

# Estratigrafía y sedimentología del terciario inferior continental de los Catalánides

Fernando Colombo Piñol

**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.

DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA  
Y  
GEOLOGIA HISTORICA

**ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA DEL  
TERCIARIO INFERIOR CONTINENTAL DE  
LOS CATALANIDES**

Fernando COLOMBO PIÑOL

VII.- ANEXOS

## I.- CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LOS SISTEMAS SEDIMENTARIOS DE CONOS DE DEYECCION

### 1.- Ejemplos descritos de conos de deyección:

En la literatura se encuentran numerosas descripciones de sedimentos detríticos referidos a cualquier tiempo geológico que han sido interpretados como el producto de la construcción de conos de deyección. Estas interpretaciones se basan en una serie de criterios (geométricos, estratigráficos, sedimentológicos,...) que han sido establecidos mediante la mayor objetividad posible.

Se sabe que uno de los principios básicos en cuanto a la interpretación de los materiales es el del actualismo, que supone que los procesos geológicos acontecidos en periodos pasados se cumplan de la misma manera que en la actualidad, con la misma incidencia e importancia de los fenómenos físicos que rigen los medios y ambientes sedimentarios. Por tanto el estudio detallado de un medio sedimentario actual (en este caso unos conos de deyección) con todas sus variaciones y particularidades conocidas permitirá el conocimiento de un caso particular, del que por abstracción y generalización, se extraerá un modelo sedimentario y una teoría general que se intentará aplicar, en la medida de las posibilidades, a los medios sedimentarios antiguos. Esto que metodológicamente es muy correcto hay que efectuarlo cautelosamente obviando la actitud de trasladar automáticamente hacia los sedimentos antiguos todas y cada una de las particularidades de los modelos actuales.

Hay que tener en cuenta que uno de los modelos citados clásicamente es del Precámbrico (Van Horn Sandstone) y actualmente se desconocen con precisión cuales eran, por ejemplo el comportamiento hidráulico de los materiales en aquel tiempo tan lejano y si era semejante al actual, o si la atmósfera poseía las mismas características que en la actualidad con el mismo tipo de interacción e interfase atmósfera-sedimento, y no hay que menospreciar la escasez casi absoluta de cobertura vegetal,...

A pesar de todo esto creemos que el principio del actualismo es perfectamente valido siempre que se intente aplicar delicadamente a los sedimentos antiguos. En muchos casos es bastante dudosa la pertenencia o no de los sedimentos a un modelo de cono de deyección antiguo o si por el contrario pueden ser atribuidos a otros tipos de ambientes sedimentarios afines que pudieran estar asociados (ambientes fluviales, lacustres, de mud flat,... etc.).

Un análisis cuidadoso de los materiales desde el punto de vista sedimentológico proporcionan una serie de datos que pueden ser interpretados a la luz de los principios y conceptos hidrodinámicos aceptados actualmente.

Hay que tener en cuenta que hasta la fecha solo se han interpretado como pertenecientes a un modelo de cono de deyección a aquellas acumulaciones de materiales detríticos que mostraban unas características correspondientes a unos procesos sedimentarios concretos típicos y/o que además poseían unas características geométricas propias y una dispersión generalizada de paleocorrientes aproximadamente de tipo radial. Además hay algunos que han quedado influidos por unas condiciones geomorfológicas preexistentes de modo que su zona de desarrollo puede ser restringida y entónces los procesos de formación no devienen típicos (sino que se pueden dar en otro tipo de ambientes sedimentarios relacionados) y por tanto han sido interpretados como sedimentos de otros tipos, generalmente fluviales. Como que también puede darse el caso inverso se aprecia que cuanto más antiguos sean los materiales más difícil será el establecer una interpretación por falta de controles fiables y excluyentes.

Los ejemplos de conos de deyección actuales y subactuales más estudiados corresponden a los desarrollos de un ambiente climático predominantemente árido y semiárido asociados a zonas de fracturación e inestabilidad tectónica. Generalmente esta localización condiciona en cierta medida los procesos

formadores del cono, sus dimensiones, su geometría, su tipo sedimentario etc. Recientemente se han empezado a estudiar los conos de deyección situados en las zonas húmedas y frías ligadas entre otros, a fenómenos glaciares y periglaciares.

## 2.- Factores que controlan la formación de los conos de deyección

Al considerar el conjunto de condiciones generales de desarrollo de los conos de deyección, los factores principales son:

### a) área fuente

Esta zona que es la suministradora de detritus, tiene una influencia predominante suponiendo constantes los otros factores, según sean los tipos litológicos de los detritus formadores del cono. Por ejemplo parece difícil que puedan producirse movimientos masivos tipo mud flow si el área fuente no puede proporcionar grandes cantidades de materiales de granulometría fina,... etc.

### b) cuenca

Es obvio que la morfología, extensión y características espaciales de la cuenca de recepción condicionan la distribución y la geometría de los materiales formadores del cono. Es decir, suceden casos en los que los conos son identificables mediante el estudio de los procesos sedimentarios que han actuado en su formación. Pero existen otros en los que estos procesos son comunes a otros ambientes. Por consiguiente hay que conocer la geometría total del depósito y sus relaciones internas para identificar claramente los materiales de los conos. Esto tiene gran importancia cuando se trata, por ejemplo, de separar los materiales con influencias fluviales (y posiblemente aluviales) de los que son claramente fluviales.

En una zona extensa de acumulación si las condiciones de deposición son favorables los depósitos de cono de deyección pueden desarrollarse ampliamente a tenor de una red

distributiva radial. En cambio se la zona de acumulación es restringida por una causa topográfica concreta, la red distributiva deviene predominantemente lineal. En conjunto la morfología del cono se verá afectada moderadamente (MUPATA, 1966) mientras que la distribución y localización de las facies lo serán más amplia e intensamente.

### c) clima

Este es uno de los factores más importantes que tienen una acusada influencia en el medio deposicional de los conos de deyección. En principio los procesos de erosión y alteración de los materiales del área fuente reflejan en buena parte las condiciones climáticas imperantes, de tal manera que un clima cálido y húmedo producirá predominantemente una alteración de tipo químico de los materiales antes que su erosión por procesos típicamente físicos. Los procesos físicos (fracturación, desgaste, etc) son más característicos de los climas áridos, cálidos y fríos.

Los procesos de formación se ven influidos por el clima muy intensamente. Así, ya es conocido desde antiguo que la mayoría de los estudios clásicos, referidos principalmente a los conos de deyección desarrollados en ambientes árido (ECKIS, 1928; BLISSFENRACH, 1954; BULL, 1964, 1972, 1977), se dan gran importancia a los procesos de transporte masivo de los sedimentos que dependen, a su vez, tanto de la cantidad de detritus como de la cantidad de fluido que se les mezcla, agua en este caso. Por tanto, el aporte acuoso y el aporte de sedimentos varían en gran manera en función del tipo de clima que a su vez condiciona el tipo de erosión y la granulometría de los materiales (Fig.

Las condiciones climáticas tienen una gran influencia directa sobre los materiales del propio cono ya que cuando se desarrolla un episodio sedimentario concreto la deposición solo tiene lugar en una zona muy localizada, mien-

tras que en las zonas que no están directamente afectadas por este episodio se producen procesos de alteración, erosivos, etc. Uno de los procesos más comunes y característicos es la pedogénesis representada por la instalación de coberteras vegetales (mas abundantes cuanto más modernos sean los periodos y más favorable sea el clima imperante), que pueden condicionar el desarrollo de diversos tipos de niveles edáficos como caliches, costuras residuales, etc. (STEFFL, 1976; PLISSENBRACH, 1954; HOOKF, 1967; WILLIAMS, 1973, etc.).

Dependiendo de las condiciones geométricas y del aporte acuoso imperante pueden desarrollarse zonas lacustres y palustres asociadas a materiales de cono de deyección con sedimentación alcalina, sulfatada, carbonatada, etc.

d) tectónica

En la localización y desarrollo de los conos de deyección la tectónica tiene una influencia muy importante. Comprende desde la configuración geométrica de la cuenca de acumulación hasta la geometría y dimensiones del área fuente, pasando por el tipo de contacto entre el frente montañoso y la zona de deposición, etc. (Figs.

Cuando el frente montañoso es pasivo y el nivel de base general no varía, se desarrolla un cono de deyección de dimensiones directamente proporcionales a las del área fuente (BULL, 1964). El crecimiento y desarrollo de ese cono estarán influidos muy acusadamente por la localización y migración del punto de intersección que será el responsable directo de la acumulación de materiales en forma de lóbulos (HOOKF, 1967; VASSON, 1977) por encima de la superficie del cono. A largo plazo la migración de estos lóbulos producirá el efecto de una deposición relativamente uniforme en el cono y la composición vertical de los clastos podrá mostrar el efecto de "montaña invertida".

Cuando el nivel de base general tiende a descender se produce un fuerte encajamiento del canal principal con retrabajamiento de materiales del propio cono que son transportados a zonas mas alejadas y producen a largo plazo un engrandamiento generalizado del cono. Esto viene ocasionado por la formación y progradación de los lóbulos que producirán materiales de granulometría más gruesa hacia las zonas del cono que anteriormente solo mostraban predominantemente materiales de granulometría más fina (figs. ). Por lo general la actividad del frente montañoso se traduce por un aporte casi continuo de materiales del área fuente hacia la cuenca.

En cuanto a la actividad tectónica y por lo que se refiere a la traza de las fracturas, pueden considerar dos casos generales:

1.- Cuando la fractura principal es única y se producen movimientos continuamente, se origina una aportación casi continua de materiales hacia la cuenca. Estos materiales se acumulan en forma de conos adosados a la línea de fractura y están caracterizados por su gran potencia vertical y poca extensión areal hacia la cuenca (CROUPELL, 1973; STEEL, 1976), aunque en algunos casos y según sean sus dimensiones y geometría, pueden llegar a mostrar una gran extensión areal hacia la cuenca (LLOPIS, 1947; FONTPOTE, 1954; REINFMUND, 1955; MATTAUER, 1973; VETTER, 1975,...) llegando a rellenarla totalmente (figs.

2.- Cuando existen varias fracturas principales escalonadas se originan conos de deyección adosados a estas fracturas, de manera que a lo largo del tiempo se van localizando en las inmediaciones de las fracturas más modernas. Por tanto existe una migración de la localización de la zona activa de sedimentación detrítica (BELT, 1968; SESTINI, 1970; STEEL, 1976,...), que a largo plazo puede ocasionar la acumulación de grandes potencias de materiales

groseros adosadas a zonas de fractura y con poca extensión areal hacia la cuenca (STFFL & WILSON, 1975). Estos dos casos se diferencian entre sí y entre otros por los tipos de secuencias y megasecuencias sedimentarias que presentan (Figs.

En el caso de que la actividad tectónica se realice mediante pulsaciones, se pueden considerar dos casos:

3.- Cuando se trata de un plegamiento y la tectónica actúa diferenciadamente sobre uno de los márgenes de la cuenca, se produce en el sentido de la vergencia, una migración de la zona de acumulación detrítica. Cuando el pliegue se convierte en un cabalgamiento, la masa detrítica puede quedar cobijada por el propio pliegue desarraigado (MATTNER, 1973; ANDERSEN & PICARD, 1974; BRYHNI & SKJERLIF, 1975).

4.- Las pulsaciones tectónicas de marcada componente vertical pueden dar lugar a varios retrabajamientos de los propios materiales del cono por efecto de sucesivas elevaciones de los mismos (Fig. ), a la vez que pliegues, fracturas y erosiones sedimentarias que condicionan lo que se ha dado en llamar discordancias progresivas (RIBA, 1974, 1976; MIALL, 1978), de las que en Catalunya existen buenos ejemplos (St. Llorenç dels Piteus. El Montsant, etc.). Cada pulsación tectónica puede quedar reflejada mediante zonas de discordancia progresiva y mediante la organización en secuencias coarsening y thickening upwards (MIALL, 1978; HEWARD, 1978) de los materiales del cono.

A nivel de clastos es muy común el efecto de inversión textural (FOLK, 1974; LARSEN & STFFL, 1978) originado por sucesivos retrabajamientos de los materiales en un sistema abierto y condicionado por la coexistencia de materiales en diversos estadios de madurez litológica y mineralógica (Figs.

3.- Comportamiento general de los conos de deyección:

Muchos de los modos de actuación de los diversos procesos responsables de la construcción de los conos de deyección han podido ser estudiados en modelos a escala reducida. Así, al estudiar el modo de crecimiento de conos formados principalmente mediante procesos de mass flow (HOOKE, 1967, 1968), se ha comprobado que el encajamiento del canal principal en el fanhead está condicionado por una alternancia de debris flows y stream flows. Es decir, los cursos acuosos que suceden a la deposición de materiales de los debris flows son los responsables del encajamiento del canal principal del fanhead.

El estudio experimental del crecimiento de conos de deyección en ambiente húmedo muestra que el aporte de sedimentos es, a parte de algunas variaciones, relativamente constante.

Cuando disminuye el aporte de sedimentos, la deposición muestra tendencia a localizarse en la zona del fanhead. En el momento en el que las condiciones de descarga vuelven a ser normales se produce un fuerte encajamiento del canal principal así como el retrabajamiento de grandes cantidades de materiales que se pueden acumular en forma de lóbulos por encima de la superficie del cono. El crecimiento del cono es episódico y las rupturas de pendiente controlan su crecimiento (SCHUMM, 1977).

Además del encajamiento del canal principal existen otros en las partes inferiores del cono. Cuando estos encajamientos devienen más importantes por efectos de la erosión remontante pueden afectar zonas del cono cada vez más altas pero sin alcanzar la zona del fanhead (VASSON, 1977; SCHUMM, 1977). Cuando estos encajamientos secundarios pueden llegar a las cercanías del fanhead, los materiales groseros suministrados por el canal principal son transportados hacia estos encajamientos secundarios rellenandolos e imposibilitando su actuación como

distributarios (en un ambiente predominantemente húmedo) de materiales hacia las partes más distales de los conos.

En los conos de deyección de ambiente predominantemente árido también existen esos encajamientos secundarios (fig.

) que pueden llegar a actuar como distribuidores de materiales procedentes directamente del área fuente mediante la captura del canal principal (CORFAU & BURKE, 1966; DENNY 1967), por acción de la erosión remontante.

El comportamiento general ideal de los conos de deyección (BEERPOWER, 1964; BULL, 1968) considerados en sí mismos como sistemas deposicionales (FISHER & MCGOWEN, 1969) y estudiados mediante análisis secuencial (HEWARD, 1978) dependerá esencialmente de dos tipos de condicionamientos globales:

- a) Los condicionamientos autocíclicos son aquellos inherentes al sistema sedimentario, es decir, tienen su origen dentro del propio sistema sedimentario que condiciona la migración de los canales, los desbordamientos, etc. (BEERPOWER, 1964). Son los responsables de la distribución de los materiales por toda el área de formación del cono de deyección. Se consideran los siguientes (HEWARD, 1978): 1) respuesta a la morfología inicial, 2) retrabajamiento de los propios materiales del cono, 3) encajamiento temporal del canal principal, 4) retrocesión del escarpe y suavización del relieve considerando un frente tectónico pasivo (Figs.
- b) Los condicionamientos alocíclicos son exteriores al propio sistema sedimentario y pueden corresponder a cambios climáticos, levantamientos tectónicos, variaciones en la subsidencia, etc. (BEERPOWER, 1964). Se consideran los siguientes: 5) encajamientos prolongados del canal principal, 6) frente tectónico activo (Figs.

- 1) Como respuesta a la topografía inicial se forman conos de deyección en los lugares en los que los canales encajados y confinados salen de la zona montañosa y pasan hacia la llanura inferior. Al considerar el crecimiento

areal y superficial del cono los materiales proximales mas antiguos proporcionando secuencias coarsening upwards. Si posteriormente no se produciere ningún levantamiento, se origina una disminución gradual de los materiales disponibles de granulometría más fina proporcionando una megasecuencia fining upwards en el fanhead y una secuencia fining upwards al pie del cono. La litología de los clastos puede mostrar el efecto de "montaña invertida".

2) De la misma manera como sucede en los modelos a escala reducida (HOOKE, 1967; SCHUMM, 1977) se puede dar un retrabajamiento de los propios materiales del cono en las zonas de sedimentación no activa (BLISSENBACH, 1954, DENNY, 1967; MECKEL, 1975). Los materiales retrabajados acostumbran a ser de granulometría más fina que los del cono primario a tenor de la distancia recorrida por los mismos a partir del área de origen. El efecto de "montaña invertida" puede quedar enmascarado y en cambio son muy comunes los clastos de segunda generación (TANNER 1976). Estos materiales pueden ser volumétricamente muy importantes (DENNY, 1967) y el tipo de sus secuencias (generalmente coarsening upwards con cierta tendencia simétrica o disimétrica según los casos) refleja el carácter brusco o gradual de su abandonamiento (fig.

3) El encajamiento temporal del canal principal puede estar influenciado por la misma naturaleza de los episodios de tempestad o por la alternancia de los depósitos de los diferentes procesos formadores del cono, y por el propio desarrollo de la morfología deposicional. No es del todo seguro que muchos de estos factores tengan una clara representación en los sedimentos antiguos.

4) Un frente tectónico pasivo implica a largo plazo un retroceso del escarpe original y una suavización del relieve. Origina el retrabajamiento de los materiales del cono a medida que éste progresa dentro del frente montañoso. Los cambios litológicos de los clastos pueden indi-

car los estadios de erosión de las variadas litologías existentes en el área fuente. En general las secuencias y megasecuencias son fining upwards aunque, por debajo del conjunto, puedan quedar restos de secuencias coarsening upwards que representan los estadios primitivos de progradación del cono (NEWARD, 1978).

5) El encajamiento prolongado del canal principal condiciona la acumulación de materiales en forma de cono secundario al pie del cono primario. Cuando el aporte de materiales es pequeño estos provienen del retrabajamiento del cono primario (FOCKIS, 1928; CARRYER, 1966). Las secuencias generales tienden a ser fining upwards. Cuando se produce un descenso generalizado del nivel de base los primeros materiales retrabajados provienen del propio cono mientras que posteriormente y si se produce la captura del canal principal los materiales pueden proceder directamente del área fuente (DRFW, 1873; DENNY 1967), mostrando una diferenciación litológica y granulométrica con el resto (HUNT & MABEY, 1966). Cuando este encajamiento es muy prolongado puede ocasionar el abandono del cono primario (DENNY, 1967). Los cambios climáticos pueden condicionar el encajamiento y a la vez reflejan variaciones de los procesos de transporte que tienen una amplitud más regional que local. Los lóbulos acumulados aguas abajo del punto de intersección están constituidos por materiales de granulometría diferente que el resto y las secuencias reflejan la historia de su implantación, desarrollo y abandono. Son muy semejantes a los lóbulos de subrafan (НОРМАК, 1970) de los conos de  — deyección submarinos de aguas profundas (Deep Sea Fans).

6) En un frente tectónico activo los conos actuales responden de dos maneras diferentes a los movimientos (BULL, 1968, 1977; HOOKE, 1967, 1972):

a.- cuando el levantamiento tectónico es mayor que la velocidad de encajamiento del canal principal, el segmento activo del cono se sitúa en la zona del fanhead

y en las inmediaciones de la zona de fractura. Las secuencias y megasecuencias tienen una cierta tendencia a la sinetría.

b.- cuando el levantamiento tectónico es menor que la velocidad de encajamiento del canal principal, el segmento activo se coloca hacia el pie del cono primario. Las secuencias y megasecuencias tienen tendencia a la asimetría.

En los dos casos las secuencias acostumbran a ser coarsening upwards y pueden concluir con la última fase de levantamiento. Cuando los clastos provienen directamente del área fuente muestran el efecto de "montaña invertida".

4.- Tipos principales de conos de deyección:

Entre los factores que controlan la localización y formación de los conos de deyección (fig. ), destaca el transporte y la acumulación de grandes cantidades de materiales gruesos al pie de una zona montañosa. El transporte de materiales que puede hacerse por procesos diversos está influenciado en gran manera por el clima imperante (SCHUMM, 1968, 1977; TERRADAS, 1971; BULL 1972, 1977). Al hacer ~~la~~ comparación de los conos actualmente activos con aquellos en los que los procesos de transporte tipo mass flows son importantes, se consideran como producto de corrientes efímeras en clima árido o semi árido. Por otra parte los conos de deyección formados principalmente por procesos fluviales son denominados fluvial fans (SCHUMM, 1977) en vez de alluvial fans. El estudio de algunos de los ejemplos actuales ha permitido (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975, BOOTHROYE & NUMMEDAL, 1978) considerar como pertenecientes a un sistema de cono de deyección a materiales considerados anteriormente como fluviales. Se forman en un clima generalmente húmedo (por contraposición al árido) caracterizado por una gran abundancia de precipitaciones y por unos canales más permanentes que los citados en el caso anterior. Estos grupos corresponden a los dos extremos de toda la gradación posible (fig.

a) clima arido:

Muchos de los ejemplos de conos activos en la actualidad citados en la literatura se acostumbran a desarrollar en climas aridos y cálidos. Están localizados en áreas de relieves abruptos que producen aportes sedimentarios y acuosos bruscos y generalmente importantes.

Hay que tener en cuenta que en una zona árida se originan gran cantidad de materiales que pueden acumularse momentáneamente en la red distributiva del área fuente y que posteriormente son transportados hacia el cono mediante las grandes avenidas acuosas. Este mecanismo tiende a cumplirse mayoritariamente, pero el caso inverso no siempre se cumple. Es decir no siempre que existan grandes v bruscas tormentas tienen porque estar representadas en los materiales del cono, ya que la producción y el suministro de detritus tiene una dinámica propia y no siempre existen grandes cantidades de materiales en situación de ser transportados (SCHUMM, 1968).

Por lo general las dimensiones de los conos son directamente proporcionales a las del área fuente (BULL, 1964, 1968; Denny, 1965, 1967; HOOKER, 1967, 1972; BEAUMONT, 1972). El perfil transversal del cono es convexo mientras que el longitudinal es concavo con la mayor pendiente en la zona apical (que es donde están restringidas las granulometrías más groseras) y la pendiente más suave en la zona del pie del cono, que corresponde a la zona de acumulación generalizada de las granulometrías más finas.

Los canales formadores del cono, una vez salen de la garganta encajada en el macizo montañoso radian hacia abajo a partir del fanhead mostrando tendencia a diseccionar la superficie del cono. El canal principal tiene una pendiente mas suave que la general de la zona del fanhead y corta a la superficie del cono en la zona del punto de intersección. Este encajamiento está originado, entre otras causas, por variaciones en el aporte de sedimentos, en el aporte acuoso, por cambios climáticos y por cambios en el nivel de base, etc. (DENNY, 1967; WASSON, 1977). Los canales

muestran una tendencia a migrar lateralmente de una manera particular, que se origina bruscamente por efectos de avulsión. En principio y solo considerando las causas autocíclicas (BEERBOWER, 1964), la migración viene causada por la tendencia del canal a rellenar zonas topográficamente más deprimidas. En la superficie del cono y en las inmediaciones del punto de intersección se forman lobulos tipo sieve (HOOKF, 1967; WASSON, 1974) cuando los canales son muy competentes y cuando existe una gran variación granulométrica que favorece una rápida infiltración de las corrientes acuosas. Se ha comprobado que los lobulos sieve localizados en la desembocadura del canal principal en la zona del punto de intersección pueden actuar como pequeñas represas que pueden condicionar una diversificación del flujo en pequeños canales distributarios (WASSON, 1974).

El depósito responsable de la formación de los conos de deyección tiene su origen al producirse la brusca expansión de las corrientes confinadas que circulan por las gargantas del área fuente, al llegar a la llanura adosada al frente montañoso. El brusco descenso de su competencia condiciona una rápida deposición. Los principales procesos de transporte en ambiente arido son los de mass flow. Este tipo de flujo que es muy característico de los ambientes climáticos áridos y semiaridos, tiene un comportamiento no newtoniano variable según sean las proporciones de agua y de detritus) circula por el canal principal formando levees cuando se desborda y terrazas cuando permanece confinado. En unos casos el flujo se detiene quedando "congelado" y rellenando el cauce lo que condiciona que por avulsión se forme otro canal principal, mientras que en otros casos tiende a rebozar y formar lobulos. La propagación de mass flow por encima de la superficie del cono es irregular y está condicionada entre otras causas por la topografía preexistente, por la pendiente general y por las distancias recorridas por los flujos anteriores (BEATY, 1963; ~~1968~~; BULL, 1964; HOOKE, 1967, 1972; JOHNSON & RAHU, 1970). Los mass flows pueden

1974

ser retrabajados por los flujos acuosos que se transportan mediante fenómenos de sheet flood (que se expanden por la superficie del cono a partir del punto de intersección) y que terminan pasando a una red distributiva de pequeños canalillos braided que comunican con zonas ya alejadas (flood plain, mud flats, zonas costeras,...) del propio cono de deyección (BULL, 1964, 1972, 1977). Recientemente se han citado conos desarrollados en ambiente arido y frio, con procesos de mass flows condicionados por deslizamientos en masa (JOHNSON & PAHN, 1970) y por procesos periglaciales y corrientes de deshielo (DREW, 1873; SCHWAR, 1977; HASSON, 1977), que pueden ir asociados a depósitos eólicos periglaciales (WILLIAMS, 1973). El crecimiento de los conos se puede originar como respuesta a la inestabilidad del talud y a grandes y bruscas avenidas acuosas originadas por precipitaciones muy intensas o por grandes acumulaciones de agua en forma de hielo o nieve en el área fuente.

b) clima húmedo:

El clima de este tipo es aquel en el que predominan los procesos de tipo fluvial originados por unas corrientes acuosas mas estables que en el caso anterior. El ejemplo clásico es el del río Yosi en la India que drena al Himalaya y es un afluente del Ganges (GOLF & CHITALE, 1966). En la parte superior del fanhead (inmediaciones de Chatra) el canal principal transporta ralets, còdols y blocs que desaparecen rapidamente hacia abajo pasando a arenas. El río va ampliando su cauce y mostrando caracter braided de Chatra hacia abajo. Asi en la zona de Belka el caracter braided está muy desarrollado y posee un cauce de migración del orden de unos 7 km de amplitud, con una pendiente del orden del 1 por mil. Hacia las partes más inferiores del río se deshilacha en diversos canaliculos que se extienden por una amplia zona de unos 15 km (Fig. ). La distribución relativamente uniforme de los materiales por la superficie del cono se realiza a causa de la migración (del orden de unos

112 km a lo largo de los últimos 228 años) de los canales braided por efectos de avulsión (fig. ). La migración que se realiza principalmente hacia el W puede tener dos causas principales, como resultado del efecto Coriolis y/o como resultado de la tendencia general a rellenar las zonas topográficamente más deprimidas. El grado de selección de los materiales es mucho mejor que el que puedan mostrar cualquier cono formado en ambiente árido o semi árido. Recientemente se han citado los outwash fans (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978; RUSSELL, 1978) desarrollados en ambiente húmedo y frío, considerados como conos de deyección (fig. ) por su morfología actual predominante y por la dispersión de las corrientes. Algunos de estos conos son de difícil percepción a causa de estar muy influenciados por la morfología circundante actual (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975). Acostumbran a estar formados por corrientes tipo braided con grandes fluctuaciones en las descargas acuosas asociadas a periodos de deshielo. La descarga se incrementa muy rápidamente cuando llegan las primeras elevaciones de temperatura y va disminuyendo gradualmente a medida que se dejan sentir las bajas temperaturas (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978). Faltan totalmente los fenómenos de mass flows (GUSTAVSSON, 1974; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978). Existe una dispersión granulométrica gradual desde la zona apical hasta el pie del cono. Es decir la gradación granulométrica es mejor y más completa que la de los conos de ambiente árido. En el modelo braided imperante se pueden distinguir dos tipos de facies principales (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978):

- 1.- Facies proximales. Caracterizadas por una granulometría muy gruesa y asociadas a la presencia de uno o dos canales principales braided. Muestran barras longitudinales (figs. ) con estratificación cruzada tipo planar. Los materiales pasan desde gravas (facies Gm de MJALL, 1977) en la parte proximal superior, a arenas (facies Sp de MJALL, 1977) en las partes medias del co-

no. En las gravas la estratificación cruzada planar se desarrolla durante estadios de flujo alto, y en las arenas se desarrolla en estadios de flujo bajo coexistiendo probablemente con megaripples (fig.

- 2.- Facies distales. Caracterizadas por una granulometría predominantemente arenosa. Presentan barras linguoides formadas durante estadios de flujo alto y disecadas en estadios de descenso del flujo. Dan lugar a un conjunto de cuerpos lobulados muy complejos (figs.

Para las facies laterales y distales (fig. ) se dispone de dos modelos, el de Alaska y el de Islandia (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978).

- 3.- En Alaska en las partes medias y distales de los conos se desarrolla una cierta cobertura vegetal formada por árboles, arbustos y hierbas, y localizada en las zonas estables intercanales. Esta vegetación colabora en el atrapamiento de los materiales de granulometría fina cuando se producen desbordamientos. En las partes más distales a causa de la acumulación acuosa, de la escasez de bed load y del decrecimiento de la pendiente, las corrientes pueden devenir meandriformes con acreción lateral... (fig.

- 4.- En Islandia falta totalmente la cobertura vegetal y las partes distales muestran dos zonas bien definidas, la parte superior con campos de dunas eólicas y la parte inferior que puede quedar inundada durante los periodos de deshielo, y está retrabajada por los tidal flats. Presenta estratificación cruzada de pequeñas barras y megaripples. La ausencia o presencia generalizada de cobertura vegetal puede depender, entre otras causas, de las condiciones climáticas, del régimen de precipitaciones y de la velocidad y persistencia de los vientos que en esas áreas pueden ser muy intensos (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978).

103

Entre los sistemas deposicionales antiguos con gran predominancia de procesos fluviales interpretados como correspondientes a conos de deyección se ha citado el caso del Van Horn Sandstone (McGOWEN & GROAT, 1971), del Witwatersrand (VOS, 1975), el de Hareball (LINDSEY, 1972).

Estos ejemplos antiguos acostumbran a mostrar algunas diferencias con los modelos que se pueden estudiar en la actualidad. Así, por ejemplo la naturaleza más grosera de los materiales y la poca concentración de minerales pesados parecen estar en contradicción con los procesos fluviales y han sido interpretados como el producto de una sedimentación muy rápida casi sin retrabajamiento (LINDSEY, 1972). El Van Horn Sandstone debido entre otras causas a la naturaleza muy grosera de sus materiales, actualmente está considerado como un caso de cono de deyección un tanto particular e intermedio entre los aridos típicos y los húmedos típicos (SCHUMM, 1977), aunque anteriormente nosotros lo hubiésemos considerado (COLOMBO, 1972), debido a las marcadas características fluviales de sus materiales, como un cono de ambiente húmedo con gran predominancia de los procesos fluviales. Algo muy parecido sucede con el caso del modelo precámbrico del Tarkwaian de Ghana (SESTINI, 1973).

Un caso particular es el correspondiente a un modelo interpretado como depositado en un ambiente tropical y asociado a sedimentos lacustres (HEWARD, 1978). En general los depósitos de cono de deyección de los niveles carboníferos de la cuenca Astur-Leonesa son de gran extensión lateral y contrastan en gran manera con los infrayacentes correspondientes a rellenos de canales a gran escala. Parece que durante los episodios más intensos los debris flows pueden estar retrabajados por corrientes turbulentas potentes que iban pasando a sheet floods y a pequeños canales distributarios. En los segmentos no activos del cono se desarrollan fenómenos edáficos causados por la instalación de una cobertura vegetal exuberante que posteriormente es retrabajada

en un ambiente subacuático y reductos que posibilita su transformación en carbón.

El gran aporte acuoso, vegetación exuberante, intensa rubefacción de los materiales del cono, etc., parecen indicar un clima tropical. En conjunto los conos progredan en forma de lobulos sobre una zona lacustre tranquila con faunas de salobres y de agua dulce. Este tipo de modelo es muy parecido al propuesto para otras zonas carboníferas de Francia (MATTAUER, 1973; VETTER, 1975) y de Norteamérica (BELT, 1968; MUTCH, 1968; WAY, 1968; HACOUEBARD & DONALDSON, 1969; KUMBFINS & SLOSS, 1969, ...).

Entre el conjunto de problemas que se plantean al estudiar los diversos tipos de sistemas distributarios que se localizan en la superficie de los conos de deyección, destaca el porqué existe una determinada jerarquización de las redes de drenaje. Algunos autores han apuntado la idea (LEOPOLD et al. 1964; SCHUMM, 1968; 1977; VOS, 1975) que ha sido demostrada experimentalmente, de que los rills y su comportamiento pueden considerarse clarificadores en el problema de la jerarquización. Así, si se considera una superficie suavemente inclinada y se permite la divagación libremente de unas pequeñas corrientes acuosas que tienen un origen uniformemente espaciado entre si, se aprecia que después de varias divagaciones existe una cierta tendencia natural a la jerarquización del sistema por efecto de las uniones sucesivas (figs ). Si esto se efectúa gráficamente mediante un papel de trazos rectangulares y se supone que los puntos de partida se localizan en el centro de unas áreas iniciales y que se puede ir desde el centro de una de esas áreas al centro de la contigua sin poder retroceder nunca, se obtiene un esquema (Fig. ) de red de drenaje jerarquizada y muy parecida a las existentes en la naturaleza. Esto es lo que acontece a gran escala en el sistema deposicional de un cono de deyección considerado como tal desde la desembocadura de la garganta existente

en el área fuente, hasta sus límites más externos, que pueden pasar a mud flats, a llanuras de inundación, a plava-lake, a zonas costeras, etc.

Como un caso clarificador hay que considerar al modelo del Witwatersrand (VOS, 1975) en cuyos materiales precámbricos se han definido dos tipos de canales braided, el braided denso que corresponde al braided clásico y el braided laxo que corresponde a los canales anastomosados. Las definiciones se han basado en el estudio de canales conglomeráticos de gran extensión lateral con gran cantidad de cicatrices internas y escasez de matriz lutítica. Se denominan braided denso y corresponden a las partes medias-proximales de los conos. Otros depósitos de granulometría bastante gruesa, con morfología relativamente lenticular, gran cantidad de cicatrices internas y abundancia de intercalaciones lutíticas, se han denominado braided laxo. Parecen corresponder a canales anastomosados y pueden pasar hacia las partes más distales a canales de baja sinuosidad (en el sentido de MOODY-SMUART, 1966) que pueden constituir al tránsito hacia zonas lacustres y de mud flat. En otro aspecto, parece que los cursos anastomosados son multicanales de alta sinuosidad y los braided son multicanales de baja sinuosidad (RUST, 1978). Durante el momento de la sedimentación de esos materiales (Precámbrico) existiría una actividad erosiva muy intensa ya que ese período se caracteriza por una falta casi absoluta de cobertura vegetal y por tanto casi incapaz de retener las aguas de lluvia (SCHUMM, 1968; FERRADAS, 1971). Es decir, excepto lo que se refiere a los niveles lutíticos primarios existentes en el área fuente (y correspondientes a períodos geológicos anteriores) existirían más posibilidades de que los materiales fueran transportados mediante procesos fluviales que por procesos de mass flow a causa de una escasez generalizada de materiales finos producidos por la alteración química.

En resumen se considera generalmente al sistema deposicional (fig. ) del caso más general y amplio de conos de deyección (de ambiente húmedo o fluvial fan de SCHUMM, 1977) desde la salida de la garganta del frente montañoso hasta que sus aportes acuosos pasen a otro sistema sedimentario (fluvial, lacustre, marino) que controle el nivel de base general. El comportamiento idealizado implicaría (fig. ) la existencia de una corriente principal que proviene del frente montañoso y que pasa hacia el canal principal del cono, generalmente encajado en la zona del fanhead. En una posición topográficamente más inferior aparece una red distributiva localizada a partir de la zona del fanhead y constituida por pequeños canalillos braided originados por avulsión a partir del canal principal. A causa de su capacidad de migración y de retrabajamiento de los materiales esta red puede corresponder a la denominación de (fig. ) braided denso (VOS, 1975) o a la descrita recientemente y correspondiente a un sistema multicanal (considerando al conjunto de los todos pequeños canalillos existentes dentro del cauce de migración) de baja sinuosidad (RUST, 1978). En sentido descendente se va produciendo una jerarquización de la red distributiva (fig. ) del tipo de la descrita por LEOPOLD et al. (1964) que condiciona la presencia de canales anastomosados más permanentes y con menos posibilidad de migración, por la presencia de islas estables entre los canales, que en la etapa anterior. Corresponde a la denominación de braided laxo de VOS (1975) ya que en los sedimentos antiguos existen zonas detríticas acanaladas intercaladas con, y localmente aisladas dentro, de sedimentos lutíticos. Recientemente se han descrito como un sistema multicanal (considerando todos los canales existentes alrededor de las islas estables de alta sinuosidad (RUST, 1978). En un caso muy general, y a partir de aquí, las corrientes acuosas serían captadas por otros sistemas sedimentarios mediante zonas en transición que mostrarían características comunes a ambos sistemas sedimentarios.

En algunos de los ejemplos clásicos (VOS, 1975; RYDER et al. 1976) el sistema de conos de deyección va a parar a una zona lacustre. En otros casos va a parar (MECKEL, 1975) directamente al mar. A veces, también, los conos de deyección comunican con una zona de playa relativamente próxima (HOOKE, 1972; FUGSTER & HADDIF, 1975,...). En una zona muy amplia y considerando la extensión longitudinal del sistema, la evolución de la pendiente del talud (suavización) y su compacidad se pueden desarrollar, en las partes más distales, conos terminales (figs. ) o terminal fans (WILLIAMS, 1970; MUKERJI, 1976; FRIEND, 1978). Este tipo de conos se localizan al final de los cursos acuosos de alta sinuosidad y baja energía que se extienden hasta una zona muy plana (endorreica generalmente) donde se produce una dispersión direccional relativamente radial de pequeños canalillos distributarios con la pérdida de su encajamiento y por tanto de su competencia. Se forman grandes lobulos convexos (más altos en el centro que en sus límites externos) debido probablemente a una mayor pérdida de competencia en los bordes, con sedimentos de granulometría generalmente fina (arenas y lutitas). La deposición no es continua sino que se realiza a base de grandes avenidas acuosas que en la actualidad está muy relacionada con los Monzones (MUKERJI, 1976). En conjunto la deposición se realiza mediante un descenso acusado de la descarga acuosa que viene condicionado por la disminución en número e importancia de los cursos contributivos en sentido distal, gran evaporación del flujo a causa de una intensa sequedad climática y a grandes distancias recorridas, absorción del agua por el terreno y diversificación de la descarga en numerosos canalillos muy pequeños.

Por tanto para formarse depósitos sedimentarios en forma de cono no es totalmente necesaria una brusca ruptura de la pendiente sino que solo puede hacer falta una suavización de esa pendiente hasta devenir casi completamente plana en condiciones de manifiesta continentalidad. En conjunto se

aprecia un decrecimiento en sentido distal de la profundidad de los canales y del caudal acuoso, lo que parece claramente contrapuesto, a, los modelos ampliamente distributivos (MIALL, 1977) interconectados con otros sistemas sedimentarios generalizados (fluviales, lacustres,...). Este tipo de depósitos lobulados recuerdan (fig. ) a los lóbulos deposicionales (NORMARK, 1970) existentes en los conos de deyección submarinos de aguas profundas (Deep Sea Fans). Localmente, y en unos casos concretos en la India (MUKERJI, 1976) se pueden originar pequeñas inversiones topográficas del talud, originadas por la interacción de antiguos sistemas fluviales transversales y no funcionales, que condicionan la existencia de pequeñas cuencas receptoras que pueden actuar como pequeñas micro-cuencas terminales de ámbito local.

##### 5.- Ensayo de comparación de los conos de deyección submarinos de aguas profundas y los conos de deyección subaéreos:

En principio se prescinde un poco de las analogías más evidentes, morfológicas y espaciales principalmente, y en cambio se presta más atención a las diferencias que tienen una mayor utilidad desde el punto de vista estrictamente sedimentológico. Las diferencias fundamentales estriban en que los conos de deyección submarinos de aguas profundas se suelen situar en la desembocadura de un cañón submarino que alimentado por los aportes de detritus va dando lugar a la progradación de lóbulos con facies más proximales sobre las más distales del cono, y a grandes rasgos se originan secuencias coarsening upwards muy gradadas y su terminación superior indica si fué rápido o lento el abandono de la actividad sedimentaria. Esta no es la norma seguida por los conos de deyección subaéreos de ambiente árido y semiárido asociados a un frente montañoso pasivo que por retrocesión de la zona apical dan lugar a una progradación general de las facies distales y más finas sobre las proximales con formación de secuencias a grandes rasgos fining upwards. De esta manera solo serían comparables con los conos

de deyección subaéreos de ambiente árido asociados a un frente montañoso tectónicamente activo y con los conos de deyección subaéreos de tipo húmedo los que por progradación de la zona apical sobre las zonas distales darían lugar a la formación de secuencias a grandes rasgos coarsening upwards.

El conjunto de la interpretación de las secuencias de los conos de deyección subaéreos se basa en el concepto del ciclo de erosión. Los materiales turbidíticos de los conos de deyección submarinos de aguas profundas que ejercen una función análoga a la de los debris flows y sheet floods en ambiente árido subaéreo, muestran un cohesionamiento e individualización propias del medio acuoso donde se depositan. De manera que los materiales más gruesos permanecen concentrados en lóbulos deposicionales situados en la superficie de los conos. En el registro fósil existen lóbulos de este estilo separados por episodios lutíticos que representan una migración en el espacio y en el tiempo del segmento activo del cono así como una deposición tranquila de las lutitas. La interpretación de las secuencias de los deep sea fans se basa en los datos morfológicos modernos y en su analogía con las barras de los distributarios deltaicos y fluviales.

En los conos de deyección subaéreos el tiempo transcurrido entre un episodio sedimentario y otro acostumbra a estar materializado por la presencia y desarrollo de determinados niveles edáficos (caliches) más o menos desarrollados según sea el tiempo transcurrido entre episodios y en un clima favorable. En cambio en los conos de deyección submarinos de aguas profundas se encuentra una mezcla de fauna bentónica y fauna abisal (KRUIT et al. 1975) y hasta puede existir fauna nerítica en la zona del cono interno. Se trata de una mezcla que no puede darse en los conos de deyección subaéreos, excepto de los que se depositan en condiciones que llegan hasta el mar y asociados fundamentalmente a faunas neríticas.

Una de las características más patentes desde el punto de vista geológico es la particularidad que muestran los conos

de deyección submarinos de aguas profundas de estar influenciados en ocasiones muy fuertemente por el efecto Coriolis, cosa que no parece suceder con la misma intensidad en los conos de deyección subaéreos de ambiente árido, aunque podría ser una explicación bastante convincente a la extraordinaria migración lateral sufrida por el río Kosi en periodo histórico. Otras diferencias importantes estriban en las asociaciones de facies que presentan así como en las potencias de sus secuencias y megasecuencias respectivas...

Fig. 62.- Terminología y asociación de facies características de los conos submarinos de aguas profundas (deep sea fans) (MUTTI and RICCI LUCCHI, 1972,1975) in COLOMBO 1979.

Fig. 63.- A) Esquema de funcionamiento del modelo del Witwatersrand. 1, zona de predominancia conglomerática (braided dens); 2, zona de equilibrio relativo entre areniscas y conglomerados (braided lax); 3, zona de predominancia lutítica (lacustre) en la que se puede apreciar el deshilachamiento de los cuerpos detríticos hacia la zona lacustre. (VOS 1975).

B) Modelo ideal esquemático, que muestra las posibles transiciones laterales ( y proximales-distales) de los procesos acuosos que han dado lugar a la formación de conos, así como sus zonaciones características. En él se puede apreciar el paso gradual del cono de deyección típico a la llanura de inundación asociada a zonas lacustres con conos terminales. El esquema es sin escala.

0, zona lacustre; 1, llanura de inundación; 2, canales anastomosados (braided lax); 3, canales braided densos; 4, red radial del cono; 5, canal principal.

C) Esquema de la red de drenaje del cono terminal de Markanda (India) donde se puede apreciar el deshilachamiento con tendencia radial del ~~sope~~ ~~canal~~ ~~límite~~ ~~de~~ ~~la~~ ~~flecha~~ ~~indica~~ el sentido general del flujo. (MUKERJI, 1976)

Fig. 64.- A) Barra longitudinal, morfología y estructura interna. Se puede apreciar una superficie de reactivación resaltada por un pequeño inducido lutítico. (BOOTHROYD and ASHLEY, 1975).

B) Barras longitudinales de areniscas, estructura interna.

a: morfología frontal, estratificación cruzada planar en la ~~superficie~~ <sup>superficie</sup> que presenta ripples cuspidos muy grandes;

b: estratificación cruzada planar de gran escala originada por la migración de la barra a base de sucesivas avalanchas frontales (avalanching), recubierta finalmente por una estratificación paralela. (BOOTHROYD and ASHLEY, 1975).

C) Estructura interna de una barra linguoide con estratifi-

Fig. 66.- Variación proximal-distal de los depósitos de dos conos de deyección caracterizados por procesos predominantes en su formación.

A) Cono de deyección formado por depósitos de debris flows indetallados con materiales finos de la llanura de inundación. Se aprecia una tendencia de los sedimentos a ser más gruesos en sentido vertical y más finos en sentido distal.

B) Cono de deyección formado por depósitos acuosos. Se aprecian diferencias en cuanto a dimensiones, geometría y cambios granulométricos con el cono de la figura A, a pesar de su similitud en cuanto a ser coarsening upwards y fining downwards.

1, debris flow; 2, stream food; 3, corrientes distales del cono; 4, areniscas; 5, lutitas. (STEEL et. al. 1977).

Fig. 67.- Detalles del cono de Karlskaret. Queda bien manifiesta la tendencia coarsening upwards y fining downwards. El recuadro muestra las partes superiores planas el acúñamiento de los lóbulos y su indentación con las fácies predominantemente arenosas más distales.

Material derivado del cono: A, conglomerado; B, areniscas bimodales.

Material de la llanura aluvial: C, areniscas de granulometría gruesa y estratificadas; D, areniscas de granulometría fina, masivas y con ripples (LARSEN and STEEL 1978).

Fig. 68.- A) Desarrollo de conos de deyección primarios y de conos de deyección secundarios de orígenes diversos: 1, 2, 3, 4, segmentos activos sucesivos. a) respuesta sedimentaria inicial a un escarpe montañoso. Disección de origen superior que corta al segmento 1 y forma el segmento 2; el segmento 3 se forma por disección remontante hacia zonas de sedimentación no activa.

d y e que muestra las relaciones entre los segmentos 1 y 3 (DENNY 1967)

- B) Planta esquemática de un cono de deyección mostrando el segmento activo en forma de lóbulo. 1, localización teórica de los ejemplos de secuencias. 2, megasecuencia coarsening upwards, equivalente a una progradación gradual del segmento activo, seguida por su abandono brusco, 3, iniciación avulsiva del segmento activo y abandono gradual del mismo. 4, Inicio y abandono gradual del segmento activo. 5, representación del aumento y descenso progresivos de la granulometría de los sedimentos, de la potencia de las capas, que posiblemente (y referido a megasecuencias) representan cambios en los procesos formadores de los conos (HEWARD 1978).
- f. frente montañoso; g. segmento activo; h. segmento inactivo; i. litites del cono; j. encajamiento del canal principal.

Fig. 69.- A) Aspecto esquemático de una parte del Valle de la Muerte (California). Observese en crecimiento asimétrico de los conos de deyección, con relación a los movimientos tectónicos de los frentes montañosos a los que están adosados.

- B) Corte esquemático transversal de ese valle. Pueden apreciarse los dos casos principales de localización de los segmentos de sedimentación activa en los conos de deyección, con relación a los levantamientos tectónicos del frente montañoso. 1) el encajamiento del canal principal es mayor que el levantamiento tectónico. 2) el ~~levantamiento~~ levantamiento tectónico es mayor que el encajamiento del canal principal (HOOKER 1972)
- C) Esquema de la respuesta sedimentaria al encajamiento tectónico; el encajamiento del canal principal es mayor que el levantamiento. H, I, son estadios sucesivos de levantamiento (HEWARD 1978).
- D) Esquema de la respuesta sedimentaria al levantamiento tectónico; el levantamiento es mayor que el encajamiento

1, 2,3, segmentos sucesivos del cono. H, I, J, niveles sucesivos de levantamiento. E, respuesta a la topografía inicial. F, resultados del encajamiento prolongado del canal principal. G, retroceso del escarpe (estadios 1 y 2) y suavización del relieve. K, substrato. L, segmento activo del cono. M, encajamiento del canal principal. N, megasecuencias. O, secuencias-megasecuencias. P, secuencias. Q, retroceso del escarpe. R, segmento inactivo. S, superficie original del cono.

- Fig. 70.- A) Corte esquemático y sin escala del Vallés-Penedés, por la zona de Pierola. Se aprecia un relleno asimétrico de la cuenca (FONTBOTE 1974 a).
- B) Esquema de la cuenca permiana de LODEVE (Francia) antes de la deposición triásica (MATTAUER 1973).
- C) Fracturas que actúan continuamente (Brechas del Violin) asociadas a materiales brechoideos en la zona de la falla de San Andrés (California) (CROWELL 1973).
- D) Disposición general esquemática de la sedimentación continental del carbonífero en las provincias atlánticas del Canadá (BELT 1978).
- E) Esquema estratigráfico parcial de los depósitos Miocenos y Pliocenos de la Toscana (Italia). Observense las respuestas sedimentarias a los levantamientos tectónicos, reflejadas mediante el desarrollo de conos de deyección asociados a las fracturas. Los periodos de inactividad tectónica están representados por discordancias (SESTINI 1970).
- F) Estructura en fallas escalonadas repetitivas, que condiciona la existencia de grandes potencias de sedimentos detríticos triásicos.
- 1) basamento; 2) facies detríticas proximales; 3) facies detríticas distales; 4) otras facies, 5) discordancias (STEEL and WILSON 1975)

Fig. 71.- 1) Levantamiento sinsedimentario del margen de la cuenca del Witwatersrand. La parte inferior del esquema correspondería a equivalentes distales de la parte superior. (WOS 1975).

2) Esquema general de cuñas clásticas asociadas a una fractura activa en el periodo de la sedimentación. (KRUMBEIN and SLOSS 1969)

3) Esquema de la Formación Duchesne (cuenca Uinta Basin) que muestra un levantamiento suave y progresivo del margen de la cuenca (ANDERSEN and PICARD 1974)

4) Cuenca devónica de Noruega con una deformación tectónica más intensa que en el caso anterior. (BRHYNI and SKJERLIE 1975)

5) Comparación de dos modelos de discordancias progresivas

A) Modelo del Alt Cardener

B) Modelo de Miranda de Ebro.

1.- Discordancia progresiva sintectónica del flanco activo;

2.- Discordancia progresiva sintectónica de flanco pasivo;

3.- Discordancia posttectónica (RIBA 1974)

6) Facies detríticas proximales

7) Facies detríticas distales

8) Otras facies

Fig. 72.- Esquema del papel regulador de los bosques sobre los efectos de las precipitaciones.

1) Substrato ; 2, niveles edafizados; 3, covertera vegetal,

2a) Nivel de sedimentos representan la existencia de arboles y

3) bustos; 4, precipitaciones acuosas; 5, escorrentia; 6, caudal

regular con agua de lluvia y pocos detritus; 7, grandes ave-

nidas acuosas con gran cantidad de materiales arrastrados

(TERRADAS 1971).

Fig. 73.- A) Esquema del cono del río Kosi. Se señalan los diferentes cursos que ha tenido durante los tres últimos siglos. Hay que tener en cuenta que la migración lateral del curso no se produce de una manera continuada sino que se origina de una manera brusca (avulsión), de tal manera que puede permanecer

estable durante un lapso de tiempo considerable, y migrar lateralmente unos 30 Km. de una manera muy brusca (GOLD and CHITALE 1966)

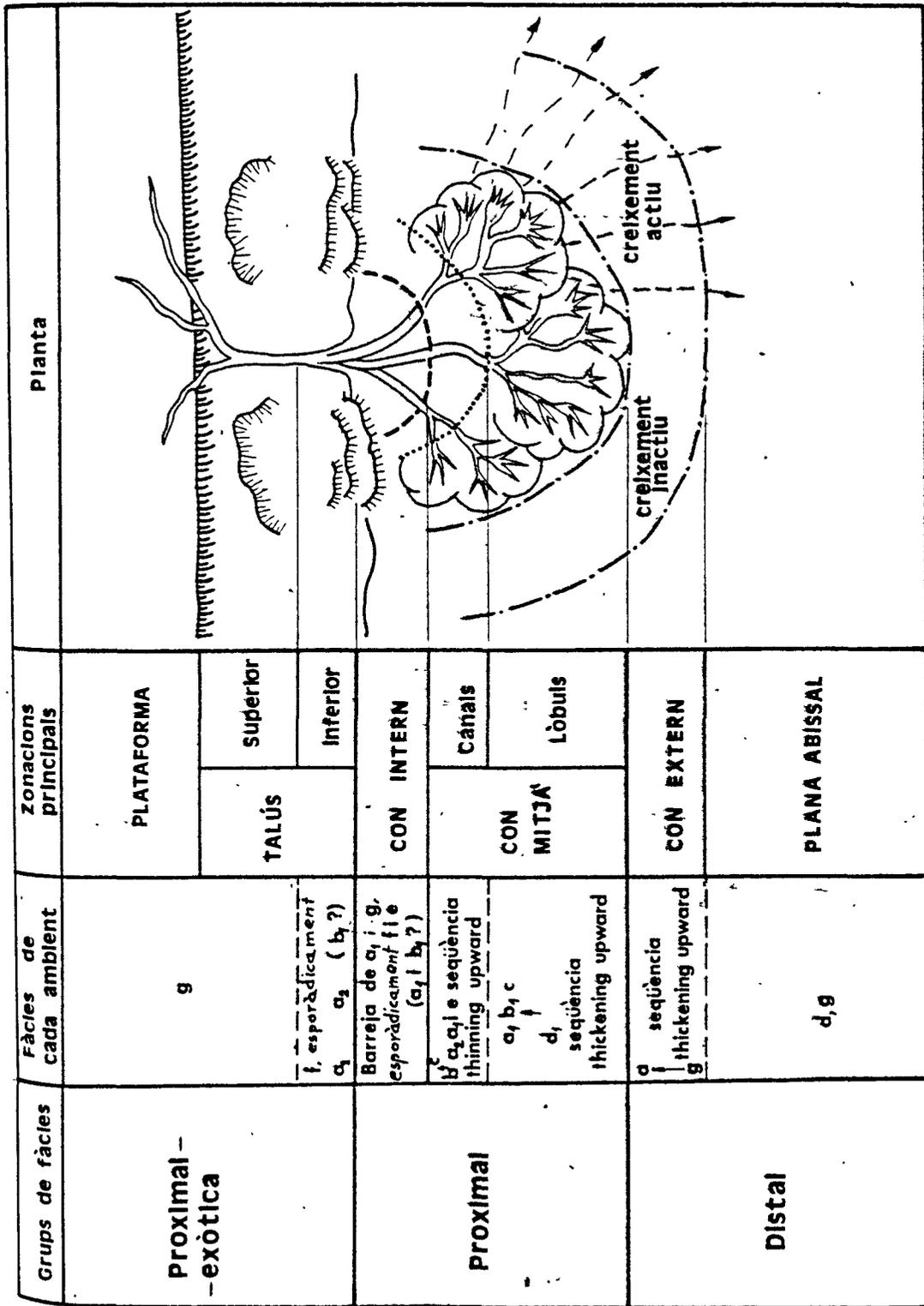
B) Perfil teórico de un corte ortogonal a la dirección de la corriente predominante, que muestra los desplazamientos laterales de un río que tiene tendencia a migrar ( por avulsión), en una dirección relativamente perpendicular al cauce. Muestra grandes analogías con el caso del río Kosi. (ALLEN 1974).

Fig. 74.- Distribución general de facies en los sistemas de outwash fans de Islandia (I) y de Alaska (A).

1, conglomerados de granulometría muy gruesa; 2, conglomerados de granulometría fina; 3, areniscas; 4, dunas eólicas; 5, tidal flat de deflacción eólica; 6, zona pantanosa; 7, marisma. (BOOTHROYD and NUMMEDAL 1970)

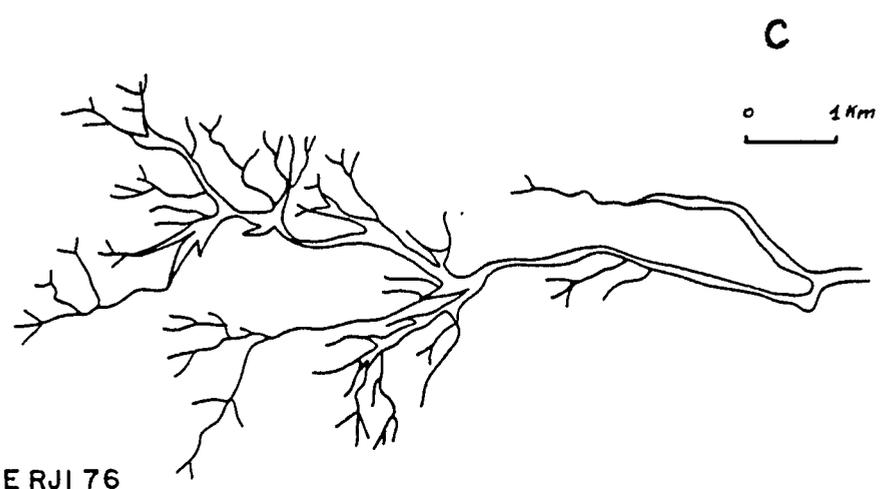
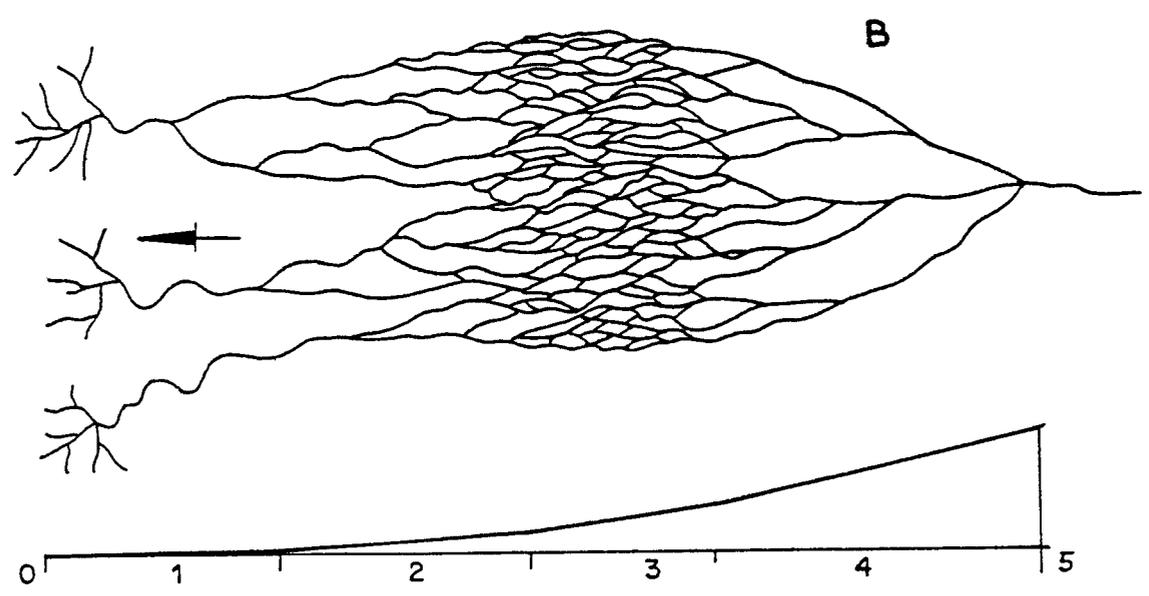
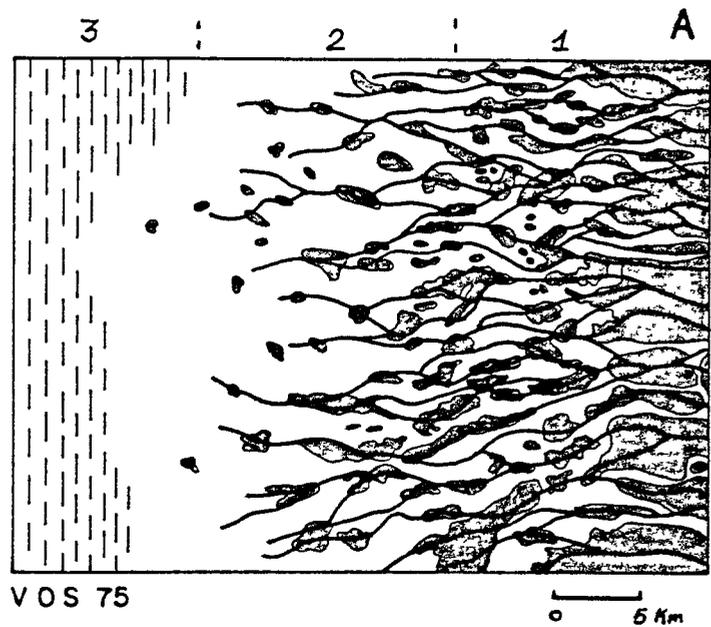
Fig. 75.- Esquema teórico de la jerarquización de redes fluviales.

- A) Fragmento del comportamiento de rills o corrientes que parten de puntos uniformemente espaciados, y que pueden migrar libremente en cualquier dirección, excepto movimientos de retroceso, y que conducen a una jerarquización natural de la red de drenaje.
- B) Fragmento del comportamiento de corrientes acuosas que parten de zona equiareales, que pueden migrar libremente en cualquier dirección (C), con la condición de que no se produzcan encharcamientos. Por unión se origina una jerarquización de la red (D) muy parecida a las desarrolladas en la naturaleza. (LEOPOLD, WOLMAN and MILLER 1964)



MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975

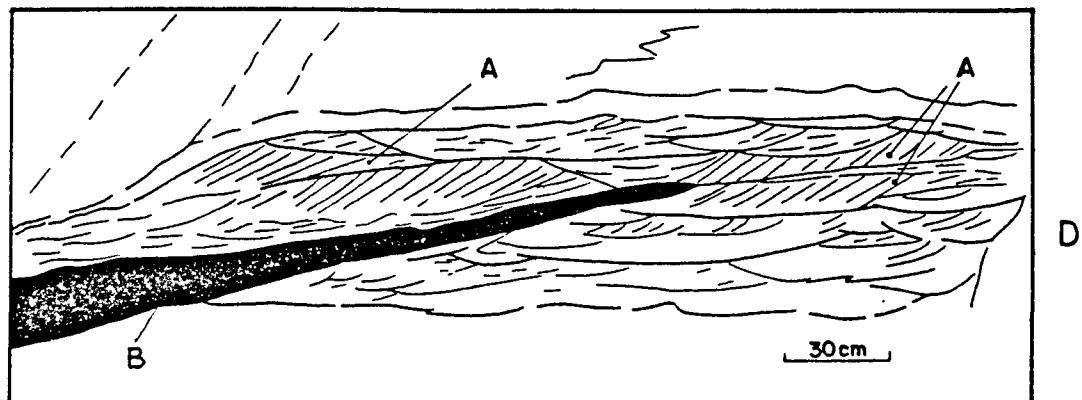
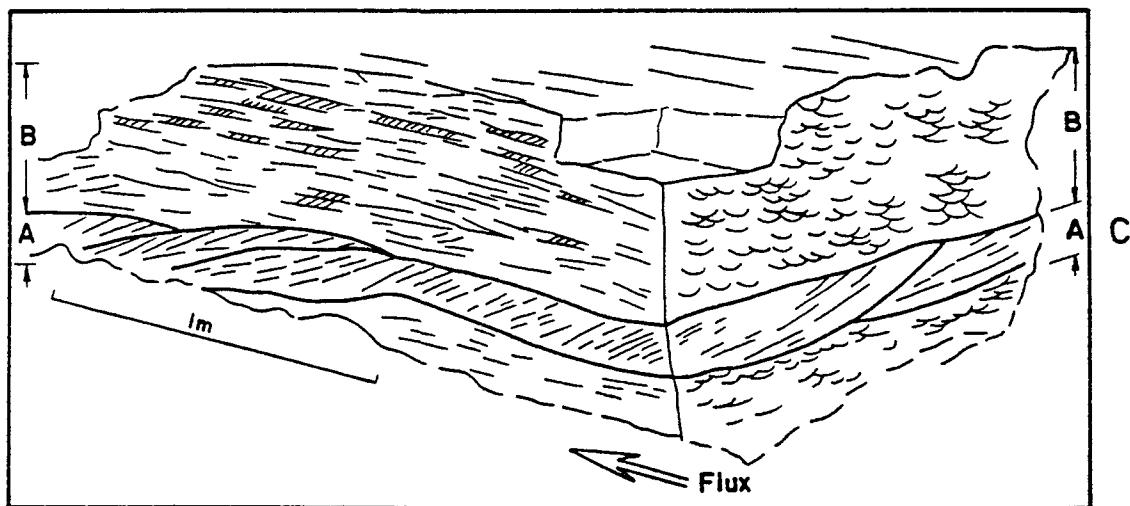
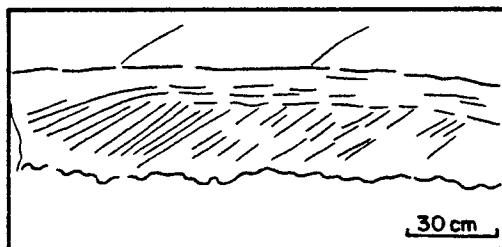
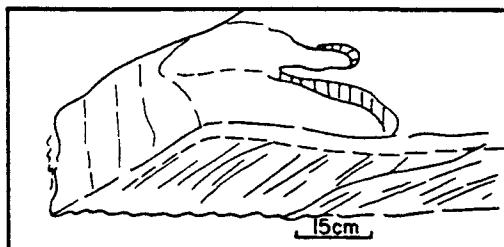
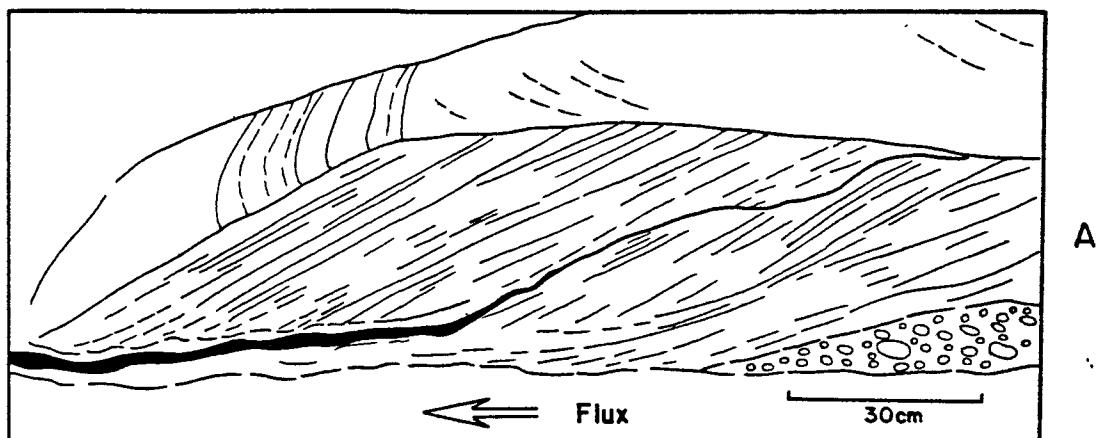
Fig. 62

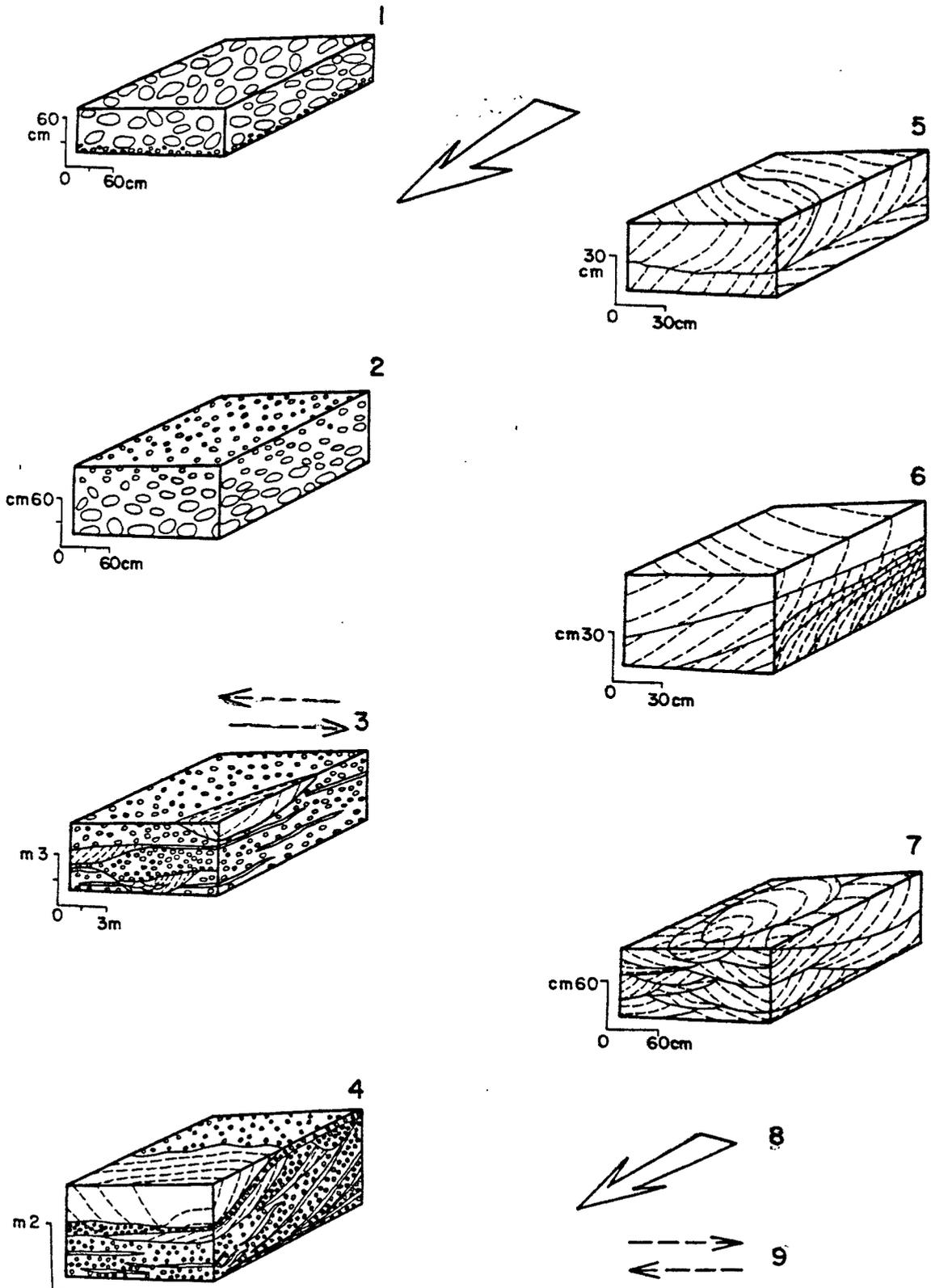


MUKERJI 76

Fig 63

Fig 64





M<sub>t</sub> GOWEN & GROUT 71

Fig. 65

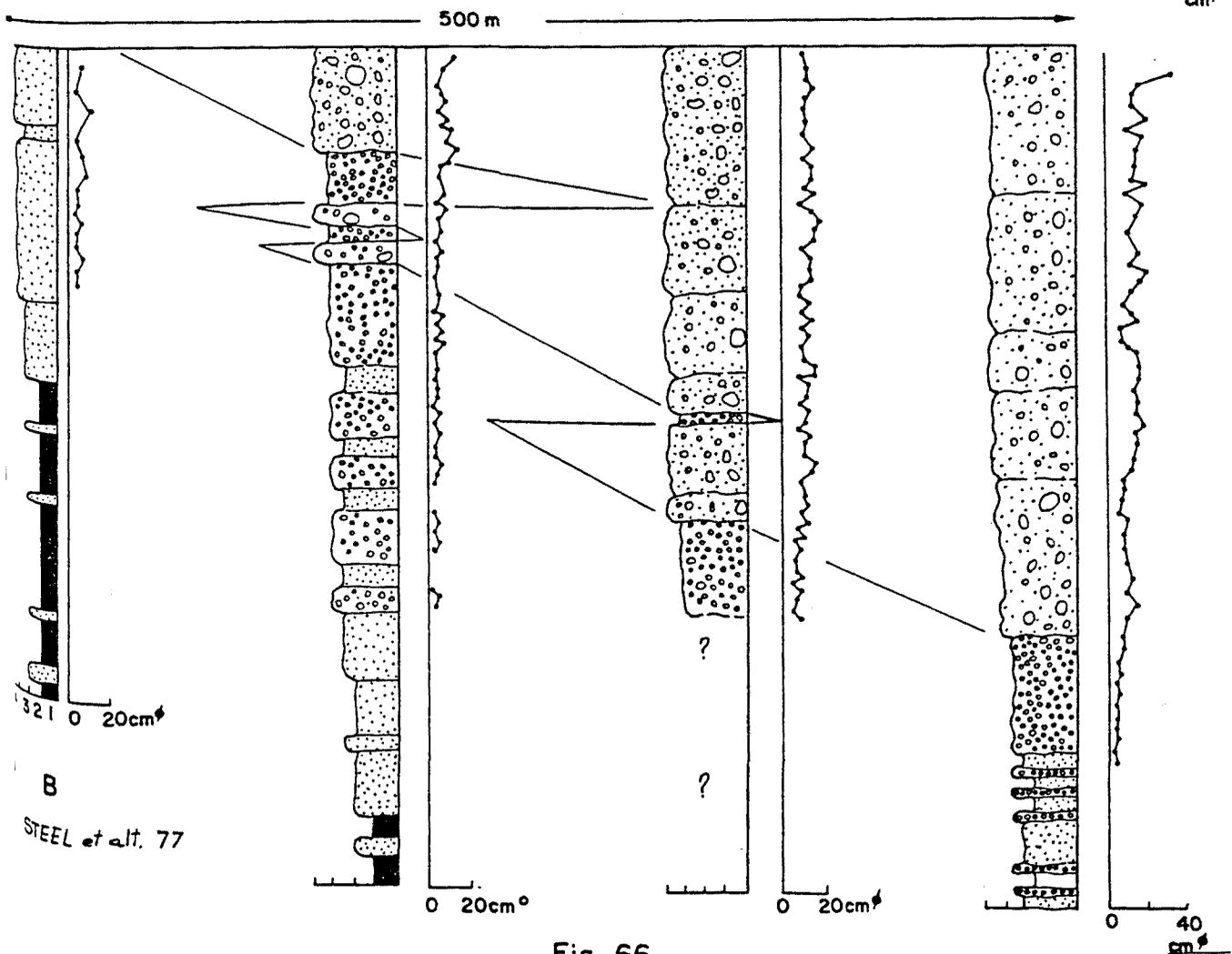
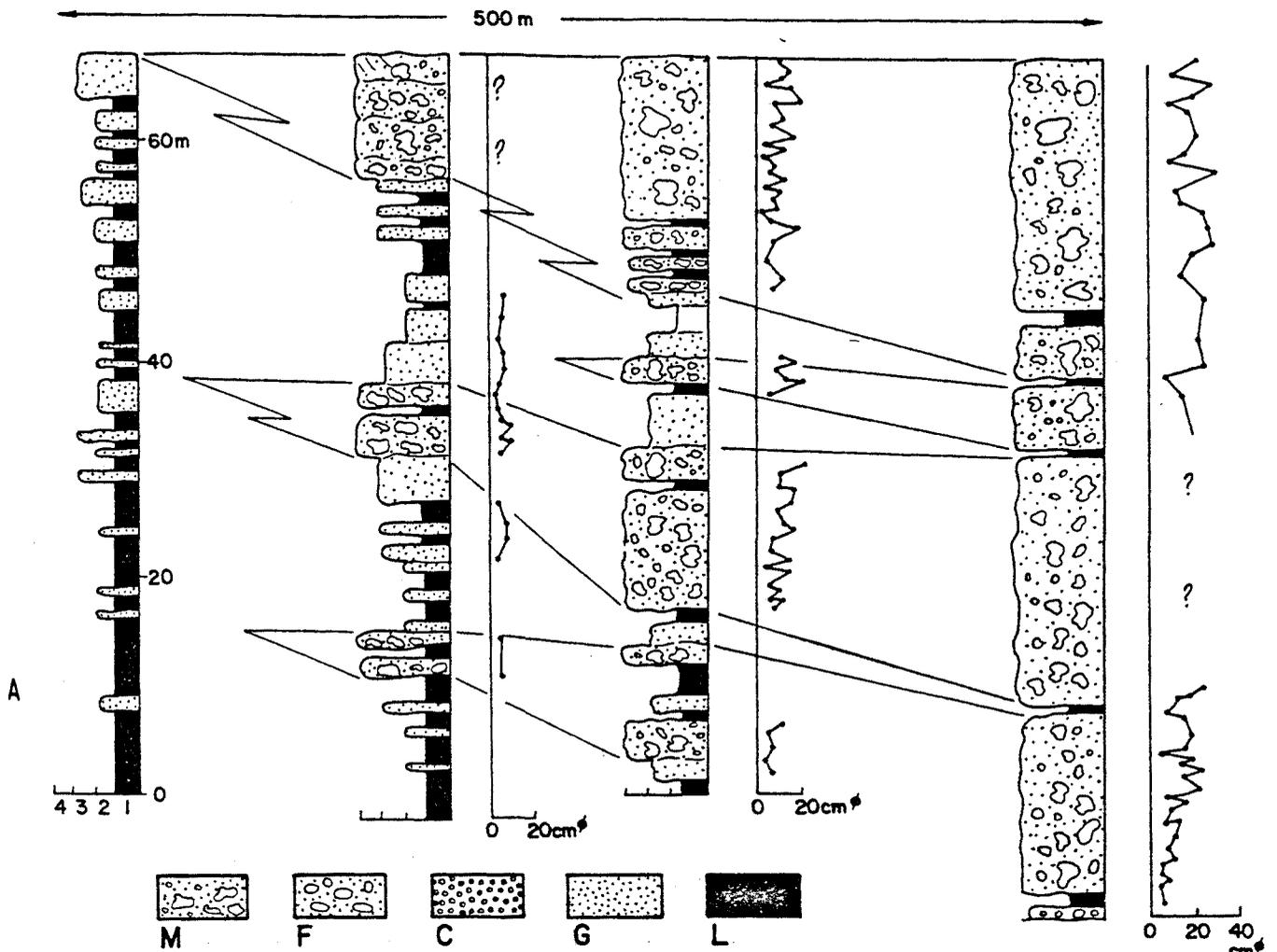
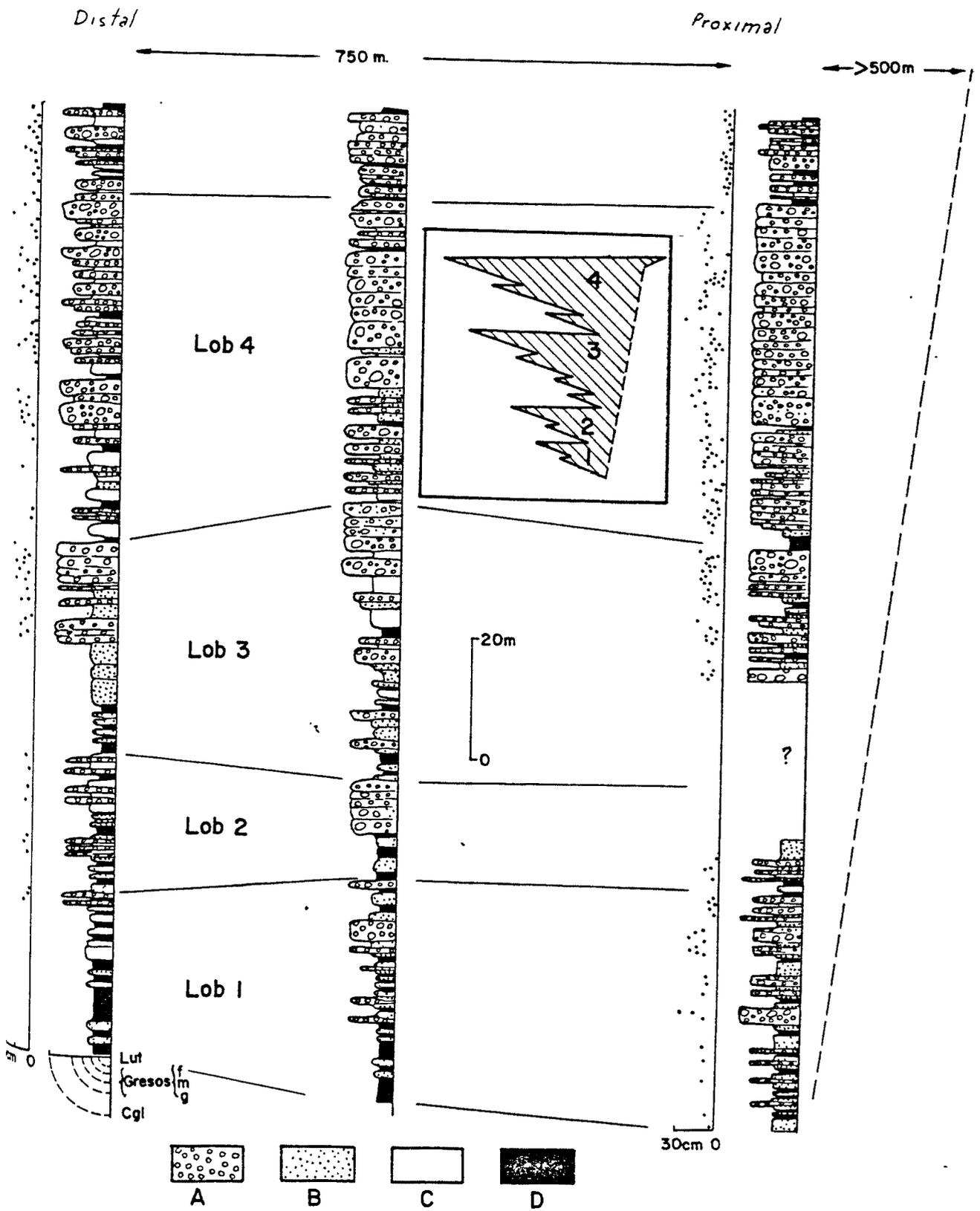
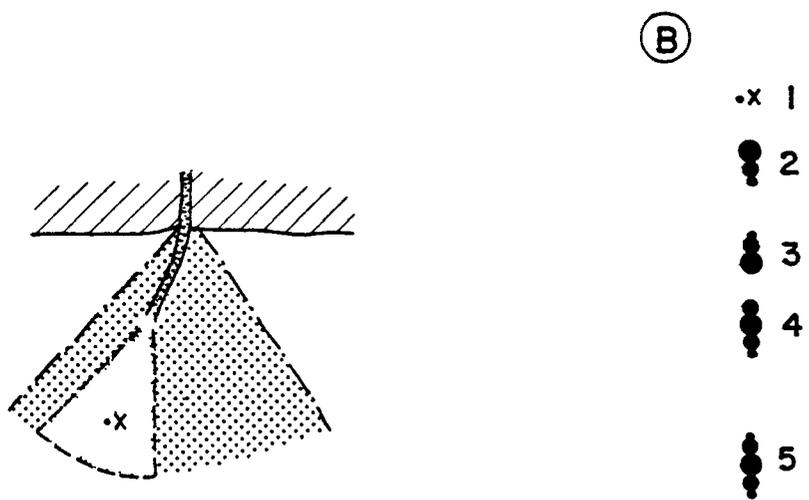
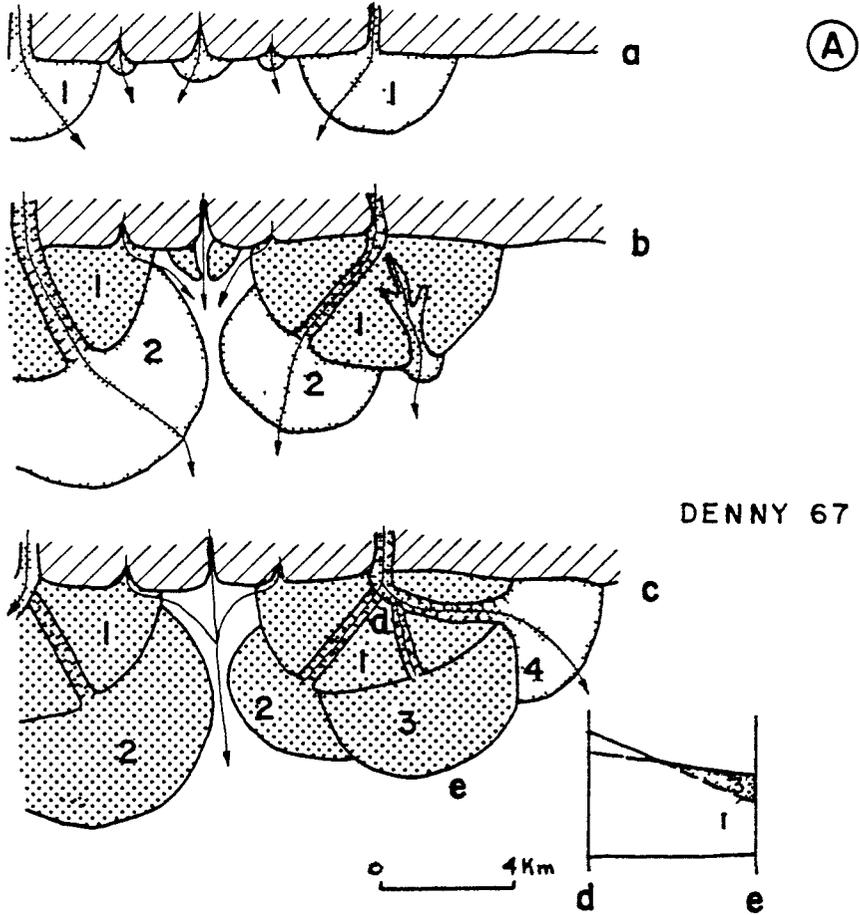


Fig. 66



LARSEN & STEEL 1978

Fig 67



HEWARD 78

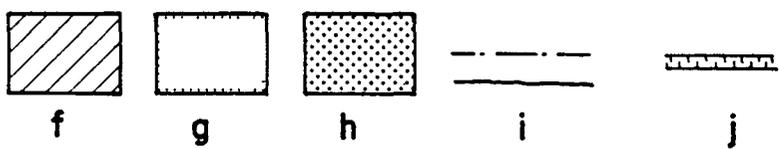
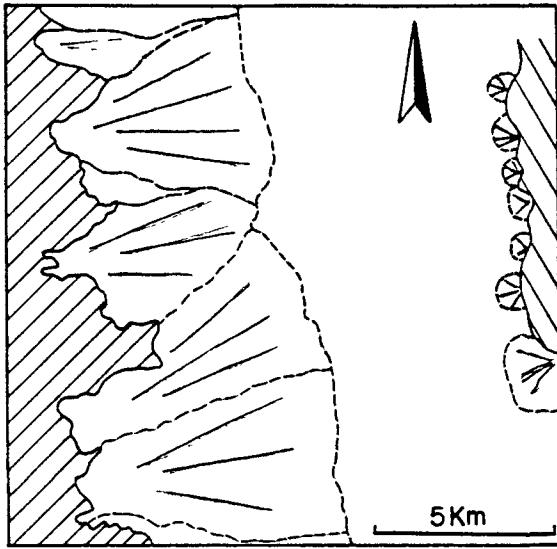
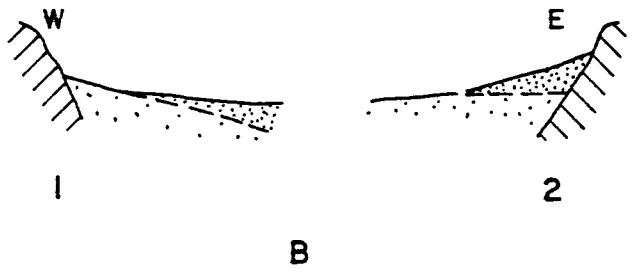


Fig. 68

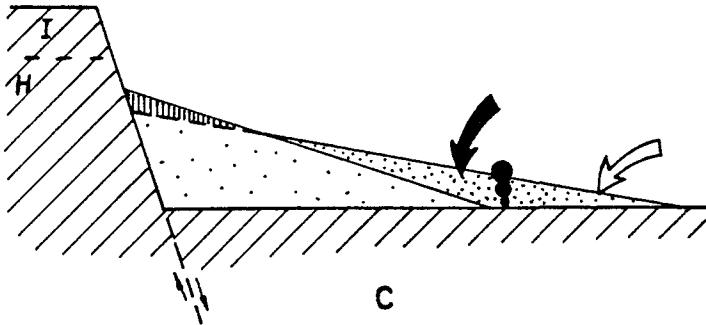


HOOKE 72

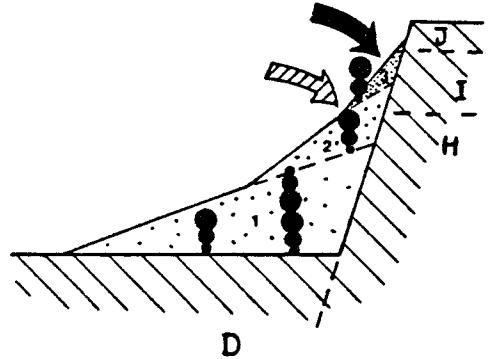
A



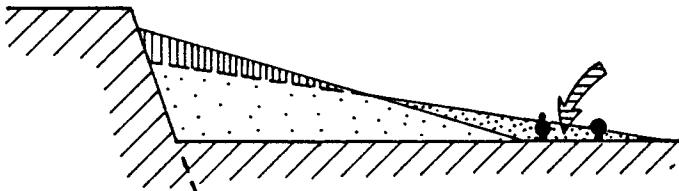
B



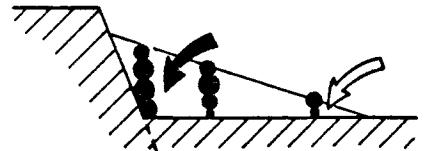
C



D

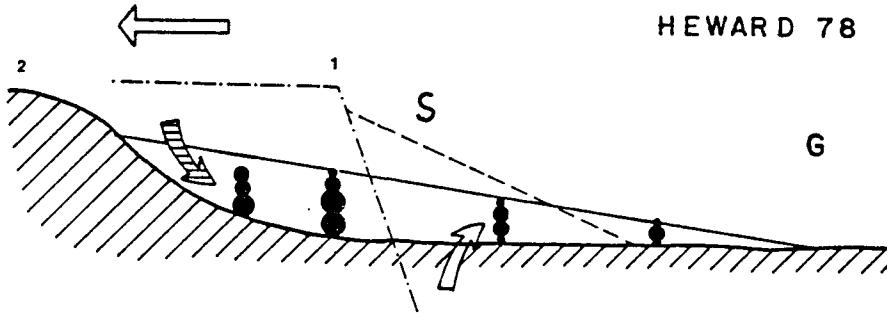


F



E

HEWARD 78



G



Fig. 69

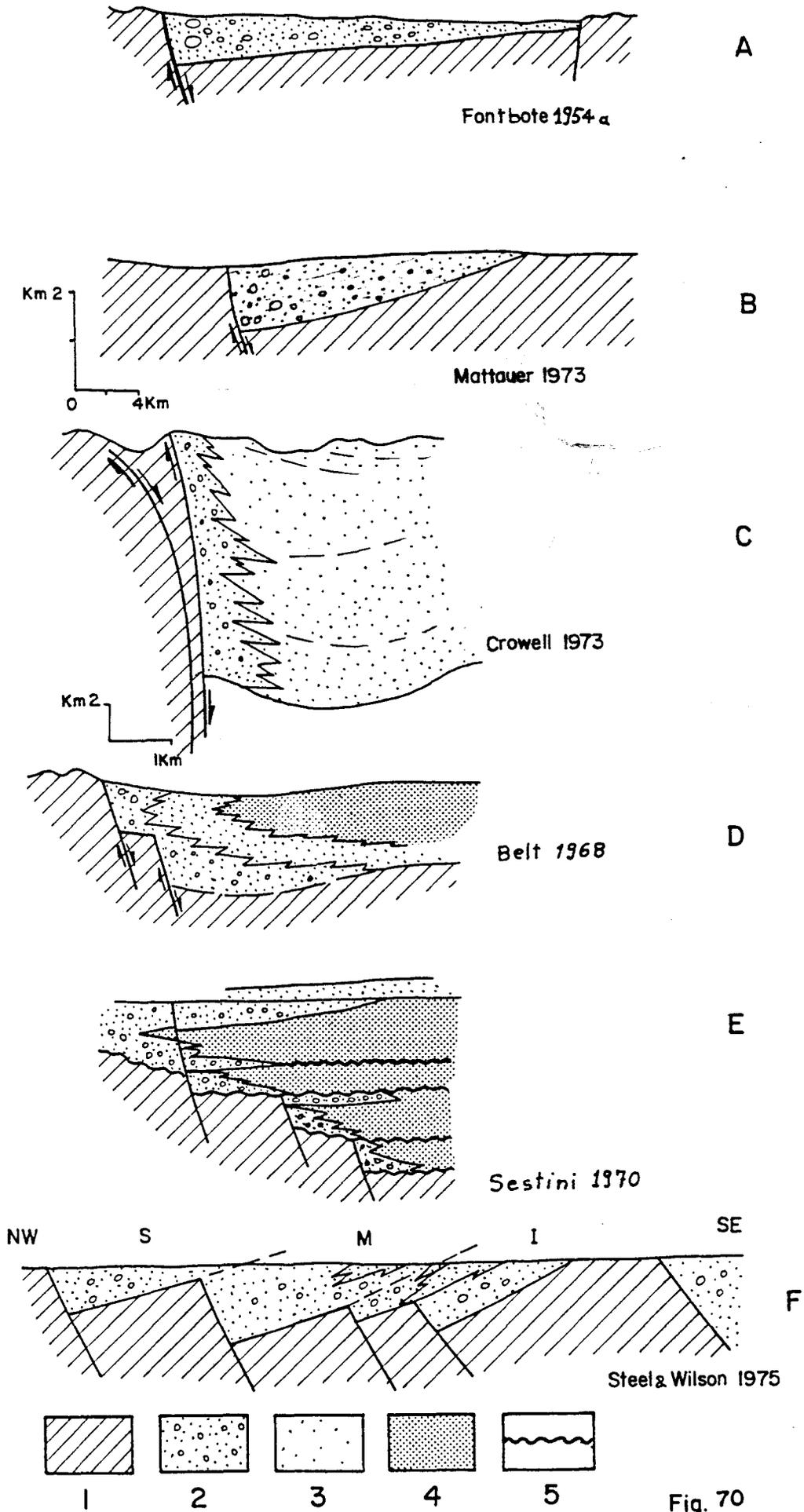
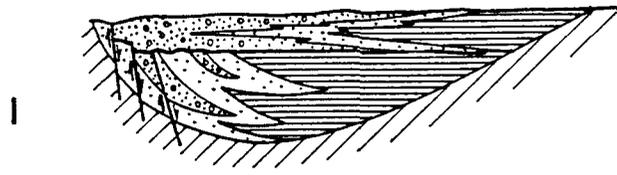
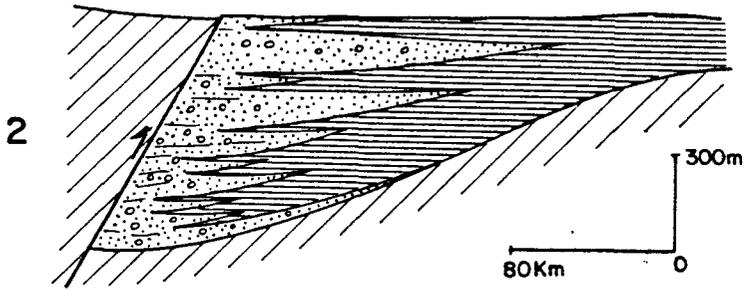


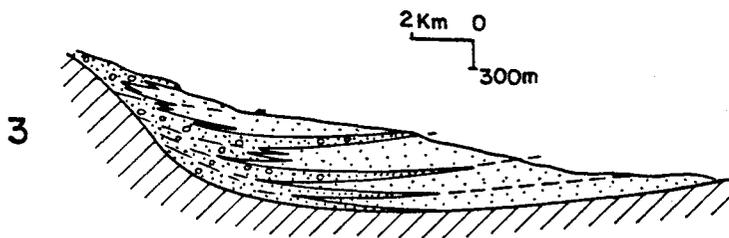
Fig. 70



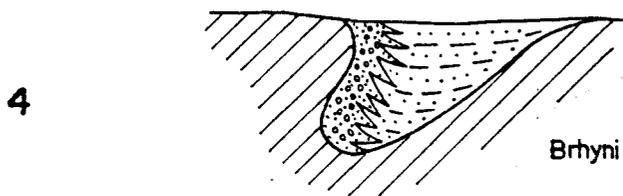
Vos 1975



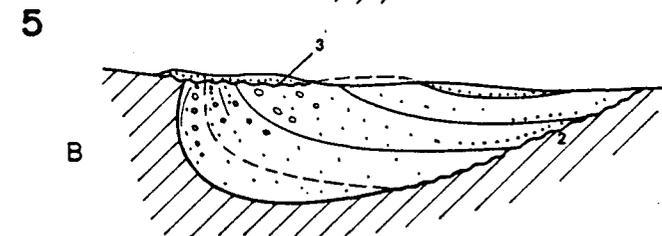
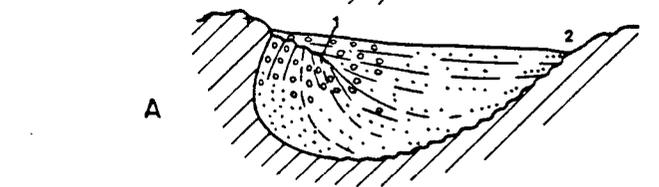
Krumbein & Sloss 1969



Andersen & Picard 1974



Brhyni & Skjerlie 1975



Riba 1974

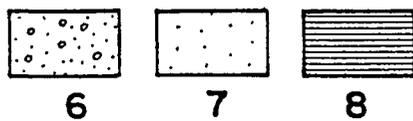


Fig. 71

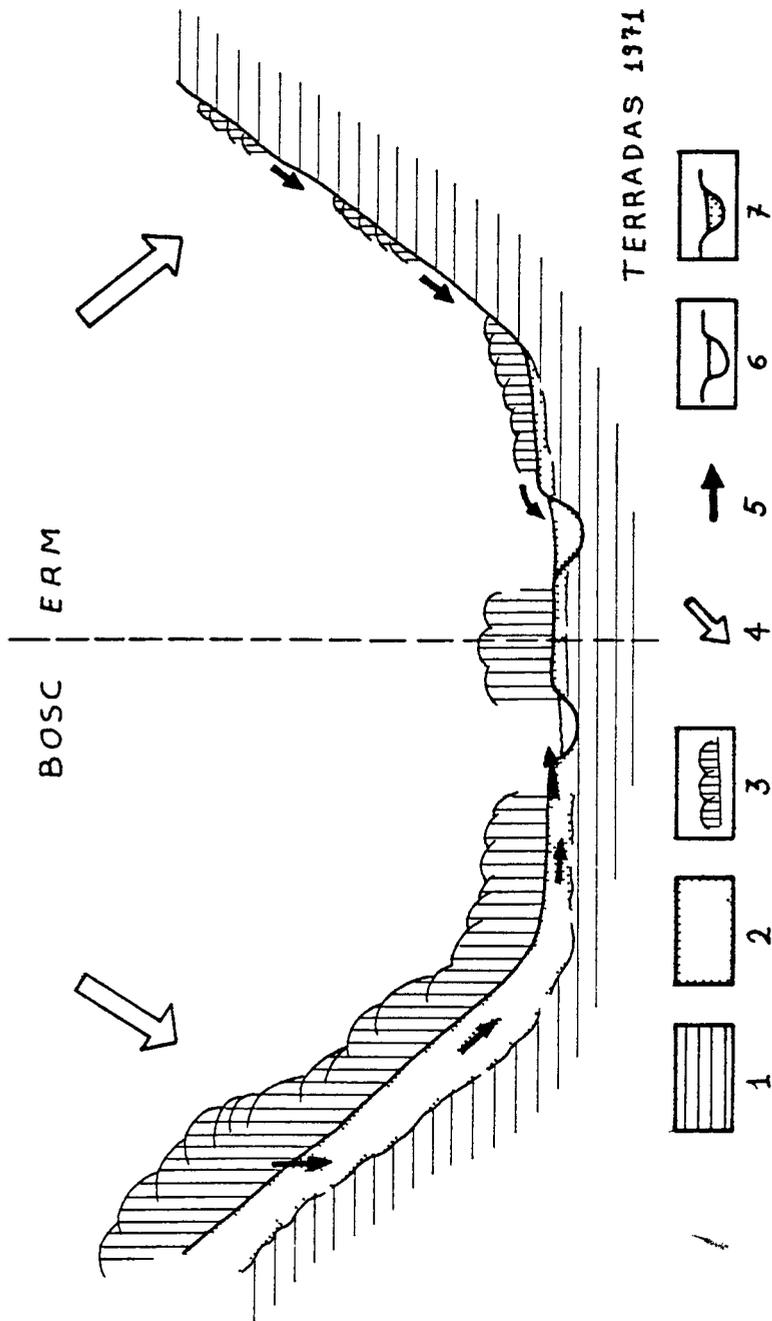
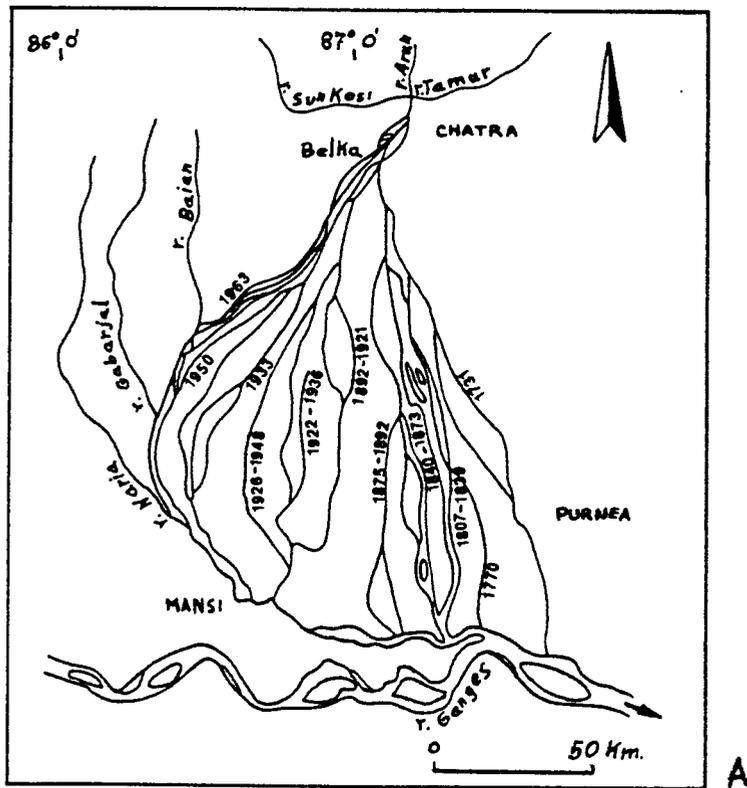


Fig. 72



GOLE & CHITALE 66

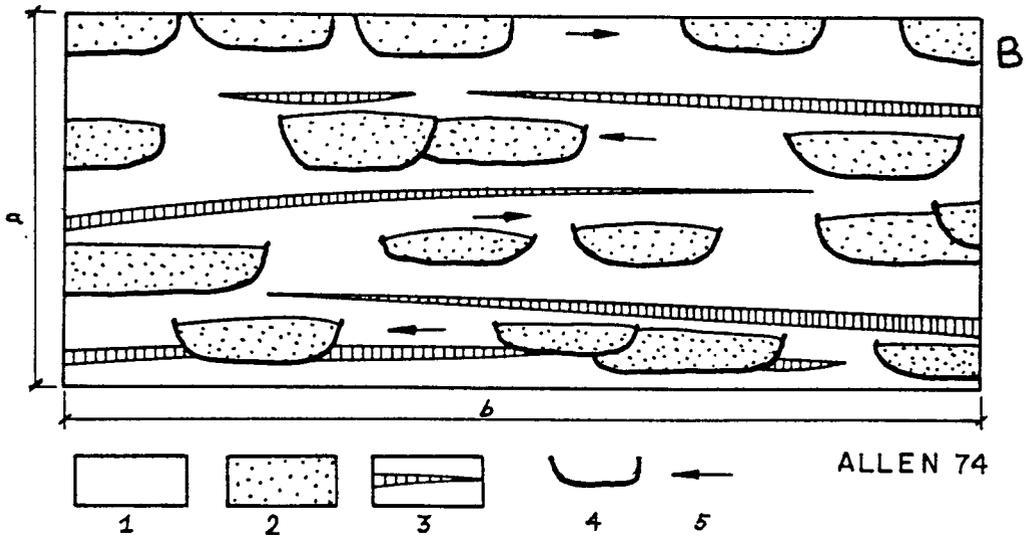


Fig. 73

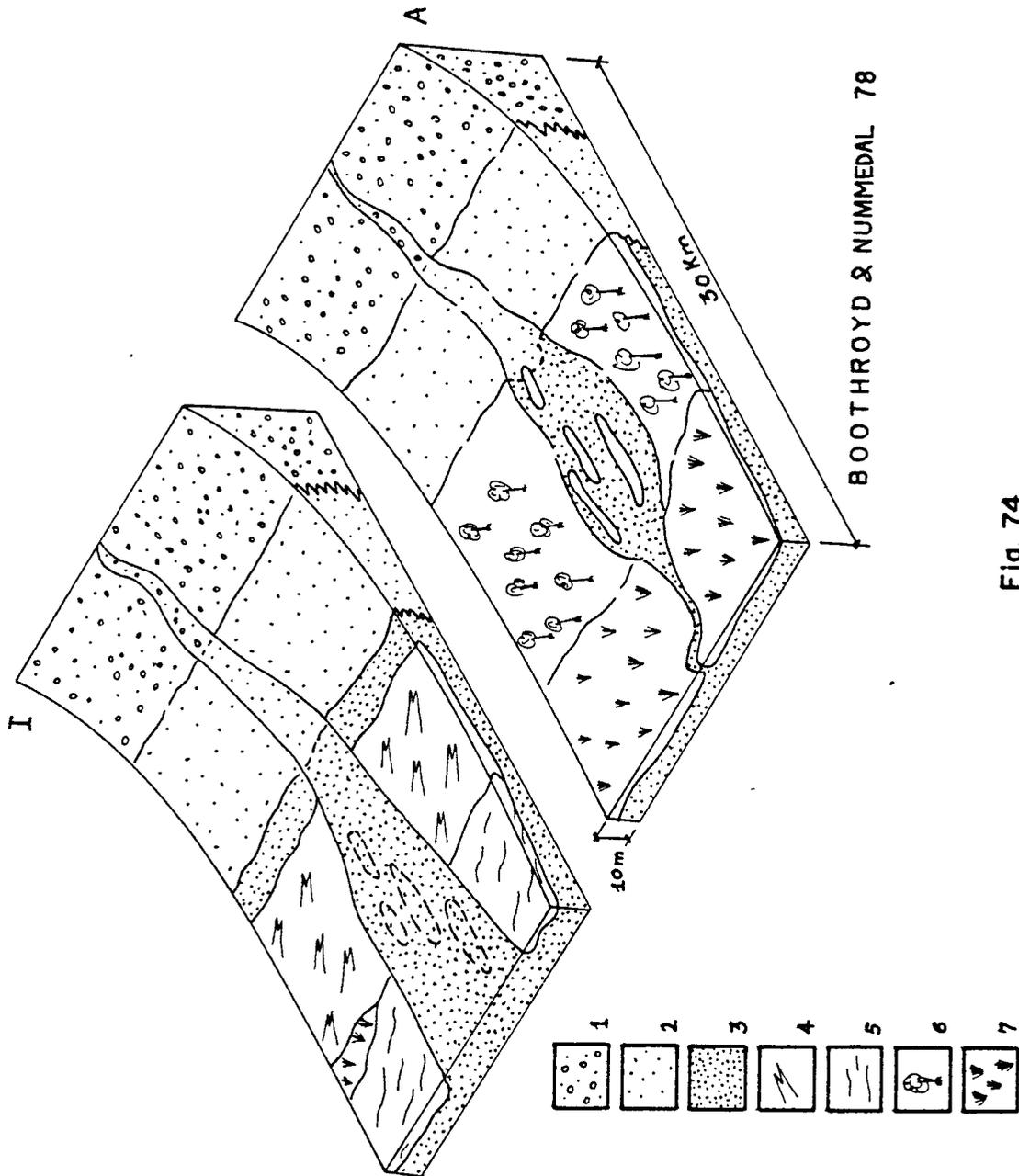


Fig. 74



PERFILES ESTRATIGRAFICOS Y LOCALIDADES CITADAS

## PERFILES ESTRATIGRAFICOS:

<u>Nº (*)</u>	<u>Sigla</u>	<u>Localidad</u>	<u>Autor</u>
100	FHJ	Horta de Sant Joan	F. COLOMBO
101	FGD	Gandesa	" "
102	FVP	Vinebre	" "
103	FGC	García	" "
104	FCP	Cabassers	" "
105	FLMR	La Morera del Montsant	" "
	FCD	Cornudella	" "
	FCA	Cornudella	" "
106	FAD	Aubarca	" "
107	FGE	Figrossos	" "
108	FMP	Molí del Pont	" "
109	FDP	Bosc de Poblet	" "
110	FSM	Sant Miquel	" "
111	FVT	Vilaverd	" "
112	FCC	Cabra del Camp	" "
113	VE	Vallespinosa	P. ANADON
114	PO	Pontils	" "
115	VP	Valldeperes	" "
116	SM	Sant Magi de la Brufaqanya	" "
117	MI	Sta, Maria de Miralles	" "
118	CP	Coll de La Portella	" "
119	CA	Carme	" "
120		Pobla de Claramunt	" "
121		Can Tort	" "
122		El Bruch	" "
123	CO	Collbato	" "
124	LP	La Puda	" "
125	SJ	Sant Jaume	" "
126		Montserrat	" "
127	LLM	Matadepera	" "
128	FP	Sant Feliu del Raco	" "

(\*) la numeración hace referencia a la utilizada en la fig.

<u>Nº</u>	<u>Sigla</u>	<u>Localidad</u>	<u>Autor</u>
129	FRF	Riells del Fai	F. COLOMBO
130	FMY	Montmany	" "
131	FAA	Aiguafreda	" "
132	FGL	Figueroles	" "
133	FPO	Romaçats	" "
134	FLM	La Mina	" "
135	FSMGT	Santa Margarita	" "
136		Tavertet	" "
137	FFR	El Far	" "
138	FAS	Autopista de Girona	" "
139	FSD	Sant Daniel	" "
140		La Bisbal 1	" "
141		Sa Piera	" "

OTROS PERFILES ESTRATIGRAFICOS Y LOCALIDADES:

FCN	Cabezo Negro. Puig Moreno	F. CÓLOMBO
FEPE	Estación del Pinell del Brai	" "
FNLLV	Llaberfa	" "
LLG	Llaberfa	" "
FGPM	La Miranda Llaberfa	" "
FPC	Platja dels Capellans Salou	" "
FPL	Platja Llarga Salou	" "
FNPL	Penya Tallada Salou	" "
FSC	Canteras Salou	" "
FCE	Cent Escales Tarragona	" "
FADT	Auditorium Tarragona	" "
FNR	Salida "Tarragona-Valls" autopista A-7	" "
FAS	Autopista Tarragona	" "
FEP	Canteras Espasa Tarragona	" "
FMS	Molí Salomó	" "
LLB	Llobregat	" "
FCF	Castell del Figaro	" "
FPG	Puig Gracios	" "
FRM	Can Romani	" "

<u>Sigla</u>	<u>Localidad</u>	<u>Autor</u>
CTR	Can Tarres	F. COLOMBO
SJF	Sant Joan de Fabregues	" "
FVP	Pont del Vent	" "
FVS	Vilanova de Sau	" "
FAC	Castello. Solei de la Vinya	" "
FCR	Costa Roja Girona	" "
FSP	Carretera Sant Peliu de Guixols (Girona)	" "
FSP	Espinalbet. Berga	" "
FGT	Isona. Tremp	" "

III.- MUESTRAS CON CONTENIDO ORGANICO DE INTERES ESTRATIGRAFICO

CAROFITAS(x)

- (xx) FGT 7.- Porochara oblonga GRAMBAST  
Platychara turbinata GRAMBAST & GUTIERREZ (X)  
Microchara sp. (n.sp.) (X)
- 10.- Porochara malladae (BATALLER) (X)  
Platychara turbinata GRAMBAST & GUTIERREZ (X)  
Microchara sp. (X)
- 13.- Peckichara pectinata GRAMBAST (X)  
Porochara sp.,(X)  
Microchara sp. (X)  
Peckichara sp. (X)
- 20.- Porochara malladae (BATALLER)  
Peckichara sertulata GRAMBAST  
Microchara cristata GRAMBAST  
Peckichara pectinata GRAMBAST (X)
- 22.- Porochara oblonga GRAMBAST  
Peckichara sertulata GRAMBAST  
Platychara caudata GRAMBAST  
Microchara cristata GRAMBAST  
Bysmochara aff conquensis GRAMBAST & GUTIERREZ (X)
- 26.- Porochara malladae (BATALLER) (X)  
Bysmochara aff conquensis GRAMBAST & GUTIERREZ (X)  
Microchara sp. (X)
- 27.- Peckichara pectinata GRAMBAST (X)  
Peckichara sertulata GRAMBAST (X)
- 28.- Peckichara cf pectinata GRAMBAST (X)  
Platychara sp. (n.sp.) (X)
- 32. ■ Porochara malladae (BATALLER)  
Peckichara pectinata GRAMBAST (X)  
Platychara cf caudata GRAMBAST
- 34.- Porochara sp.  
Platychara caudata GRAMBAST  
Peckichara sp.  
Microchara sp. (n.sp.) (X)  
Saportanella sp. (X)

---

(x) Clasificación M. FEIST  
(X) Clasificación G. GUTIERREZ  
(xx) Siglas del perfil estratigráfico

- 37.- Porochara oblonga GRAMBAST  
Peckichara sertulata GRAMBAST  
Peckichara pectinata GRAMBAST (X)  
Microchara sp. (n. sp.) (X)  
Platychara sp. (X)
- 40.- Porochara sp. (X)  
Platychara sp. (X)  
Bysmochara sp. (n.sp.) (X)  
Platychara bubbinata GRAMBAST & GUTIERREZ (X)  
Peckichara pectinata GRAMBAST (X)
- 48.- Peckichara pectinata GRAMBAST (X)
- 50.- Peckichara cancellata GRAMBAST (X)  
Porochara sp. (X)
- 52.- Microchara sp. (X)  
Porochara sp. (X)  
Microchara cristata GRAMBAST
- 55.- Microchara cristata GRAMBAST
- 56.- Peckichara sp. (X)
- FCC 60.- Maedleriella sp.
- 79.- Nitellopsis (Tectochara) cf thaleri (CASTEL & GRAMB.)  
GRAMBAST & SOULIE-MARSCHE
- 95.- Nitellopsis (T.) cf. thaleri (CASTEL & GRAMBAST)  
GRAMBAST & SOULIE-MARSCHE  
Maedleriella sp.
- 96.- Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE
- 100.- Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE
- 101.- Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE
- 102.- Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE
- 201.- Maedleriella sp.
- FVT 2.- Maedleriella sp.
- 5.- Maedleriella sp. (n.sp.)
- 9.- Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE
- 09.- Nitellopsis (TR) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHE

- FSM 49.- Maedleriella sp.  
Nitellopsis (Tectochara) sp.
- 50.- Nitellopsis sp.  
Harrisichara sp.  
Maedleriella sp.  
Nitellopsis (Tectochara) major (n.spp))
- 51.- Maedleriella sp.  
Nitellopsis (Tectochara) sp.
- FEPB 3.- Maedleriella sp.
- 5.- Maedleriella sp.  
Psilochara sp. (? n.sp.)  
Maedleriella mangeloti GRAMBAST
- FCA 1.- Maedleriella embergeri GRAMBAST  
Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHÉ
- 3.- Maedleriella embergeri GRAMBAST  
Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHÉ
- FCD K.- Maedleriella embergeri GRAMBAST  
Nitellopsis (T.) thaleri (CASTEL & GRAMBAST) GRAMBAST  
& SOULIE-MARSCHÉ
- FEP 1.- Atopochara multivolvis PECK
- 2.- Atopochara multivolvis PECK
- 3.- Atopochara multivolvis PECK
- 4.- Atopochara multivolvis PECK
- 5.- Atopochara multivolvis PECK
- 6.- Atopochara multivolvis PECK
- 7.- Atopochara multivolvis PECK
- 8.- Atopochara multivolvis PECK
- 9.- Atopochara multivolvis PECK
- 10.- Atopochara multivolvis PECK
- 11.- Atopochara multivolvis PECK

NLLV 6.-?Microchara sp.

LLG 05.- Dughiella pomeroli GUTIERREZ & LAUVERJAT  
Amblyochara sp.  
?Retusochara sp.

FPL 53.-?Nitellopsis sp.  
?Harrisichara sp.

533.- Nitellopsis (Tectochara) sp. (n.sp.)

FPC 69.- Maedleriella sp.

FAB 58.- Microchara sp.

FGD 30.- Microchara sp.

FCB 22.- Harrisichara sp.

36.- Microchara sp.

FCN Maedleriella michelina MARSCHKE  
Peckichara aff. varians GRAMBAST

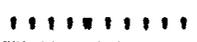
GASTEROPODOS (x)

FHJ 0.- Stagnicola (S) cf aguensis (MATHERON)

LLB 1.- Romanella cf hopii DE SERRES  
Dissostoma sp.

FLMR Vidalbella gerundensis VID

FTR Romanella cf hopii DE SERRES





FAB Dissostoma cf. nunia LAMAK (x)

FCB Romanella cf. hopii DE SERRES

RUDIISTAS (xx)

LLG Agriopleura moroi VID  
Agria sp.  
Praeradiolites sp.

FEPB Radiolitella pulchellus VID  
Agria sp.

CARCINIDOS (xxx)

FLM 11.- Colneptunus hungaricus (LORENTHEY)

OSTRACODOS (xxxx)

FFR 5.- "Bairdia" sp. 1  
"Bairdia" sp. 2  
Quadracythere sp.  
Hermanites sp.  
Leguminocythereis sp.  
Xestoleberis sublobosa (?)  
Cytherella sp.  
Trachyleberis sp. 1  
Trachyleberis sp. 2  
Echinocythereis ?

FFR 8.- "Bairdia" sp.  
Xestoleberis sp.  
Echinocythereis sp.  
Cythereis sp.  
Hermanites sp.  
Kritho sp.

---

(x) Clasificación J.C. PLAZIAT  
(xx) Clasificación J.M. PONS  
(xxx) Clasificación A. BARNOLAS y L. VIA  
(xxxx) Clasificación C. LOPEZ

VERTEBRADOS

## MAMIFEROS

FLMR 104.- Microparamys aff. manus (x)MACROPHYTA

## ANGIOSPERMAE

FMY 0041 Celtis eocenica REID (xx)

## MICROFAUNA DE LA FORMACION ORPI

Cabra del Camp (xxx)

FCC 401 d 1.- Orbitolites aff gracilis LEHMANN  
 miliólidos  
 rotálidos  
 textularidos  
 "Opertorbitolites" 2 sp.  
Alveolina sp.  
Clavulina sp. (?)

401 d Alveolina (Glomoalveolina) aff lepidula SCHW42 Alveolina (G) lepidula SCHW  
Orbitolites aff gracilis LEHMANN42 b ?Alveolina (G) aff pilula HOTT.

## Area de El Far (XXX)

FFR 6.- Alveolina (G) lepidula SCHW  
Alveolina (G) decipiens SCHW  
"Opertorbitolites" sp.  
 textuláridos  
 miliólidos  
 ?Valvulina sp.

7A.- ?Orbitolites gracilis LEHMANN  
 miliólidos  
 textuláridos  
Alveolina (G) lepidula SCHW  
Alveolina moussolensis HOTT  
Alveolina decipiens SCHW  
 ?Clavulina sp.

(x) Clasificación J.F. VILLALTA  
 (xx) Clasificación M.J.C. SCHALKE  
 (xxx) Clasificación J. SERRA KIEL

- 7B.- Alveolina decipiens SCHW  
Alveolina (G) aff pilula HOTT  
Orbitolites cf latimarginales LEHMANN  
 miliólidos  
 textuláridos

MICROFAUNA DE LOS NIVELES DEL CAP DE SALOU

- FSC(x) 26-1.- Glomoalveolina aff telemetensis HOTT  
Orbitolites dalmacian (?) LEHMANN  
Glomoalveolina cf pilula HOTT  
 miliólidos  
 rotálidos  
 A Amnobaeculites ?
- 26-2.- Orbitolites dalmacian (?) LEHMANN  
?Glomoalveolina dachelensis HOTT  
Glomoalveolina cf pilula HOTT  
 miliólidos  
 textuláridos  
 rotálidos ?
- 26-K.- Glomoalveolina aff telemetensis HOTT  
Glomoalveolina sp.  
 miliólidos  
 textuláridos  
 rotálidos ?

MICROFAUNA DE LA FORMACION FOLGUEROLES (x)

- FVS 1A.- Alveolina fusiformis SOW  
 miliólidos  
 rotálidos
- 1B.- Alveolina fusiformis SOW  
 miliólidos  
 rotálidos
- 1C Alveolina ellipsoidalis SCHW  
Alveolina fusiformis SOW  
 miliólidos  
 rotálidos
- FCM 4.- miliólidos  
 textuláridos  
?Lituonella sp.  
Alveolina aff fusiformis SOW

- FLM            12.- Alveolina aff fragilis  
                  Alveolina fusiformis SOW  
                  miliólidos  
                  ?rotálidos
- FSMGT            Alveolina ellipsoidalis SCHW  
                  miliólidos  
                  rotálidos
- FRO            29.- Alveolina fusiformis SOW  
                  Alveolina ellipsoidalis SCHW
- MICROFAUNA DE LA FORMACION TAVERTE (x)
- FFR            Alveolina sp.  
                  Alveolina cf frumentiformis  
                  Orbitolites sp.  
                  miliólidos
- Sa Riera        ?Alveolina frumentiformis  
                  miliólidos  
                  rotálidos

LISTA DE FIGURAS FUERA DEL TEXTO

- Fig. 76.- Leyenda general Zona Sur  
 77.- Leyenda general Zona Norte  
 78.- Esquema hipotético de la Sedimentación en una porción de la Zona Norte.  
 79.- Esquema hipotético de la Sedimentación en una porción de la Zona Sur.  
 80.- Perfil estratigráfico FAS  
 81.- " " FLLG  
 82.- " " FNLLV  
 83.- " " FGPM  
 84.- " " FEPB  
 85.- " " FCN  
 86.- " " FMS  
 87.- " " FNR  
 88.- " " FCE  
 89.- " " FADT  
 90.- " " FSC  
 91.- " " FNPL  
 92.- " " FPC - FPL  
 93.- " " FCC  
 94.- " " FVT  
 95.- " " FSM  
 96.- " " FBP  
 97.- " " FMP  
 98.- " " FGR  
 99.- " " FAB  
 100.- " " FCA  
 101.- " " FCD  
 102.- " " FLMR  
 103.- " " FCB  
 104.- " " FGD  
 105.- " " FHJ  
 107.- " " FRF  
 108.- " " FMY  
 109.- " " FAA  
 110.- " " FGL

- Fig. 111.- Perfil estratigráfico FRO  
112.- " " FLM  
113.- " " FPVT  
114.- " " FSMGT  
115.- " " FFR  
116.- " " FAG  
117.- " " FSA  
118.- Esquema de correlación de las unidades estratigráficas.

Mapa nº 1.- Esquema geológico de los afloramientos estudiados en el área Cabassers-Cabra del Camp.

Mapa nº 2.- Esquema de distribución de formaciones terciarias en el borde de Los Catalánides.

Mapa nº 3.- Esquema geológico de los afloramientos estudiados en el área St. Feliu de Codines-Les Planes.



