en los lugares con empaquetado más denso.

4) Contrastando con esta uniforme distribución de la pigmentación, los grandes cantos de cuarzo filoniano únicamente presentan unas pátinas muy discontinuas de óxidos de hierro (restringidas a algunas caras planas de fracturación) y una escasa ferruginización interna. Estas diferencias pueden relacionarse, sin ninguna dificultad, con la rubefacción diferencial sufrida por las vetas de cuarzo filoniano y las rocas metamórficas que las contienen. A este respecto es conveniente recordar, que mientras las rocas metamórficas encajantes suelen presentarse uniformemente teñidas por una intensa coloración rojiza que se mantiene en fractura fresca, las vetas de cuarzo filoniano únicamente presentan intensas pátinas de óxidos de hierro, preferentemente dispuestas en los contactos con los materiales encajantes y en fisuras internas, sin que

---

(1) Parte del regolito constituída por el material suelto no consolidado, formado por alteración "in situ". FAIRBRIDGE (1968).

en líneas generales el cuarzo aparezca afectado en su interior por el proceso de rubefacción.

5) Tanto en los perfiles del Figaró como en Olesa, las brechas incorporan algunos fragmentos detríticos de óxidos de hierro (foto 6). En el caso citado en primer lugar, estos fragmentos (muy abundantes y de hasta 3 cm de diámetro), pueden proceder a las mineralizaciones desarrolladas por el proceso de rubefacción sobre las calizas siluro-devónicas, mientras que en el segundo, la forma más o menos plana de los mismos sugiere un origen a partir de las gruesas pátinas desarrolladas sobre las vetas de cuarzo filoniano (foto 3). Asimismo, la presencia de algunos granos detríticos de hematites es un hecho constante en las areniscas que intercalan o alternan con estas brechas y, de acuerdo con FEYS (1964), KRUSEMAN (1967) y NAGTEGAAL (1969), lo más probable es que estos granos se deriven de un material previamente pigmentado.

Antes de finalizar, queremos llamar la atención sobre el hecho de que la hipótesis que mantenemos no prejuzga la posibilidad de que los materiales del Nivel de "brechas" basales hubieran sufrido, con posterioridad a su deposición, un cierto enrojecimiento "in situ". Sin entrar a analizar detenidamente esta cuestión, nos limitaremos a señalar que esta posibilidad parece venir confirmada por la presencia en las areniscas de numerosos parches de hematites, los cuales muestran respecto a los granos detríticos adyacentes las clásicas relaciones de reemplazamiento. Evidentemente, el origen de esta hematites autógena no es ningún problema, ya que el sedimento original contenía el suficiente hierro como para que la circulación de aguas vadosas produjera la removilización del mismo.

#### b) Procesos deposicionales

Las características texturales y de fábrica presentadas por los materiales del Nivel de "brechas" basales, reflejan la predominancia de una serie de mecanismos deposi-

cionales que, a grandes rasgos, pueden catalogarse como típicos de los que originan los depósitos coluvionares. Según FAIRBRIDGE (1968) dichos mecanismos comprenden: desde la simple deposición por gravedad y por fluidos viscosos (mass flow), a aquellos procesos de transporte acuoso que pueden agruparse bajo el nombre general de arroyada difusa (sheet wash y rill wash).

Un buen ejemplo de depósito que puede interpretarse como fundamentalmente originado por la acción de la gravedad, es el caso de las brechas de C. Agustí. Así parece indicarlo el carácter extremadamente heterométrico y caótico del conjunto, dispuesto sobre una pendiente de unos 30º y con una clara disminución del tamaño de los clastos hacia el techo, junto a la gran angulosidad presentada por los cantos de corneanas y cuarzos filonianos. Posiblemente, este origen fué muy semejante en un principio al de las brechas masivas y desordenadas de Olesa, aunque en este caso, el ligero grado de redondeamiento de los fragmentos de esquistos parece indicar un cierto transporte o retrabajamiento en régimen acuoso.

La actuación de un transporte acuoso no confinado, prácticamente "en lámina" y que se desplazaría a favor de las pendientes locales (sheet wash), podría ser el más apropiado para explicar el origen de las brechas masivas del Brull y del tramo inferior de la carretera de Falset-Tarragona (ambas con una media situada entre 2 y 5 cm), así como el de las arenas masivas del perfil de C. Bellver. Esta interpretación se basa en la necesidad de invocar un mecanismo que, por un lado, explicara el ligero grado de redondeamiento de los fragmentos detríticos y la ausencia de una clara fábrica de tipo "matrix supported", y por otro, el carácter masivo y poco ordenado del conjunto, además de la poca segregación de las diferentes fracciones granulométricas.

En realidad, la existencia de un transporte inequívocamente acuoso, únicamente puede establecerse para los niveles

de brechas con una clara orientación e imbricación de sus elementos y para los niveles de areniscas y brechas que presentan un contacto basal erosivo o una estructura de scour and fill muy sutil (p.e. en la carretera de Figaró-Montmany y en El Molinot). En estos casos, tanto las pequeñas dimensiones de dichas estructuras (30 cm de alto por 2,5 m de ancho), como la ausencia de acanalamientos marcados, sugieren la intervención de un flujo concentrado en una serie de pequeños surcos o regueros extremadamente someros (rills). Este proceso, aunque con una limitada capacidad de transporte, puede originar unos depósitos con un cierto grado de selección y con una fábrica algo ordenada, sobre todo por retrabajamiento de los materiales previamente depositados.

Los mecanismos de sheet wash y rill wash invocados, no constituyen más que los términos extremos del proceso al que hemos denominado de arroyada difusa y, aparte de que uno puede gradar a otro insensiblemente, no es nada extraño que los depósitos generados por estos mecanismos aparezcan estrechamente asociados. De esta forma se explica la presencia de lentejones de areniscas entre brechas masivas poco seleccionadas (p.e.: El Brull, km 488) y las intercalaciones lenticulares de brechas y areniscas en el seno de tramos esencialmente formados por lutitas arenosas y areniscas muy lutíticas (p.e.: tramos superiores de los perfiles del Figaró y C. Bellver). Este último tipo de materiales presenta una selección tan pobre (son muy frecuentes los cantos de 1-3 cm flotantes en su interior) que muy posiblemente se formaron por un simple lavado de los productos de alteración del zócalo o de los materiales previamente depositados.

En cuanto a los nódulos o costras carbonatadas que se desarrollan por reemplazamiento de los materiales detríticos, sus características macro y microscópicas son muy semejantes a las descritas por los horizontes edáficos de tipo "caliche", tanto recientes (GILE et al. 1966, REEVES 1970) como fósiles (BURGESS 1960, NAGTEGAAL 1969a, FRIEND y MOODY-STUART 1970, FREYTET 1971, ESTEBAN 1972 y 1974, ALLEN 1974,

STEEL 1974, LEEDER 1975, ANADON 1978, ... etc.). En el caso de los nódulos aislados, este caliche debe asignarse al estadio III de GILE et al (1966) o bien a un estadio inicialmente maduro (REEVES 1970), y en el caso de las costras, al estadio IV o estadio maduro. La presencia de este tipo de horizontes edáficos sugiere la existencia de largos periodos de no deposición y unas condiciones climáticas de semiaridez, con lluvias marcadamente estacionales y una temperatura bastante elevada. Según GOUDIE (1973, pág. 100), en la actualidad, el caliche se desarrolla preferentemente en áreas con una temperatura media anual de 15-20°C y con un valor medio de las precipitaciones del orden de 200 a 600 mm/año.

Por último, queremos destacar que cuando el Nivel de "brechas" basales presenta una potencia superior a 2-2,5 m (p.e. en los perfiles de El Molinot, km 488, Figaró y C. Bellver) su sucesión litológica suele mostrar un claro incremento en la proporción de materiales lutíticos hacia el techo o una cierta disminución del tamaño máximo de los clastos en el mismo sentido. Probablemente, esta tendencia refleja el relleno progresivo y el paulatino amortiguamiento de las irregularidades topográficas en las que se preservan los materiales de este Nivel. Esto provocaría una reducción en la intensidad de los procesos coluvionares ligados a pendientes localmente importantes y, por lo tanto, con una mayor capacidad de transporte, en beneficio de los procesos relacionados con pendientes más suaves y con una menor capacidad de transporte. De todas formas (sin necesidad de invocar este efecto de reducción de pendientes) el incremento en la proporción de lutitas hacia el techo, también podría explicarse en base a que una vez depositados los materiales provenientes del saprolito, los agentes erosivos tendrían que actuar sobre partes más profundas del perfil de alteración y, en consecuencia, únicamente podrían liberar fracciones granulométricas de pequeño tamaño. Sea cual sea la interpretación más correcta, lo que sí es seguro es que los niveles de paleosuelos alcanzan su máximo desarrollo en los tramos lutíticos superiores (p.e.: Figaró, C. Bellver, C. Agustí) y

ello parece indicar que la velocidad de sedimentación de estos tramos era mucho más lenta que la de los tramos inferiores.

#### III.3.4.- Significado paleogeográfico y edad

De acuerdo con la interpretación que hemos expuesto en el apartado anterior, queda claro que el Nivel de "brechas" basales agrupa los materiales residuales formados durante un prolongado período de alteración climática rubefactante. Hipotéticamente (ver III.2.4), dicha alteración parece alcanzar su apogeo durante la totalidad o parte del Pérmico superior y/o parte del Triás inferior, coincidiendo con una época de menor actividad tectónica que las precedentes. Por consiguiente, como no disponemos de datos paleontológicos que nos daten de forma precisa los citados materiales, ni el momento en que tiene lugar el inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein, proponemos, provisionalmente, una edad Permo-Triásica para el Nivel de "brechas" basales. (6!!!)

CAPITULO IV: LAS UNIDADES DE ORIGEN FLUVIAL

#### IV.1.- INTRODUCCIÓN

Todas las unidades diferenciadas en los diversos dominios estratigráficos, a excepción del Nivel de "brechas" basales (descrito en el capítulo anterior) y del Complejo superior (que lo será en el siguiente), presentan en común un origen fluvial. La finalidad del presente capítulo es la de describir e interpretar dichas unidades, remarcando sus analogías y diferencias. Para ello, nos es imprescindible abordar una cuestión previa de gran importancia.

#### IV.2.- FACIES

Las diferentes unidades que vamos a analizar están integradas por una proporción variable de tres litologías básicas: conglomerados, areniscas y lutitas, cada una de las cuales puede a su vez subdividirse (en función de sus estructuras internas o tipos de estratificación) en un cierto número de subtipos, a los que denominamos "facies" y que representan los términos elementales de los que hemos descompuesto la sucesión litológica de cualquiera de estas unidades. Es decir: en el presente capítulo, cada facies designará una determinada unidad rocosa (estrato, set o coset), susceptible de ser diferenciada de las adyacentes en base a aquellos aspectos litológicos y estructurales detectables en el campo.

Como ha señalado WALKER (en HARMS et al. 1975), el uso de esta definición de facies se justifica por la imposibilidad de interpretar detalladamente cualquier sucesión litológica, sin antes subdividirla en una serie de "piezas homogéneas" que representen los "ladrillos básicos" de dicha sucesión. Corrientemente, este tipo de facies suelen designarse mediante abreviaturas (p.e. "facies Ar") o por breves descripciones (p.e. "facies de limolitas laminadas"), sobreentendiéndose, que a pesar de que su definición es puramente descriptiva y basada en criterios objetivos, cada una de ellas presenta un determinado significado genético.

A continuación vamos a enumerar las principales facies distinguidas en este trabajo (aproximadamente coincidentes con las de MIALL 1977a y 1977b) y a comentar el posible significado genético de cada una de ellas.

a) Facies conglomeráticas

a.1) Conglomerados masivos o con estratificación horizontal poco definida (Cm)

Esta facies (fotos 13, 15 y 16) está integrada por conglomerados poco seleccionados, predominantemente constituidos por elementos del tamaño guija-guijarro o guijarro-bloque (1), que, por lo general, presentan un empaquetado muy denso (clast supported framework) con pequeños porcentajes de matriz arenosa. Internamente, estos conglomerados pueden presentar un aspecto masivo (sin ninguna distribución preferente del tamaño de los clastos o con una cierta tendencia a la disminución vertical de éste), o bien, una estratificación horizontal más o menos definida por pequeñas variaciones granulométricas y/o en la proporción de matriz; en ambos casos, los clastos pueden disponerse, localmente, imbricados. La potencia de los depósitos de la facies Cm atribuibles a un solo episodio deposicional, varía entre 0,05 y 0,5 m, aunque es muy frecuente encontrar paquetes de hasta 3 m formados por la superposición de varios de estos episodios.

De acuerdo con los trabajos de numerosos autores (ORE 1964; WILLIAMS y RUST 1969; SMITH 1970 y 1974; McDONALD y BANERJEE 1971; MCGOWEN y GROAT 1971; RUST 1972 y 1978; EYNON y WALKER 1974; BOOTHROYD y ASHLEY 1975; MIALL 1977a,

---

(1) guija = pebble (4-64 mm), guijarro = cobble (64-256 mm) y bloque = boulder (> 256 mm).

1977; BOOTHROYD y NUMMEDAL 1978; etc.) esta facies se origina como consecuencia de la acreción y migración de barras longitudinales (1), en corrientes fluviales de morfología entrelazada (braided) caracterizadas por un material de lecho muy grueso (grava). Estas barras, limitadas en las etapas de flujo más bajo por canales muy someros en los que se concentra el flujo acuoso, presentan una forma romboédrica más o menos elongada paralelamente a la dirección de la corriente y unas dimensiones que pueden alcanzar el metro de altura por varios cientos de metros de longitud (fig. 14B).

La génesis de estas barras ha sido estudiada mediante observaciones de laboratorio (LEOPOLD y WOLMAN 1957) y en cursos fluviales actuales (KRIGSTRÖM 1962; RUST 1972; SCHUMM y KHAN 1972; SMITH 1974; CHURCH y GILBERT 1975; BOOTHROYD y ASHLEY 1975; HEIN, en HARMS et al. 1975; etc.). Según el clásico experimento de LEOPOLD y WOLMAN (fig. 14A), estas barras suelen iniciarse (a caudales relativamente altos) mediante la deposición de parte de la carga más gruesa, en respuesta a una disminución del caudal o de la competencia de la corriente. Si esta disminución sigue produciéndose de forma paulatina, el depósito inicial -que originalmente puede presentar un relieve no superior al diámetro del clasto más grueso (lag o diffuse gravel sheet de HEIN, en HARMS et al. 1975)- constituye un núcleo a partir del cual la barra crecerá verticalmente, mediante el atrape y la infiltración de material más fino en los espacios intergranulares, y corriente abajo; por deposición en su parte frontal. Este crecimiento, únicamente se amortiguará (a caudales relativamente bajos) cuando la diversión del flujo

---

(1) El término barra lo empleamos, tanto aquí como en las páginas siguientes, en el sentido de "unit bar" de SMITH (1974, pág. 210) para indicar que nos referimos a formas relativamente poco modificadas por procesos erosivos y cuya morfología está determinada por una historia deposicional muy simple.

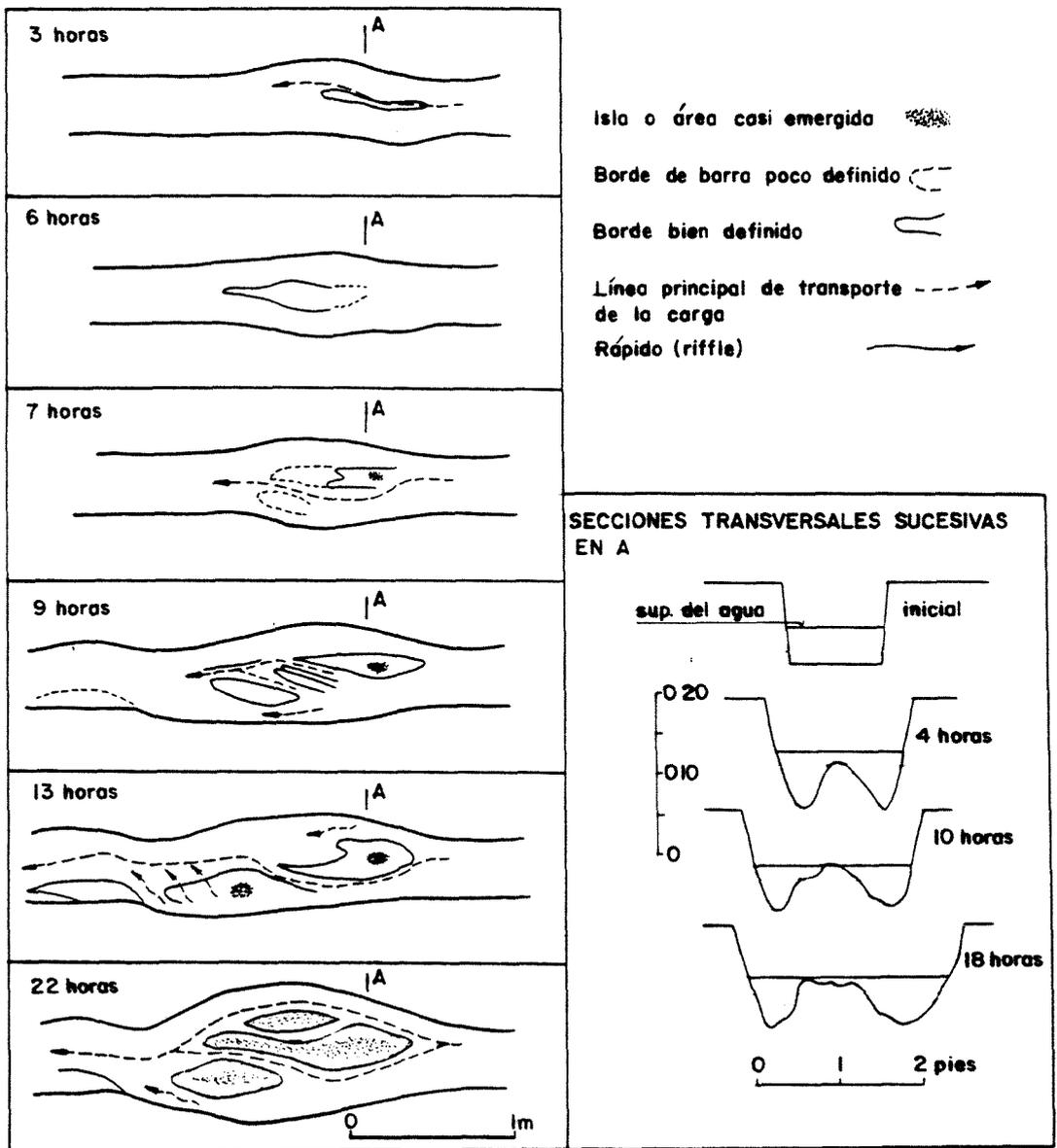


Fig. 14A Crecimiento de barras longitudinales en canales de laboratorio (LEOPOLD y WOLMAN 1957)



Fig. 14B "Braid bars" (barras longitudinales) en el "sandur" de Kerlingardalsá (Islandia). Según KRIGSTÖM (1962) en ALLEN (1968)

que se origina alrededor de la porción ya formada de la barra, provoque (por erosión lateral de los márgenes) un incremento en la relación anchura/profundidad del canal principal, suficiente como para que gran parte de la barra emerja y el transporte de sedimento (arena predominantemente) quede confinado a los pequeños canales adyacentes o sobreimpuestos a ella.

Como consecuencia del crecimiento vertical y longitudinal de la barra a partir del núcleo, el material más grueso se concentra en su parte central, de tal forma que los depósitos resultantes suelen mostrar una disminución longitudinal y vertical del tamaño de grano. Asimismo, la infiltración de las partículas de granulometría más fina (arena y gránulos) en los espacios existentes entre los cantos, es la que origina un armazón esencialmente soportado por los clastos y la ausencia de una estratificación bien definida. Ésta, cuando existe, puede interpretarse como resultado de una tracción laminar (canto a canto) sobre las suaves pendientes deposicionales que caracterizan a las barras longitudinales (3 a 5º, RUST 1972) y en relación a una intensidad de flujo bastante alta.

a.2) Conglomerados con estratificación cruzada de tipo planar (Cp)

A diferencia de la anterior, esta facies se caracteriza por una estratificación cruzada de tipo planar muy bien definida (fotos 12, 14 y 15), la cual suele presentarse formando sets solitarios de 0,25 a 1 m de altura. Los materiales que integran esta facies son conglomerados de guijas y gránulos, densamente empaquetados y con una proporción variable de matriz arenosa. En no pocos casos, las láminas o foresets (cuya inclinación varía de 15 a 30º y cuyo grosor es del orden de 3 - 10 cm) aparecen diferen-

ciadas por marcados cambios granulométricos o por pequeñas variaciones en el porcentaje de matriz. La forma de estas láminas varía de recta a suavemente tangencial, siendo mucho menos frecuentes las formas sigmoidales o ligeramente cóncavas en un sentido contrario al de aporte (foto 15).

La génesis de esta facies es menos conocida que la de la anterior. Según SMITH (1974) (en HARMS et al. 1975) y MIALL (1977a, 1977b), es probable que la facies Cp se forme por migración de barras transversales, en corrientes fluviales entrelazadas, caracterizadas por un material de lecho en el que domina la grava. Este tipo de barras difieren de las longitudinales en que presentan una "cara de avalancha" (avalanche face o slip face) bien desarrollada en su terminación frontal, la cual se dispone perpendicularmente u algo oblicua respecto a la dirección de flujo dominante. HEIN (1), señala que partiendo de un núcleo (o diffuse gravel sheet) común, las condiciones que van a determinar el desarrollo o la ausencia de una cara de avalancha (o lo que viene a ser lo mismo: la formación de barras transversales o longitudinales), depende de la relación entre caudal de agua ( $Q_f$ ) y concentración de sedimento ( $Q_s$ ). De esta forma (fig. 15) si  $Q_s$  y  $Q_f$  decrecen rápidamente una vez ha sido depositado el núcleo, la barra tiende a crecer más intensamente en sentido vertical que en sentido longitudinal (lo contrario de lo que ocurre en el caso de las barras longitudinales) y, entonces, existe una mayor probabilidad de que se desarrolle una cara de avalancha, a partir de la cual se generarán los foresets. Asimismo y respecto a esta problemática, BOOTHROYD y NUMMEDAL (1978) sugieren que el desarrollo de la cara de avalancha también guarda relación con la magnitud del caudal máximo de la corriente, de tal manera que si en etapas de flujo relativamente alto, la profundidad del canal no es lo suficientemente elevada como para permitir procesos de separación de flujo (o "remolinos") sobre la barra, ésta no

---

(1) en WALKER, en HARMS et al (1975)

desarrollará foresets. Esta sugerencia podría venir confirmada por el hecho de que los sets de la facies Cp parecen alcanzar sus máximas dimensiones (1,5 a 5 m) en canales muy profundos y relativamente estrechos (RUST 1975) o en las partes proximales y medias de abanicos aluviales, donde los canales aparecen todavía muy encajados (McGOWEN y GROAT 1971).

Otra posibilidad de origen para la facies Cp. sería la de un crecimiento de "tipo deltaico" por relleno de depresiones preexistentes. Este mecanismo (invocado para un caso muy especial por EYNON y WALKER, 1974) consiste, a grandes rasgos, en la interrupción de un transporte laminar por tracción sobre el lecho de la corriente, a causa de que un brusco aumento de profundidad origina una disminución de la fuerza de tracción y de la velocidad, con la consiguiente deposición de la carga por avalanchamiento.

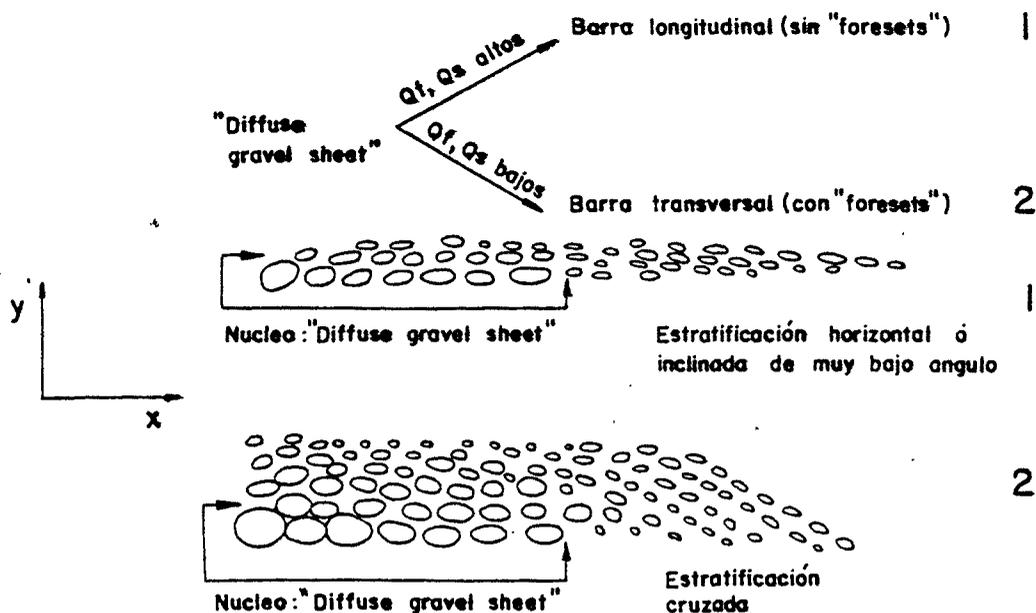


Fig. 15.- Relación entre los tipos de barra y estratificación. Según WALKER (en HARMS et al 1975), con ligeras modificaciones.

a.3) Conglomerados con estratificación cruzada de tipo "trough" (Ct)

Esta facies está formada por conglomerados mal seleccionados, los cuales se presentan (en una sección aproximadamente perpendicular a la dirección de corriente) relleno de una serie de surcos que, por regla general, se intersectan unos a otros lateralmente (foto 11), aunque también pueden presentarse aislados. Cada uno de estos surcos (de 0,25 a 1 m de altura, por 1 a 10 m de ancho) muestra una base erosiva curvilínea, en muchas ocasiones remarcada por un pavimento de cantos de mayor tamaño que los existentes en los materiales de relleno. Éstos, que suelen presentar una estratificación cruzada definida por un único grupo de láminas dispuestas concordantemente u oblicuamente respecto a la superficie de curvatura inferior, están integrados por una mezcla de guijas, gránulos y arena muy gruesa, cuyas proporciones relativas varían rápidamente de un surco a otro, aunque en la mayoría de los casos el armazón está sustentado por la grava.

En los casos (poco frecuentes) en que la facies Ct se presenta como surcos aislados, no cabe ninguna duda (MIALL 1977a) de que esta facies se origina a consecuencia del relleno de canales muy someros (channel-fill cross-bedding de REINECK y SINGH 1975). Este relleno puede producirse: de forma simétrica, por una corriente que fluya paralelamente al eje del canal (en cuyo caso las láminas tienden a disponerse concordantemente respecto a la superficie de curvatura inferior), o asimétricamente, a causa de que la corriente que transporta el sedimento discurre oblicuamente con respecto al eje (fig. 16A). Sin embargo, cuando estos surcos se presentan agrupados, intersectándose mutuamente en la horizontal y en la vertical, su origen es algo más problemático y, en principio, caben dos posibilidades: 1) que esta agrupación se origine a causa de una continua sucesión de episodios de erosión y relleno de canales (de forma parecida al caso descrito por SINGH 1972, fig. 16B) y

2) que ésta se deba a la migración de formas de lecho (bed forms) con crestas sinuosas y esencialmente integradas por grava (RUST 1978). En el primer caso, la erosión y el relleno de canales son fenómenos separados en el tiempo, mientras que en el segundo, ambos son prácticamente contemporáneos, originándose la erosión de los surcos como consecuencia de los fuertes remolinos que se producen en la cara de sotavento (lee side) de las formas migrantes. La posibilidad de adoptar una u otra solución será analizada más adelante para cada caso concreto.

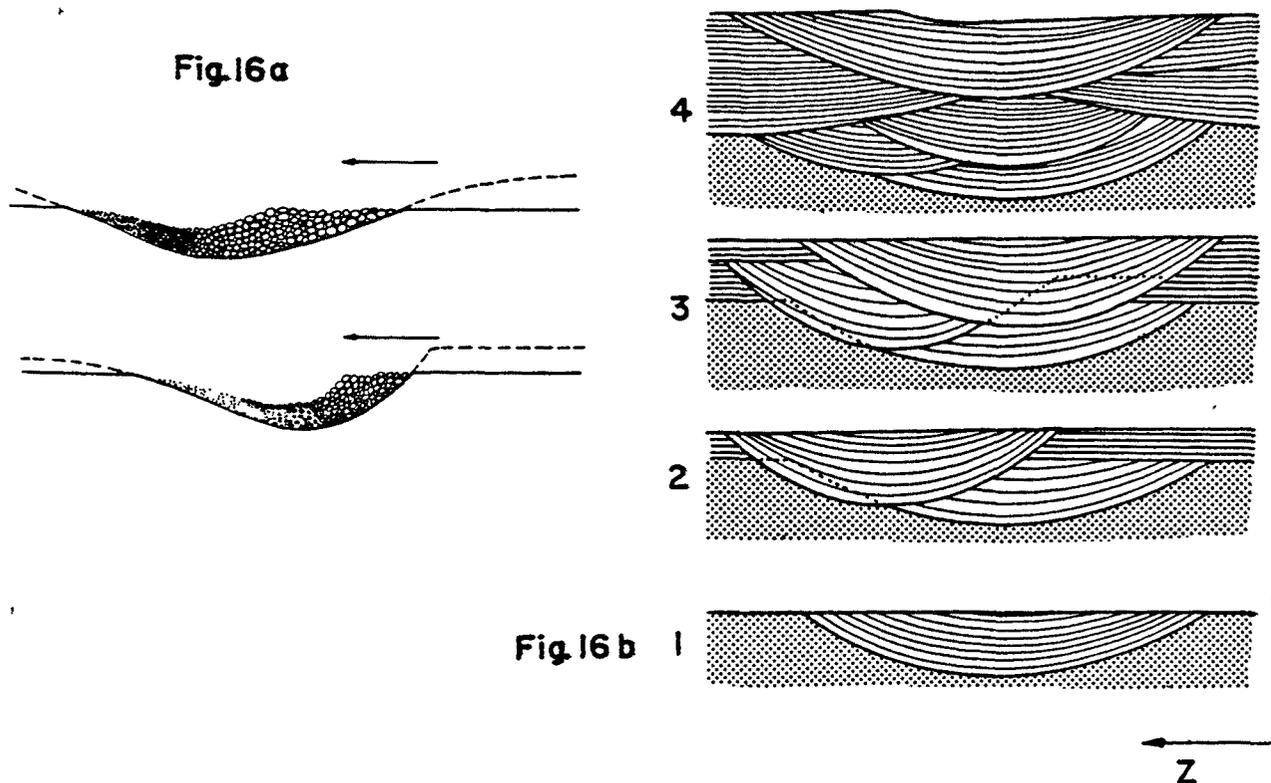


Fig. 16A.- Channel-fill cross-bedding originado por migración de una barra sobre un canal adyacente. De DOEGLAS (1962).

Fig. 16B.- Estratificación cruzada de tipo trough producida por sucesivas etapas de erosión y relleno de canales. Según SINGH (1972).

b) Facies arenosas

b.1) Areniscas con estratificación cruzada de gran escala de tipo planar (Ap)

La facies Ap (foto 17a) se presenta formando sets (de 0,5 a más de 5 m de longitud y con una altura oscilante entre 0,1 y 1,5 m) que a menudo suelen agruparse, constituyendo cosets de hasta 5 m de potencia. Estos sets, limitados por superficies esencialmente planas o muy ligeramente onduladas, están formados por areniscas de grano medio a muy grueso, estas últimas con frecuentes gránulos y guijas alineadas según las láminas o formando pavimentos en las superficies inferiores de los sets. Las láminas o foresets, definidas en ocasiones por variaciones granulométricas (del orden de una o dos clases en la escala phi), se disponen con una inclinación variable entre los 10° y los 35°, adoptando una disposición angular o tangencial respecto a las superficies inferiores de cada set. En no pocos casos, las láminas pueden mostrar gradación vertical del tamaño de grano (de fino a grueso hacia arriba), así como frecuentes cambios de inclinación en una misma sección más o menos paralela a la dirección de flujo dominante. Corrientemente, los sets de la facies Ap presentan frecuentes "diastemas" internos (BOERSMA 1967) o superficies de reactivación (COLLINSON 1970; McCABE y JONES 1977), las cuales separan grupos de láminas adyacentes y discordantes (fig. 20).

En líneas generales, la facies Ap se origina como consecuencia de la migración de dos tipos principales de formas de lecho (bed forms): sand waves y barras linguoides o transversales (sandy foreset bars de MIALL 1977b, fig. 19).

Los sand waves (SOUTHARD, en HARMS et al 1975) constituyen formas de crestas esencialmente rectas y de poca altura (20 a 50 cm) que suelen presentarse en trenes, con

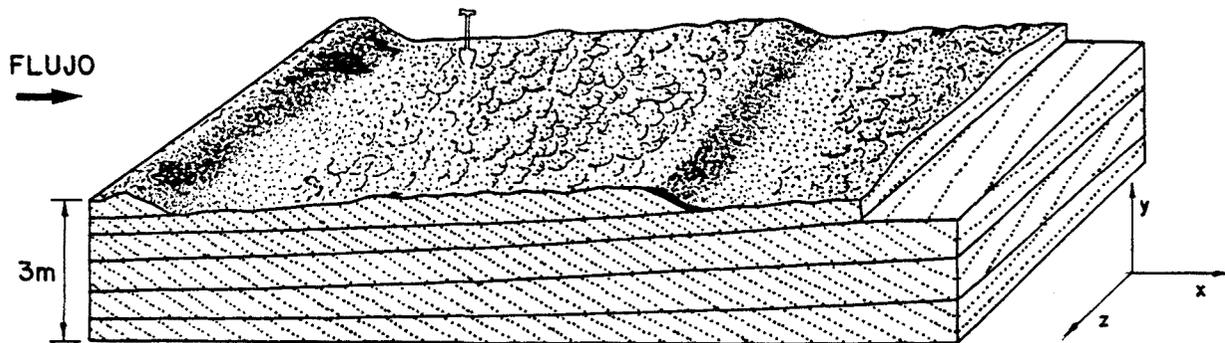


Fig.17-A Estratificación cruzada de tipo planar formada por migración de "sand waves." Según HARMS (en HARMS et al 1975)

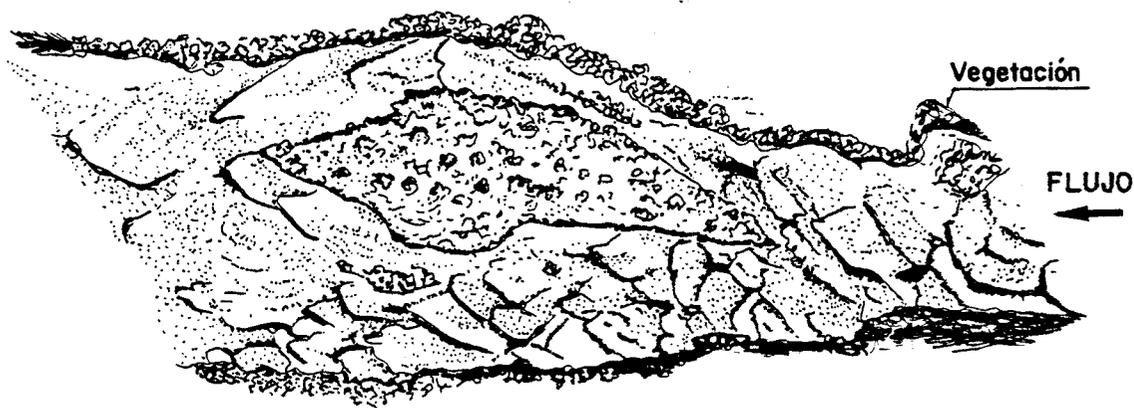


Fig. 17B Barras linguoides en el Rio Segundo (Uruguay) ALLEN 1968

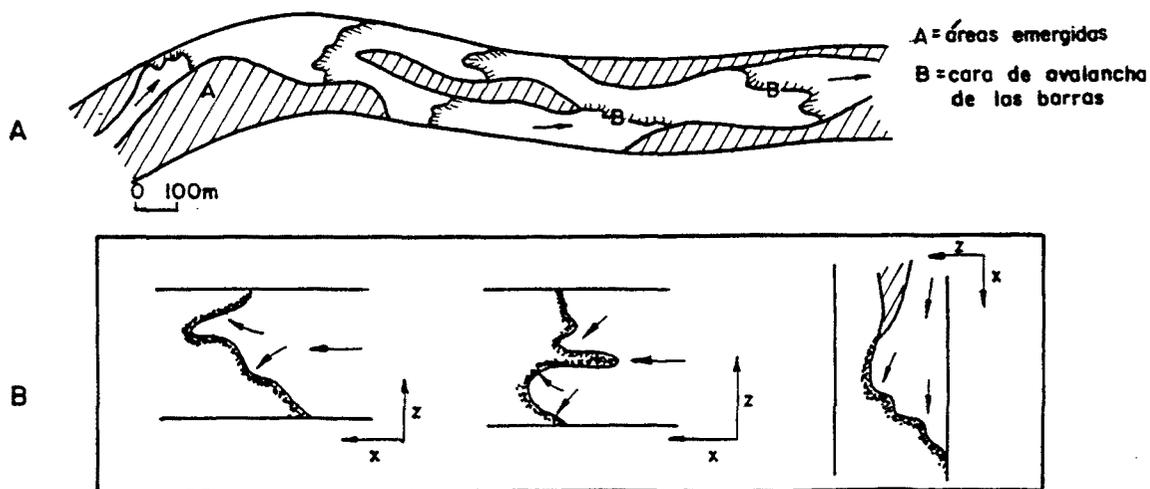


Fig. 17C. Barras transversales A) En el Río South Saskatchewan (Canadá) CANT y WALKER 1978 B) Esquemas WILLIAMS 1971

un espaciado variable entre 5 y 100 m (fig. 17A). Generalmente, su parte de sotavento está definida por una cara de avalancha muy acusada, mientras que la porción de barlovento suele ser casi plana y lisa, aunque en ocasiones aparece cubierta por pequeños ripples que migran hacia la cresta. Basándose en numerosos experimentos de laboratorio, SOUTHARD concluye que los sand waves (mega-ripples de crestas rectas o débilmente sinuosas en la terminología de ALLEN 1968) se producen por corrientes de velocidad moderada, intermedias entre las que originan los ripples y las dunas (megaripples de crestas esencialmente curvas) (fig. 23). Asimismo, este autor confirma las observaciones de ALLEN 1968, en el sentido de que al incrementarse la profundidad, los sand waves aumentan progresivamente de tamaño, a la vez que se diferencian con mayor claridad de las dunas (fig. 18).

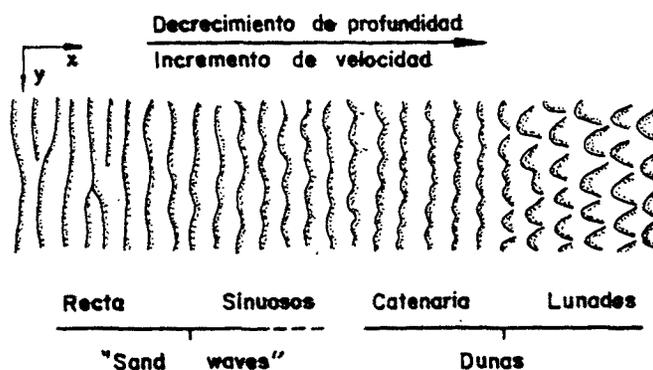
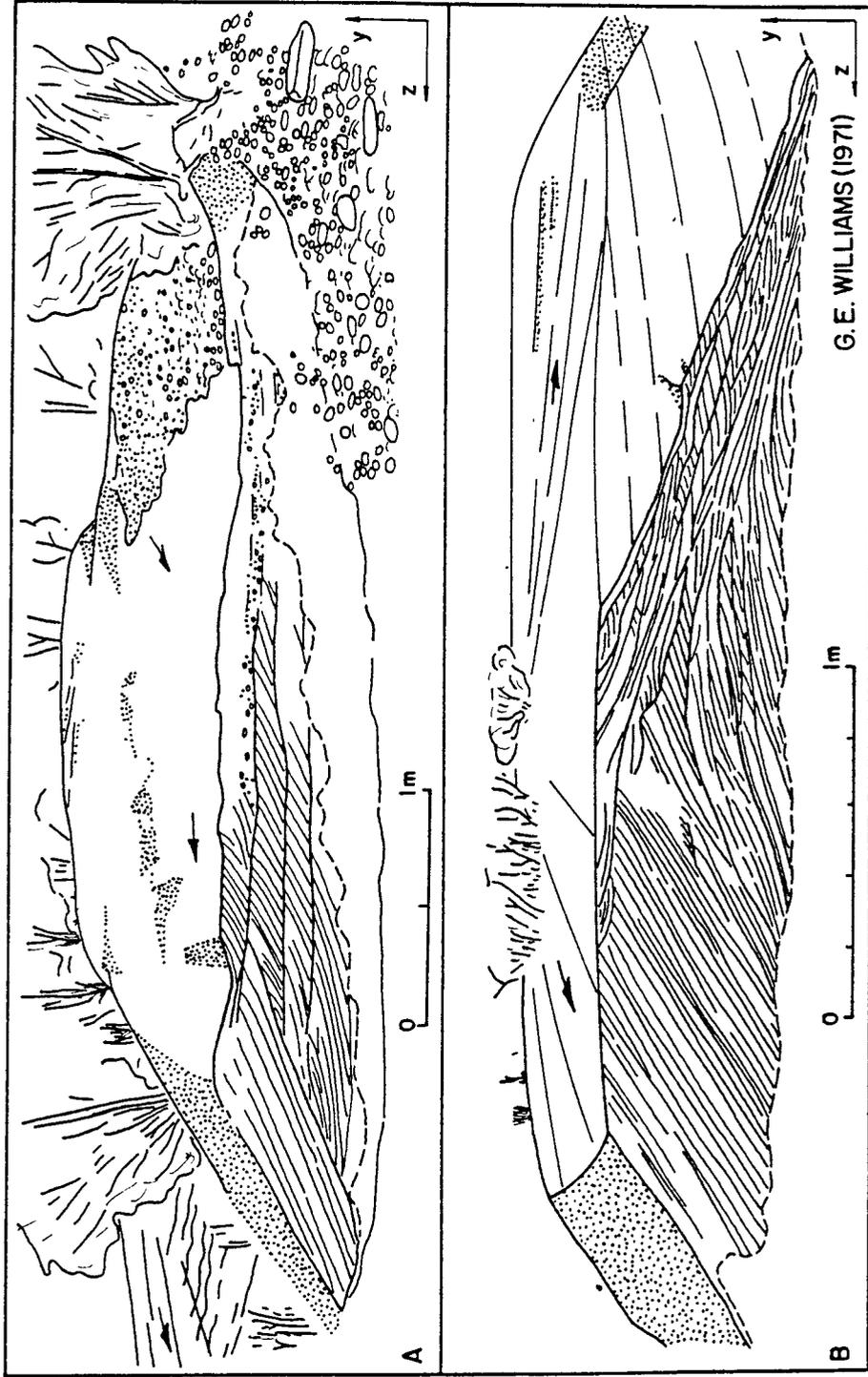


Fig. 18.- Secuencia de tipos de megaripples originados por un cambio en la velocidad y/o en la profundidad de la corriente. De ALLEN (1968).

Las barras linguoides (linguoid bars de ALLEN 1968; COLLINSON 1970; WILLIAMS 1971; BOOTHROYD y ASHLEY 1975) son formas de mayor escala que las anteriores (5 a 150 m de anchura, 50 a 300 m de longitud y 0,3 a 2 m de altura),

Fig.19 Estratificación cruzada de tipo planar en dos barras arenosas

A = HUGH RIVER    B = WOOLDRIDGE RIVER.

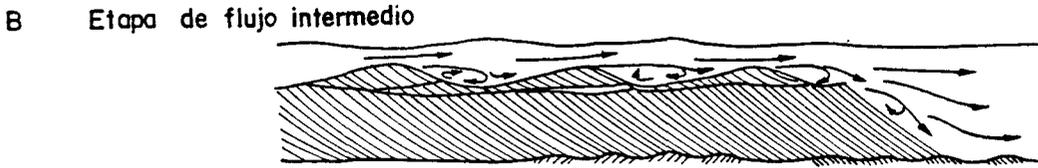
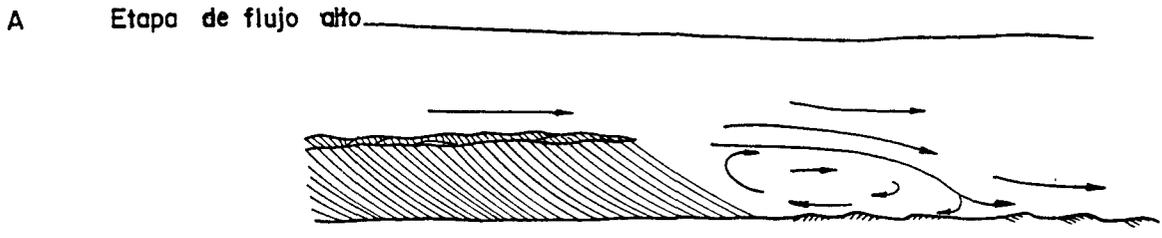


G. E. WILLIAMS (1971)

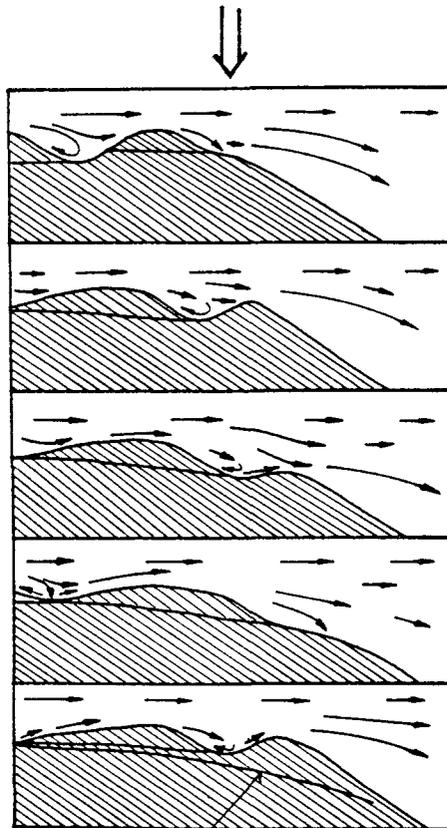
las cuales se caracterizan por una forma romboédrica y por una cara de avalancha convexa en el sentido de la corriente. Estas barras suelen presentarse agrupadas, de tal forma que las crestas de dos trenes consecutivos suelen estar desfasadas; es decir: la cresta de cualquier barra posterior se sitúa en el espacio existente entre las crestas de dos de las barras precedentes (fig. 17B).

Muchas de las barras linguoides estudiadas en ríos actuales (COLLINSON 1970; SMITH 1971; WILLIAMS 1971; BOOTHROYD y ASHLEY 1975) están cubiertas a su vez por dunas y ripples de pequeña escala. Sin embargo, tal y como han indicado COLLINSON (1970) y MIALI (1977b), es probable que estas estructuras únicamente se superpongan a las anteriores en etapas de flujo relativamente bajas y que, de hecho, las barras sean formas generadas durante etapas de inundación, en las cuales empiezan a desarrollarse por coalescencia de campos difusos de dunas (CULBERTSON y SCOTT 1970; SMITH 1971). De todas formas, la migración de estas barras no sólo se produce a caudales relativamente altos, sino también a caudales intermedios y bajos, a causa de que los ripples y las dunas superpuestos tienden a migrar hacia la cresta y ello se traduce en un aporte de sedimento hacia la cara de avalancha (COLLINSON 1970). En teoría, los depósitos de la facies Ap generados por migración de las barras linguoides en etapas de inundación, pueden separarse de los originados en etapas de flujo más bajo, atendiendo a la forma de las láminas o foresets y a la presencia o ausencia de ripples de contracorriente (back flow ripples) (fig. 20A y B). En el primer caso y como resultado de las fuertes turbulencias y remolinos que se engendran en la cara de sotavento, las láminas suelen adoptar formas tangenciales y los ripples de contracorriente son comunes, mientras que en el segundo, este remolino es muy pequeño y las láminas presentan formas rectas.

Fig.20 Cambios en la estratificación asociados a cambios del nivel de agua en barras linguoides y mecanismos de formación de superficies de reactivación



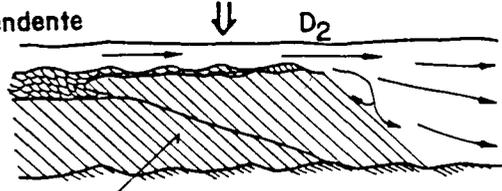
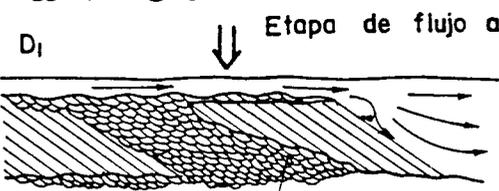
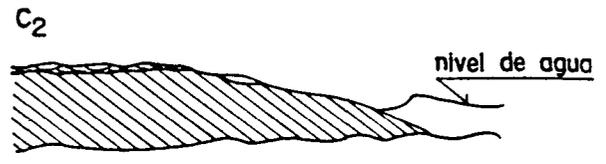
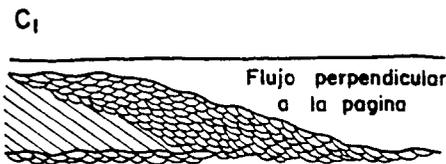
Collinson (1970)



SR

McCabe y Jones (1977)

Etapa de flujo bajo



SR

SR

Collinson (1970)

Las barras transversales (transverse bars de ORE 1964; ALLEN 1968; WILLIAMS 1971; MCGOWEN y GROAT 1971; cross-channel bars de CANT y WALKER 1978, etc.) son formas de unas dimensiones similares a las anteriores, de las que se diferencian (1) porque suelen aparecer aisladas (o con un carácter menor repetitivo) y porque presentan una cara de avalancha más rectilínea, que se extiende a todo lo ancho del canal, con sus flancos adosados a los márgenes del mismo (fig. 17C).

SMITH (1971) y CANT y WALKER (1978) hacen hincapié en que la génesis de estas barras está muy controlada por las variaciones topográficas existentes en el lecho de la corriente. SMITH (1971) señala que (a caudales bajos e intermedios) las barras transversales pueden formarse, de manera similar a los "deltas de laboratorio" de JOPLING (1966), cuando la arena que está moviéndose sobre el lecho encuentra una depresión que es rellenada, a causa de que el incremento de profundidad origina una brusca disminución de la velocidad. CANT y WALKER (1978), indican que sus "cross-channel bars" se forman en áreas de expansión de flujo (p.e. donde dos canales convergen o donde la sección transversal del canal se ensancha bruscamente). En ambos casos, la arena es transportada a la cara de avalancha de la barra, mediante la migración de diversos tipos de formas de lecho (ripples, sand waves, dunas, etc.).

---

(1) En realidad, la diferenciación entre barras linguoides y transversales tiende a ser arbitraria según los autores. Así, por ejemplo, SMITH (1971) aplica la denominación de transversales, para formas que a caudales altos asumen un carácter repetitivo y una morfología linguoide. De cualquier manera, como la diferenciación entre ambos tipos de barra es prácticamente imposible en depósitos antiguos, esta confusión no reviste ninguna importancia. Por esta razón y como ambos tipos de barra se caracterizan por una estructura interna similar (sets o cosets de la facies Ap), MIALL (1977b) las agrupa bajo el nombre de sandy foreset bars (barras arenosas con estratificación de tipo planar).

El origen de las superficies de reactivación, tan frecuentemente asociadas a la facies Ap, ha sido ampliamente analizado por COLLINSON (1970) y McCABE y JONES (1977). Para el primero de estos autores, estas superficies se forman cuando la cara de avalancha de una barra, erosionada en las etapas de flujo más bajo, es reactivada de nuevo al incrementarse el caudal (fig. 20 C y D). Sin embargo, recientemente, McCABE y JONES (1977) han señalado que estas superficies también pueden producirse a caudal constante, a causa de que la migración de las formas sobreimpuestas a la barra modifica su cresta (fig. 20). Otras características de la facies Ap, tales como los frecuentes cambios de inclinación de las láminas en una misma sección y la alternancia de láminas de diferente granulometría, han sido analizadas por SMITH (1972). De forma muy breve, recordaremos que los cambios de inclinación se producen como consecuencia de que la forma lobular de las caras de avalancha inducen frecuentes cambios en la dirección de flujo, mientras que las alternancias granulométricas se originan a causa de la segregación de tamaños que tiene lugar durante la migración de las pequeñas formas sobreimpuestas.

Por último, es conveniente señalar que, además de por la migración de sand waves y barras, la facies Ap también puede originarse como cuñas arenosas (sand wedges) las cuales se sitúan en los márgenes de las barras de grava, por lo general durante las etapas de flujo descendente (RUST 1972; BOOTHROYD y ASHLEY 1975; fig. 21).



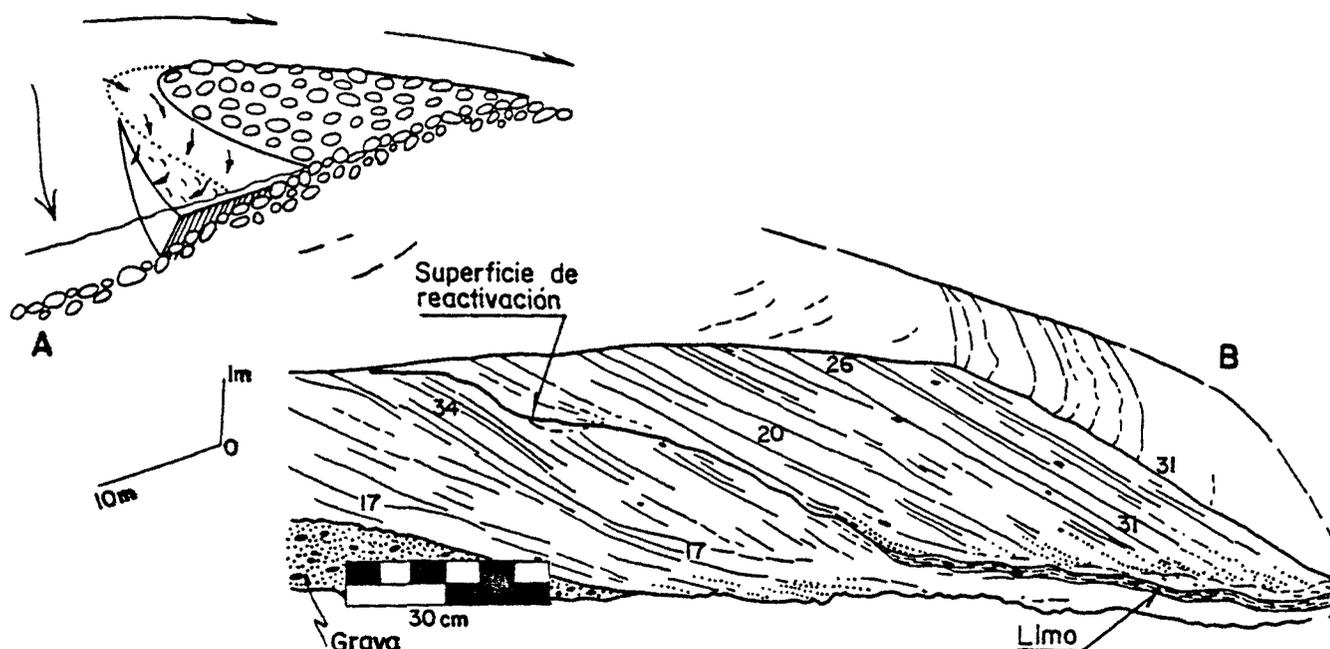


Fig. 21A.- Esquema de la formación de una cuña arenosa (sand wedge) en el margen lateral de una barra de grava. Según RUST 1972.

Fig. 21B.- Estructura interna de una de estas cuñas en ambientes actuales (Upper Scott outwash fan) Según BOOTHROYD y ASHLEY (1975).

b.2.- Areniscas con estratificación cruzada de gran escala de tipo trough (At)

La facies At (foto 17b) suele formar cosets (de hasta 3 m de potencia) integrados por un gran número de sets mutuamente erosivos y que, en una sección perpendicular a la corriente, presentan una base curvilínea cóncava hacia arriba (fig. 22). Las dimensiones de estos sets varían entre los 0,3 y los 3 m de anchura, con una altura que oscila entre 5 y 50 cm. En una sección XY, las láminas de cada set adoptan una disposición tangencial con respecto a la superficie erosiva inferior, mientras que en las secciones YZ, éstas se disponen más o menos concordantes con respecto a dicha superficie. En líneas generales, para un mismo coset, los sets suelen mos-

trar una cierta uniformidad en cuanto a sus dimensiones y tamaño de grano, aunque en algún caso se ha observado una disminución de ambas propiedades hacia el techo del coset. El tamaño de grano de las areniscas que componen esta facies, oscila entre fino a muy grueso, con frecuentes gránulos y pequeños cantos (de cuarzo o intraformacionales) alineados según las láminas o acumulados en la base de los surcos.

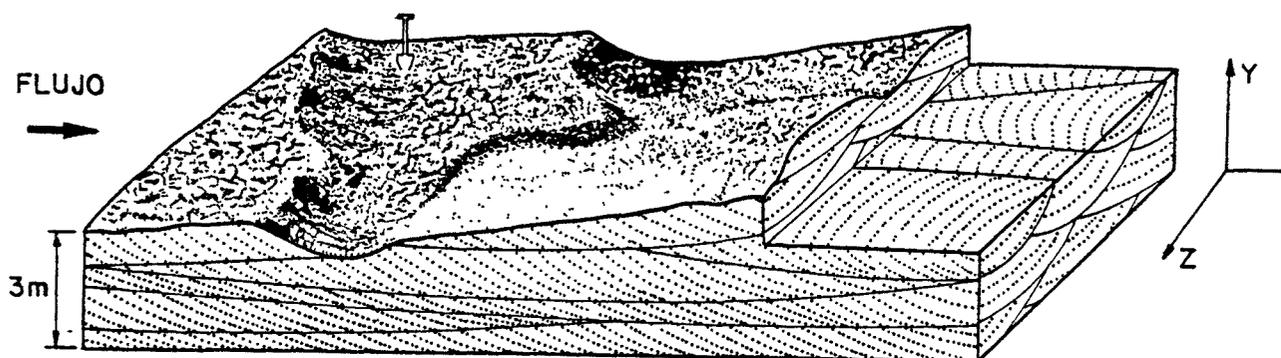


Fig. 22.- Estratificación cruzada de gran escala de tipo trough formada por migración de dunas. De HARMS (en HARMS et al 1975).

De acuerdo con los trabajos de un gran número de autores (resumidos por ALLEN 1968), esta facies se origina por el relleno de surcos formados por erosión simultánea a la migración de trenes de megaripples de crestas sinuosas a muy irregulares, o dunas (terminología de SOUTHARD, en HARMS et al 1975).

Las dunas constituyen unas formas de lecho con una morfología mucho más variable tridimensionalmente que la de los sand waves y que suelen presentarse en trenes, con un espaciado variable entre 1 y 5 m. Su cara de avalancha (de 10 a 50 cm de altura y topográficamente muy irregular) está precedida por unos surcos bastante profundos que, por lo general, están cubiertos por ripples. Según SOUTHARD, en experimentos de laboratorio, tanto la altura de la cresta como el espaciado, se incrementan

moderadamente al incrementarse la profundidad, aunque esta interrelación entre el tamaño de la duna y la profundidad de flujo, no parece ser substancial en los ambientes naturales. Asimismo, este autor señala que las dunas tienden a ser más grandes cuando están integradas por sedimentos de granulometría fina y que su tamaño varía poco en función de la energía de la corriente (por lo menos en el laboratorio). El campo de estabilidad de las dunas, en relación a la granulometría de la arena que las componen, la profundidad de flujo y la velocidad de la corriente, puede consultarse en la fig. 23

b.3) Areniscas con estratificación (o laminación) cruzada de pequeña escala (Ar)

Esta facies (fotos 18 y 21) incluye cosets de estratificación cruzada (de 0,5 a 1 m de grosor), formados por un gran número de sets, tanto del tipo planar como del tipo trough y cuyas dimensiones no sobrepasan los 5 cm de altura. Los materiales que constituyen esta facies, varían de areniscas de grano muy fino-lutíticas a areniscas de grano medio-grueso.

En líneas generales, es un hecho ampliamente aceptado (ALLEN 1968, REINECK y SINGH 1975) que la estratificación cruzada de pequeña escala se origina por la migración de pequeños ripples (de corriente en nuestro caso). Como puede observarse en la fig. 23, estas formas (cuya amplia gama de morfologías ha sido exhaustivamente estudiada por ALLEN 1968) se originan bajo unas condiciones de flujo relativamente bajas. En experimentos de laboratorio y según SOUTHARD (en HARMS et al 1975), su geometría no varía con la profundidad, cuando ésta es unas pocas veces superior a la altura del ripple. Sin embargo, cuando la profundidad decrece a unos pocos centímetros, entonces, estos muestran los clásicos cambios de forma descritos por ALLEN (1968). Los ripples se forman bajo

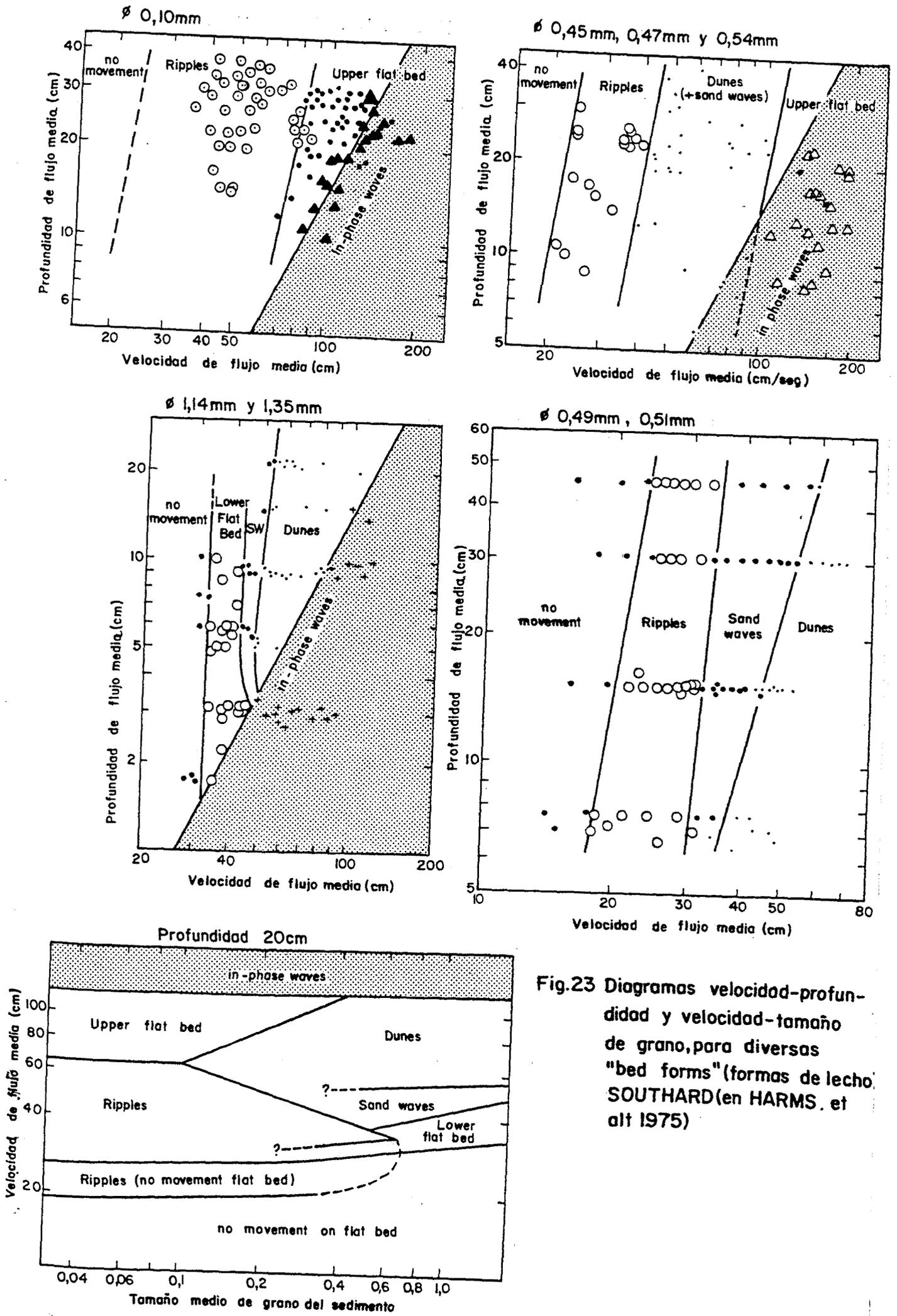


Fig.23 Diagramas velocidad-profundidad y velocidad-tamaño de grano, para diversas "bed forms" (formas de lecho: SOUTHARD (en HARMS, et al 1975))

un amplio rango de tamaños de grano (desde limo fino hasta arena gruesa), pero cuando el tamaño es del orden de unos 0,5 mm, la formación de ripples se restringe a medida que se incrementa la velocidad (fig. 23). Para arenas de diámetro superior a 0,06 mm (arena gruesa), los ripples no se forman.

Las facies Ar incluye también la laminación del tipo escalante o climbing (foto 45). Según WALKER (1963); McKEE (1965); JOPLING y WALKER (1968); ALLEN (1973); y REINECK y SINGH (1975); esta laminación se produce cuando un aporte continuo de sedimento origina que varios trenes de ripples tiendan a superponerse unos a otros, en vez de que cada tren migre frontalmente. Atendiendo a la relación existente entre la cantidad de material transportado en suspensión y la cantidad de material transportado sobre el lecho, estos trenes de ripples ascendentes pueden originar una laminación que puede variar entre los tres tipos extremos de la fig. 24.

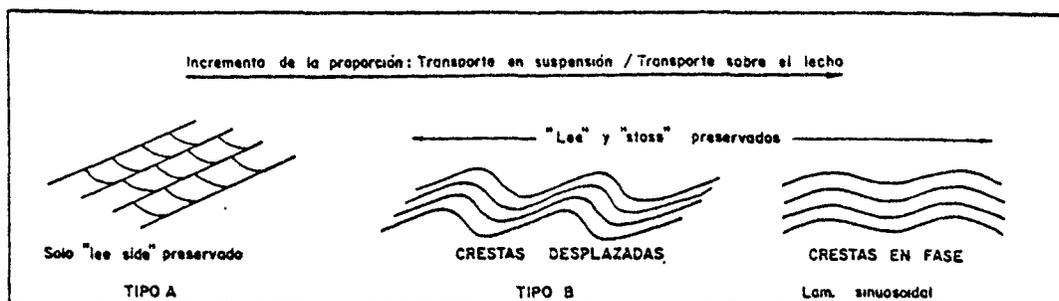


Fig. 24.- Principales tipos de laminación climbing (Según ALLEN 1973).

b.4.- Areniscas con estratificación (o laminación) horizontal (Ah)

Las facies Ah (foto 19, fig. 25) se presenta formando sets tabulares (de 5 a 30 cm de grosor) caracterizados por una laminación interna paralela y prácticamen-

te horizontal. Los materiales que integran esta facies son areniscas de grano muy fino a muy grueso, estas últimas con algunos gránulos y pequeños cantos (de hasta 1 cm de diámetro) alineados según las láminas. Los sets de la facies Ah suelen estar delimitados por una superficie inferior plana y horizontal, mientras que la superior acostumbra a estar erosionada por las facies superpuestas. En algunos casos, estos sets pueden sobreimponerse unos a otros (mediante superficies erosivas de forma plana) constituyendo cosets de hasta 1 m de grosor. Frecuentemente, las superficies superiores de cada set o de cada lámina, muestran lineaciones de corriente o parting lineation.

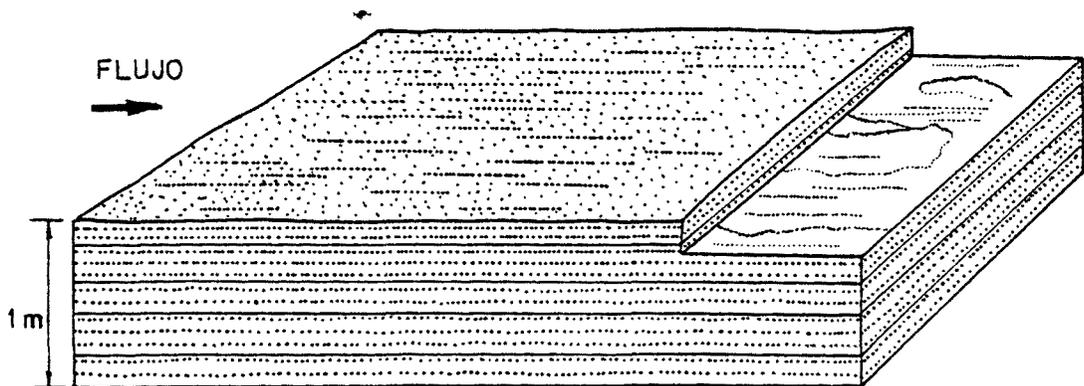


Fig. 25.- Estratificación horizontal con lineaciones de corrientes (parting lineation). Según HARMS (en HARMS et al 1975).

Esta facies suele interpretarse como resultado de la deposición sobre un fondo desprovisto de irregularidades topográficas (plano) y por efecto de una corriente cuya velocidad es mayor que la que originan los ripples, sand waves o dunas (upper flat beds en la fig. 23). Sin embargo, debe tenerse muy en cuenta que para fracciones granulométricas superiores a arena media (0,5 mm) esta velocidad es menor que la que origina las formas citadas (lower

flat beds en la fig. 23). De hecho, algunos autores (McLEAN y JERZYKIEWICZ 1978) subdividen los depósitos arenosos con laminación horizontal, en dos facies: una correspondiente a las upper flat beds (arena muy fina-media) y otra correspondiente a las lower flat beds (arena gruesa a grava de gránulos). En ambientes actuales, la presencia de una estratificación horizontal asimilable a las lower flat beds y definida por una marcada alternancia textural (gránulos-arena muy gruesa y arena media-arena gruesa), ha sido señalada por SMITH (1971 b). Este autor indica que esta facies se origina por la migración de unas formas de lecho repetitivas ( $\lambda = 4,5$  m), de muy poca amplitud y relieve (altura máxima, 7,5 cm.), las cuales aparecen a profundidades muy someras y superpuestas a barras transversales.

b.5) Areniscas con estratificación (o laminación cruzada de muy bajo ángulo (Aba)

Esta facies (muy poco frecuente) comprende una serie de sets (de 0,10 a 0,25 cm de grosor) limitados por superficies planas y caracterizados por unas láminas rectas o muy suavemente convexas hacia arriba, cuya inclinación no sobrepasa los 10°. En un gran número de casos esta facies aparece relacionada lateral y verticalmente con la anterior (Ah) y es muy posible que, dependiendo de las condiciones de afloramiento, ambas facies hayan sido frecuentemente confundidas. Los materiales que integran esta facies son areniscas de grano fino a muy grueso.

La génesis de esta facies es poco conocida. RUST (1978) señala la presencia de lineaciones de corriente (paralelas, perpendiculares u oblicuas, respecto a la dirección de inclinación de las láminas) y las interpreta como resultado de la actuación de una corriente de alta velocidad, localizada en pequeños surcos; CANT (1973) las asimila a "beach deposits" sobre las superficies de barras o a la migración de las formas de baja amplitud y

relieve descritos por SMITH (1971b); y PICARD y HIGH Jr. (1973) indican su presencia sobre las suaves pendientes deposicionales que caracterizan a los márgenes frontales o laterales de algunas pequeñas barras arenosas.

b.6) Areniscas con estratificación cruzada de relleno de surco (As)

Las areniscas que integran esta facies se presentan rellenando surcos erosivos muy someros (foto 20), por lo general aislados y de forma asimétrica, cuyas dimensiones oscilan entre los 20-50 cms. de profundidad y los 0,5-3 m de anchura. Típicamente, en una sección YZ, el relleno de estos surcos consiste en un solo set de estratificación cruzada de gran escala, cuyas láminas se disponen concordantemente o muy ligeramente oblicuas respecto a la superficie erosiva inferior, aunque, en algunos casos, este relleno puede consistir en dos o tres sets limitados por pequeñas superficies erosivas. Los materiales que integran esta facies son areniscas en todos sus rangos granulométricos, frecuentemente conglomeráticas y con abundantes cantos intraformacionales que tienden a acumularse en la base de los surcos. Esta facies no incluye a los pequeños surcos rellenos por una asociación de las facies Ah, Ar y Lm, ni a los canales de mayores dimensiones cuyo relleno puede consistir en una compleja asociación de las facies hasta aquí descritas (As incluida).

De acuerdo con MIALL (1977a), es muy probable que la facies As se origine por el relleno de pequeños canales (BLUCK y KELLING 1963; CANT 1973; CHURCH y GILBERT 1975; etc.) o de pequeñas depresiones (scour hollows) producidas por erosión alrededor de cualquier obstáculo que se sitúe en el lecho de la corriente (HARMS y FAHNES-TOCK 1965; WILLIAMS y RUST 1969, COLEMAN 1969; MCGOWEN y GARNER 1970; AUGUSTINUS y RIEZEBOS 1971; etc.). Debe

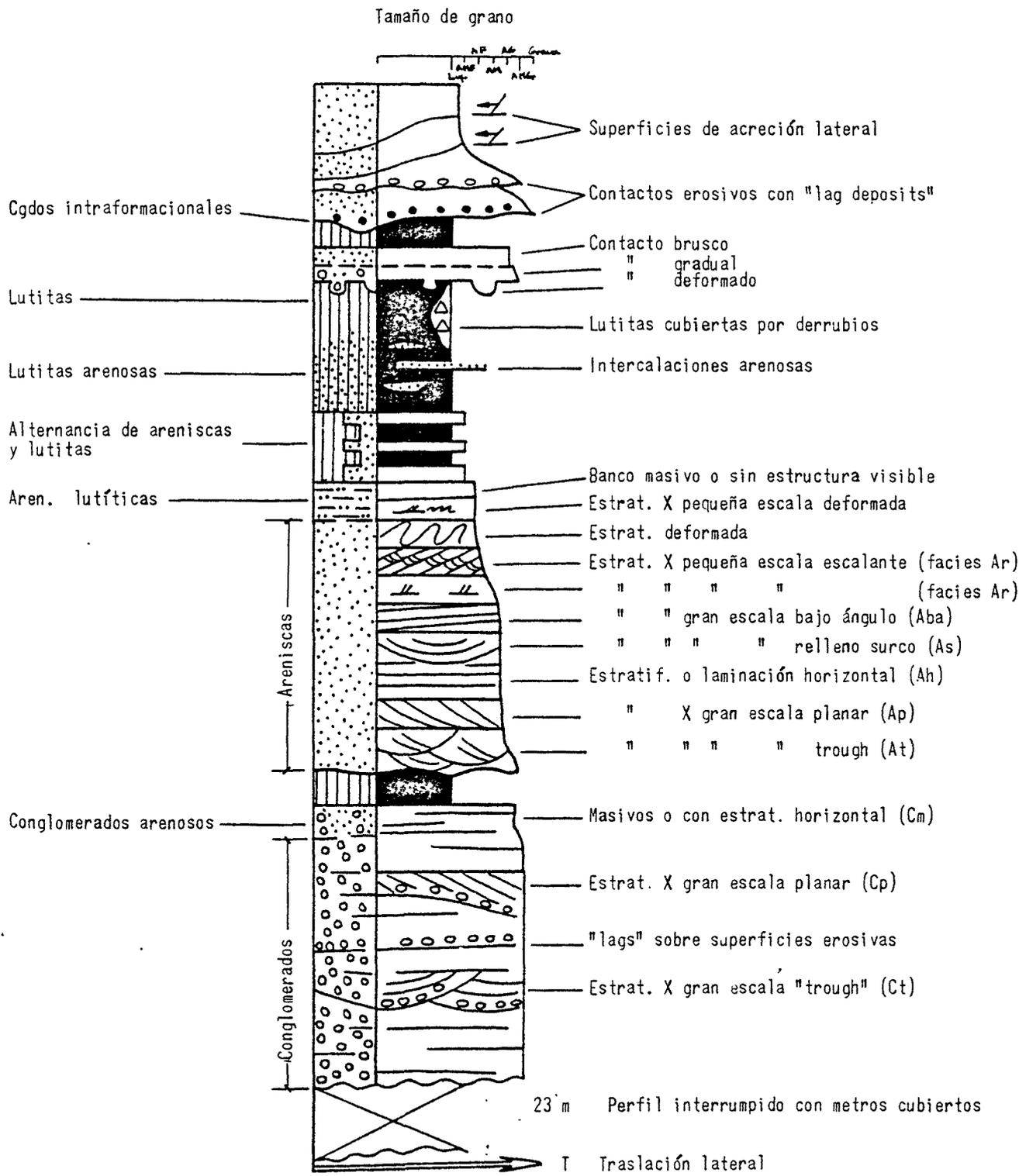
advertirse que, a diferencia de la facies At, la erosión y el relleno de estos canales o depresiones, son fenómenos separados en el tiempo. Sin embargo, a pesar de esta diferencia genética, cuando los sets de la facies As se presentan agrupados, su separación de la facies At puede resultar muy problemática.

### c) Facies lutíticas

Bajo el término lutita designamos: tanto a aquellos materiales exclusivamente formados por partículas de tamaño limo (limólitas) o arcilla (argilitas), como a los integrados por una mezcla de ambas fracciones granulométricas (el caso más frecuente). En líneas generales, aunque en algún caso se han observado niveles de limolitas arenosas con estratificación cruzada de pequeña escala o con laminación horizontal (análogas a las descritas para las facies Ah y Ar), atendiendo a su estructura interna, el 95% de los materiales lutíticos se presentan bajo una sola facies: lutitas masivas (Lm).

Esta facies, constituye capas de 0,5 cm a más de 10 m de potencia, o bien, pequeños lentejones lateralmente muy impersistentes y de unos pocos mms a varios cms de grosor. Internamente, las lutitas que la integran suelen presentar un aspecto masivo, con fractura concoidea a astillosa, aunque en alguna ocasión se aprecian vestigios de una laminación horizontal definida por pequeños cambios granulométricos. Frecuentemente, estos materiales aparecen intensamente bioturbados o reemplazados por concreciones carbonatadas de origen edáfico (fotos 32 y 33).

La facies Lm se interpreta como resultado de la deposición, en aguas prácticamente estancadas, de las lutitas normalmente transportadas en suspensión por la corriente.



Leyenda general para los perfiles del capítulo IV

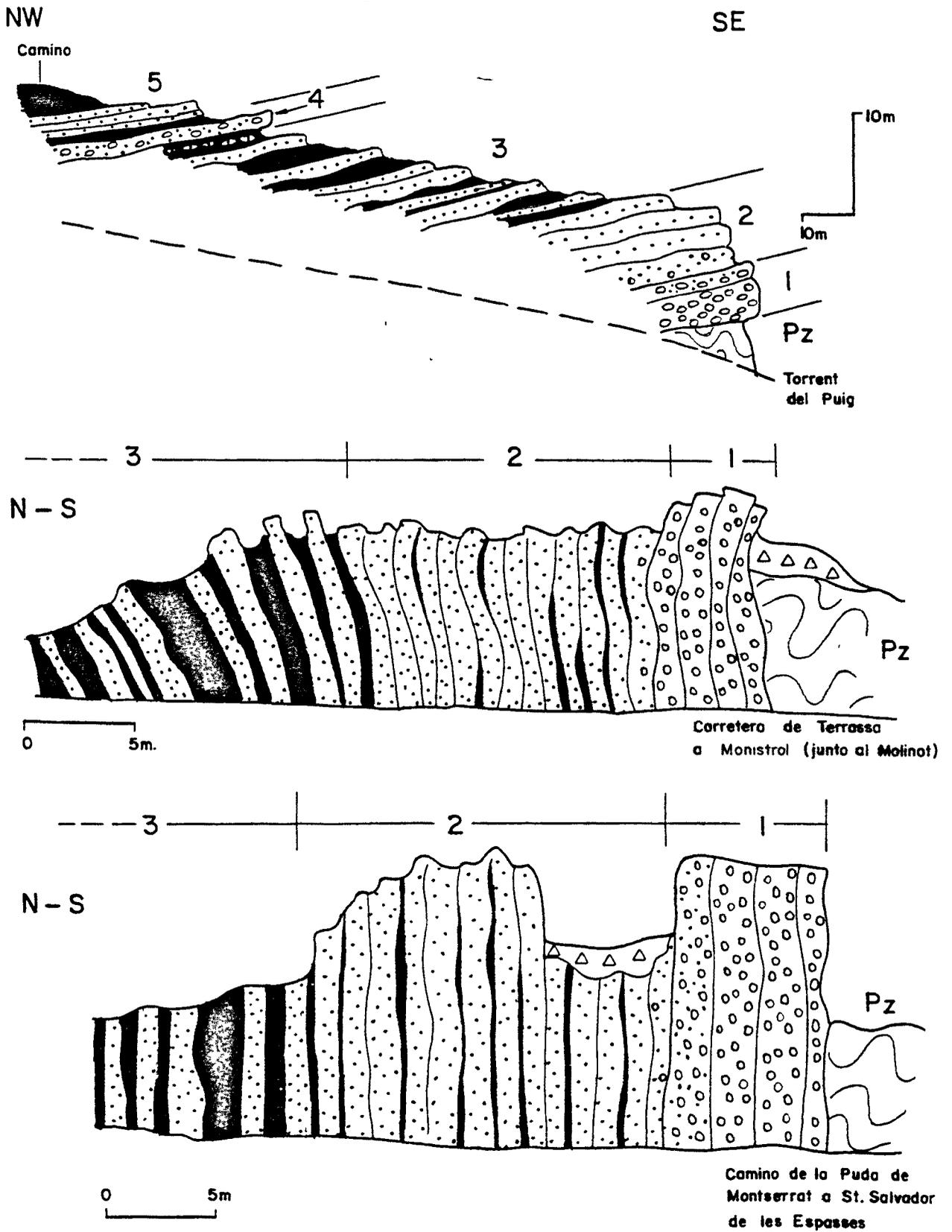
IV.3.- LAS UNIDADES DE ORIGEN FLUVIAL DEL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA PRELITORAL

IV.3.1.- La megasecuencia granodecreciente de la Riera de Sant Jaume

Como el lector recordará (ver II.2; figs. 3, 4 y 5) a partir de Les Pedritxes hacia el W, la parte basal de la serie detrítica comprende tres unidades superpuestas gradualmente (Conglomerados, Areniscas, y Areniscas y lutitas de la Riera de St. Jaume) las cuales constituyen una clara megasecuencia granodecreciente (fig. 26).

Esta megasecuencia aflora a lo largo de una franja muy tectonizada (de unos 15 kms de longitud) que, como mínimo, se extiende desde las inmediaciones del Collbató (Coll d'en Rubiò) a El Molinot (alrededores de Terrassa) (fig. 3). Desde el primero de los lugares citados hacia el W, la elevada tectonización de la serie y la presencia de las escamas paleozoicas cabalgantes de Els Brucs-Serra dels Mollons, impiden fijar con precisión su límite occidental, mientras que desde El Molinot hacia el E, dicha megasecuencia debe desaparecer o reducirse sustancialmente de potencia, en el intervalo cubierto por el despegue paleozoico de Les Pedritxes y antes de llegar al Turó de C. Candi (W de Matadepera). Sus mejores afloramientos, frecuentemente verticalizados (fig. 27), se localizan en El Molinot (x = 5º40'5"; y = 41º34'25", M.T.N. nº 392), camino de La Puda de Montserrat a St. Salvador de les Espases (x = 5º31'10"; y = 41º34'25", M.T.N. nº 392); Riera de St. Jaume (fig. 26) y en el Torrent del Puig (x = 5º33'10"; y = 41º33'30", M.T.N. nº 392). El yacente de la megasecuencia que nos ocupa lo constituyen los materiales paleozoicos o del Nivel de "brechas" basales (foto 2), mientras que su techo puede venir marcado por una pequeña barra arenoso-conglomerática (¿Areniscas conglomeráticas de Caldes?, ver IV.3.2., fig. 27) y/o por un nivel de paleosuelos muy desarrollado, el cual separa a las Areniscas y lutitas de la R. de St. Jaume, de las Areniscas y lutitas del Figaró (ambas con unas propiedades de facies muy diferentes). Lateralmente, las tres unidades que integran la megasecuencia de la R. de

Fig. 27



- 1.- Conglomerados R. St. Jaime
- 2.- Areniscas R. St. Jaime
- 3.- Areniscas y lutitas R. St. Jaime
- 4.- Areniscas congl. de Caldes (?)
- 5.- Areniscas y lutitas del Figaró

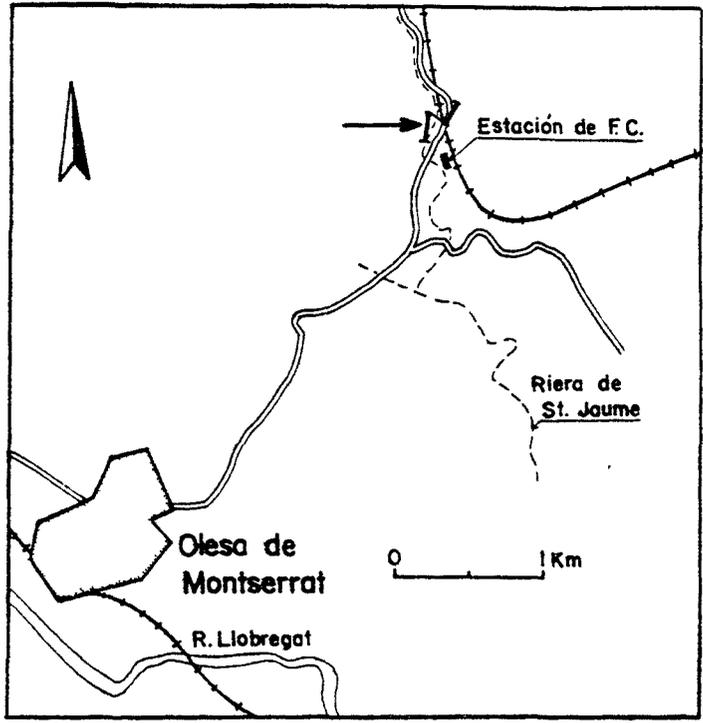
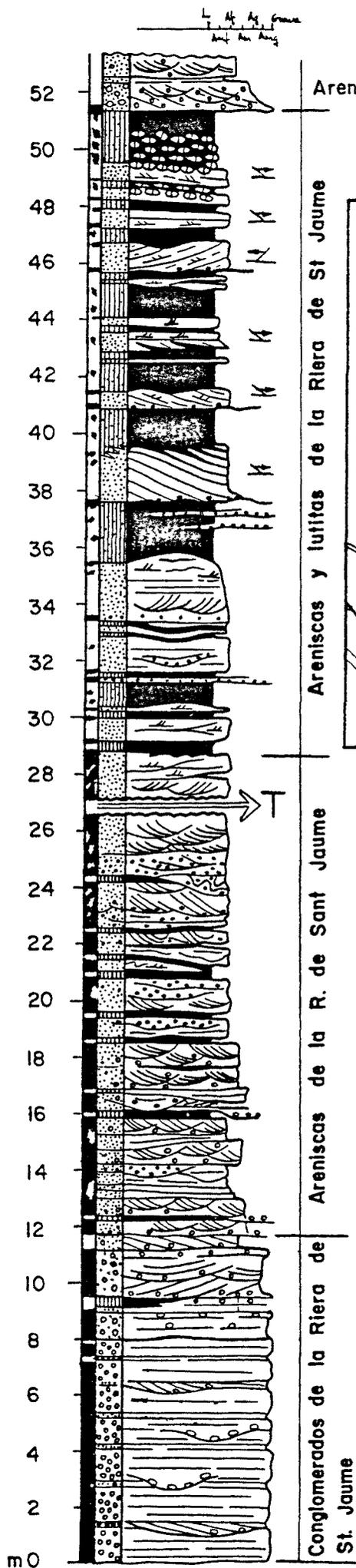


Fig. 26 La megasecuencia gradodecreciente de la Riera de St. Jaume

St. Jaume no muestran cambios de facies ni de potencia apreciables. En conjunto, esta última oscila entre 50 y 55 m.

#### IV.3.1.1.- Los Conglomerados de la Riera de Sant Jaume

##### a) Características generales

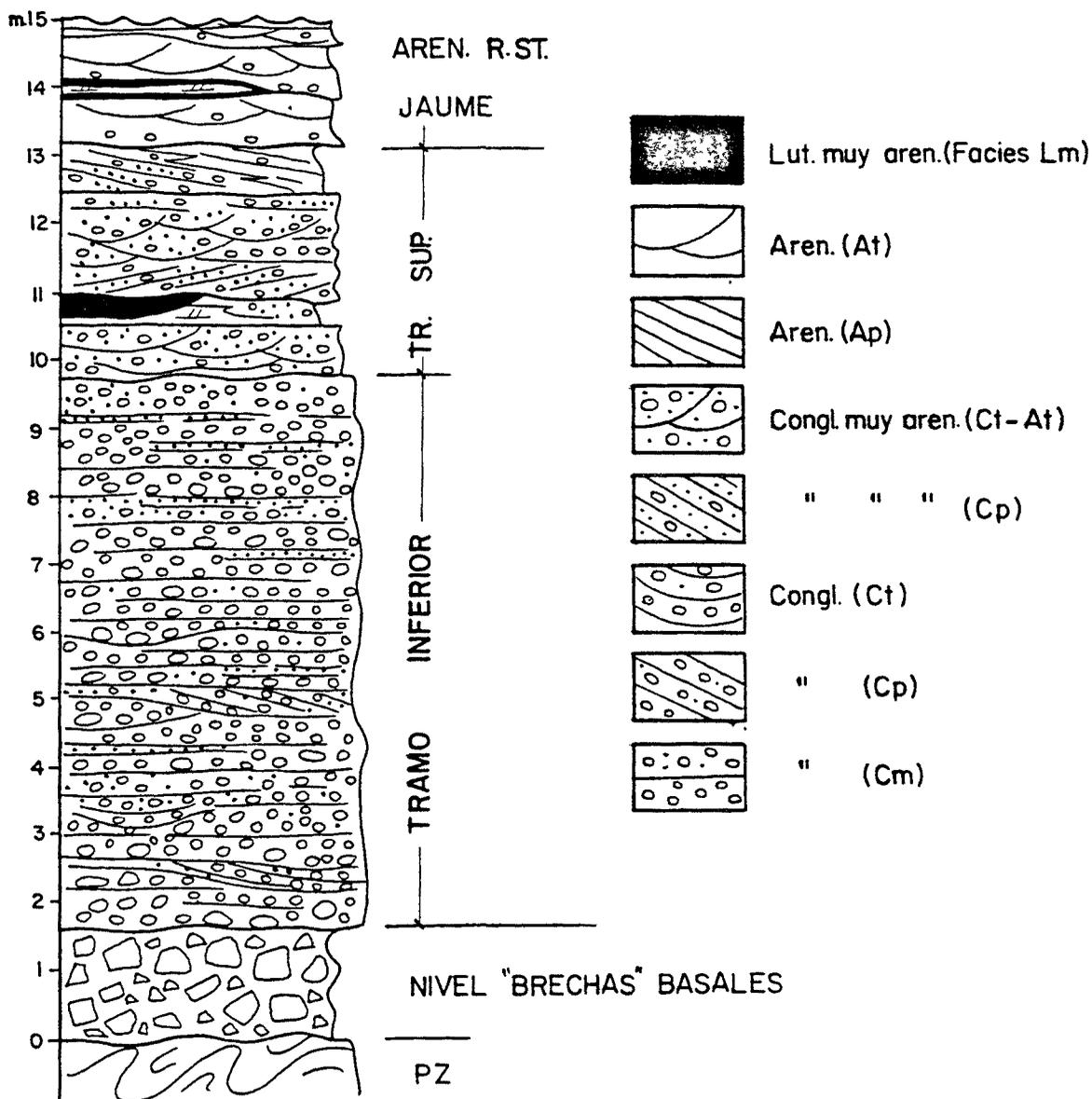
Esta unidad está esencialmente integrada por conglomerados, más o menos arenosos, de elementos bastante rodados (subangulosos a sub-redondeados) y de composición exclusivamente silícea (90% de cuarzos filonianos, 8 % de cuarcitas y liditas, y 2 % de pizarras y areniscas), así como por algunas intercalaciones de cuarzoarenitas, moderadamente seleccionadas y de cemento esencialmente silíceo, cuya granulometría varía de muy fina-lutítica a muy gruesa-conglomerática. La potencia de estos Conglomerados, por lo general de color blanco, oscila entre 10 y 12 mts. Su perfil tipo (fig. 28) se localiza en la Riera de St. Jaume. Tal y como muestra la citada figura, la sucesión litológica de esta unidad comprende dos tramos bien diferenciados: Tramo inferior (8 m) y Tramo superior (3,5 m).

##### b) Tramo inferior:

Este tramo, caracterizado por una estratificación plano-paralela u horizontal muy bien definida, está casi exclusivamente formado por conglomerados en la facies Cm y, en mucha menor proporción, por conglomerados muy arenosos en las facies Cp y Ct, además de por algunos pequeños niveles arenosos en la facies Ah (fig. 28, foto 34).

Los conglomerados que integran la facies Cm constituyen paquetes de forma tabular a muy laxamente lenticular y de 0,10 a 0,30 cm de grosor, cuyos elementos presentan un tamaño medio variable entre 5 y 10 cm (guijas y guijarros) siendo muy escasos los cantos comprendidos entre 25 y 30 cm (bloques). Aunque el armazón de estos conglomerados está sustentando en todos los casos por la

FIG.28 LOS CONGLOMERADOS DE LA RIERA DE LA ST. JAUME



grava, atendiendo al porcentaje de matriz (arena gruesa a muy gruesa-conglomerática), la facies Cm puede presentarse formando dos tipos de niveles bien diferenciados: niveles con poca o nula proporción de matriz (openwork gravel) y niveles relativamente más ricos en matriz arenosa (estos últimos claramente dominantes). En líneas generales, cada uno de estos niveles suele ser bastante homométrico en cuanto al tamaño de los clastos, a pesar de que no es raro observar una cierta disminución vertical de éste o un ligero incremento en la proporción de matriz en el mismo sentido. Salvo algunos niveles de color rojo, el color típico de estos conglomerados es el blanco.

La estratificación horizontal característica del tramo inferior, se origina como consecuencia de la constante superposición de los paquetes tabulares de la facies Cm y, también, por la presencia de pequeñas intercalaciones de cuarzoarenitas de grano medio a muy grueso en la facies Ah. Estas intercalaciones, lateralmente muy impersistentes, de unos 5 a 10 cm de grosor y de color blanco o rojizo, suelen asociarse verticalmente a las facies Cm, de tal forma que las secuencias del tipo Cm → Ah son muy frecuentes en el Tramo inferior.

Sólo esporádicamente, la estratificación horizontal definida del modo que acabamos de indicar, aparece interrumpida por pequeños acanalamientos (1 a 2,5 m de anchura por 20 a 40 cm de profundidad) en ocasiones remarcados por un pavimento de bloques de hasta 30 cm de diámetro y, más comunmente, por un relleno consistente en un solo set de conglomerados muy arenosos en la facies Ct. Igualmente en contadas ocasiones, son observables algunos sets aislados de la facies Cp. Estos sets, cuyas superficies limitantes tienden a converger en un sentido contrario al de la corriente y cuyo grosor no sobrepasa los 30 cms, se caracterizan por unos foresets definidos por marcados cambios granulométricos, consistentes en una alternancia de

pequeñas guijas (2-3 cms) y gránulos (foto 14).

c) Tramo superior

Contrastando con el carácter masivamente conglomerático del anterior tramo, el Tramo superior, que puede considerarse de tránsito a las Areniscas de la R. de St. Jaime (foto 34), está integrado por varios paquetes (de 0,8 a 1,5 m de grosor) constituidos por conglomerados muy arenosos-areniscas conglomeráticas, entre los que se intercalan una serie de niveles más delgados (de 0,35 a 0,70 m de potencia) formados por materiales de granulometría más fina (areniscas esencialmente).

Como puede observarse en la fig. 28, los paquetes conglomerático-arenosos se caracterizan por una compleja asociación, lateral y vertical, de las facies At, Cp y Cm, dominando claramente las dos primeras. La facies Cm que en ocasiones alterna con delgadas intercalaciones de la facies Ah, constituye niveles tabulares (de 0,10 a 0,20 m de grosor) integrados por conglomerados muy ricos en matriz arenosa y cuyos elementos presentan un tamaño medio comprendido entre 2 y 3 cm. La facies At, relativamente abundante en este tramo, está representada por areniscas muy conglomeráticas, las cuales constituyen el relleno de una serie de surcos que pueden presentarse aislados (con unas dimensiones del orden de los 2 m de anchura por 0,30 de profundidad) o agrupados, formando cosets de hasta 0,5 m de grosor. La facies Cp, con unas características granulométricas intermedias entre las de la facies Cm y At, aparece formando sets solitarios, limitados por superficies esencialmente planas y de unos 35 cm de potencia. En algún caso, estos foresets pueden pasar lateralmente a areniscas conglomeráticas en la facies Ap.

Las intercalaciones de granulometría más fina que se sitúan en el techo de los paquetes que acabamos de des-

cribir, comprenden una serie de niveles lenticulares formados por lutitas muy arenosas (facies Lm) y por areniscas de grano fino a grueso (facies Ah, Ap y Ar), los cuales se asocian lateralmente con algunos lentejones de conglomerados muy arenosos en la facies Cm o Cp (fig. 28). En líneas generales, estos materiales arenosos suelen presentar un color rojo muy intenso (en ocasiones con pequeñas moteaduras y decoloraciones verdosas) que contrasta vivamente con el color blanco de los paquetes conglomerático-arenosos que los soportan.

#### d) Paleocorrientes

Tanto en el Tramo inferior como en el Tramo superior, las propiedades direccionales de los Conglomerados de la R. de St. Jaume deben deducirse a partir de las facies Cp y Ct. En la localidad tipo, los ejes de los surcos rellenos por la facies Ct se orientan, aproximadamente, en una dirección N-S, mientras que los foresets de la facies Cp se inclinan en una dirección más o menos perpendicular a la anterior y tanto hacia el WSW como hacia el ESE. A pesar de que en la R. de St. Jaume la exactitud de estos valores debe tomarse con reservas, a causa de que las condiciones de afloramiento no permiten las observaciones en dos dimensiones, los datos dispersos obtenidos en El Molinot y Torrente del Puig, parecen confirmar la validez general de los mismos.

#### e) Interpretación sedimentológica

La asociación de facies característica del Tramo inferior (Cm dominante; Cp, Ct y Ah subordinadas) es muy similar a la descrita por diversos autores, como típica de los depósitos originados por corrientes fluviales entrelazadas en las que la grava es el material de lecho dominante (gravel-dominant braided systems de RUST 1978). En concreto, la asociación citada concuerda plenamente

con las denominadas de "tipo Scott" por MIALL (1978) y "asociación GII o de proximal braided rivers" por RUST (1978).

En ambos modelos -erigidos en base a las observaciones de McDONALD y BANERJEE (1971), SMITH (1974), GUSTAVSON (1974), BOOTHROYD y ASHLEY (1975), RUST (1978) y BOOTHROYD y NUMMEDAL (1978)- las facies Cm y Cp se interpretan, respectivamente, como resultado de la formación y migración de barras longitudinales y transversales, durante los periodos de flujo más alto; los sets solitarios de la facies Ct (poco frecuentes) como el relleno de los pequeños surcos y canales diferenciados durante los periodos de flujo bajo e intermedio; y la facies Ah, como consecuencia de la deposición de la arena (mediante corrientes de alta velocidad y de escasa profundidad) sobre los techos planos de las barras. Otras facies relativamente comunes en los citados modelos, pero ausentes en nuestro caso, son la At y la Ap. La primera se origina (a caudales bajos e intermedios) por la migración de dunas sobre el fondo de los canales, mientras que la segunda, como cuñas arenosas (sand-wedges) desarrolladas en los márgenes de las barras durante los periodos de flujo en descenso.

Según BOOTHROYD y ASHLEY (1975) y RUST (1978), en los sistemas aluviales del tipo que analizamos (caracterizados por unas marcadas fluctuaciones estacionales del caudal), el predominio de las facies conglomeráticas sobre las arenosas obedece a dos motivos fundamentales: 1) a que a caudales altos (etapas de inundación y principios de las etapas de flujo en descenso) la competencia de la corriente es lo suficientemente elevada como para asegurar el transporte por tracción de la grava y el transporte en suspensión de la totalidad de la fracción arena, y 2) a que bajo estas condiciones, los materiales

arenosos que pudieran haberse depositado en etapas de flujo más bajo, tienen pocas posibilidades de preservación, a excepción de la arena infiltrada entre la grava como matriz.

De acuerdo con estos datos, MIALL (1977a) y RUST (1978) coinciden en señalar que las secuencias del tipo Cm, Cp → At, Ap. Ah (1) (las más frecuentes en sus respectivos modelos) representan ciclos deposicionales originados por un descenso gradual de la competencia y caudal de la corriente. En nuestro caso, además de por las secuencias del tipo Cm → Ah, la existencia de estas variaciones de caudal y de competencia, también pueden deducirse a partir de las características texturales de los paquetes de la facies Cm ricos en matriz. Estos, muestran tal "desfase" respecto a la relación que teóricamente debe existir (WALKER, en HARMS et al 1975) entre el tamaño de la grava y el tamaño de la fracción arena, en el caso de que ambas hubieran sido transportadas simultáneamente por tracción, que forzosamente debe admitirse que la matriz se ha originado por infiltración y bajo una competencia de la corriente menor que la necesaria para asegurar el transporte de la grava. A propósito de esta cuestión, recordaremos que SMITH (1974) interpreta los niveles de grava sin apenas matriz (open-work), como depósitos originados a caudales altos, cuando la competencia de la corriente impide la infiltración de la fracción arena como matriz.

Por último, es oportuno remarcar, que a juzgar por el grosor de las secuencias del tipo Cm → Ah (máximo 50 cms), de los paquetes y sets de las facies Cm y Cp (20 a 35 cms), y de la escasa profundidad de los surcos rellenos por la facies Ct (máximo 40 cms), el sistema fluvial que analizamos debía de ser muy somero. Si esto

---

(1) Léase: Cm o Cp, pasando verticalmente a cualquiera de las otras tres facies.

es así, es probable que el predominio de la facies Cm sobre la Cp, se originara a causa de que la escasa profundidad de agua sobre las barras inhibiría el desarrollo de foresets (BOOTHROYD y NUMMEDAL 1978).

El modelo deposicional que proponemos para el Tramo superior es similar al que acabamos de exponer, aunque con unas características más distales. Esta interpretación se basa: por un lado, en que la persistencia de las facies conglomeráticas como dominantes (Cm y Cp constituyen aproximadamente el 50 % de la sucesión) sugiere un sistema de tipo entrelazado con un material de lecho en el que predominaba la grava, y por otro, en que la disminución granulométrica que en conjunto se observa respecto al Tramo inferior, parece indicar que la competencia de este sistema era menor. Además, la asociación de facies característica de este tramo (Cm, Cp y At dominantes; Ap, Ah, Ar y Lm subordinadas) es muy parecida a la descrita por RUST (1978) como "asociación GIII o de distal gravel - dominant braided systems".

Según este autor, los sistemas de este tipo -p.e. el "área 2" del Donjek (WILLIAMS y RUST 1969, RUST 1972) y el "upper midfan" del Scott (BOOTHROYD y ASHLEY 1975)- suelen presentar dos partes bien diferenciadas: una parte activa, donde normalmente se concentra la actuación de la corriente y la grava es el litotipo dominante, y una porción inactiva, únicamente cubierta por las aguas en los periodos de inundación y donde (a caudales más bajos) se acumulan materiales de granulometría más fina.

En las áreas activas, los principales procesos y facies deposicionales son prácticamente análogos a los descritos en el caso anterior. Únicamente conviene señalar dos diferencias: 1) que a caudales altos, como el tamaño de la grava y la competencia de la corriente son menores, gran parte de las fracciones grava y arena pueden ser transportadas simultáneamente en forma de dunas (lo que

se traduce en un incremento en la proporción de areniscas conglomeráticas en la facies At, y 2) que las facies originadas a caudales bajos e intermedios (Ap, Ah y Ar) tienen un potencial de preservación ligeramente mayor.

Por lo que respecta a las áreas inactivas, los principales procesos operantes son: la deposición del material transportado en suspensión durante los periodos de inundación, y la colmatación de los canales abandonados tras estos periodos. De acuerdo con DOEGLAS (1962), WILLIAMS y RUST (1969) y RUST (1972), el primero de dichos procesos origina delgados niveles de las facies Lm, mientras que el relleno de los canales suele consistir en una proporción variable de: lutitas más o menos arenosas (facies Lm), areniscas de grano fino a medio (facies Ar y Ah), areniscas de grano medio a grueso (facies Ap y At) y pequeños lentejones de conglomerados en la facies Cm. Las facies Cm, At y Ap (atribuibles a lag deposits, a la migración de dunas y a la migración de barras, respectivamente) representan los depósitos generados durante los cortos periodos en que estos canales son funcionales, las restantes, los originados en aguas muy someras (Ah y Ar) o prácticamente estancadas (Lm).

En nuestro caso concreto y por analogía con estos modelos actuales, los paquetes conglomerático-arenosos los interpretamos como depósitos originados en áreas activas, mientras que los niveles de granulometría más fina que se superponen a estos paquetes, como formados en áreas inactivas. Como ha señalado RUST (1978), la repetida superposición de ambos tipos de depósitos, podría interpretarse como resultado de sucesivos desplazamientos laterales del sistema aluvial, con la consiguiente conversión de antiguas áreas activas en inactivas y viceversa. Evidentemente, el potencial de preservación de los depósitos de granulometría más fina, dependerá de la velocidad de agradación vertical del sistema.