

SEMINARIS D'ESTUDIS UNIVERSITARIS

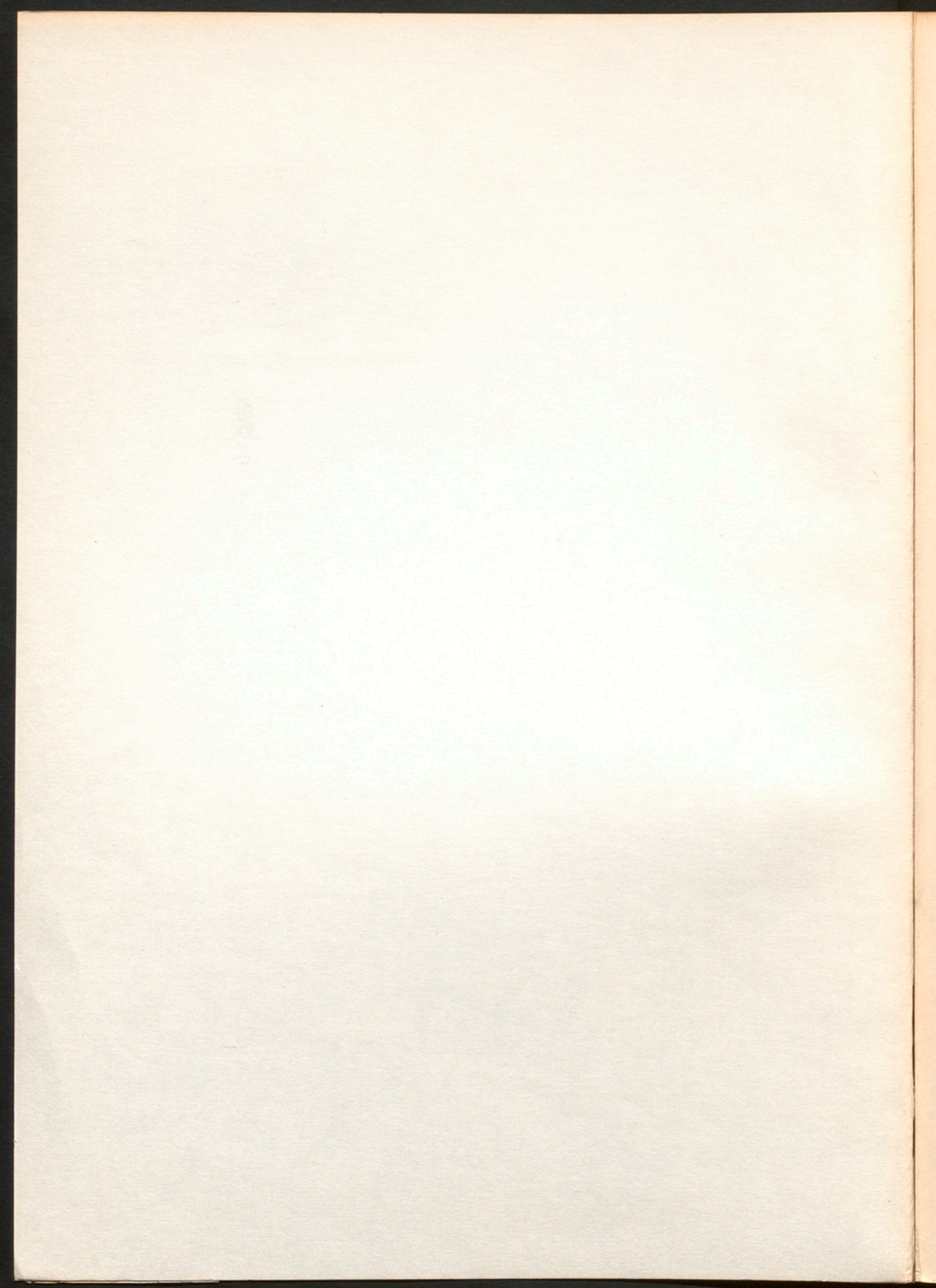
5

INTRODUCCIÓ A L'ESTUDI SEDIMENTOLÒGIC DELS CONS DE DEJECCIÓ (ALLUVIAL FANS) I DELS SEDIMENTS ASSOCIATS

Ferran Colombo Piñol
Departament d'Estratigrafia
i Geologia Històrica
Facultat de Geologia.
Universitat de Barcelona.

Circular per als membres de la

INSTITUCIÓ CATALANA D'HISTÒRIA NATURAL



1.- INTRODUCCIÓ

1.1.- Morfologia

1.1.1.- Models ambientals

2.- Ambient arid

2.1.- Tàlud

2.1.1.- Tàlud 1

2.1.2.- Tàlud 2

2.1.3.- Tàlud 3

2.1.4.- Tàlud 4

2.1.5.- Tàlud 5

2.1.6.- Tàlud 6

2.1.7.- Tàlud 7

2.1.8.- Tàlud 8

2.1.9.- Tàlud 9

2.1.10.- Tàlud 10

2.1.11.- Tàlud 11

2.1.12.- Tàlud 12

2.1.13.- Tàlud 13

2.1.14.- Tàlud 14

2.1.15.- Tàlud 15

2.1.16.- Tàlud 16

2.1.17.- Tàlud 17

2.1.18.- Tàlud 18

2.1.19.- Tàlud 19

2.1.20.- Tàlud 20

2.1.21.- Tàlud 21

2.1.22.- Tàlud 22

2.1.23.- Tàlud 23

2.1.24.- Tàlud 24

2.1.25.- Tàlud 25

2.1.26.- Tàlud 26

2.1.27.- Tàlud 27

2.1.28.- Tàlud 28

2.1.29.- Tàlud 29

2.1.30.- Tàlud 30

2.1.31.- Tàlud 31

2.1.32.- Tàlud 32

2.1.33.- Tàlud 33

2.1.34.- Tàlud 34

2.1.35.- Tàlud 35

2.1.36.- Tàlud 36

2.1.37.- Tàlud 37

2.1.38.- Tàlud 38

2.1.39.- Tàlud 39

2.1.40.- Tàlud 40

2.1.41.- Tàlud 41

2.1.42.- Tàlud 42

2.1.43.- Tàlud 43

2.1.44.- Tàlud 44

2.1.45.- Tàlud 45

2.1.46.- Tàlud 46

2.1.47.- Tàlud 47

2.1.48.- Tàlud 48

2.1.49.- Tàlud 49

2.1.50.- Tàlud 50

2.1.51.- Tàlud 51

2.1.52.- Tàlud 52

2.1.53.- Tàlud 53

2.1.54.- Tàlud 54

2.1.55.- Tàlud 55

2.1.56.- Tàlud 56

2.1.57.- Tàlud 57

2.1.58.- Tàlud 58

2.1.59.- Tàlud 59

2.1.60.- Tàlud 60

2.1.61.- Tàlud 61

2.1.62.- Tàlud 62

2.1.63.- Tàlud 63

2.1.64.- Tàlud 64

2.1.65.- Tàlud 65

2.1.66.- Tàlud 66

2.1.67.- Tàlud 67

2.1.68.- Tàlud 68

2.1.69.- Tàlud 69

2.1.70.- Tàlud 70

2.1.71.- Tàlud 71

2.1.72.- Tàlud 72

2.1.73.- Tàlud 73

2.1.74.- Tàlud 74

2.1.75.- Tàlud 75

2.1.76.- Tàlud 76

2.1.77.- Tàlud 77

2.1.78.- Tàlud 78

2.1.79.- Tàlud 79

2.1.80.- Tàlud 80

2.1.81.- Tàlud 81

2.1.82.- Tàlud 82

2.1.83.- Tàlud 83

2.1.84.- Tàlud 84

2.1.85.- Tàlud 85

2.1.86.- Tàlud 86

2.1.87.- Tàlud 87

2.1.88.- Tàlud 88

2.1.89.- Tàlud 89

2.1.90.- Tàlud 90

2.1.91.- Tàlud 91

2.1.92.- Tàlud 92

2.1.93.- Tàlud 93

2.1.94.- Tàlud 94

2.1.95.- Tàlud 95

2.1.96.- Tàlud 96

2.1.97.- Tàlud 97

2.1.98.- Tàlud 98

2.1.99.- Tàlud 99

2.1.100.- Tàlud 100

2.2.- Ambient humit

2.2.1.- Tàlud 1

2.2.2.- Tàlud 2

2.2.3.- Tàlud 3

2.2.4.- Tàlud 4

2.2.5.- Tàlud 5

2.2.6.- Tàlud 6

2.2.7.- Tàlud 7

2.2.8.- Tàlud 8

2.2.9.- Tàlud 9

2.2.10.- Tàlud 10

2.2.11.- Tàlud 11

2.2.12.- Tàlud 12

2.2.13.- Tàlud 13

2.2.14.- Tàlud 14

2.2.15.- Tàlud 15

2.2.16.- Tàlud 16

2.2.17.- Tàlud 17

2.2.18.- Tàlud 18

2.2.19.- Tàlud 19

2.2.20.- Tàlud 20

2.2.21.- Tàlud 21

2.2.22.- Tàlud 22

2.2.23.- Tàlud 23

2.2.24.- Tàlud 24

2.2.25.- Tàlud 25

2.2.26.- Tàlud 26

2.2.27.- Tàlud 27

2.2.28.- Tàlud 28

2.2.29.- Tàlud 29

2.2.30.- Tàlud 30

2.2.31.- Tàlud 31

2.2.32.- Tàlud 32

2.2.33.- Tàlud 33

2.2.34.- Tàlud 34

2.2.35.- Tàlud 35

2.2.36.- Tàlud 36

2.2.37.- Tàlud 37

2.2.38.- Tàlud 38

2.2.39.- Tàlud 39

2.2.40.- Tàlud 40

2.2.41.- Tàlud 41

2.2.42.- Tàlud 42

2.2.43.- Tàlud 43

2.2.44.- Tàlud 44

2.2.45.- Tàlud 45

2.2.46.- Tàlud 46

2.2.47.- Tàlud 47

2.2.48.- Tàlud 48

2.2.49.- Tàlud 49

2.2.50.- Tàlud 50

2.2.51.- Tàlud 51

2.2.52.- Tàlud 52

2.2.53.- Tàlud 53

2.2.54.- Tàlud 54

2.2.55.- Tàlud 55

2.2.56.- Tàlud 56

2.2.57.- Tàlud 57

2.2.58.- Tàlud 58

2.2.59.- Tàlud 59

2.2.60.- Tàlud 60

2.2.61.- Tàlud 61

2.2.62.- Tàlud 62

2.2.63.- Tàlud 63

2.2.64.- Tàlud 64

2.2.65.- Tàlud 65

2.2.66.- Tàlud 66

2.2.67.- Tàlud 67

2.2.68.- Tàlud 68

2.2.69.- Tàlud 69

2.2.70.- Tàlud 70

2.2.71.- Tàlud 71

2.2.72.- Tàlud 72

2.2.73.- Tàlud 73

2.2.74.- Tàlud 74

2.2.75.- Tàlud 75

2.2.76.- Tàlud 76

2.2.77.- Tàlud 77

2.2.78.- Tàlud 78

2.2.79.- Tàlud 79

2.2.80.- Tàlud 80

2.2.81.- Tàlud 81

2.2.82.- Tàlud 82

2.2.83.- Tàlud 83

2.2.84.- Tàlud 84

2.2.85.- Tàlud 85

2.2.86.- Tàlud 86

2.2.87.- Tàlud 87

2.2.88.- Tàlud 88

2.2.89.- Tàlud 89

2.2.90.- Tàlud 90

2.2.91.- Tàlud 91

2.2.92.- Tàlud 92

2.2.93.- Tàlud 93

2.2.94.- Tàlud 94

2.2.95.- Tàlud 95

2.2.96.- Tàlud 96

2.2.97.- Tàlud 97

2.2.98.- Tàlud 98

2.2.99.- Tàlud 99

2.2.100.- Tàlud 100

2.3.- Dinàmica evolutiva d'ambients humits

2.3.1.- Tàlud 1

2.3.2.- Tàlud 2

2.3.3.- Tàlud 3

2.3.4.- Tàlud 4

2.3.5.- Tàlud 5

2.3.6.- Tàlud 6

2.3.7.- Tàlud 7

2.3.8.- Tàlud 8

2.3.9.- Tàlud 9

2.3.10.- Tàlud 10

2.3.11.- Tàlud 11

2.3.12.- Tàlud 12

2.3.13.- Tàlud 13

2.3.

Dip. Leg.: B.42644/79
Multitext copisteria
Diputacio 113-115 Barna-15

I.- INTRODUCCIÓ	5
1.1.- <u>Morfologia</u>	6
II.- MODELS AMBIENTALS	13
2.1.- <u>Ambient àrid:</u>	13
2.1.1.- <u>Fàcies:</u>	13
2.1.1.1.- <u>Grup I: Cons de dejecció</u>	14
A.- <u>Debris flow</u>	14
B.- <u>Stream flood (sheet flood)</u>	18
C.- <u>Braided stream</u>	20
D.- <u>Playa</u>	22
2.1.1.2.- <u>Grup II; Floodplain</u>	24
E.- <u>Ciclotema C 1 (baixa sinuositat)</u>	24
F.- <u>Ciclotema C 2 (alta sinuositat)</u>	26
2.1.1.3.- <u>Grup III; Sediments associats</u>	28
G.- <u>Lacustres</u>	29
H.- <u>Marins</u>	30
2.1.2.- <u>Processos d'ambient àrid:</u>	33
2.1.3.- <u>Dinàmica evolutiva d'ambient àrid:</u>	41
2.1.3.1.- Cons de dejecció	41
2.1.3.2.- Floodplain	42
2.2.- <u>Ambient humit:</u>	46
2.2.1.- <u>Fàcies de cons de dejecció</u>	46
2.2.1.1.- <u>Proximal</u>	46
1.- Conglomerats massius	47
2.- Conglomerats i gresos alternants	47
3.- Gresos lutítics	47
2.2.1.2.- <u>Midfan</u>	49
2.2.1.3.- <u>Distal:</u>	54
4.- Canals principals <u>braided</u>	56
5.- Distributaris <u>braided</u>	57
6.- Interlòbuls <u>braided</u>	59
2.2.2.- <u>Dinàmica evolutiva d'ambient humit</u>	59
III.- CONS DE DEJECCIÓ DINS DEL REGISTRE FÒSSIL	69
IV.- ASSAIG DE COMPILACIÓ DE CARACTERÍSTIQUES DE CONS DE DEJECCIÓ SUBAERIS EN ESTAT FÒSSIL	77
V.- CONSIDERACIONS GENERALS SOBRE ELS CONS DE DEJECCIÓ	87
5.1.- <u>Exemples descrits</u>	87
5.2.- <u>Factors que en controlen la formació</u>	90
a). àrea font	90
b). conca	92
c). clima	92
d). tectònica	98

5.3.- <u>Comportament general</u>	106
a). condicionants autocíclics	107
b). condicionants al·locíclics	107
5.4.- <u>Tipus principals</u>	110
a). clima àrid	111
b). clima humit	113
5.5.- <u>Assaig de comparació amb els cons de dejecció d'aigües pregones (deep-sea fans)</u>	123
Apèndix I: CARACTERISTIQUES DELS CONS DE DEJECCIÓ D'AIGÜES PREGONES (DEEP-SEA FANS)	125
1.- <u>Morfologia</u>	125
2.- <u>Fàcies</u>	126
3.- <u>Associació de fàcies</u>	131
4.- <u>Transport i distribució dels sediments</u>	134
5.- <u>Característiques esquemàtiques de diagnòsi</u>	135
Apèndix II: GLOSSARI	137
Apèndix III: BIBLIOGRAFIA	148

I - INTRODUCCIÓ

Aquesta síntesi, té com a objectiu fonamental arribar a clarificar, en la mesura de les nostres possibilitats, els principals problemes que pertocuen a la sedimentologia dels cons de dejecció (alluvial fans) en estat fòssil.

D'antuvi, hem fet una recopilació dels treballs fonamentals que fan referència a aspectes de la sedimentació d'aquests tipus d'ambients sedimentaris, insistint més en els aspectes sedimentaris que en els morfològics, espacials ... etc.

Alguns problemes més concrets i específics que s'allunyen un xic del nostre objectiu, com poden ésser els referents als orígens i al significat dels canvis de coloració, a l'extensió, formació i significat dels caliches i d'altres tipus de materials associats, han estat deixats una mica de banda.

L'estructura d'aquesta síntesi, que constitueix un resum del Seminari que sobre el mateix tema es va fer durant el mes de gener de l'any mil nou-cents setanta-sis, consisteix principalment en la descripció general dels models més característics de cons de dejecció (agrupats en dues classes principals, d'ambient àrid i d'ambient humit, segons sigui el clima general predominant) i en l'explicació d'algun dels exemples estudiats recentment a Catalunya.

S'ha cregut útil i adient fer la recopilació, en un Glossari, dels termes i conceptes més importants i específics, definits i emprats per les diverses escoles que han treballat aquests tipus de models sedimentaris.

El conjunt d'aquest treball es va confeccionar l'any mil nou-cents setanta-cinc i fou objecte d'una lleugera revisió a la tardor de l'any mil nou-cents setanta-vuit.

Cal agrair als doctors P. ANADON, L. POMAR, C. PUIGDEFABREGAS i O. RIBA, i als companys M. MARZO i J. SOLE l'amabilitat de llegir l'esborrany i suggerir-hi moltes millores.

El Dr. O. RIBA i en J.M. CERVELLO van ajudar-me en la correcció del català. En J.M. ROS va fer els dibuixos i R.M. CASTELLANAS va fer el treball mecanogràfic.

1.1.- Morfologia

La forma general d'un con de dejecció aïllat és molt semblant a un con, amb el vèrtex a l'àpex. La seva geometria i dimensions reflecteixen un cert equilibri entre diversos factors que condicionen el con, entre els quals cal remarcar la superfície, litologia, pendent principal i cobertura vegetal de la conca de drenatge; el pendent del canal principal de corrent; la descàrrega, l'ambient climàtic, els efectes tectònics i la geometria dels cons adjacents i de la conca de deposició. Qualsevol canvi en un d'aquests factors o altre tendirà a afectar la morfologia del con de dejecció.

Experimentalment, i mitjançant els estudis del camp, hom ha pogut constatar que les superfícies del con i la de la conca de drenatge són relacionades matemàticament (BULL 1964a). De manera que la superfície del con és directament proporcional a la de la conca de drenatge i alhora depenen del clima i de la litologia.

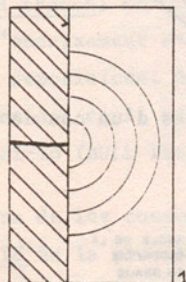
A la fig. 1 hom pot veure les diferents zones d'un con aïllat, referides als termes definits en el Glossari.

En general, els cons de dejecció tenen el perfil radial concav i el transversal convex. El pendent de la superfície del con va disminuint de l'àpex on assoleix el valor màxim fins al toe, on el valor és mínim. Per als ventalls de les regions àrides o semiàrides, el pendent varia des de 5° - 10° als voltants de l'àpex fins a 12° a la zona del toe. El talús del con és influenciat i determinat per la granulometria dels detritus, pels processos deposicionals i per la descàrrega aquosa (figs. 2 i 3).

En condicions equivalents, els cons de dejecció formats per materials grollers són més inclinats que els formats per materials fins, i els cons constituïts fonamentalment per debris flows són més inclinats que els formats únicament per processos fluvials (HOOKE 1968). Generalment, el pendent dels cons de dejecció decreix amb l'increment de la superfície del con (cas del Kosi River; GOLE & CHITALE 1966). Així la iniciació del talús és determinada per les condicions de l'àrea font. Un increment de la descàrrega a la conca de drenatge, és el responsable d'un decreixement del pendent del con de dejecció (HOOKE 1968).

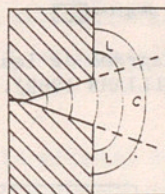


A



1

B



2

Fig. 1.- A: Esquema vertical idealitzat d'un con de dejecció aïllat:
1.- Fanhead (predominança de debris flow i mud flow), 2.- Midfan
(predominança de corrents braided) i 3.- Base (zona de pas gra-
dual cap als dipòsits de plana d'inundació).

B: Forma teòrica dels cons de dejecció (MURATA 1966):
1.- Línies de contorn d'un con únic en un pla horitzontal, 2.- lí-
nies de contorn d'un ventall alluvial amb un con central (C) i
dos de laterals (L).

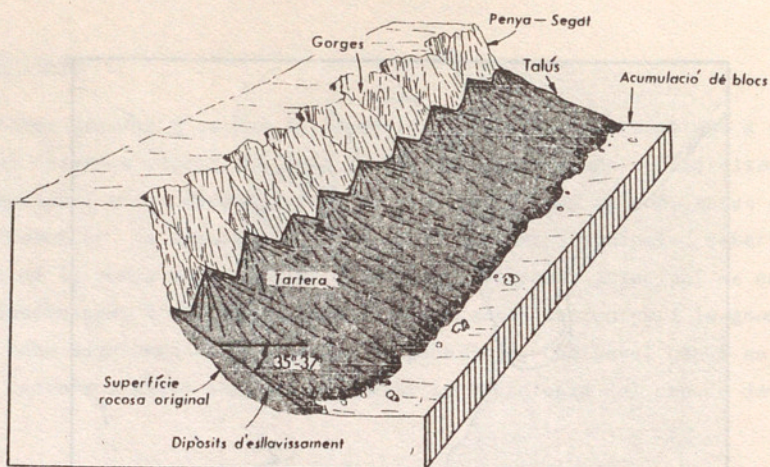


Fig. 1bis.- Disposició general de les tarteres (STRAHLER 1959)

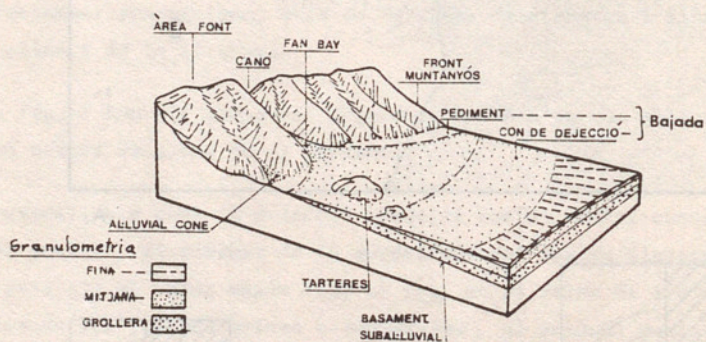


Fig. 2.- Bloc diagrama de les relacions geomorfològiques d'un con de dejecció (WILLIAMS 1969).

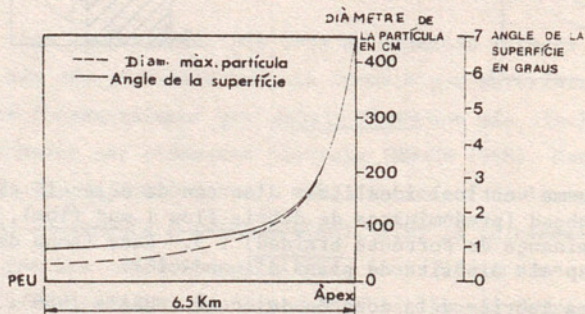


Fig. 3.- Distribució granulomètrica i relació amb els angles de la superfície del con (BLISSENBACH 1954).

Una de les característiques més interessants dels cons actuals de les zones àrides és la incisió al fanhead (fanhead incision), a les vores de l'apex, pel canal principal formador del con. Aquest canal té un pendent més feble que el de la superfície del con, i per això es tallen ambdues en un lloc anomenat punt d'intersecció (figs. 4, 5, 6). La posició radial del punt d'intersecció és relacionada amb la importància relativa dels processos fluvials i de debris flows en el transport de materials per damunt del ventall. Fent estudis de laboratori s'ha pogut veure com el punt d'intersecció es mou radialment en un sentit o l'altre, segons predomini un dels dos processos de transport. El punt d'intersecció migra cap amunt a mesura que es va reblint el canal principal (HOOKE 1967). Posteriorment, els fluxos aquosos erosionen un nou canal lateralment a l'anterior, tal com passa amb els cons actuals (ECKIS 1928, pàgs. 234-235; BULL 1964a, pàgs. 27-28).

Les dades de laboratori (HOOKE 1967) ens indiquen que la incisió a la zona del fanhead pot ésser causada per l'alternança de debris flows i water flows. El factor principal sembla que també pot ésser la magnitud dels debris flows.

El canvi d'una fase sedimentària de debris flows a una de corrent, afecta els perfils radials dels cons i dóna per resultat l'encaixament (fanhead trench) del fanhead (BLUCK 1964). Segons altres autors (ECKIS 1928), l'encaixament es pot considerar normal en el sentit que un canvi d'agent deposicional és normal en el creixement del con de dejecció. L'encaixament del canal principal controla el lloc i, al mateix temps, el mode de deposició (BULL 1964).

Una de les conseqüències de la localització diferent del punt d'intersecció és la possible formació damunt el con d'altres cons petits i secundaris, de materials més grollers que els adjacents, i localitzats als diversos llocs per on ha migrat el punt d'intersecció (figs. 4, 6).

Els cons de dejecció, característics de zones tectònicament actives, poden tenir les relacions següents respecte a aquesta activitat:

- a).- cons de dejecció l'àrea de deposició dels quals ha quedat solidària al front muntanyós.
- b).- cons l'àrea de deposició dels quals s'ha mogut, en sentit descendent, respecte el front muntanyós.

Si l'aixecament del front muntanyós és més important que l'encaixament del corrent principal, el fanhead no queda massa excavat i la deposició pot romandre a la vora del front muntanyós. Mentre que si l'encaixament del corrent és més gran que l'aixecament del front muntanyós, el canal queda molt encaixat dins el fanhead i llavors la deposició segueix cap a les parts inferiors del ventall al·luvial (BULL, 1964a).

Encara que el perfil radial del con és concav poden apreciar-se, molt comunament, 3 o 4 segments rectilinis. Les superfícies representades per aquests segments formen bandes, d'inclinació més o menys uniforme, concèntriques respecte a l'àpex. En general, la segmentació és causada pels moviments intermitents del front muntanyós (BULL 1964b) que han modificat els pendents dels canals principals i, per tant, els pendents deposicionals. (fig. 7).

Als cons de dejecció segmentats, la deposició es concentra i es realitza dins el segment actiu (HOOKE 1968). Referint-nos als casos esmentats abans, tenim que en el primer cas (quan l'aixecament del front muntanyós és més important que la incisió del canal) es produeix un nou segment, més inclinat, a la part superior del con preexistent. En el segon cas, el nou segment es dipositarà en una zona topogràficament més baixa que l'antiga zona de deposició. Dins una zona d'identiques característiques tectòniques poden coexistir cons segmentats amb d'altres sense segmentar. La carència de segmentació d'alguns d'aquests cons és atribuïble al caràcter més grollat dels materials i a la importància de la infiltració (deposició sieve). En aquestes condicions, el talús del con sembla que és menys sensible als efectes tectònics (HOOKE 1967).

El retrocés del front muntanyós, que forneix els arrossegalls formadors dels cons, dóna lloc a la formació d'un pediment que pot ésser totalment o parcialment recobert per la zona de fanhead (BLISSENBACH 1954). (fig. 2).

Un perfil radial ideal des del front muntanyós fins a les parts distals del con de dejecció revela les zonacions diferents, i la situació del con respecte a d'altres zones deposicionals: front muntanyós, part superior del pediment, apex, fanhead, punt d'intersecció, midfan, toe, playa, com si es tractés d'una conca tancada (fig. 6bis). Altrament, la playa pot substituir-se per la zona del floodplain i en altres casos per zones típicament marines (mud flats), badies, deltes, etc.).

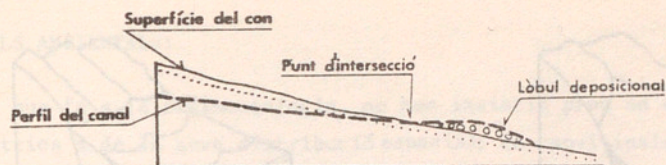


Fig. 4.- Esquema idealitzat de les relacions del punt d'intersecció (HOOKE 1967).

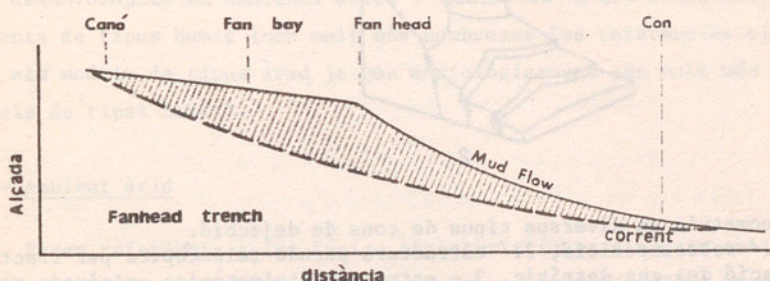


Fig. 5.- Croquis de la incissió del fanhead pel canal principal (BLUCK 1964).

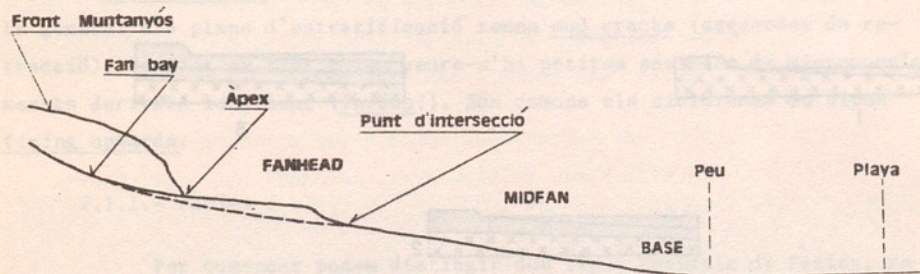


Fig. 6.- Perfil radial ideal dels cons de dejecció.

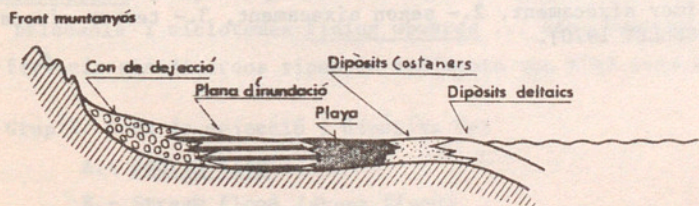


Fig. 6bis.- Associació esquemàtica general dels dipòsits relacionats amb els cons de dejecció (REINECK & SINGH, 1973).

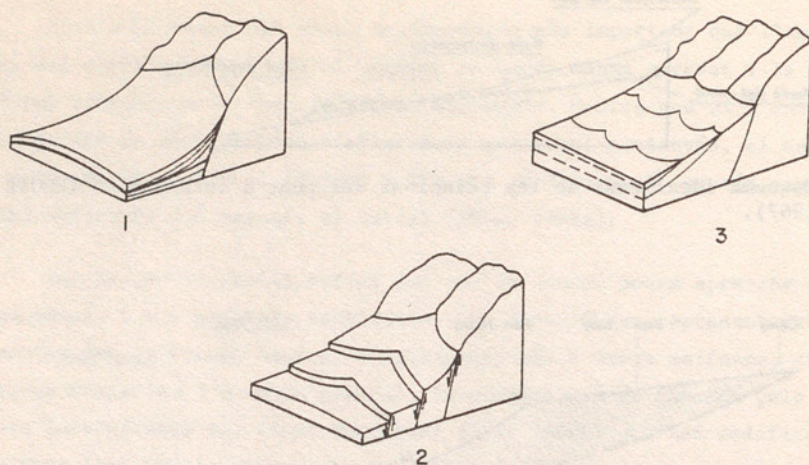


Fig. 7.- Geometria de diversos tipus de cons de dejecció.

1.- sobreimposició, 2.- estructura pseudo-telescòpica per fracturació del cos detrític, 3.- estructura telescòpica originada tant pel minvament del relleu a l'àrea font com per l'aturament de la subsidència de la conca de recepció (BLISSENBACH 1954).

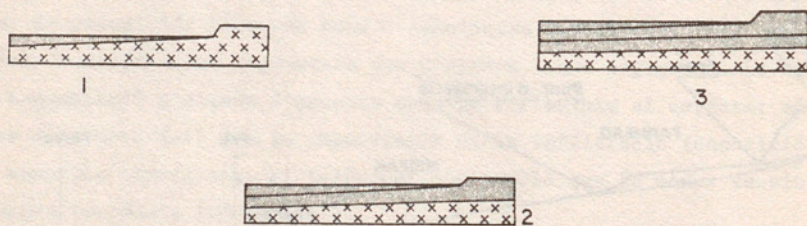


Fig. 7bis.- Esbós evolutiu de la sobreimposició de cons de dejecció produïda per aixecaments repetitius i llur pedimentació subseqüent. 1.- primer aixecament, 2.- segon aixecament, 3.- tercer aixecament (SELLEY 1970).

II - MODELS AMBIENTALS:

Pel que fa a la sedimentologia, no hem insistit prou en els estudis granulomètrics i de la seva distribució espacial; en canvi insistim fermament en les diverses fàcies i tipus seqüencials més o menys característics que escauen per a cada tipus de model ambiental.

Hem considerat dos tipus fonamentals de models, els referents als cons desenvolupats en ambients àrids i semiàrids i els desenvolupats en ambients de tipus humit (són molt més nombroses les referències clàssiques als models de tipus àrid ja que morfològicament són molt més vistents que els de tipus humit).

2.1.- Ambient àrid

Farem referència a les fàcies característiques d'aquest ambient, per la qual cosa ens hem basat, fonamentalment, en BLUCK (1967) i STEEL (1974).

Es tracta de sediments amb característiques de red beds, (capes roges), sense fauna marina, amb alguns petits perfils edàfics en alguna de les capes i cross bedding (estratificació encreuada) de gran escala a d'altres. En general, els plans d'estratificació tenen mud cracks (esquerdes de retracció). De tant en tant, poden veure-s'hi petites passades de microconglomerats derivats localment (levées?). Són comuns els ciclotemes de tipus fining upwards.

2.1.1.- Fàcies

Per començar podem distingir dos tipus generals de fàcies, referits als sediments fòssils, que semblen correspondre a ambients diferents; els dipòsits típics de cons (Grup I) i de dipòsits de floodplain (Grup II) tenint en compte la presència o absència de paleosòls i ciclotemes fining upwards ..., etc. Després, farem referència als diversos tipus de sediments que s'hi associen (Grup III):

Grup I: Cons de dejecció i dipòsits de:

- A.- Debris flow
- B.- Stream flood (sheet flood)
- C.- Braided
- D.- Playa

Grup II: Floodplain

E.- Ciclotema C1 (rius de baixa sinuositat)

F.- Ciclotema C2 (rius d'alta sinuositat)

Grup III: Sediments associats:

G.- Lacustres

H.- Marins

Aquests tres grups han estat identificats, reconeguts i estudiats ampliament en els sediments antics.

2.1.1.1.- Grup I: Cons de dejecció

L'estudi dels sediments dels cons de dejecció ens indica, per la varietat de textures i estructures, que han sofert l'acció de més d'un agent sedimentari (figs. 8, 8 bis, 9, 9 bis).

Debris flow. Fàcies A:

Generalment, les unitats d'aquests tipus són constituïdes per una capa de conglomerats recoberta per una altra de gres (el gres pot no ser-hi present si els conglomerats són molt potents).

Els gresos acostumen a tenir poca persistència lateral. (són lenticulars), en canvi els conglomerats solen persistir lateralment i la seva base és feblement erosiva.

Aquests conglomerats, molt poc classificats, tenen els clastos flotants dins una matriu de grandària llim o argila; ocasionalment, tenen una fàbrica on els clasts arrodonits o aplanats mostren els seus eixos majors aproximadament paral·lels a l'estratificació. La granulometria màxima de les partícules manté relació amb la potència de les capes (BLUCK 1967).

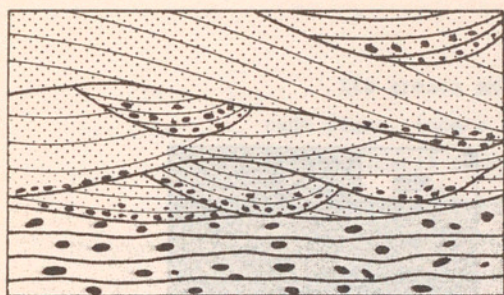
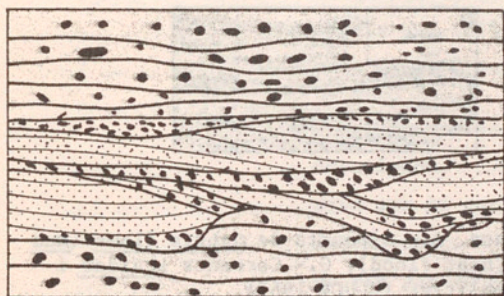


Fig. 8.- Estructures sedimentàries dels cons de dejecció.
Els dipòsits de debris flow i els de water laid són interestratificats (modificat de BLISSEN-BACH, 1954).



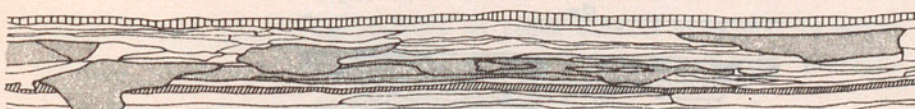
50cm



Dipòsits de corrents



Dipòsits de mass flow



a

0 3m



1



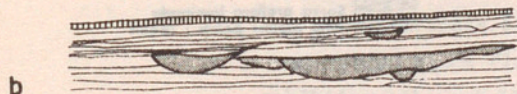
2



3



4



b

0 4m

Fig. 8bis.- Associació de diversos tipus de dipòsits al con de Windy Point.
(Seccions ortogonals al flux).

- 1.- sediments transportats per processos aquosos (water laid),
- 2.- dipòsits de debris flow, 3.- gresos eòlics, 4.- nivells edàfics desenvolupats al damunt dels gresos eòlics (WASSON 1977a).

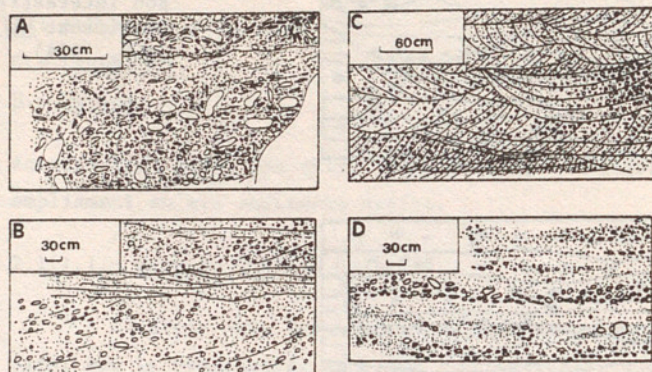


Fig. 9.- Estructura dels conglomerats. A.- dipòsits de debris flows (Mud flow); b.- Stream flood (Sheet flood); C.- Corrents braided i D.- canal fluvial molt idealitzat (BLUCK 1967).

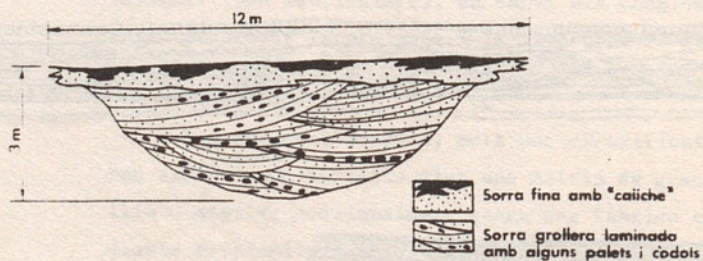


Fig. 9bis.- Rebliment esquemàtic d'un canal braided aïllat (modificat de STEEL 1974).

Els gresos exhibeixen una estratificació bastant plana, encara que, ocasionalment, poden tenir estratificació encreuada de baix angle. En general, la seva potència acostuma a incrementar-se, alhora que hi ha una disminució en la granulometria màxima del conglomerat infrajacent.

Aquests sediments tenen dues característiques principals que indiquen que no foren dipositats per corrents normals de tracció:

- 1.- Conglomerats de gra groller dins una unitat on, normalment, manca una relació marcadament erosiva amb la part superior del gres de la unitat infrajacent. Així sembla que l'agent dipositant no era pas un corrent aquós normal, car és necessari un agent amb una alta viscositat aparent (SHAW et alt. 1968) per a permetre que les partícules més grosses siguin arrossegades sense necessitat d'una gran turbulència (FISHER 1971).
- 2.- Acostuma a haver-hi una correlació entre la granulometria màxima de partícula i la potència de capa, indicant una erosió mínima fins i tot quan les unitats no tenen nivells gresosos. La manca d'erosió és oposada a un transport per corrents normals de tracció.

Algunes de les característiques d'aquest tipus de dipòsits, com és la classificació molt dolenta, amb graves i blocs flotant dins d'una matriu lutítica i els grans blocs flotants, són molt semblants a les exhibides pels mud flows i debris flows (FAHNSTOCK 1963, pàg. 20; BULL 1964, 1972).

El concepte de debris flow implica:

- a.- que la dispersió del sediment sigui viscosa

b.- que el comportament del flux sigui laminar.

Aquesta darrera característica queda demostrada pel transport suau de clasts relativament delicats (argilites fràgils, trossos de fusta,... etc.) durant la fluxió (JOHNSON 1970, pàg. 442). (figs. 14, 14 bis).

La manca quasi total d'estructures sedimentàries i l'absència d'una fàbrica de clastos més que una classificació molt deficient amb els clastos flotant dins materials fins, indiquen una concentració alta de sediment en relació amb l'aigua.

La gran persistència lateral d'algunes de les capes, la manca de cross bedding i l'orientació ocasional dels eixos majors dels clastos, relativament paral·lels a l'estratificació, confirmen la carencia de turbulència durant el flux. Dins aquests processos, la manca de turbulència implica que els elements majors d'aquests dipòsits són sostinguts per les forces de cisallament del medi, com a resultat del valor alt de la relació sediment/fluid (HOOKE 1967; JOHNSON 1970; FISHER 1971).

A les unitats que contenen debris flow s'interpreta la presència d'un membre de gres com el resultat de riuades aquoses (flood water) que segueixen als debris flows per damunt de cons de dejecció recents (FAHNSTOCK 1963, pag. 20). Això suggereix que l'acumulació de gresos té lloc a les parts distals dels cons.

Stream flood (sheet flood). Fàcies B:

Els conglomerats d'aquesta fàcies tenen una estratificació encreuada planar de gran escala (> 2 mts) i, en general, són relativament ben classificats.

Les unitats conglomerat/gres són impersistents lateralment. L'erosió és clara a la base dels conglomerats (dimensions mètriques).

Els conglomerats d'aquest tipus rara vegada tenen alguna quantitat significativa de llim, argila o de sediment de grandària sorra; la distribució granulomètrica és complexa als foresets dels conglomerats.

Els conglomerats de classe palet alternen amb d'altres de la classe còdol i, sovint amb capes de gresos amb alguns còdols. Aquests canvis granulomètrics són menys freqüents i més ordenats que els que hi ha als sets amb cross bedding de tipus trough dins els conglomerats de tipus braided. Les seqüències dels conglomerats d'aquesta fàcies van passant a seqüències més primes de conglomerats de granulometria més petita i amb estratificació plana (fig. 9 bis).

Els gresos de laminació plana o cross bedding romanen per damunt els conglomerats i sovint s'indenten els uns dins els altres; la relació de potències de gresos a conglomerats és molt més gran que les unitats de debris flow.

Les superfícies d'erosió, el cross bedding, la persistència lateral i la classificació relativament bona, indiquen uns processos de sedimentació molt diferents dels que actuen en els debris flows.

Com que aquests dos tipus de dipòsits van associats (i tenen azimuts semblants als paleocorrents), suggereixen que ambdós tipus de sediments van ser dispersats pel damunt la superfície d'un con en un medi que era turbulent i amb una viscositat aparent relativament baixa.

Els sediments de cons amb aquestes característiques han estat descrits com a dipòsits de stream

flood (BLUCK 1967, pp. 155) i freqüentment se n'han citat en ventalls actuals (BULL 1964; BLUCK 1964).

Els dipòsits de tipus sieve els considerem com un cas particular d'aquesta fàcies de stream flood i seran descrits a l'apartat de processos d'ambient àrid.

Braided stream. Fàcies C:

Són caracteritzats per un conglomerat ben classificat i amb ràpids canvis laterals de textures. Tenen una gran abundància de superfícies corbes d'erosió ensem que profusió de trough de gran escala.

Comparats amb els dipòsits de les dues fàcies precedents, els conglomerats són de gra més fi i més ben classificats. D'altra banda, aquest tipus de dipòsit va lligat, tant en l'espai com en el temps, amb els dos anteriors, i tots tres tipus d'agents tenen una distribució dels sediments molt semblant.

Hi ha dos tipus de gresos associats als conglomerats; gresos de granulometria grollera, amb laminació plana o amb estratificació encreuada de petit angle, els quals són els equivalents laterals o verticals dels conglomerats i uns gresos de granulometria fina o limolites amb laminació de ripples de corrent i de vegades uns nivells de caliche que acostumen a colocar-se per damunt els nivells anteriors (tant dels gresos com dels conglomerats).

L'abundància de les superfícies d'erosió ens indica que la manca de sediments fins pot ésser deguda a una erosió immediatament posterior al dipòsit.

Localment, algunes capes de conglomerats poden ser formades per clasts força angulars i de composició madura.

La freqüència de les superfícies d'erosió, els materials de rebliment amb cross bedding, la manca de sediments fins i els ràpids canvis litològics i texturals suggereixen una sedimentació caracteritzada per una gran fluctuació de la descàrrega, ràpid rebliment dels canals amb abandonament posterior, així com un transport a través d'una distància bastant respectable pel damunt d'un relleu. Totes aquestes característiques són típiques d'activitat de corrents de tipus Braided.

Com a exemple, en un riu braided d'Alaska, hi ha unes grans quantitats de superfícies d'erosió corbes, amb dipòsits de rebliment de canal de potència variable. Les superfícies individuals d'erosió afecten un o més d'un dels canals adjacents (RUST & WILLIAMS 1969). Als rius braided actuals hi ha canvis litològics similars i estructures anàlogues de canal (DOEGLAS 1962; McKEE et al 1967; ORE 1963, etc.).

Referint-nos als gresos, tenim que els de gra groller i amb estratificació plana, recorden les barres transversals (DOEGLAS 1962, pàg 189; ORE 1964) i les zones laterals d'overbank (McKEE et al 1967, pàg. 848). La seqüència vertical de gresos fins amb làmines de climbing ripples suprajacents a gresos grollers, amb estratificació planar i encreuada de tipus trough, és comparable a les seqüències acumulades durant una forta riuada a Bijou Creek (McKEE et al 1967, pag. 840).

El problema es basa en la distinció entre els stream flood i l'activitat dels corrents braided als cons antics. Sembla que els dipòsits braided provenen d'un producte ampliament retreballat d'antics dipòsits de debris flow i stream flood. El contrast existent entre els sediments antics de tipus braided i els de stream flood pot explicar-se per la baixa mitjana de les dimensions dels clasts i la bona classificació dels materials braided, que poden atribuir-se a processos d'ero-

sió, desintegració i retreballament, actuant al damunt de la superfície del con. Actualment passa el mateix, car hi ha el mateix tipus de contrast entre els dipòsits formats per ambdós tipus de processos (BULL 1964; DENNY 1965).

A l'illa de Mull (STEEL 1974) l'angulositat anòmala i la maduresa dels clasts d'alguns conglomerats braided poden considerar-se el resultat de processos d'erosió actuant en segments abandonats de cons de dejecció.

DENNY (1965) pensa que els processos desèrtics de pavement forneixen fragments angulars i madurs procedents de la destrucció dels clasts més dèbils.

Dipòsits de playa. Fàcies D:

Es tracta d'una simple alternança de limolites i argilites vermelles molt primes (centimètriques) i de certa extensió lateral. Van associades a dipòsits de debris flow i stream flood, preferentment quan aquests darrers es presenten com a unitats de granulometria fina, finament estratificades (preferentment a les parts distals).

Aquests sediments poden diferenciar-se dels gresos normalment interestratificats amb els conglomerats del con, pel seu gra més fi, abundància de mud cracks (esquerdes de retracció) ripples (a les limolites amb estratificació encreuada de petita escala). Una seqüència d'aquesta fàcies inclou llentil·lons de materials de debris flow o de gresos i conglomerats de stream Flood.

Els dipòsits d'aquestes fàcies són similars, en certs aspectes, a la seqüència de plana d'inundació, i més concretament a aquells dipòsits que han estat interpretats com a productes de levée o de crevasse

splay. Aquests darrers es presenten dins el context d'un cicle de flood plain que sol tenir diversos perfils de caliche.

L'associació i la indentació d'aquestes fácies amb fanglomerats de granulometria fina suggereix en un desenvolupament anterior a unes zones on només accidentalment es rebrien sediments grollers del con. Les potències petites indiquen corrents de baixa capacitat, les quals són normals dins d'aquestes zones, alhora que la granulometria fina indica que aquests corrents són relativament incompetents. A més, el model (modern) ambiental de playa mostra una situació anàloga (LANGER & KERR 1966) i que aquests sediments són, probablement, una playa. Els mud cracks indiquen una deposició poc freqüent i exposició sub-aèrea característica de la playa. A la fig. 10 hom pot apreciar seqüències de cons de dejecció amb dipòsits de debris flow, stream flood, braided i playa.

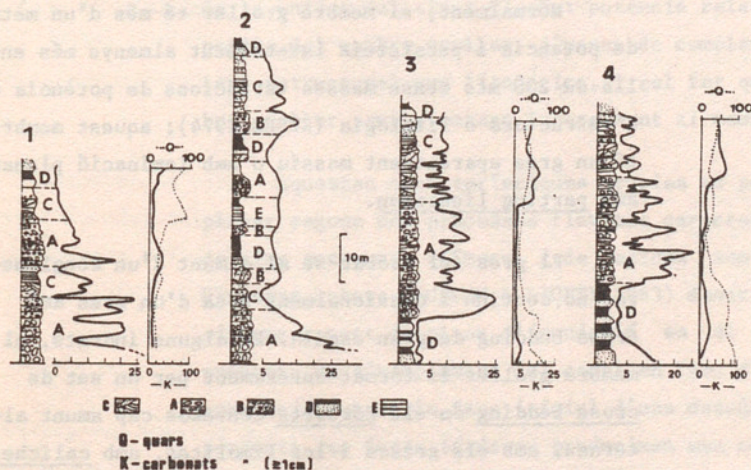


Fig. 10.- Seqüències típiques de con de dejecció a les Hebrides (Scotland). A.- dipòsits de mud flow; B.- dipòsits de stream flood; C.- dipòsits braided; D.- dipòsits de plana d'inundació; E.- dipòsits de playa; Q.- % dels clastes de Quars i K.- % dels clastes calcaris. 1.- Inch Kenneth; 2, Grinbun; 3.- Eyre (Raasay) i 4.- Scalpey (STEEL, 1974). Les altres corbes indiquen les granulometries màximes.

2.1.1.2.- Grup II; flood plain (plana d'inundació)

Els dipòsits d'aquests tipus tenen una organització a base de ciclotemes fining upwards que en molts casos són els equivalents laterals dels dipòsits del con de dejecció.

Els materials són de gra fi i en general tenen perfils de caliche (STEEL 1974). Típicament, aquests ciclotemes són estructurats a base de: un membre groller col·locat sobre una superfície basal d'erosió i, a damunt hi ha un membre fi amb una cobertora de caliche. Les característiques generals d'aquests ciclotemes són similars a les dels ciclotemes al·luvials (fining upwards) revisats i descrits per ALLEN (1965a, 1970). Els ciclotemes poden variar a l'espai i al llarg del temps, en potència absoluta, complexitat litològica i estructural, principalment llur membre groller. Convencionalment s'han classificat en simples (tipus C1) i complexos (tipus C2).

Ciclotema C1. Fàcies E:

Normalment, el membre groller té més d'un metre de potència i persisteix lateralment almenys més enllà de 200 mts sense masses variacions de potència o d'estructura o litologia (STEEL 1974); aquest membre té un gres aparentment massiu o amb laminació planar amb parting lineation.

El gres sol trobar-se al damunt d'un conglomerat no continu i ocasionalment sota d'un gres amb cross bedding de gran escala. En alguns indrets, el membre groller és format enterament per un set de cross bedding on els foresets convexos cap amunt alternen, amb els gresos i les limolites, amb caliche, i van aplanant-se per damunt la superfície basal d'erosió. Quan els foresets acaben bruscament, les limolites i el caliche recobreixen i tapissen el membre de gresos, omplint la zona existent davant la unitat amb cross bedding.

Els paleocorrents d'una localitat donada tendeixen a una dispersió molt petita (STEEL 1974).

El membre fi, d'aquest ciclotema, és format per gres de gra fi a mitjà i té la mateixa potència que el membre groller; generalment té estratificació encreuada de tipus trough de petita escala i un perfil de caliche a la part superior.

A les Hèbrides (STEEL 1974) les parelles del tipus C1 són molt comunes a les parts estratigràficament més baixes de les seqüències de plana d'inundació.

En el context de la interpretació general dels ciclotemes fining upwards, creiem que el membre groller d'aquest tipus particular de ciclotemes, reflecteix els dipòsits de canal d'un sistema de plana d'inundació amb manca de zones meandriformes. Això es basa en el fet que les característiques principals de la unitat del tipus C1 són: potència relativament petita del membre groller i manca de complexitat tant estructural com litològica, i pel fet que el membre groller sembla passar lateralment al membre fi.

Aquestes característiques pròpies es poden explicar segons uns processos fluvials característics de rius sorrencs, efímers, i de regions semiàrides. Diversos autors (SCHUMM & LICHTY 1963) descriuen un sistema recent de plana d'inundació en el qual es produeix un eixamplament del canal en lloc d'una agradació durant la fase inicial d'una descàrrega important; les fases tardanes produeixen una construcció de plana d'inundació (overbank) abans que una agradació del canal. Així, els rius sorrencs dipositen làmines primes per tota la zona de la plana d'inundació durant els estadis més inicials, i com que les descàrregues són breus, no s'esdevé ni l'esta-

bliment d'una zona meandriforme ni el desenvolupament de molts dels subambients de plana d'inundació que normalment ho fan associats als sistemes de canals meandriformes. Les analogies següents confirmen la semblança que hi ha entre els dipòsits de corrents efímers recents i els del ciclotema C1:

a.- la granulometria relativament grollera del membre d'overbank en el tipus C1 ajuda a l'ampliació del canal durant la fase inicial de la descàrrega. Experimentalment es constata que la forma del canal depèn de l'estabilitat del material d'overbank. Pel que fa el gres groller, segons un pendent i una descàrrega donats, només és estable a una certa fondària del canal; de manera que, mantenint la mateixa fondària, un increment de la descàrrega produeix una ampliació del canal (WOLMAN & BRUSH 1961, pàg. 191).

b.- cal que hi hagi un clima d'àrid a semiàrid per tal que es puguin desenvolupar els barrets de caliche dels ciclotemes del New Red Sandstone (STEEL 1971, pag. 158); tanmateix, el tipus fluvial hauria d'esser bastant efímer.

A més, la petita variació dels paleocorrents ens indica que el sistema fluvial formador dels ciclotemes tipus C1 fou un sistema efímer de baixa sinuositat (possiblement de tipus braided) (STEEL 1974).

Ciclotema C2. Facies F:

Aquests ciclotemes són més potents que els anteriors, la raó de potències entre els membres grollers i els fins és força gran i els membres grollers assoleixen potències d'uns metres però no són tan persistents lateralment com els del tipus C1.

En els membres grollers, gresos amb cross bed-

ding i conglomerats de canals reblerts. alternen lateralment o verticalment amb gresos planars o irregularment estratificats; els paleocorrents mostren una gran variació (vector de magnitud més baixa) comparats amb els de les seqüències del tipus C1.

En aquest ciclotema, hi pot haver dues variacions addicionals (STEEL, 1974):

- 1.- hi pot haver una unitat gresosa, de gra mitjà bastant groller, entre el membre més fi i el més bast del ciclotema. Acostuma a ésser poc potent i s'atascona lateralment. És ben classificada i mineralògicament és diferent del membre fi suprajacent.
- 2.- Accidentalment hi apareix una unitat, col·locada per damunt o per sota del membre groller, formada per una alternança de gresos i limolites més o menys laminades. Les lutites no tenen caliche i els gresos no són conglomeràtics. Pot assolir dos metres de potència.

Quan es presenten alhora tots dos tipus de ciclotemes, el C2 és sempre més modern que el C1 (STEEL 1974).

El ciclotema C2 sembla que és el producte d'un sistema fluvial que ha tingut una orla meandriforme ben establerta i que és menys efímera que la representada pel tipus simple del ciclotema.

Les grans variacions laterals de litologia, d'estructura i de potència absoluta del membre groller i la forta variació dels paleocorrents suggereixen una gran diversitat de sub-ambients de plana d'inundació i de canals de transport més o menys sinuosos. L'estabilitat i la sinuositat del sistema de canals són donades per la potència bastant gran del membre groller, per la naturalesa bastant fina del membre fi i per un overlap

freqüent del membre groller pel fi. El material de dimensions fines de la plana d'inundació ajuda l'aixaragallament del canal i l'acreixement vertical de sediment dels corrents recents (SHUMM & LICHTY 1963, pàg. 71; WOLMAN & BRUSH 1961, pàg. 191); segons sigui la sinuositat del canal (i per a cada canal), es pot coneixer la correlació entre la raó fondària/amplada i el percentatge llim/argila (SCHUMM 1961).

La poca maduresa del caliche indica que el sistema de flux era menys discontinu que el deduït per al tipus de ciclotema C1. Això també pot ésser simplement una funció de l'estabilitat del sistema de flux del cas anterior o també pot indicar que la descàrrega era menys efímera.

Referint-nos a les dues variacions addicionals als dipòsits del ciclotema C2, tenim que la unitat gresosa intermèdia pot representar un dipòsit d'origen eòlic; potser una barra sorrenca redistribuïda i acumulada adjacentment als canals que tenen poca aigua. Aquesta seqüència estratigràfica del canal, eòlica i sediment d'overbank, ha estat descrita al riu Cimarron (SCHUMM & LICHTY 1963, pàg. 71) i a les unitats de plana d'inundació del Triàsic de la conca del Cheshire (STEEL 1974).

L'alternança de gresos i limolites, notada anteriorment, és comparable a la dels dipòsits de levée dels corrents madurs (COLEMAN et al 1964, pag. 246).

Els gresos de granulometria grollera que van encunyant-se lateralment podrien ésser dipòsits de crevasse.

2.1.1.3.- Grup III. Els sediments associats:

Fins ara, hem considerat aïlladament les associacions de dipòsits de cons de dejecció amb els d'altres zones, sense tenir present les relacions possibles que hi ha entre els di-

pòsits de cons i els de les conques veïnes, amb abundància aquosa.

Sediments lacustres. Fàcies G:

Per a la descripció d'aquestes zones i dels dipòsits associats ens hem basat en els treballs de Van de KAMP (1973), el qual estudia la zona del Golf de Califòrnia.

A grans trets, els dipòsits lacustres són formats per dues fàcies principals; els "fangs" centrals del llac i les fàcies costaneres de platges sorrenques.

Generalment, dins un llac es dipositen llims i argiles; les lutites predominen cap a les parts centrals mentre que cap a les vores s'interestratifiquen amb clasts al·luvials, molt grollers. Les sorres van lligades als dipòsits costaners del llac. Quan el llac disminueix d'extensió o s'extingeix, les sorres programen al damunt les lutites en ambients més o menys subaeris, de manera que les fluctuacions del nivell del llac afavoreixen les indentacions de sorres i lutites. Els dipòsits lutítics són els equivalents distals dels dipòsits marginals grollers dels cons de dejecció. L'increment dels percentatges de sorra i llim als dipòsits de nearshore del llac reflecteix la gradació entre els equivalents lacustres més fins i els més grollers no lacustres.

A causa de l'acció dels corrents i de les onades, es formen diverses indentacions cap als cons que voregen el llc Cahuilla (Van de KAMP 1973). En aquestes zones alguns sediments són retreballats i duts vers les petites barres sorrenques o gravoses a l'offshore del llac. Les graves d'aquestes barres procedeixen dels materials grollers de cons de dejecció transportats

pels corrents de deriva, ja que les barreres es generen sobre un suport de palets i còdols procedents dels cons adjacents.

En els indrets on hi ha transició dels dipòsits lacustres als de cons de dejecció hom pot veure seqüències formades per alternança de sorres, llims i argiles. Els llims i les argiles han estat atribuïts a dipòsits lacustres per llur granulometria, per la laminació i l'abundància de fauna lacustre.

Una gran part de les sorres inclouen graves i assenyalen, amb el cross bedding, un transport per corrents possiblement de tipus braided. Hi són abundoses les estructures de cut-and-fill. La classificació de les sorres de cons és més dolenta que la dels corrents braided.

Cap a les vores del llac, els dipòsits lacustres s'indenten amb els dels cons; els cons tendeixen a progradar cap al centre de la conca, per damunt els llims i les argiles de les capes lacustres. Per veure les relacions mútues d'aquests dipòsits, així com les de llurs dimensions i seccions, cal veure la fig. 13 de Van de KAMP (1973).

Sediments marins. Fàcies H:

Les relacions dels cons de dejecció amb les zones marines més o menys restringides s'han establert segons els treballs de MECKEL (1975).

Al lloc considerat, coexisteixen tres ambients deposicionals principals; el marí poc profund, el costaner i el continental. Cada un té diverses facies com a resultat dels diferents processos que actuen a cada ambient.

A la part NE del Golf de Califòrnia (fig. 11)

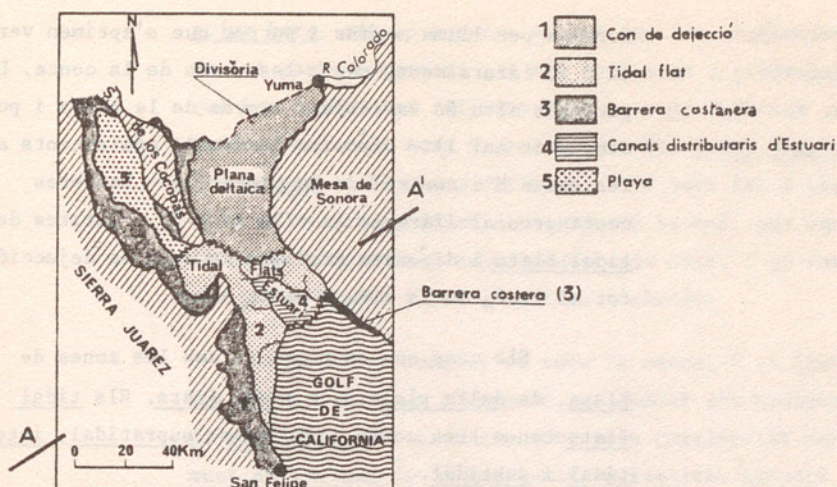


Fig. 11.- Cartografia de les principals fàcies associades a ambients marins (MECKEL, 1975).

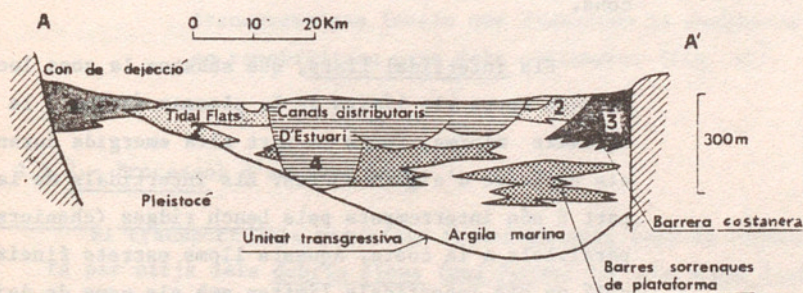


Fig. 12.- Relacions estratigràfiques i laterals de les unitats (MECKEL, 1975).

l'Holocè és format per dues unitats principals: la unitat basal, dipositada durant l'estadi d'elevació del nivell de la mar (transgressiva), i la superior que representa la progradació dels sediments continentals cap al centre de la conca (regressiva). Encara que, localment, hi pot haver moltes variacions, la part més baixa de la unitat regressiva és

formada per llims marins i sorres que s'aprimen vers el N i, lateralment, cap a les vores de la conca. La part més alta és variable a través de la conca i pot consistir en: 1).- dipòsits de canals coalescents a les parts N i central de la conca; 2).- barreres costaneres al llarg de la riba E. i 3).- lutites de tidal flats i dipòsits grollers de cons de dejecció tot al llarg de la riba W de la conca.

Els cons son en acntacte amb les zones de playa, de delta plain i de tidal flats. Els tidal flats tenen tres zones principals: supratidal, intertidal i subtidal.

Els supratidal flats només s'inunden durant les marees vives, i passen cap al N amb un fort gradient a la plana deltaica, tot limitant lateralment amb els cons.

Els intertidal flats, que abasten la zona localitzada entre els límits de la pleamar màxima i la baixamar mínima, tenen la part alta emergida durant els períodes d'aigües mortes. Els intertidals de la part S són interromputs pels beach ridges (cheniers) paral·lels a la costa. Aquests lloms estrets fineixen allí on els intertidals limiten amb els cons de dejecció; els cheniers més antics, que ara són encaixats dins els tidal flats, indiquen la posició d'antics períodes transgressius.

En conjunt, per una banda, les fàcies sorrenques resten restringides a la zona intertidal i, per l'altra, les evaporites, a les zones supratidals; les làmines de llims i de sorres predominen en els subtidal i intertidal i hi solen manca els supratidals flats.

Principalment, la plana deltaica és formada pels canals meandriformes que han produït seqüències de

point bars, amb la particularitat que les seqüències de les parts superiors són més grolleres i gruixudes que les de la part inferior. Els cons de dejecció prograden, cap a la zona N, per damunt els tidal flats, les playas i la plana deltaica. A la part del S els cons es basteixen directament damunt la mar, per aquesta causa s'hi formen encaixaments als cons, i es formen penya-segats d'uns 15 metres d'alçada.

Copsant el conjunt de tota la conca, i al llarg del temps, els cons s'estenen per damunt els sediments de tidal flats i creen una cobertura continental damunt el conjunt de la seqüència regressiva. Aquesta seqüència comença pels sediments marins que són recoberts progressivament per altres sediments d'aigües cada vegada més superficials. En els tidal flats hi ha petites variacions dins la seqüència, ja que hi ha transgressions locals que distorcen la seqüència i en remobilitzen part dels sediments. (fig. 12).

2.1.2.- Processos d'ambient àrid

El transport dels materials formadors dels cons de dejecció es fa per mitjà dels debris flows (mud flows) i/o els water flows, que segueixen un dels canals principals de la superfície del con (tab. I).

Els sediments són constituïts per elements molt grollers als voltants de l'apex, mentre que els materials més fins es van acumulant cap a les parts més baixes del con.

Hi ha cons que tenen dèficit de materials fins, i quan hi tenen lloc les grans descàrregues aquoses, aquestes es poden infiltrar totalment abans d'atènyer al toe (peu), de manera que els detritus grollers queden dipositats com a masses lobulades molt permeables anomenades sieve deposits (HOOKE 1967).

Baldament que en molts aspectes s'assemblen als dipòsits de

Tab. I.- Proposta d'equivalències terminològiques segons els diferents autors.

1928 PACK	1954 BLISSENBACH	1967 BUICK	1967 HOOKE	1970 ALLEN	1972 BULL	1974 STEEL	1975 COLOMBO			
MUD FLOW	FLASH FLOOD (Sheet Flood)	SHEET FLOOD (Mud flow)	DEBRIS FLOW	DEBRIS FLOW	DEBRIS FLOW	MUD FLOW (Debris flow)	DEBRIS FLOW			
	STREAM FLOOD Torrencial	STREAM FLOOD (canals)						STREAM CHANNEL	STREAM FLOOD (Sheet flood)	
	STREAM FLOOD disminuit	STREAM						STREAM FLOW (Braided)	STREAM FLOOD (Sheet flood)	
		RIVER CHANNEL		WATER FLOWS		WATER LAID		SHEET FLOOD	BRAIDED	BRAIDED
				"SIEVE"		"SIEVE"		"SIEVE"	"PLAYA"	"PLAYA"
									FLOODPLAIN	FLOODPLAIN
										COSTA

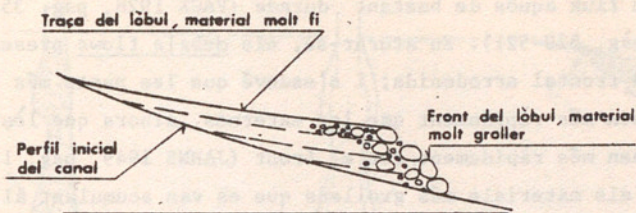


Fig. 13.- Croquis de la creixença d'un llobul Sieve (HOOKE, 1967).

debris flow, llur alta permeabilitat i la manca primària de materials fins els diferencien. Posteriorment, aquests diposits de tipus Sieve actuen com un barratge a petita escala que reté els sediments fins provinents de les descàrregues posteriors. (fig. 13).

Hi ha estudis de laboratori (HOOKE 1967) que ajuden a clarificar molts aspectes del desenvolupament dels cons, els quals podrien haver estat negligits o mal identificats, i que poden conduir a l'establiment de relacions qualitatives entre el talús del con, la descàrrega aquosa, el comportament dels debris flow, la fondària de la incissió... etc. Nogensmenys, actualment hom no pot utilitzar un model exacte d'un con específic per a l'obtenció de dades quantitatives, ja que l'escala de relacions entre el transport de sediments per corrents aquoses i els debris flow encara no és prou clara.

De manera que els cons reproduïts al laboratori hom els ha de tractar com a petits cons dins del seu context i no com a models a l'escala dels cons naturals.

La utilització de les observacions de laboratori es basa en el fet que aquests processos són similars, tant per la naturalesa com pels efectes, als que tenen lloc en els cons naturals.

Tenim exemples de laboratori (HOOKE 1967) que tracten dels mateixos processos amb característiques similars a les de la natu-

ra. Al laboratori els escurriments comencen amb un debris flow i acaben amb un flux aquós de bastant durada (PACK 1928, pàg. 355; BEATY 1963, pàg. 520-521). En aturar-se, els debris flows presenten una forma frontal arrodonida; i s'esdevé que les parts més internes es mouen més ràpidament que les externes, alhora que les onades es mouen més ràpidament que el front (JAHNS 1949, pag. 12-13). Sovint, els materials més grollers que es van acumulant al front del debris flow són empesos cap a un costat per la llengua que avança tot formant uns levées que confinen la resta del flux (SHARP 1942, pàg. 225). Quan les condicions climàtiques ho permeten, els fluxos recents poden ésser remobilitzats per les onades subsegüents (SHARP & NOBLES 1953, pàg. 551). I si el front no es remobilitza, les onades formen petits turons, paral·lels a les voreres del flux, a causa de la pressió dels materials que vénen darrera (JAHNS 1949, pàg. 13). En general, el flux segueix el canal principal, però quan en sobreix, els lòbuls es separen del canal i es formen lòbuls grans i amples per damunt del punt d'intersecció (BEATY 1963, pag. 520). Els contactes entre els fluxos recents de laboratori i la superfície més antiga dels cons són ben definits, així també s'esdevé en els fluxos naturals no modificats per descàrregues aquoses (BLACKWELDER 1928, pàg. 470; JAHNS 1949, pàg. 13). Els materials dipositats a les vores del punt d'intersecció acostumen a ésser més grollers que el material mitjà del canal. El canal principal es diversifica amb el temps (la qual cosa permet una deposició més o menys uniforme per tot el con) a causa de l'embussament del canal pels debris flows (BEATY 1963, pàg. 527-528). (figs. 14 i 14bis).

La mobilització de materials per mitjà dels debris flows és bastant especial, car a la natura els debris flows tenen viscositats de més de 1.000 poises i densitats de l'ordre de 2 a 2,4 (SHARP & NOBLES 1953), si tenim en compte que la viscositat de l'aigua és d'un 0,01 poise, i que la viscositat d'un corrent aquós que arrossega sediment en suspensió és una mica més gran que 1 poise. La gran densitat dels debris flows condiciona que tinguin un comportament quasi plàstic, i en redueix la velocitat d'assentament de les partícules transportades. Així tendeixen a reduir-se les forces que s'oposen al moviment i augmenten les forces d'arrossegament (VANONI

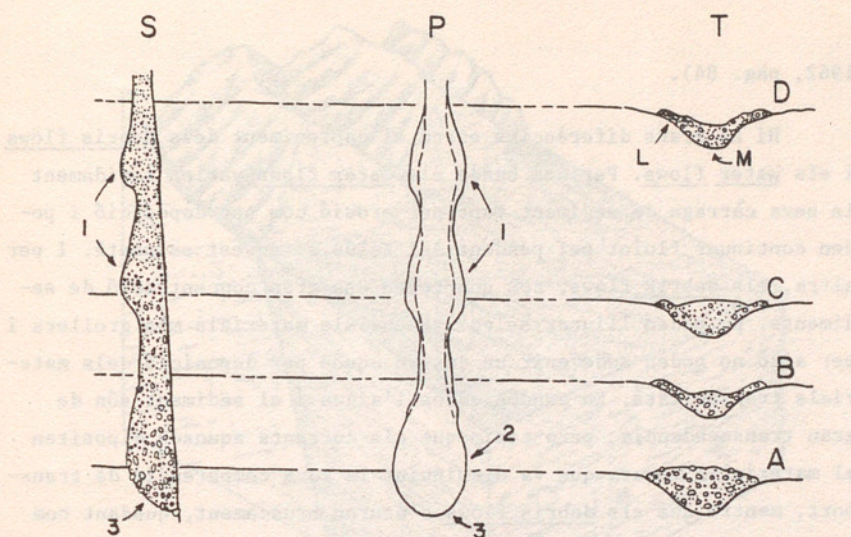


Fig. 14.- Representació idealitzada del moviment d'un debris flow en un moment concret.

1.- "onades"; 2.- lòbul; 3.- morro.

S, secció longitudinal; P, planta; T, secció transversal; L, dipòsits laterals; M, dipòsits mitjans.

Les línies de trets indiquen la traça del moviment de l'"onada" formadora del lòbul frontal (JOHNSON, 1970, modificat).

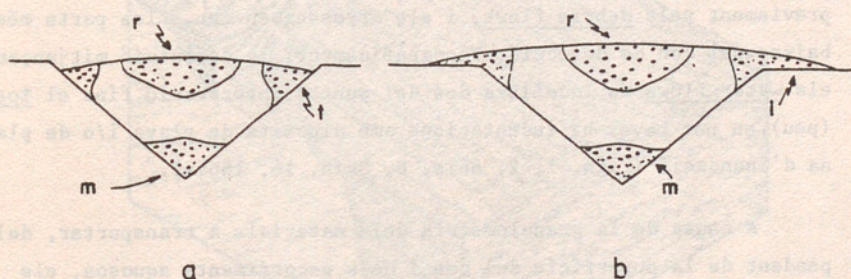


Fig. 14bis.- Seccions idealitzades d'un debris flow en un canal en forma de V.

a, el flux és confinat dins el canal; b, el flux sobreix del canal;

r, "tap" rígid; m, dipòsits mitjans; t, dipòsits laterals

(terrassa eventual); l, dipòsits laterals (levée eventual). MIDDLETON & HAMPTON, 1973, modificat de JOHNSON, 1970).

1962, pàg. 84).

Hi ha grans diferències entre el capteniment dels debris flows i els water flows. Per una banda els water flows varien ràpidament la seva càrrega de sediment tant per erosió com per deposició i poden continuar fluïnt pel pendent del talús si aquest es manté. I per altra, els debris flows, com que tenen una gran concentració de sediments, no poden lliurar selectivament els materials més grollers i per això no poden esdevenir un corren aquós per deposició dels materials transportats. En ambdós casos l'aigua i el sediment són de gran transcendència, pero tenim que els corrents aquosos dipositen el material a mesura que va disminuint la seva competència de transport, mentre que els debris flows s'aturen bruscament, quedant com "congelats" i segueixen irreversibles com a debris flows que són.

L'extensió radial dels debris flows és limitada per llur volum, les forces de tensió (viscositats... etc.) i el pendent de la superfície del con. Topogràficament, sembla que els debris flows solen romandre restringits a la zona apical i que la seva difusió per davall el punt d'intersecció és influïda pels canals que controlen el sobreiximent per damunt de la superfície del con de dejecció.

Els water flows acostumen de retreballar els materials (graves sorrenques, sorres gravoses mal classificades... etc.) dipositats previament pels debris flows, i els arrossegueu cap a les parts més baixes del con de dejecció. Topogràficament, la deposició mitjançant els water flows es localitza des del punt d'intersecció fins el toe (peu), on pot haver-hi indentacions amb dipòsits de playa i/o de plana d'inundació (figs. 1, 2, 6bis, 8, 8bis, 16, 16bis).

A causa de la granulometria dels materials a transportar, del pendent de la superfície del con i dels escorriments aquosos, els water flows tenen característiques de tipus braided, i llurs materials esdevenen més ben classificats i estratificats que els de debris flows; els clastos romanen ben orientats i les capes sorrenques mostren un cross bedding (estratificació encreuada) molt més clar que el de les greves que rebleixen els canals. (fig. 9bis).

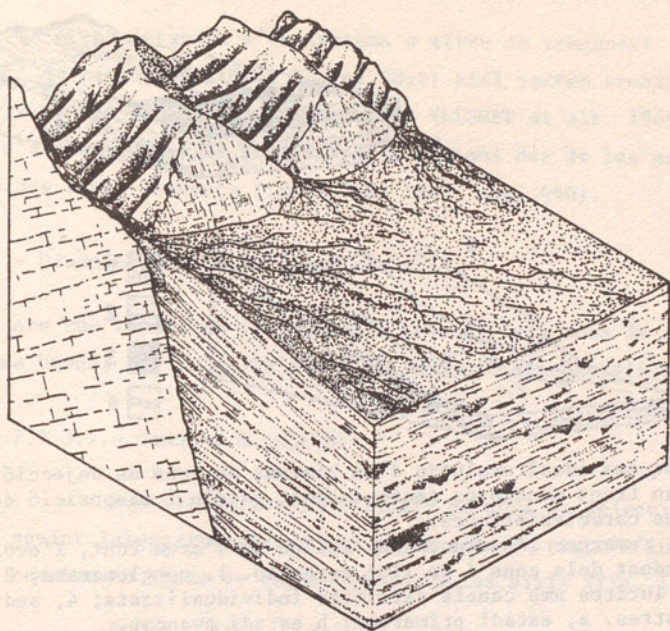


Fig. 15.- Geometria estratigràfica d'un con de dejecció (BULL, 1972).

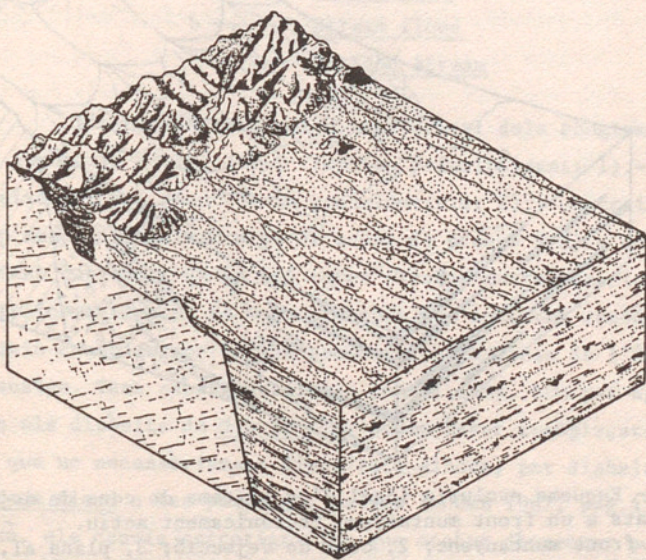


Fig. 15bis.- Tall longitudinal dels dipòsits d'un con que prograda dins del front muntanyenc (BULL, 1972).

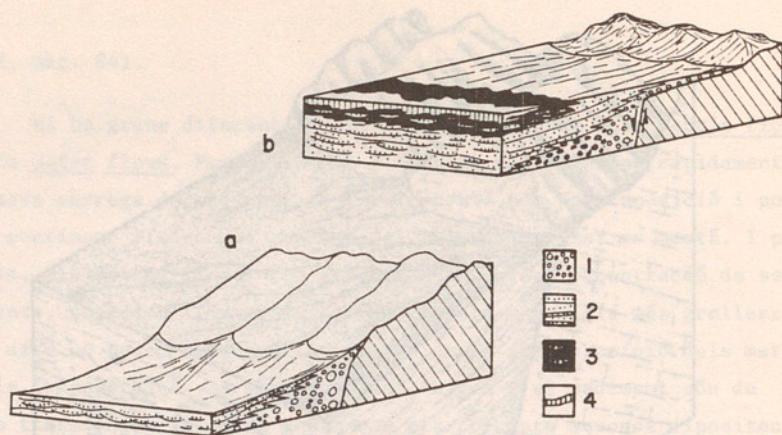


Fig. 16.- Esquema ideal evolutiu d'un sistema de cons de dejecció associats a un front muntanyós tectònicament passiu i disposició de les fàcies característiques.

Cal remarcar l'evolució del relleu de l'àrea font, l'evolució del pendent dels cons i de llur extensió. 1, conglomerats; 2, gresos; 3, lutites amb canals detrítics individualitzats; 4, sediments lacustres. a, estadi primerenc; b estadi avançat.

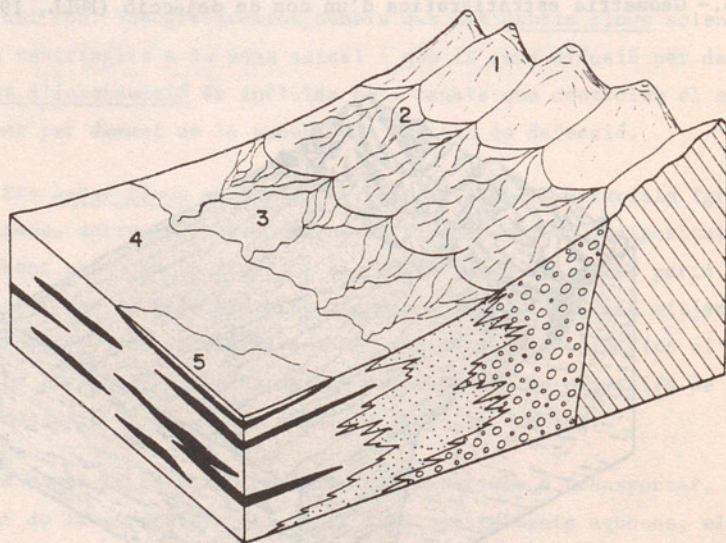


Fig. 16bis.- Esquema evolutiu ideal d'un sistema de cons de dejecció associats a un front muntanyenc tectònicament actiu.

1, front muntanyenc; 2, cons de dejecció; 3, plana al·luvial; 4, mud flats i 5, llacs d'aigües molt somes.

Cal remarcar la geometria global dels dipòsits, molt diferent de la mostrada a la fig. 16 (modificat d'EUGSTER & HARDIE, 1975).

La preponderància d'un sistema o altre de transport depèn del clima i de la composició de l'àrea font; així, podrem trobar des d'uns cons que només seran formats per llims (LEGGET et alt. 1966, pàg. 21) fins a d'altres en que la granulometria englobi des de les graves fins als blocs sense elements fins (HOOKE 1967, pàg. 456).

2.1.3.- Dinàmica evolutiva d'ambient àrid

Ara ens referirem a l'evolució general dels cons de dejecció per una banda, i a la de la plana d'inundació (floodplain) per l'altra.

2.1.3.1.- Cons de dejecció:

Les seqüències individuals de cons de dejecció (molt sovint intercalades dins les seqüències de plana d'inundació) revelen un tipus de seqüència de fàcies així: (fig. 10).

a-b, a-c. a-b-c, b-c

Tenint en compte que

a ----- Debris flow

b ----- Stream flood

c ----- Braided stream

L'evolució textural i estructural dels conglomerats de la seqüència (STEEL 1974) implica principalment: 1).- un decreixement cap amunt de la granulometria; 2).- un creixement cap amunt del percentatge de capes de gresos i 3).- un decreixement cap amunt de la raó entre clastos extraformacionals i intraformacionals. És molt probable que aquestes tendències siguin causades per canvis geomorfològics lents de l'àrea de drenatge. Tant experimentalment com al camp, hom pot apreciar que els dipòsits de debris flow poden ésser reemplaçats (encara que no necessàriament dipositats alhora) per dipòsits de stream flood a les parts més baixes (HOOKE 1967, pag.452). Per això, els canvis estratigràfics que acabem desmentar poden ésser el resultat d'un desplaçament gradual de l'àpex del con cap a l'àrea font, de manera que els dipòsits de debris flows

proximals queden colgats posteriorment pels dipòsits distals de corrent. Sembla que això implica una reducció del relleu i una recessió de l'àrea font (BLUCK 1967, pàg. 163) i alhora que aquests canvis geomorfològics de la conca de drenatge són compatibles amb les tendències sedimentàries dels tres paràmetres indicats.

Abans, era admès que, pel tipus de seqüència considerat, una fàcies de cons de dejecció podia ésser generada per un canvi climàtic (LUSTIG 1965), però aquesta hipòtesi es contradueix, si més no, amb, sis tipus de seqüències de cons de dejecció, que indiquen que cada tipus de tendència es pot presentar segons una sola successió de cons de dejecció. Allí on es repeteix el cicle de piedmont, hi ha materials separats els uns dels altres per dipòsits de plana d'inundació, la qual cosa suggereix que es repeteixen els moviments tectònics responsables del rejuvenint periòdic de les àrees font.

2.1.3.2.- Floodplain (Plana d'inundació):

En veure un conjunt de seqüències potents de plana d'inundació, podem apreciar que la línia de divisió entre ciclotemes de tipus C1 y C2 (vegeu 2.1.1.2) és una mica arbitrària. Així una anàlisi semiquantitativa dels canvis de natura de les unitats de plana d'inundació (STEEL 1974) suggereix que: (fig. 10).

- a).- els membres grollers solen ésser més potents cap a les parts superiors.
- b).- els membres fins acostumen a ésser de granulometria més fina (limolites i argilites) cap a la part superior de la seqüència en relació a les parts inferiors (gresos de granulometria mitjana a fina).
- c).- la variació dels paleocorrents sol ser més gran cap a la part més alta de les seqüències (fig. 10).

El criteri b indica que molts dels sistemes inicials de plana d'inundació es caracteritzen per canals de tracció (bed load channels), mentre que els sistemes tardívols es caracteritzen per canals de suspensió (suspended load channels).

El criteri c suggereix que la sinuositat del canal es va incrementant amb el temps, per la qual cosa els materials cada cop són més triats i més fins (SCHUMM 1961). Pel que fa a la forma dels canals, el criteri a indica que els canals, inicials eren menys fondos que els tardans, i, a més, el b suggereix que la raó amplada/fondària per a cada canal, decreix segons el temps (WOLMAN & BRUSH 1961; SCHUMM 1961).

Cal explicar per que els canals de tracció de plana d'inundació de baixa sinuositat i d'alt quocient amplada/fondària, han estat reemplaçats al llarg del temps per canals de transport per suspensió de plana d'inundació, d'alta sinuositat i de baix quocient amplada/fondària. Es tracta d'una hipòtesi de sedimentació relacionada amb unes variacions del relleu de l'àrea font i alhora de canvis climàtics. Es molt poc probable que ambdues explicacions s'excloguin mutuament.

Es sabut que el pendent (talús) dels cons és relacionat amb la càrrega transportada (SCHUMM & KHAN 1972) i amb la sinuositat del canal (LEOPOLD & WOLMAN 1957). A través del temps, el drenatge al damunt de pendents pot haver incrementat el percentatge de llim en la càrrega de sediment, per comptes que grans quantitats de sorra gruixuda siguin carregades per tracció dins els canals fluvials. D'aquesta forma es podria explicar el valor petit del quocient amplada/fondària i l'increment en la sinuositat dels canals d'últim estadi.

Aquestes hipòtesis ens faciliten un model en què es podrien formar floodplain amb canals de tracció de baixa

sinuositat per damunt de talussos relativament inclinats, simuntàneament a floodplain amb canals de suspensió d'alta sinuositat i per damunt de talussos mes suaus i mes llunyans de l'àrea font (MOODY-STUART 1965).

Aquestes hipòtesis (STEEL 1974) suggereixen que si els canals de floodplain de baixa sinuositat del New Red Sandstone, es tornessin mes sinuosos als talussos distals, llavors, una baixada del relleu de la conca de drenatge i una recessió de l'àrea font serien les causes de que els anteriors sistemes de canals fossin recoberts pels posteriors (en el temps).

És possible que el clima tingui més influència que el relleu pel que afecta la granulometria del sediment generat a les àrees de drenatge (GARNER 1959) i que l'erosió, en condicions cada vegada més humides, pot proporcionar una quantitat mes gran de materials més fins. Un increment en la precipitació anual, a més de produir una major quantitat de llim i argila (JENNY 1941), també es la causa d'un increment en la mitjana anual d'escorrentia (LANGBEIN et alt 1945) i d'un decreixement mitjà anual de la deposició de sediment al millorar la cobertura vegetal (SCHUMM 1963). Durant aquests canvis climàtics la descarrega dels canals de corrent pot modificar-se en el sentit d'un decreixement en la concentració de sediment i un increment en la relació de sediment en suspensió/sediment tractiu.

Un exemple actual d'un sistema de canals fluvials que s'ha transformat respecte a un canvi climàtic important, es el del riu Murrumbidgee al SE d'Austràlia (SCHUMM 1968, 1977).

La presencia de caliche a la superfície de moltes de les unitats de plana d'inundació del tipus C1 és un indicatiu a favor d'un canvi climàtic.

El temps és un dels factors principals que controlen el desenvolupament dels perfils de caliche, de manera que una

sèrie d'unitats de plana d'inundació amb perfils de caliche ben desenvolupats ens indica que la descàrrega era efímera.

A les seqüències de plana d'inundació de les Hebri-
des (STEEL 1971, pag. 154), els caliches madurs es desenvolupen freqüentment dins el tipus C1 d'unitats de plana d'inundació i gairebé mai dins les unitats posteriors (tipus C2).

Es molt important el control climàtic sobre l'evolució de la plana d'inundació. Nogensmenys, les proves d'una equivalència lateral dels dipòsits de cons de dejecció i d'un overlap una mica difús dels dipòsits del con pels de plana d'inundació suggereixen que hi hagué una peneplanització del rellev durant el rebliment de la conca. Cap a les vores de la conca, on el tectonisme manté un control dominant sobre la producció de conglomerats grollers, el canvi climàtic serà menys fàcilment detectable dins el registre fòssil.

2.2.- Ambient humit:

En fer l'estudi de la formació de cons de dejecció dins l'ambient humit, ens hem basat en el model del Van Horn Sandstone (McGOWEN & GROAT 1971) que manté migrades analogies amb els cons descrits anteriorment, emplaçats en zones d'ambient més o menys àrid; altrament sembla que les analogies més importants les té amb el con gegant del Kosi River (GOLE & CHITALE 1966) a l'Índia, el qual ha sofert una migració lateral d'uns 112 km durant més de 228 anys, amb una extensió longitudinal de l'ordre de 125 km i amb un pendent una centèsima més feble del que presenten els cons de tipus àrid.

El cas descrit com un model de con de dejecció d'ambient humit, tracta d'un sistema de cons de dejecció que tingué la particularitat d'ésser dipositat per corrents aquosos que han transportat els arrossegalls, a través de gorges molt inclinades, per la zona proximal, mentre que a les parts més o menys distals el transport es feia segons un complex de canals tipus braided.

Com que hi ha manca d'una font de materials fins, de vegetació i de cobertura edàfica, no hi pot haver formació de debris flows, condicions que fan pensar que els cons es desenvolupen solament per corrents aquosos.

2.2.1.- Fàcies de Cons de dejecció:

Les facies principals són: 1.- fàcies proximal; 2.- fàcies de con mitjà i 3.- de con distal, formades per graves, graves que alternen amb gresos i gresos respectivament (figs. 28 y 29).

2.2.1.1.- Fàcies proximal:

A les fàcies proximals hi ha una predominança de graves amb alguns gresos interestratificats. La deposició és condicionada per la morfologia preexistent, és a dir, pels barrancs tallats dins el basament del Van Horn Sandstone; de manera que només en aquests llocs l'aigua, quan roman confinada, té prou capacitat per transportar aquestes graves dins un medi poc viscos i molt turbulent. La deposició s'esdevé quan, per efecte d'un descens del nivell de

l'aigua, aquesta perd la seva competència, i les graves cauen verticalment alhora que els sediments fins són transportats més enllà pel corrent (fig. 17).

Subfàcies 1; Conglomerats massius

Les capes tenen potències (fig. 18) de 4,5 a 15 mts per terme mitjà, els clasts són poc arrodonits, (d'arrodonits a subarrodonits i de palets a blocs); els gresos que rebleixen els espais entre els clasts varien de molt grollers a granulars. Les graves i els gresos es col.loquen segons capes diferenciades; les capes més massives de blocs són gradades amb els clasts més grollers a la part alta.

Subfàcies 2; Conglomerats i gresos alternants

Les capes massives de blocs graden cap amunt a graves alternants amb gresos (figs. 19 i 20). També recorren dins la seqüència i esdevenen de mida més fina i menys potents. Quan les capes de graves s'aprimen, les capes de gresos es van engruixint; així, els gresos tenen unes potències que poden assolir els 60 cms amb estratificació massiva o paral.lela. Les graves tenen la base plana i la superfície de dalt varia de plana a convexa, amb talussos laterals i terminals d'abruptes a suaus. Normalment, les unitats gresoses es van engruixint cap a les parts distals i laterals de les graves, on esdevé habitual l'existència de foresets.

Subfàcies 3; Gresos lutítics

Les unitats (fig. 21) tenen de 3 a 9 m de potència. Les estructures primàries van canviant ja que comencen amb foresets a la base (30 cm. - 1 m), segueixen amb foresets (15-60 cm) i troughs, i acaben només amb trough (7 - 15 cm). Els foresets solen gradar cap a bottomsets amb laminació paral.lela. Prop de les parts superiors, els gresos lutítics es presenten

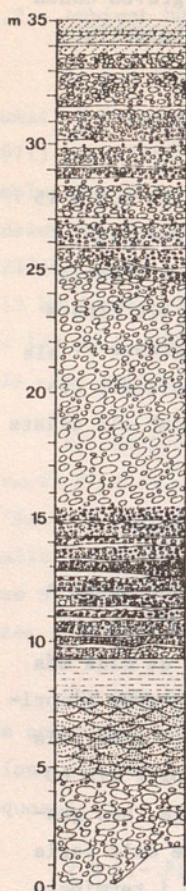


Fig. 17.- Fàcies proximals. I, conglomerats de blocs; II, gresos grollers a molt grollers amb laminació encreuada trough; III, gresos lutítics massius; IV, grava de blocs i còdols mal classificats alternant amb gresos de grollers a molt grollers amb laminació paral·lela; V, conglomerat massiu de palets i blocs relativament arrodonits; VI, nivell de base erosiva, compost per una alternança de grava massives mal triades de còdols i gresos conglomeràtics des de grollers a molt grollers; VII, gresos de molt grollers a mitjans amb laminació encreuada foreset. (McGOWEN & GROAT, 1971.)

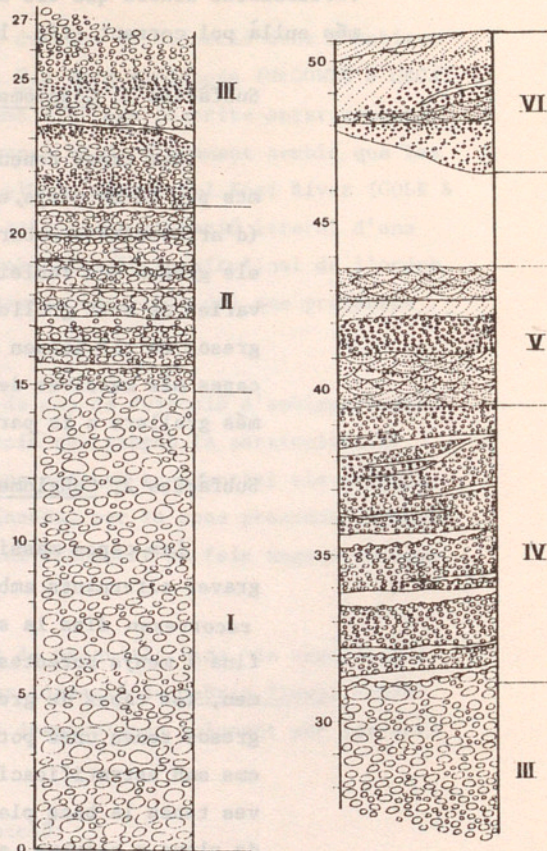


Fig. 18.- Evolució vertical dels nivells característics de les fàcies proximals. I, alternança de grava massives de granulometria bloc; II, alternança de grava massives de classe bloc i còdols, amb gresos conglomeràtics de grollers a molt grollers; III, nivells de grava amb tendència local finning upwards; IV, alternances de grava de còdols mal seleccionades amb gresos molt grollers; V, alternança de gresos de grollers a molt grollers amb laminació trough, amb grava massives de palets i còdols i gresos molt grollers amb laminació encreuada foreset; VI, grava de palets amb laminació encreuada foreset intercalades amb gresos de grollers a molt grollers amb laminació encreuada trough i foreset, travessat per filades de palets. (McGOWEN & GROAT, 1971.)

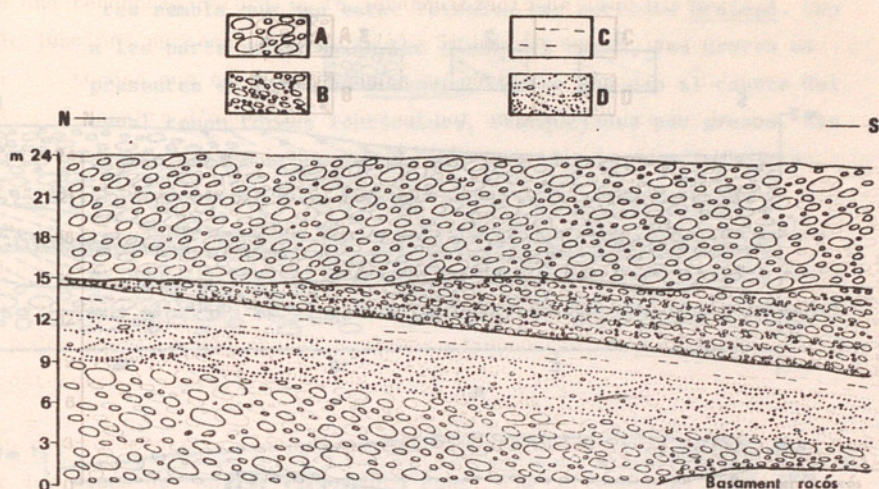


Fig. 19.- Aspecte de les facies proximals. A, graves massives de classe bloc; B, alternança de graves, amb clasts des de còdols a blocs, i petits nivells gresosos; C, lutites gresoses massives; D, gresos des de grollers a molt grollers amb còdols dispersos i laminació encreuada a trough. (McGOWEN & GROAT, 1971).

intercalats amb llenties de palets i còdols i capes primes de gresos gravencs. Aquestes fàcies són de baixa energia i es dispositen a les zones deprimides que hi ha entre els lòbuls més grans del con. Els materials fins recobreixen i són recoberts per unitats de graves grolleres i de gresos; en el sentit del corrent, els foresets passen a làmines paral·leles o homogènies de gresos lutítics.

2.2.1.2.- Fàcies de mid fan (con mitjà):

Formada per l'alternança de graves (palets i còdols) i gresos; les graves (fig. 22) es presenten com a barres longitudinals amb la base bastant plana i les parts superiors convexes i amb scours. Els dipòsits de barres longitudinals tenen estratificació paral·lela a les seves parts centrals; algunes d'aquestes barres mostren que la laminació paral·lela grada cap a foresets d'angle gran i petit. Aquestes bar-

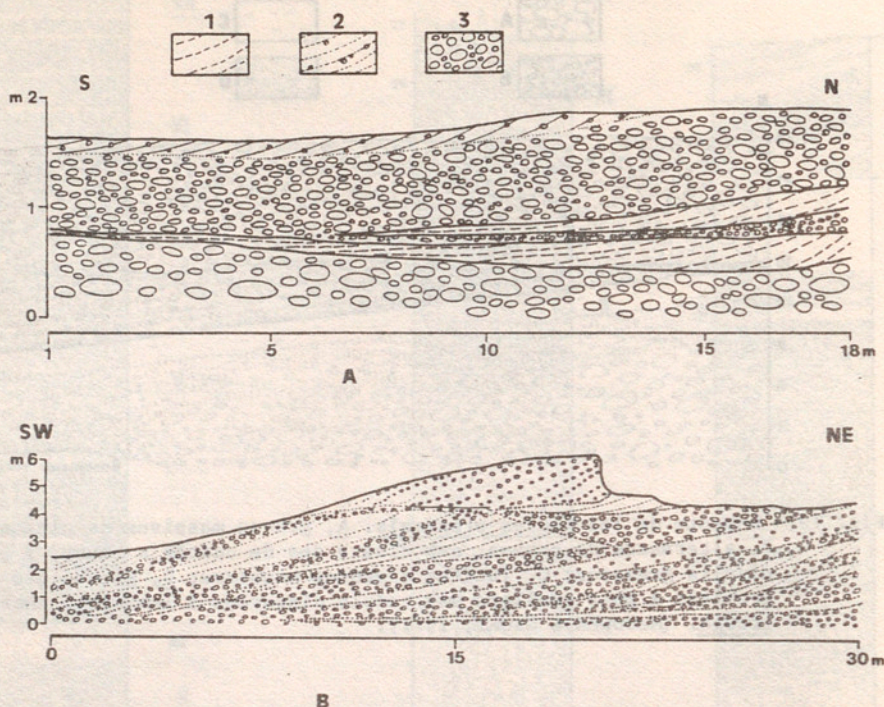


Fig. 20.- A, fàcies proximals superiors que representen dipòsits de barres longitudinals de grava i rebliments gresosos dels canals adjacents; 1, gresos lutítics des de fins a grollers i amb laminació des de paral·lela fins a laminació encreuada foreset; 2, laminació encreuada foreset i fins i tot paral·lela en gresos des de grollers a molt grollers amb palets; 3, grava de palets i còdols des de massives a laminació encreuada foreset.
B, gradació de barres de grava amb laminació foreset a gresos amb laminació paral·lela passant per zones de transició amb predominança de gresos amb foreset. (McGOWEN & GROAT, 1971).

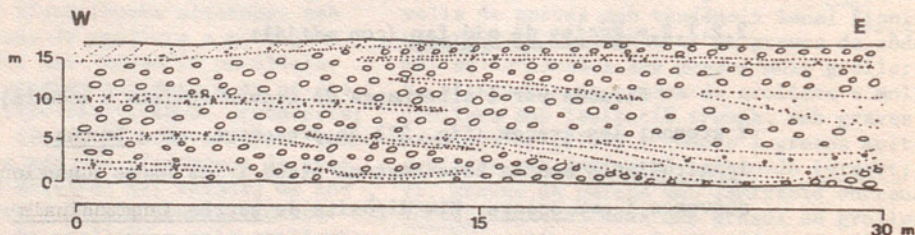


Fig. 21.- Barres longitudinals de grava palets i còdols, i gresos que rebleixen els canals vorejant les barres.
 Secció ortogonal al flux en fàcies de trànsit des de les proximals a les de mid-fan. (McGOWEN & GROAT, 1971).

res sembla que han estat formades per corrents braided. Cap a les parts properes de les ribes del canal, les graves es presenten en forma de foresets, mentre que cap al centre del canal tenen formes lenticulars, flanquejades per gresos. Els canals reblerts per graves són molt abundosos a les parts més inferiors de la fàcies; els gresos tenen foresets i troughs d'aspecte i potència variables. Les graves i els gresos es van dipositar contemporàniament; les graves com a cossos elongats en el sentit del corrent (barres longitudinals)

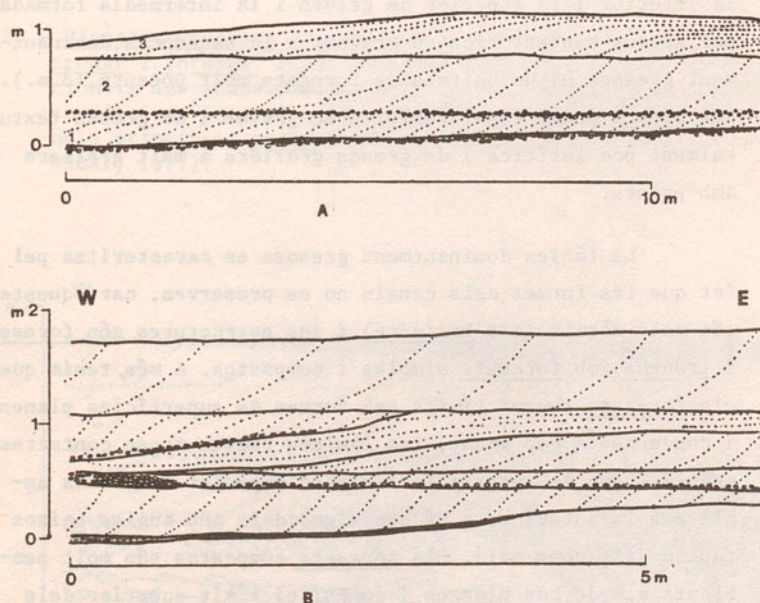


Fig. 22.- Fàcies de mid-fan. A, estructures sedimentàries primàries, 1, foreset compostos, 2, foreset simples mostrant la superposició de dues barres transversals, 3, foreset convexes cap a dalt i que passen a làmines lleugerament inclinades i amb tendència a ésser paral·leles. B, gresos amb laminació encreuada foreset amb les làmines que presenten contactes superiors i inferiors de molt angle, i amb d'altres làmines que mostren tendència a ésser asimptòtiques per la part inferior. Les dues seccions mostren el rebliment de canals braided, amples i sòms, per barres transversals al flux; les greves poc potents representen dipòsits de sòl de canal, i els gresos fins i els lutífics representen dipòsits de canals no funcionals. (McGOWEN & GROAT, 1971).

i els gresos com a làmines primes i paral·leles al damunt de la barra longitudinal i com a foresets (barres transversals) i com a petits troughs (megaripples amb erosió frontal) cap avall del corrent i a partir de la massa de graves.

La recurrència vertical de graves o gresos pot significar la migració lateral de fàcies contemporànies. Dins aquesta fàcies els canals són més aparents a causa de llurs tipus texturals diferents. Els canals excavats a les graves són més estrets i més fondos que els tallats dins els gresos.

En conjunt, es tracta de dues seqüències de graves, la inferior i la superior de graves i la intermèdia formada per gresos bastant rics en graves: a la seqüència dominantment gresosa hi ha unitats de foresets molt potents (3 m.). Els scours poden ésser reblerts de graves i de gresos texturalment poc lutífics i de gresos grollers a molt grollers amb palets.

La fàcies dominantment gresosa es caracteritza pel fet que les formes dels canals no es preserven, car aquests són molt mòbils (alt braiding) i les estructures són foresets i troughs amb foresets simples i compostos. A més, tenim que els foresets tenen: límits amb formes de superfícies planes i convergents cap amunt, les làmines rectes tenen contactes angulars amb la superfície limitant superior i de baix angle amb la inferior; o bé són sigmoidals amb angles baixos tant a dalt com a baix. Els foresets compostos són molt semblants als de les platges i dunes, el límit superior dels quals és convex cap amunt. L'augment de potència i convexitat augmenten seguint la direcció del corrent. Els cross bedding compostos d'aquesta manera varien de 1 a 1.5 m. de potència i es presenten en gresos grollers i molt grollers que graden cap a unitats de foresets simples.

Els troughs dominen localment tot passant lateralment a foresets. Gairebé que no es presenten gresos amb laminació paral·lela, i esporàdicament les làmines paral·leles succeeixen als foresets i algunes làmines graden, en el sentit del

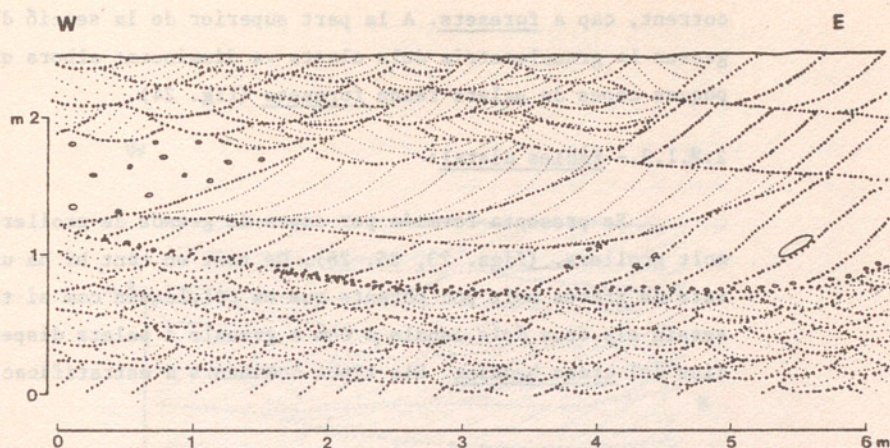


Fig. 23.- Dipòsits gresosos distals amb predominança de laminació encreuada trough i foreset. Poden apreciar-s'hi fins a cinc episodis deposicionals destacats per l'estudi de les cicatrius més paleses. La discontinuïtat lateral de les unitats sedimentaries és típica dels canals principals braided de les fàcies distals del con. (McGOWEN & GROAT, 1971).

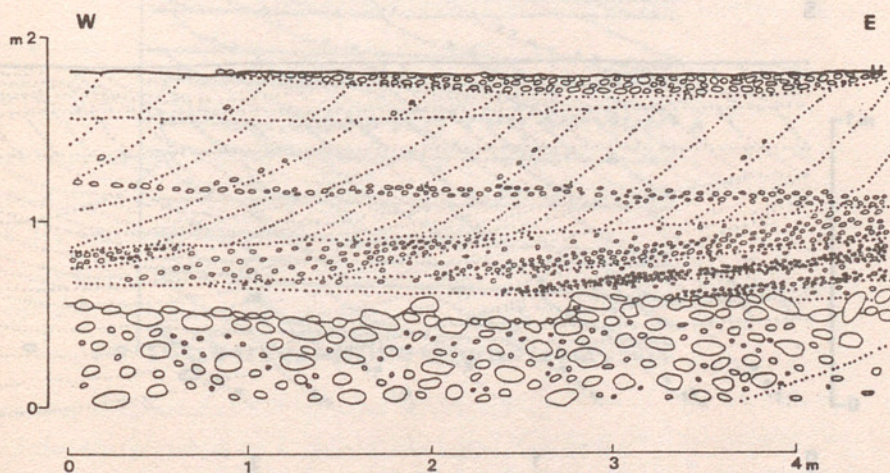


Fig. 24.- Dipòsits de mid-fan de transició a dipòsits distals. Les graves són dipositades com a barres, els gresos apareixen col·locats als flancs de les barres, i són dipositats per corrents braided soms durant l'estadi de flux baix. Les graves inferiors mostren mala classificació, amb els clasts més grossos (còdols i blocs) col·locats a prop de la superfície del dipòsit, suggerint dipòsits tipus surge. Els gresos superiors, amb laminació encreuada foreset semblen dipositats per barres transversals al flux. (McGOWEN & GROAT, 1971).

corrent, cap a foresets. A la part superior de la secció de graves la granulometria dels clasts va disminuint alhora que poques capes de palets tenen foresets (fig. 24).

2.2.1.3.- Fàcies distal:

Es presenta formada per capes de gresos de grollers a molt grollers. (figs. 23, 25, 26). De tant en tant hi ha unitats de graves molt poc potents que es col·loquen com si tapisessin els fons dels canals o com a grànuls i palets dispersos dins del cross bedding. Els tipus dominants d'estratificació

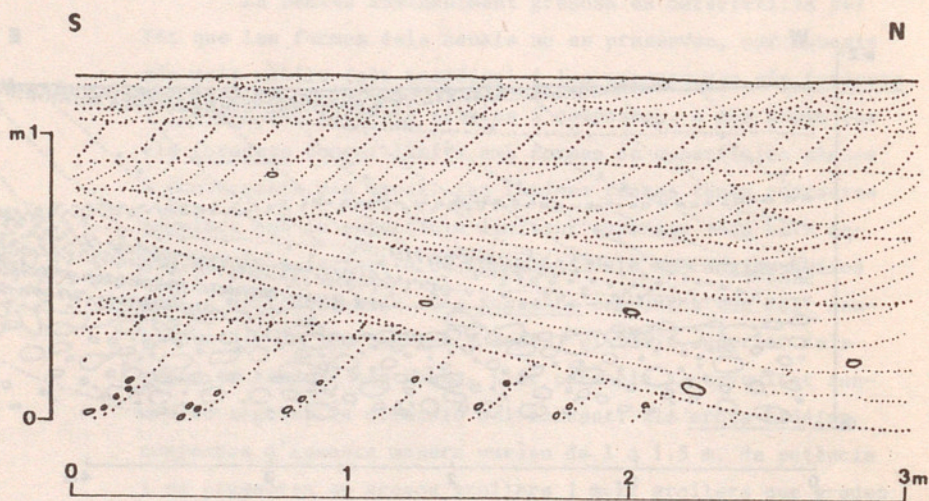


Fig. 25.- Dipòsits distals. Rebliment gresós d'un canal braided ample i som amb predominança de laminació encreuada trough sobre la laminació encreuada foreset. (McGOWEN & GROAT, 1971).

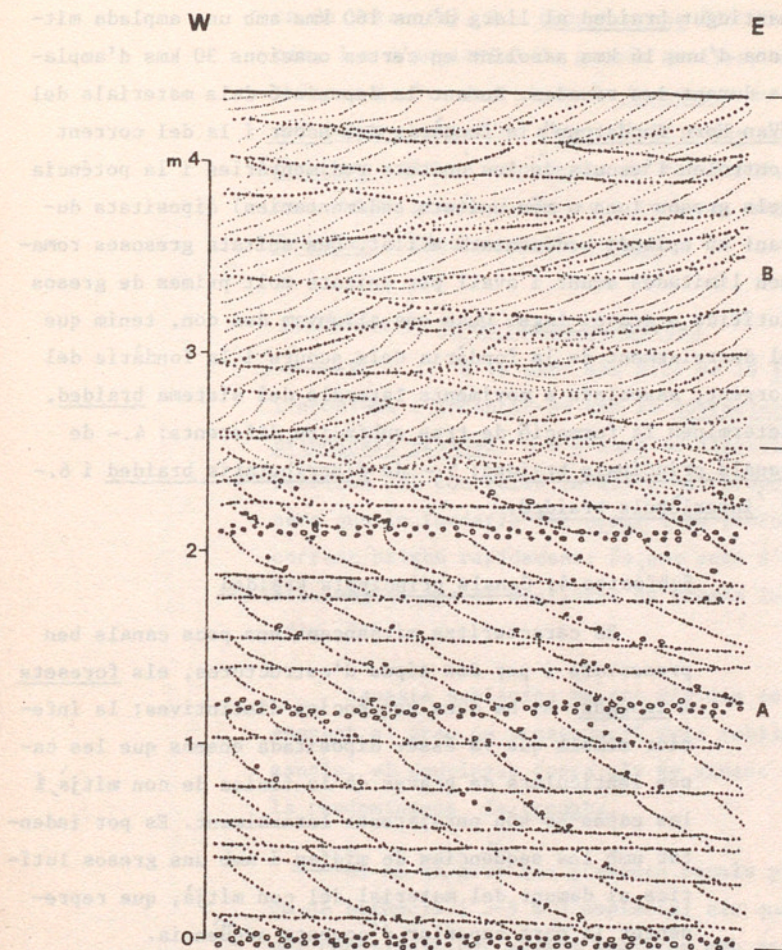


Fig. 26.- Fàcies distals. A, gresos grollers lutítics amb grànuls, predominança de laminació encreuada foreset i laminació encreuada trough subordinada; poden apreciar-s'hi tres episodis deposicionals destacats per les filades de graves. B, gresos grollers, lleugerament granulars, amb laminació encreuada trough. (McGOWEN & GROAT, 1971).

són els foresets i el trough. Els dipòsits distals semblen ésser dipositats per sistemes braided que poden ésser comparats amb els de l'actual del Kosi River de l'Índia que s'ha mantingut braided al llarg d'uns 160 kms amb una amplada mitjana d'uns 16 kms assolint en certes ocasions 30 kms d'amplada durant les riuades. Durant la deposició dels materials del "Van Horn Sandstone", la fondària del scour i la del corrent controlen l'escala de les unitats sedimentàries i la potència dels gresos (una o més unitats sedimentàries) dipositats durant un episodi sedimentari aïllat. Les unitats gresoses romanen limitades amunt i avall per unitats molt primes de gresos lutítics o gravel lags. Quan ens allunyem del con, tenim que el decreixement de la fondària dels scours i la fondària del corrent, associats a moviments laterals del sistema braided, determinen la formació de tres subfàcies diferents: 4.- de canals principals braided; 5.- de distributaris braided i 6.- d' interlòbuls braided.

Subfàcies 4; Canals principals braided

Es caracteritza mitjançant uns pocs canals ben preservats i per dos tipus d'estructures, els foresets i troughs. Hi ha dues seqüències distintives; la inferior sembla que va ésser dipositada ensems que les capes lenticulars de graves de la fàcies de con mitjà i les capes no són persistents lateralment. Es pot indentar amb les seqüències de midfan i amb uns gresos lutítics al damunt del material del con mitjà, que representen la part superior d'aquesta seqüència.

La seqüència superior es caracteritza per unes capes que tenen una potència uniforme lateralment i s'encunyen longitudinalment recobertes per capes més modernes de gresos lutítics molt prims acumulats al llit de canals amples i soms. Hom pot fer reconeixement d'aquests canals tenint en compte que el reblliment és format per grànuls i graves de palets i, tex-

turalment, és diferent dels gresos molt grollers dins dels quals és encaixat. Un rebliment típic és format a base de 1.- capa massiva de palets (d'alguns mm a 30 cm de potència), 2.- trough cross (de 50 cm de potència, 1 m d'amplària) de gresos grollers a graves granuloses i, 3.- dos tipus de foresets: un de baix angle amb bottom sets i un altre d'alt angle solament amb foresets. Altres seqüències de rebliment, no tan esteses, tenen gresos lutítics a la base, seguits per foresets i finalment per trough.

Subfàcies 5; Distributarius braided

És a la part més alta de la fàcies distal i acostuma a indentar-se amb la subfàcies de canals principals braided. Els gresos es disposen on la superfície del con talla la del canal principal, de manera que la fondària del scour i la profunditat del corrent baixen ràpidament; és una zona d'energia baixa a la vegada que el contingut en gresos lutítics és alt. (fig. 27).

Aquesta subfàcies es pot dividir en dos grups atenent al grau de preservació dels rebliments dels canals, el contingut força alt de gresos lutítics i la predominança de troughs.

Hi ha un grup que presenta canals petits (30-40 cm de potència i 3-9 m d'amplària) els quals tenen el sòl constituït per gresos lutítics amb estructures de deformació de materials tous, seguits al damunt per estructures trough. El segon grup té uns troughs més aviat petits (24 mm - 1 cm de potència i 1,5 cm a 60 cm d'amplària) i unitats molt primes (25 mm a 1,5 cm de potència) de gresos lutítics.

Els materials es van acumulant a unes zones de gradient molt baix i de scour i amb corrents molt soms.

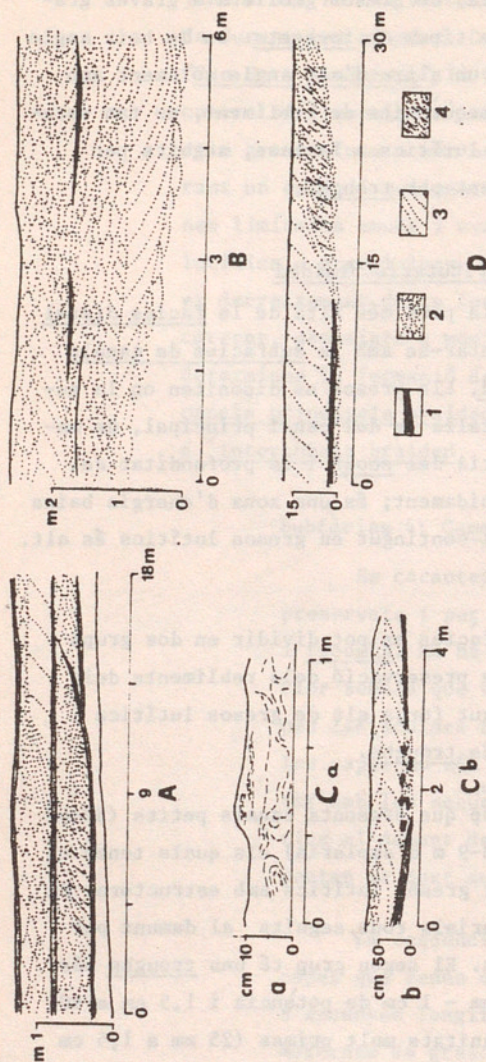


Fig. 27.- Característiques de la subfàcies de distributaris braided en secció paral·lela al flux (A, B) i en secció ortogonal al flux (C). L'esquema D correspon a la subfàcies de canals principals braided en secció paral·lela al flux. En A hom pot apreciar tres episodis deposicionals; en B, hom pot apreciar fins a deu episodis deposicionals; Ca, correspon a deformacions existents en els gresos lutítics dels fons dels canals braided; Cb, mostra la remoció i la incorporació al rebliment dels gresos lutítics dels fons dels canals; D, correspon a les estructures sedimentàries primàries són: 1, gresos lutítics massius; 2, laminació encreuada trough; 3, laminació encreuada foreset i 4, laminació encreuada de foreset compostos. (McGOWEN & GROAT, 1971).

Aquestes condicions afavoreixen l'acumulació de gresos lutítics els quals a causa de la seva impermeabilitat no admeten un bon drenatge, de manera que es desenvolupen estructures d'injecció dins aquests dipòsits saturats.

Subfàcies 6; Interlòbuls braided

Són seccions relativament potents de gresos grollers a molt grollers, amb troughs que graden els dipòsits de canals principals braided. De vegades també queden indentades amb la fàcies de distributaris. Aquests dipòsits tenen potències de 9 a 30 m en secció, i romanen separats per dipòsits de canals principals braided cada vegada més prim; a cada secció, a tot estirar, es poden fer tres unitats d'aquesta fàcies. Predominen molt els troughs, però també hi ha foresets i làmines paral·leles als gresos lutítics. Els dipòsits més potents es presenten a les parts inferiors de les fàcies distals, on el relleu deposicional dels lòbuls era més fort. Les estructures més petites se situen a les parts estratigràficament més altes. Els troughs més petits queden prop del límit inferior dels megaripples i la granulometria és de mitjana a grollera.

2.2.2.- Dinàmica evolutiva d'un con d'ambient humit

Al Van Horn sandstone (con cambrià), no s'hi ha comprovat l'existència de dipòsits de debris flows, de mud flows ni de Sieve, que caracteritzen els cons de dejecció de les regions àrides i semiàrides. Tampoc no se n'ha trobat cap al New Red sandstone d'Escòcia, ni al gran con actual del Kosi River de l'Índia.

Per altra banda, tampoc no hi ha cap model actual que tingui el mateix tipus que el del Van Horn; aquest s'ha definit mitjançant l'estudi comparatiu de: 1.- cons moderns a les regions àrides; 2.- cons moderns a les regions humides; 3.- cons antics; 4.- caracterís-

tiques dels corrents braided; 5.- processos fluvials i; 6.- flood surge dipòsits com els del Rubicon River (SCOTT & GRAVLEE 1968)... etc. De cada fàcies i de cada grup de fàcies es proposa una explicació sobre la dinàmica del seu funcionament. (figs. 28, 29 i 30).

2.2.2.1.- Fàcies proximal:

Les graves romanen dipositades principalment als en-
gorjats on el corrent s'hi troba confinat i es prou competent
arrosegat els clasts mes grossos. Hi van ésser dipositades
com a surge diposits (Rubicon River) i formen la part basal
dels dipòsits del Van Horn Sandstone (cal tenir present que
el Rubicon tenia una velocitat d'uns 6 m/seg. i podia arrosse-
gar blocs de més de 2 m. de diàmetre, donant lloc a diposits
amb fronts molt inclinats i transversals a la direcció del
corrent que deuen correspondre al fet que el material ha estat
transportat mitjançant grans onades de sediments) (SCOTT &
GRAVLEE 1968). Algunes de les seqüències de graves (amb fore-
sets) alternen amb nivells de gresos. Les graves hi conserven
un angle més petit que el de repos i són més grolleres a la
banda de dalt dels foresets. No hi ha clasts més grans que
els còdols en aquests foresets. Aquests dipòsits de graves
(barres) es desenvolupen, probablement, en condicions menys
vigoroses que les del Rubicon River. Els gresos suprajacents
s'hi acumularien durant l'estiuada, en el qual la profunditat
de l'aigua era baixa; aquests gresos grollers. només tenen la-
minació paral·lela ja que la granulometria no deixa que s'hi
puguin formar ripples. (figs. 17, 18, 19 i 20).

Els dipòsits de gresos i gresos lutítics van associats
a les fàcies proximals que s'acumulen dins les depressions la-
terals de les barres de graves i en depressions entre dos lò-
buls de con. La sorra rebleix molts canals braided, petits i
amples, que flanquegen les barres de graves. La deposició de
sorres es produeix: 1.- durant l'estadi feble del corrent que
ha deixat les barres de graves; 2.- quan els corrents ja no
són prou competents per a arrossegar les graves, i 3.- quan

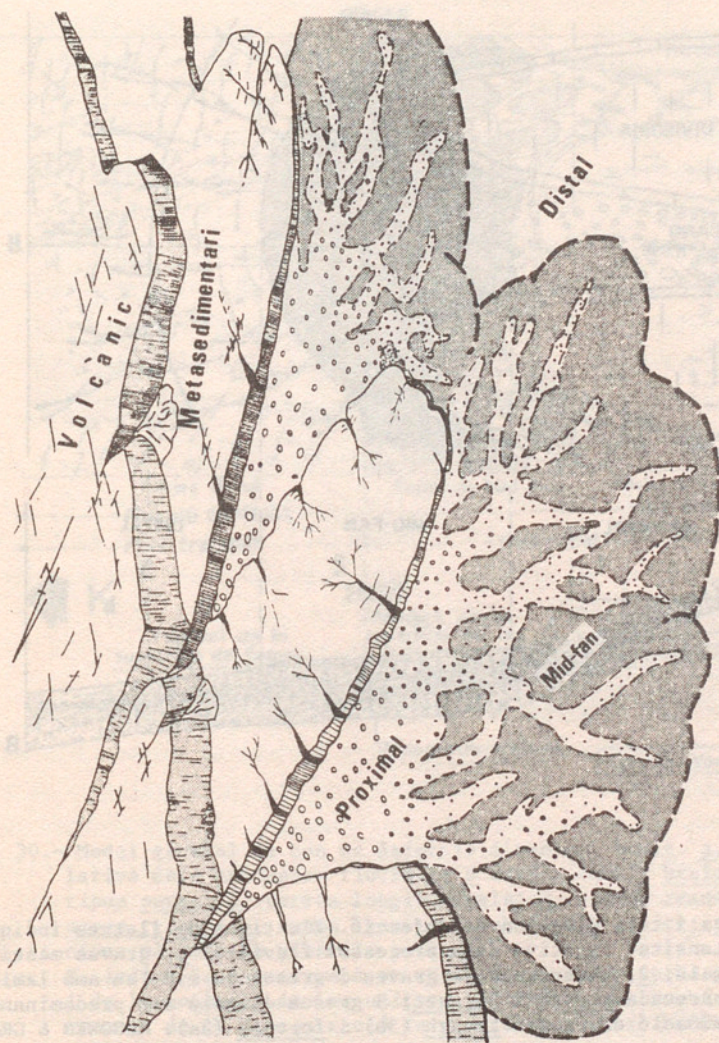


Fig. 28.- Paleogeografia interpretativa del model de con de dejecció del Van Horn (McGOWEN & GROAT, 1971).

Figura 28.- Detalls de les unitats 1 i 2. 1.- processos fluvials; 2.- fletxes
 massives de la unitat 1 del riu Robinson River (McGOWEN & GROAT 1971)...
 etc. De cada detall i de cada grup de fletxes es proposa una expli-
 cació sobre la dinàmica del seu desenvolupament. (Figs. 28, 29 i 30).

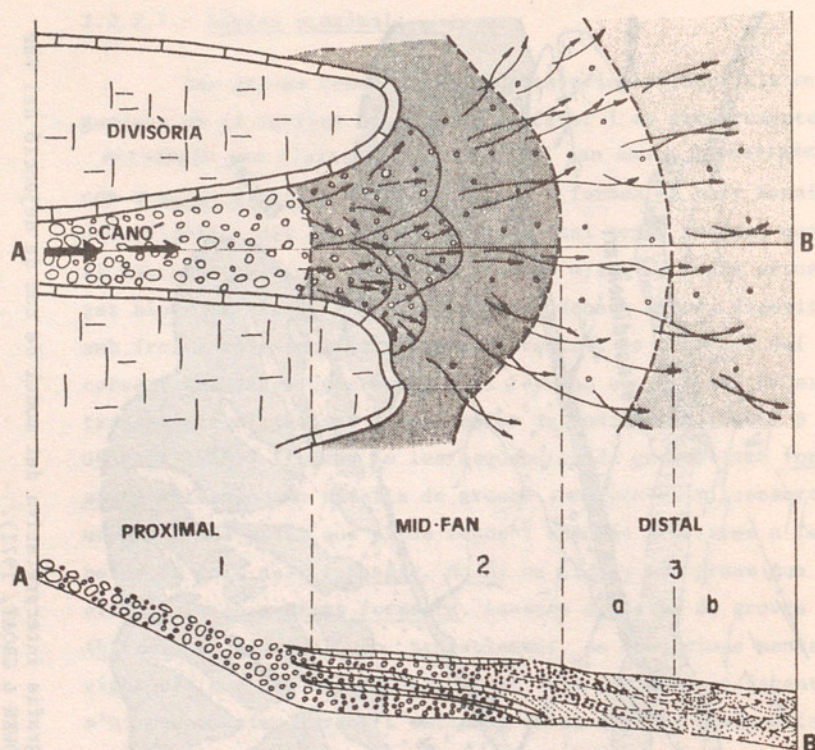


Fig. 29.- Planta i tall d'un con de dejecció. Els tipus de fletxes indiquen la intensitat relativa dels processos fluvials. 1, graves massives proximals; 2, alternança de graves i gresos de mid-fan amb laminació encreuada trough i foreset; 3 gresos distals amb predominança de laminació encreuada trough (3b) i foreset (3a). McGOWEN & GROAT, 1971).

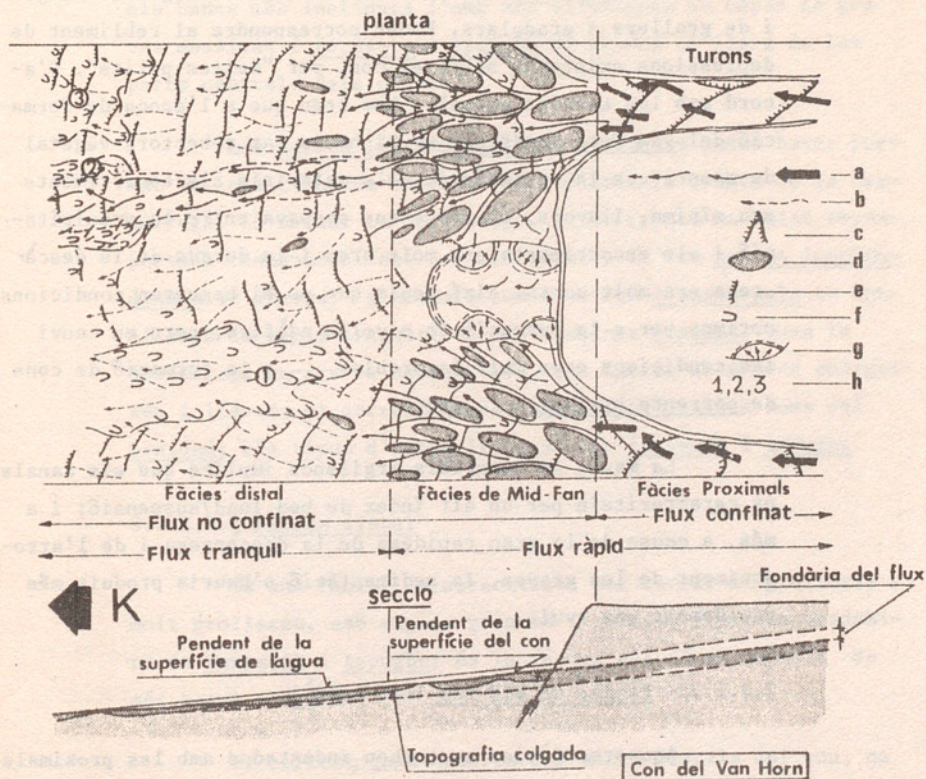


Fig. 30.- Model general de con de dejecció d'ambient humit. a, intensitat relativa dels processos fluvials; b antics canals braided; c, dipòsits tipus surge; d, barres longitudinals; e, barres transversals; f, scour trough; g, zones lacustres amb deltes petits; h, concentracions màximes de minerals pesants. K, indica la decreixença en energia del medi, de la granulometria i de la potència de les unitats sedimentàries; també indica un increment de la concentració de minerals pesants. (McGOWEN & GROAT, 1971).

el lloc de màxima descàrrega s'ha desplaçat. Els gresos lutítics de la fàcies proximal tenen unes unitats de sedimentació (3-4 m) amb topsets, foresets i bottomsets, de manera que van engruixint cap amunt, tot passant de lutítics a gresos mitjans i de grollers a granulars. Poden correspondre al rebliment de depressions existents sobre el con, per "deltas petits". D'acord amb les teories actuals, hom creu que a l'època de formació del Van Horn sandstone no hi havia cap cobertura vegetal de manera que la resistència dels materials als escurriments era mínima, llavors, el temps que passava entre la precipitació i els escurriments era molt breu i la durada de la descàrrega era molt curta. Així tenim que no hi hagueren condicions òptimes per a la formació de nivells edàfics, però en canvi les condicions eren molt favorables a la formació de cons de corrents braided, ... etc.

La manca de materials argilencs implica que els canals es caracteritzin per un alt índex de bed load/suspensió; i a més, a causa de la gran rapidesa de la descàrrega i de l'arrodoniment de les graves, la sedimentació s'hauria produït més ràpidament que avui.

2.2.2.2.- Fàcies de mid fan (con mitjà)

Aquestes fàcies es troben indentades amb les proximals. Hi ha decreixement de la granulometria i de la potència de les capes cap avall. En obrir-se l'engorjat (McGOWEN & GROAT 1971) hi ha fàcies de barreja de graves i sorres, damunt les quals es desenvolupa un sistema braided que divaga per una zona molt més àmplia. Això implica la preservació dels rebliments de canal. Els canals braided són fondos i estrets quan han estat tallats dins les graves i, en canvi, són amples i poc fondos quan ho fan dins gresos. (figs. 21, 22 i 24).

Les graves es caracteritzen per capes paral·leles que graden lateralment i cap avall a foresets d'angle baix i alt, acumulades en corrents braided com a barres longitudinals (RUST 1972a, SMITH, 1974). Un cop es forma el cos elongat de

la barra, el corrent es diversifica cap a ambdues bandes per damunt de la superfície de pendent bastant alt, i tot obrint canalets que flanquegen la barra. Aquests canalets solen ésser reblerts de graves amb foresets de gran angle, adjacents als bancs més inclinats i amb una alternança de capes de graves massives i foresets i troughs de gresos al llarg de les parts centrals dels canals.

Les barres longitudinals de graves es poden haver format en condicions de corrent ràpid durant la cresta de la descàrrega. En baixar la descàrrega, la sorra que ha estat transportada transversalment per les crestes de les barres longitudinals de graves, s'acumula com a barres transversals en condicions de règim tranquil en els canalets braided. Quan la descàrrega encara va baixant més, les barres de graves emergeixen i llavors el corrent queda confinat als canals sòms del braided; els tipus d'estratificació són foresets i troughs.

2.2.2.3.- Fàcies distal

És una fàcies caracteritzada per sorres de grolleres o molt grolleres, amb alguns grànuls i palets, i per un predomini de foresets i troughs; és la fàcies que té el dipòsit de més baixa energia.

El corrent, quan davalla les parts distals del con, no roman gens confinat, de manera que la seva profunditat, velocitat i competència són molt més petites que a les zones proximals i mitjanes. A la part distal, el corrent és condicionat per una gran quantitat de canalets petits i de tipus braided (figs. 23 i 25).

Segons l'abundància relativa de foresets i troughs, el nombre de capes primes de sorres lutítiques i el grau de preservació dels dipòsits de canal, podem dividir aquesta fàcies en les següents subfàcies: 4.- canals principals braided; 5.- distributaris braided; i 6.- interlobuls braided.

subfàcies 4; Canals principals braided

Aquesta subfàcies es caracteritza per la combinació de foresets i troughs que són el resultat de barres transversals i megaripples desenvolupats en condicions de corrent ràpid i tranquil que depen de l'índex bed load / descàrrega.

Els angles dels foresets (fronts d'avançament de les barres transversals) són alts al començament d'una etapa deposicional individual, però esdevenen més feblesa mesura que s'incrementa la intensitat del corrent.

Dins d'aquesta subfàcies hi ha foresets compostos que passen cap amunt i cap avall a foresets simples. Quan en el sentit del corrent els foresets compostos passen a foresets simples, tenim una barra transversal que va creixent segons la direcció del corrent en condicions de velocitat constant i quan la profunditat de l'aigua augmenta ràpidament i sobtadament. Una combinació de gresos d'avalanche face i grava de grànuls i material similar de suspensió, podria desenvolupar les unitats de foresets convexes com un corrent separat a través del front de la barra transversal infraject. Diverses elevacions ràpides del nivell de l'aigua podrien produir seqüències relativament gruixudes de foresets compostos.

Els megaripples desenvolupats contemporàniament a les barres transversals solen col·locar-se cap avall del corrent a partir de barres on l'índex bed load / descàrrega era més baix. Així mateix, es formen megaripples a les parts més pregones dels corrents braided després que les barres transversals han quedat a la superfície. No hi ha proves que en corrents braided actuals es formin barres longitudinals a les parts dis-

tals. Els corrents braided amb alt índex de bed load / descàrrega es poden caracteritzar per un predomini de les barres transversals sobre les longitudinals (ORE 1964).

subfàcies 5; Distributaris braided

Cap avall del con, el pendent va disminuint alhora que ho fa la fondària dels canals. A partir del punt on el pendent de la superfície del con i la dels canals és el mateix, el corrent s'expandeix per damunt de la superfície i es distribueix per una multitud de canalets braided que radia cap a les bandes més externes. (fig. 27).

El corrent d'aquests canalets és molt petit i som; els canals no han estat reblerts durant el mateix episodi sedimentari, tal com ho assenyala la presència de gresos lutítics del llit dels canals (alguns presenten ripples). Aquestes laminetes molt sovint queden deformades per fenòmens propis dels materials tous. Els foresets i troughs assenyalen condicions de corrent tranquil i les estructures deformacionals indiquen períodes de saturació prolongats; de tant en tant hi ha estructures d'injecció de materials fluïdificats. Els megaripples migren corrent avall durant el flux i els gresos lutítics s'acumulen quan les riuades decreixen i ve l'estancament.

Tot plegat mostra grans analogies amb el model dels outwash fans glacials (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975, BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978...).

subfàcies 6; Interlobuls braided

Són els dipòsits de rebliment de zones deprimides que es formen als llocs de coalescència dels lòbuls distals de dos cons adjacents.

Aquestes depressions recullen els corrents de les zones coalescents de cons adjacents i ⁱⁿcremen- ten localment les condicions de velocitat i de fondària.

El corrent tranquil predomina en aquesta fàcies i els bed forms són principalment megaripples; els materials varien de gresos granulars a grollers i molt grollers amb troughs.

Han estat citats placers de minerals pesants dins les làmines dels megaripples (McGOWEN & GROAT 1971; SESTINI, 1973; VOS 1975...).

III - CONS DE DEJECCIÓ DINS EL REGISTRE FÒSSIL:

Aquest apartat solament tractarà d'alguns dels exemples més coneguts de cons de dejecció en estat fòssil arreu del món.

Sembla que molts dipòsits de cons de dejecció són dipòsits sinorogènics l'origen dels quals és degut, no tan sols als aixecaments de les zones muntanyoses que forneixen molts arrossegalls, sinó també a un increment de la competència dels corrents (BULL 1964b, 1968). Les condicions òptimes per a l'acumulació de seqüències gruixudes de dipòsits de cons de dejecció tenen lloc quan l'índex de l'aixecament és més gran que el de denudació. Com hom veu, és molt freqüent que als exemples de cons fòssils se'ls doni una explicació orogènica (figs. 15, 15bis, 16, 16bis, 30, 31...).

També es poden trobar petits cons a certs indrets on el nivell de base ha canviat per causes no tectòniques, tal com s'esdevé amb un riu o una gelera que ha erosionat el seu llit més ràpidament que els engorjats adjacents (SUGGATTE 1963; CARRYER 1966). Canvis deposicionals en els cons de dejecció, relacionats amb les condicions climàtiques, han estat descrits per LUSTIG (1965, pag. 183-186).

Arreu, durant les fases orogèniques principals, hi ha hagut grans acumulacions de dipòsits de cons de dejecció. Així, uns dipòsits noruecs han estat descrits per NILSEN (1968a, 1968b, 1969), per STEEL (1976, 1977); d'altres, com la formació pennsylvaniana Fountain del Colorado per TIEJE (1923), HUBERT (1960) i HOWARD (1966); els del grup triàsic de Newark, per DUNBAR (1949), KRYNINE (1950), REINEMUND (1955) i KLEIN (1962); els de Escòcia per MAYCOCK, (1962); SELLEY (1965); WILLIAMS (1966, 1969) i STEEL (1971, 1974, 1975).

La gran majoria dels cons de dejecció fòssils coneguts clàssicament correspon cons desenvolupats en ambients àrids o semiàrids.

Han estat citats principalment els de U.S.A., (BEATY, 1963, 1970, 1974; DREWES 1963; GRABAU 1913; LAHEE, 1941; BULL 1962a, 1962b, 1964a, 1964b, 1968, 1971, 1972, 1977; RYDER & SCHOLTEN 1973; WILSON 1970; HOOKE 1967; FAIRBRIDGE 1968) i a d'altres parts del món (WASSON 1977a; VITA-FINZI 1977; STEEL 1976; OVERMEEREN & STAAL 1976; MIALl 1970, 1977b; NILSEN 1969; KUKAL 1970; HORNE 1975; HOPPE & ECKMAN 1969; GARNER 1959...).

Més a prop nostre n'hi ha de citats als Pirineus (ROSELL & RIBA 1966; FREYTET 1970; RIBA 1974, 1976; PUIGDEFABREGAS 1975), al Valles (ROSELL et alt. 1973), a la Serralada Ibèrica (HERNANDO 1975), a la Serralada Cantàbrica (HEWARD 1978) i a d'altres parts del país (TRILLA 1974; SANCHEZ DE LA TORRE 1978...). Són en estudi els del Cairat (la Puda de Montserrat) i els de Sant Llorenç del Munt (ANADON litt.). Actualment son objecte d'estudi propi els del Laberint i del Martí Codolar a Barcelona, els de les Guillerries, els del Montsant,... etc.

Dipòsits de cons de dejecció fòssils a les Guillerries:

Recentment hem estudiat els materials detrítics vermells de l'Eocè inferior, coneguts com "Conglomerados y areniscas rojas de Les Guillerries" REGUANT 1967; "Formación Sant Martí Sacalm" GICH et alt. 1967; que formen els nivells basals del Terciari a la zona de Vic-Guillerries (COLOMBO 1975).

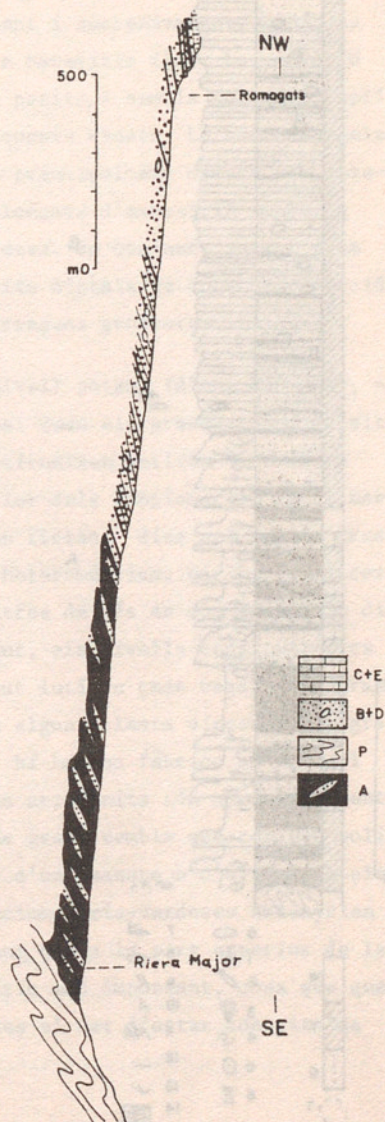
Descripció estratigràfica: (Fig. 32). El nivell vermell, amb una potència d'uns 500 m, l'hem dividit de baix a dalt de la manera següent:

Unitat A: Constituïda per ciclotemes a grans trets fining upwards compostos d'un membre groller gres-conglomeràtic amb una marcada superfície basal d'erosió i d'un membre fi, lutític, amb zonacions de caliche. El membre groller, persistent lateralment, és format per gresos grollers, amb gran quantitat de còdols rodats i subarrodonits que, per acumulació local, poden constituir veritables conglomerats. La laminació encreuada (cross bedding) de baix angle resta patent gràcies a l'orientació dels clasts relativament plans; que són predominantment paleozoics i esporàdicament triàsics. Lateralment, sembla que pot arribar a passar al membre fi. A la banda superior, just en el límit amb el membre fi, és on hem pogut localitzar traces d'activitat orgànica o bioturbació (burrows, arrels,...).

El membre fi que en alguns indrets acostuma a tenir diverses vegades la potència del membre groller és format per lutites vermelles massives amb algunes intercalacions primes de gresos grollers i microconglomerats molt rodats. Tenen algunes "calichificacions" molt incipients que ressalten mercès a unes zonacions gris-verdoses de contingut alt en carbonat càlcic i col.locades, generalment, a

Fig. 31.- Tall general sintètic de la zona de les Guilleries.

P, paleozoic i granit; A, unitat A; B+D, unitats B i D; C+E, unitats C i E. (COLOMBO, 1975.)



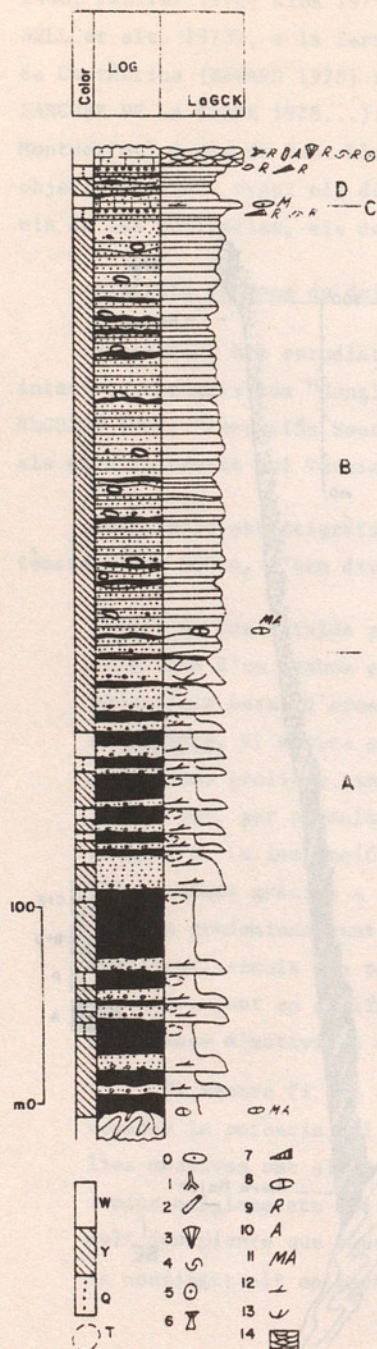


Fig. 32.- Sinopsi del tall sintètic. Les fàcies són les mateixes que les de la fig. 31. (COLOMBO, 1975.)

L, lutita; a, gresos fins; G, gresos grollers; C, graves; K, calcàries. W, color blanc; Y, color vermell; Q, canvi gradual del color; T, taques de la coloració.

0 Alveolínids, 1 Briozous, 2 Burrows, 3 Escleractínids colonials, 4 Ostreids, 5 Foraminífers, 6 Lamelibranquis, 7 Gasteròpods, 8 concreció carbonatada, 9 poc abundants, 10 abundants, 11 molt abundants, 12 laminació encreuada planar, 13 laminació encreuada trough, 14 calcàries nodulars.

les vores del membre groller del ciclotema superior. Altres cops aquests "caliches" poden ésser bastant ben desenvolupats representant períodes favorables per a llur formació (COLOMBO, ESTEBAN, MARZO i POMAR, 1975).

Interpretació: El membre groller es pot interpretar com dipòsits de canals amples d'un sistema de floodplain amb una manca de zones típicament meandriformes. Els aports grollers d'una certa extensió lateral s'haurien dipositat ràpidament i successivament, separats ocasionalment per petits episodis de materials fins. La variació dels paleocorrents és relativament petita, i sembla que això implica una sinuositat bastant febla d'aquests canals. La maduresa dels "caliches" adjacents, desenvolupats principalment damunt els materials fins, implicaria períodes prolongats d'exposició subaèria dins un ambient general de semi-aridesa. En conjunt, aquest tram hom el podria interpretar com dipòsits distals de cons de dejecció de materials fins amb algunes descàrregues grolleres.

Unitat B: És constituïda per un nivell potent (d'uns 250 mts), a base de repeticions conglomerat/gres. Quan els gresos tenen un alt percentatge lutític, sembla que constitueixen petites seqüències fining upwards. La superfície inferior dels conglomerats no és marcadament erosiva i els clasts resten flotant dins una matriu gresolutítica. La granulometria és molt heteromètrica, car hi coexisteixen clasts d'un centímetre amb d'altres de més de dos metres de diàmetre màxim. Lateralment, i cap amunt, els nivells conglomeràtics van passant a gresos amb un contingut lutític cada vegada més gran, malgrat en els que hi són freqüents alguns clasts dispersos de granulometria variable. Ocasionalment, hi ha una fàbrica en la qual els eixos majors dels clasts plans o arrodonits són aproximadament paral·lels als aports. Els blocs més grans sembla que romanen solitaris o dispersos, però relacionats d'una manera o d'altra amb els nivells més lutítics. Taques i zonacions gris-verdoses assenyalen "caliches" incipients. Litològicament, cap a la part superior de la unitat s'aprecia un contingut lutític més important, cosa que queda ben patent a la morfologia gràcies al fet d'estar constituïda per materials més tendres.

Interpretació: Algunes de les característiques d'aquesta unitat ens fan pensar que no fou dipositada per l'activitat d'un corrent normal. Les unitats de conglomerats heteromètrics que no mostren contactes marcadament erosius amb els materials infrajaccents, semblen assenyalar un agent de transport de viscositat aparent força alta, capaç de transportar els materials en un medi de poca turbulència (FISHER 1971; STEEL 1974) i per consegüent, amb poca erosió basal. En alguns indrets manca el nivell gresós superior, substituït per materials més lutítics, amb clasts grossos dispersos, horitzontals uns i clavats verticalment d'altres.

Aquestes característiques, i la presència de grans blocs (2 m de diàmetre màxim) endinsats en els materials greso-lutítics, són contràries a la idea d'un transport fet per corrents normals de tracció i són molt semblants a les dels debris flows (FAHNSTOCK 1963). Els debris flows, en un ambient continental àrid o semiàrid, són els agents principals de la formació dels cons de dejecció (HOOKE 1967; BULL 1972)...).

El membre conglomeràtic es pot interpretar com un dipòsit normal de debris flows amb parts dels clasts englobats dins la matriu gresosa i d'altres flotant pel damunt. Els membres superiors, amb una predominança de gresos, hom els interpreta com el resultat dels fluxos aquosos que succeeixen ls debris flows dels cons recents (FAHNSTOCK 1963; HOOKE 1967); això explicaria aquesta acumulació de gresos cap a les parts mitjanes baixes dels cons.

Unitat C: Nivell blanquinós poc potent (2 m) essencialment calcari. Té la base formada per un conglomerat poligènic de potència escassa, amb clasts bastant rodats i alguns fragments fòssils. El nivell calcari principal constitueix un horitzó que ressalta morfològicament, és constituït fonamentalment per una gran munió d'Alveolines (amb els seus eixos paral·lels a la base...), Miliolids,... etc.

Podria correspondre a platges sorrenques, formant petites badies, on les Alveolines serien els clasts petits.

Unitat D: Conjunt vermell amb tendència fining upwards format per aports irregulars on hi són abundosos els gresos lutítics amb clasts dispersos i alguns nodulets carbonatats de "caliche" incipient. Quantitativament, hi ha pocs gresos grollers-conglomeràtics. El trànsit cap al tram superior es fa, en general, mitjançant gresos lutítics fins i tenyits per una coloració gris-verda-blanquinosa que sembla que va avançant per fronts i esdevé més clara a mesura que s'apropa al tram superior.

Després de la incursió marina de la unitat C, es reestableixen les condicions continentals amb un predomini de la sedimentació de sheet floods i de debris flows. Pensem que el "caliche" incipient implicaria una certa rapidesa de la deposició dels materials detrítics.

Unitat E: Constitueix la part més alta del perfil estratigràfic estudiat (fig. 31). Semblantment a l'unitat C, té la base constituïda per un conglomerat però amb una proporció major de restes orgànics (gasteròpods, ostrèids, ...). El nivell principal és detrític, calcari-gresós, d'aspecte nodular, blanquinós i amb una gran quantitat de restes orgàniques (algues calcàries, miliòlids, ostrèids, gasteròpods, lamel·libranquis, coralaris ..); localment conté, a la base, algun clast dispers. Constitueix la base del nivell M., de REGUANT 1967.

Encara que té analogies amb la unitat C, sembla que correspon a un ambient proper a la platja d'un mar relativament tranquil i poc profund.

En resum, aquestes interpretacions ens duen a la reconstrucció del model dinàmic següent: la serralada del Montseny, formada per roques cristal·lines i materials paleozoics, metamòrfics i triàsics (fins al Muschelkalk), hauria estat erosionada subaèriament, durant el Juràssic i el Cretàcic tot formant-s'hi una superfície d'erosió (la peneplana de les Guilleries). Les primeres pulsacions tectòniques de finals del Cretàcic afavoririen un enfonsament de la Plana de Vic i un sobre aixecament de la serralada del Montseny (aquestes primeres pulsacions afavoririen l'establiment de petits cons de dejecció amb predominança de materials lutítics, dels quals

la unitat A seria un representant relativament distal). Posteriorment, es produirien altres pulsacions més intenses que donarien lloc a la formació dels cons de les unitats B i D. Aquestes dades ens fan deduir que el Montseny tindria una estreta andana costanera als seus peus i seria capaç de produir nombrosos cons de dejecció que, en fusionar-se, formarien una bajada fins els dominis veritablement marins de les Unitats C i E. El conjunt representa un episodi regressiu culminat per un episodi transgressiu.

IV - ASSAIG DE COMPILACIÓ DE CARACTERÍSTIQUES DISTINTIVES DE CONS DE DEJECCIÓ FÒSSILS:

D'acord amb la classificació que hem fet tenint presents el tipus d'ambient climàtic que afecta el desenvolupament dels cons de dejecció, hem agrupat llurs característiques respectives segons que l'ambient predominant en el moment de formació sigui àrid o humíd.

Característiques dels cons de dejecció d'ambient àrid: (BULL 1972)

- .- solen ser dipòsits de gran oxidació i quasi mai no conserven dipòsits de matèria orgànica
- .- els cons acostumen a ésser formats per seqüències gruixudes de materials dipositats per water flows (tipus stream flood i braided) i debris flows (mud flows)
- .- el percentatge de dipòsits de debris flow, disminueix cap el peu d'aquells cons on hi ha presents els dos tipus de dipòsits.
- .- quan hom pot observar-los, els dipòsits laminars tenen uns valors de relació longitud/amplada que varien entre 5 i 20.
- .- els dipòsits de reblliment de canal de la majoria dels cons, són poc abundants respecte a la totalitat dels dipòsits.
- .- la granulometria decreix exponencialment cap al peu, malgrat que el decreixement no és regular, a causa de l'encaixament temporal dels canals ocorregut durant la història del con. Aquest encaixament forneix dipòsits de materials grollers les zones mitjanes i distals del con de dejecció.
- .- Prop de l'Apex són freqüents les estructures de cut-and-fill, i gairebé inexistent a les parts més distals del con.
- .- les seqüències de cons de dejecció, resultat de les diverses condicions de transport, són formades per uns termes en els quals varien àmpliament la granulometria, la classificació i la potència.
- .- les estructures deposicionals dels cons de dejecció revelen una disposició radial dels correns a partir de l'Apex. Als afloraments paral·lels a la generatriu del con, les capes individuals són força con-

Grups de fàcies	Fàcies de cada ambient	Zonacions principals	Planta
Proximal - -exòtica	g	PLATAFORMA	
		TALÚS	
		superior	
Proximal	f. esporàdicament a_1 a_2 (b_1 ?) Barreja de a_1 i g , esporàdicament f i e (a_1 i b_1 ?) B' $a_1 a_1$ e seqüència thinning upward $a_1 b_1 c$ d_1 seqüència thickening upward	inferior	
		CON INTERN	
		Canals	
Distal	a seqüència thickening upward g	CON MITJA	creixement inactiu creixement actiu
		Lòbuls	
		CON EXTERN	
	d, g	PLANA ABISSAL	

Fig. 33.- Terminologia i associacions de fàcies característiques dels cons submarins d'aigües pregones (deep sea fans). (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975.)

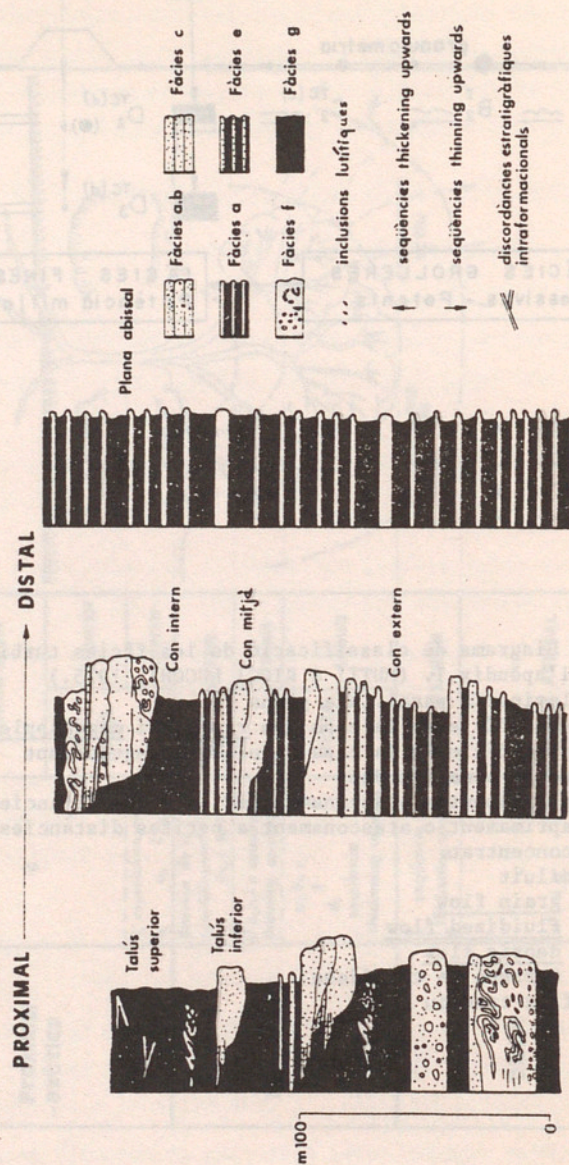


Fig. 34.- Associacions característiques de facies turbidíques. (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972.)

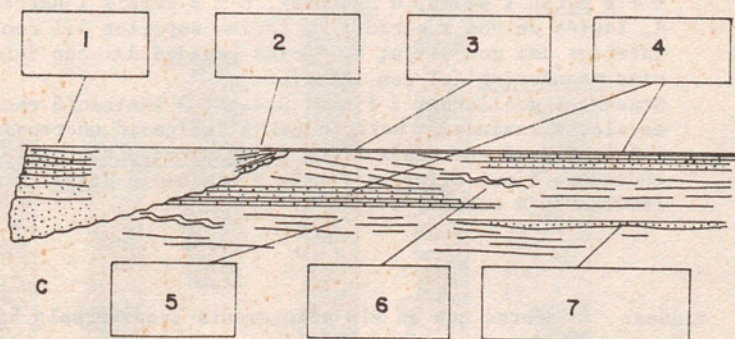
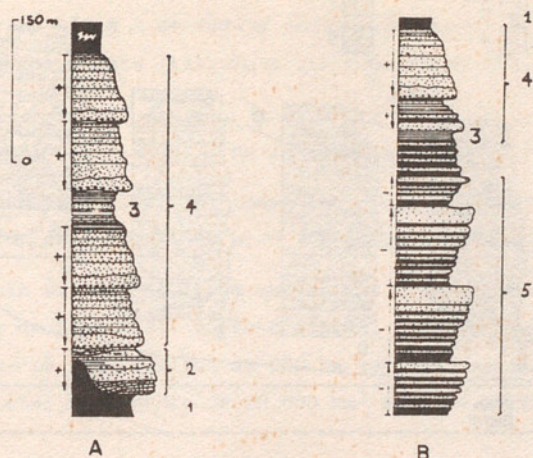


Fig. 34bis.- Esquema dels cons de dejecció d'aigües pregones (deep-sea fans).

A.- Exemple de retrocessió de les facies, dipositades contemporàniament amb una transgressió marina.

B.- Exemple clàssic de progradació de les facies sobre la plana abissal.

1) Talús inferior, 2) con intern, 3) intercanal, 4) con mitja, 5) con extern; + seqüències fining upwards, - seqüències coarsening upwards. (INGERSOLL, 1978.)

C.- Relacions de facies i terminologia de turbidites de canal i d'intercanal.

1) facies de canal, 2) facies marginals de canal, 3) lutites de levée, 4) facies d'intercanals, 5) lutites exteriors al con, 6) levée esllavissada, 7) gresos d'intercanal lleugerament canalitzats. (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975.)

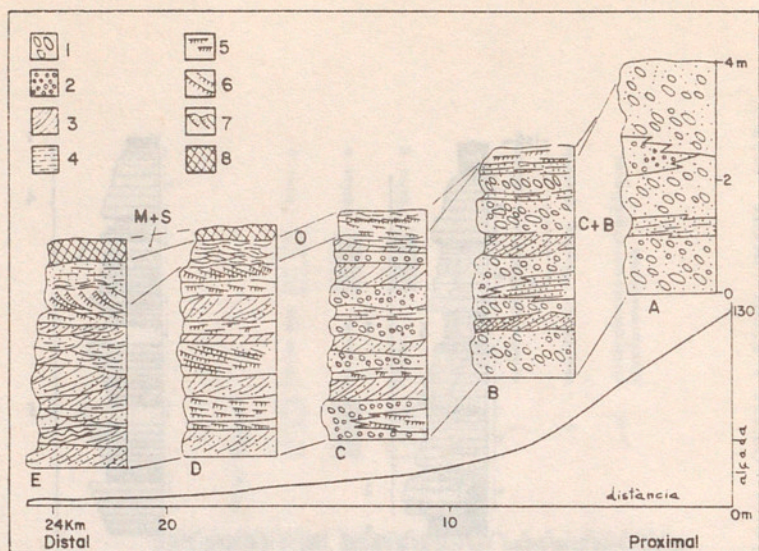


Fig. 35.- Variació de les facies i de les estructures sedimentàries en el sentit dels corrents.

M + S marsh i swamp, O overbank, C + B canals i barres.

A, fàcies de con superior; B, fàcies superior del con mitjà; C, fàcies inferior del con mitjà; D, fàcies braided del con inferior i E, fàcies meandering del con inferior.

Graves: 1 grolleres, 2 fines. Gresos: 3 laminació encreuada de gran escala, 4 laminació horitzontal 5 laminació encreuada tipus ripple i 6 laminació encreuada tipus climbing ripple. Lutites: Laminació encreuada tipus climbing ripple i laminació drape. 8 torba.

(BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

tinues. Mentre que en els afloraments transversals hi ha recobriments mutus de capes individuals, d'extensió limitada, interrompudes per estructures de cut-and-fill.

- els dipòsits de cons de dejecció tenen relacions transgressives o d'indentació amb d'altres ambients disposicionals (floodplain, llacs,... etc.).

Característiques de cons de dejecció d'ambient humit:

- les classes de granulometria predominant són les graves (blocs i còdols) i les sorres i els llims i les argiles hi són subordinats. Són dipòsits molt poc oxidats.

- Hi dominen els processos sedimentaris fluvials de règim aquós (fig. 38), amb una manca molt característica de dipòsits de debris flows i processos semblants.
- la presència de grans blocs i de còdols sembla assenyalar que els corrents serien molt competents (circulant per engorjats) amb una gran turbulència.
- hi ha un decreixement característic de la granulometria de l'Apex al peu.
- aquest tipus de cons (fig. 35 i 36) poden tenir uns pendents molt febles (del 1 per mil, prop de l'Apex fins el 0,2 per mil a la zona més distal).
- l'extensió en planta és molt més gran que en els equivalents àrids.

Actualment hi ha de funcional, entre d'altres, el gran con del Kosi River a l'Índia que té una longitud de 200 km per una amplada de 100 km i una superfície total de l'ordre de 20.000 km² (GOLE & CHITALE 1966).

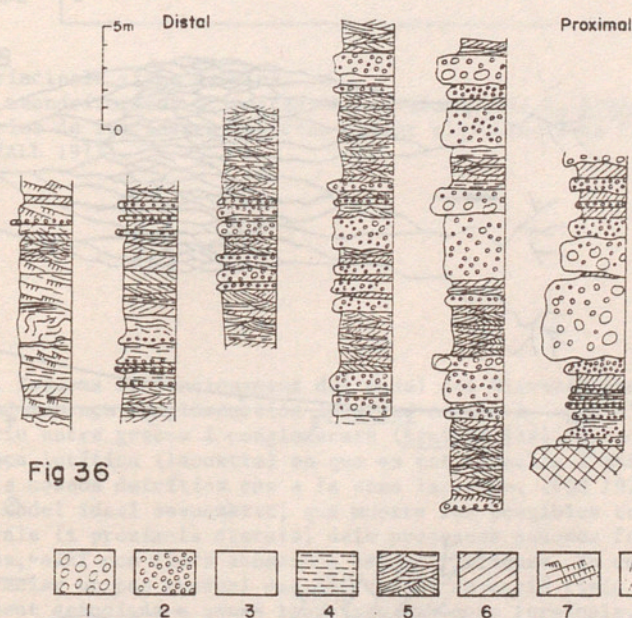
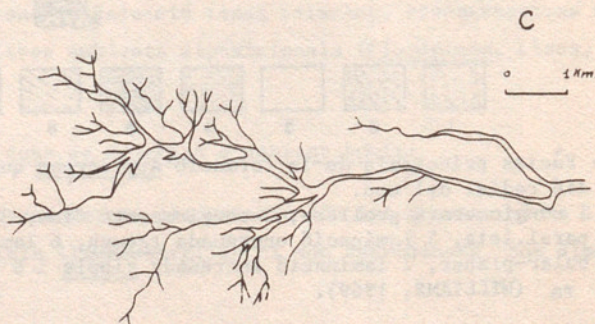
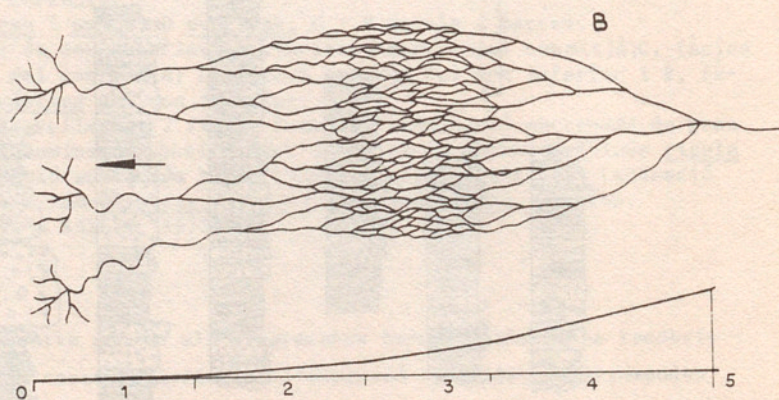
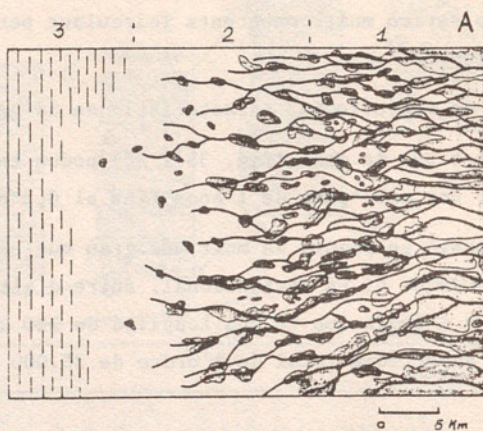


Fig. 36.- Fàcies principals de la formació Applecross que mostren una variació radial del con.
 1 conglomerats grollers, 2 conglomerats fins, 3 gresos, 4 laminació paral·lela, 5 laminació encreuada trough, 6 laminació encreuada tabular-planar, 7 laminació encreuada ripple i 8 laminació distor-
 ta (WILLIAMS, 1969).



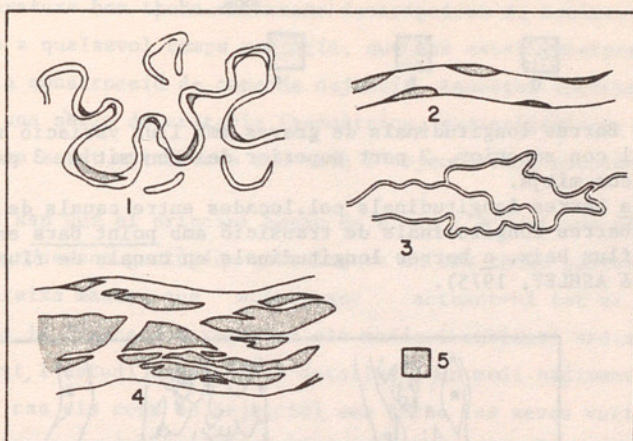


Fig. 38.- Principals tipus de rius.

1, meandriformes; 2, rectes; 3, anastomosats; 4, braided; 5, superfícies de les barres cobertes durant els estadis de flux alt. (MIALL 1977).

Fig. 37.- A. Esquema de funcionament del model del Witwatersrand. 1, zona de predominança conglomeràtica (braided dens), 2, zona d'equilibri relatiu entre gresos i conglomerats (braided lax), 3, zona de predominança lutítica (lacustre) en que es pot apreciar l'esfilagarsament dels cossos detrítics cap a la zona lacustre. (VOS 1975).

B. Model ideal esquemàtic, que mostra les possibles transicions laterals (i proximals distals) dels processos aquosos formadors dels cons, així com llurs zonacions característiques. En conjunt, s'hi pot apreciar un pas gradual des del con de dejecció típic a plana d'anegament associada a zones lacustres amb cons terminals. L'esquema és sense escala.

0 zona lacustre, 1 plana d'anegament, 2 canals anastomosats (braided lax), 3 canals braided atapeïts, 4 xarxa radial del con, 5 canal principal.

C. Esquema de la xarxa de drenatge del con terminal de Markanda (Índia) on es pot apreciar l'esfilagarsament amb tendència radial dels petits canalets.

La fletxa indica el sentit general del flux. (MUKERJI, 1976.)

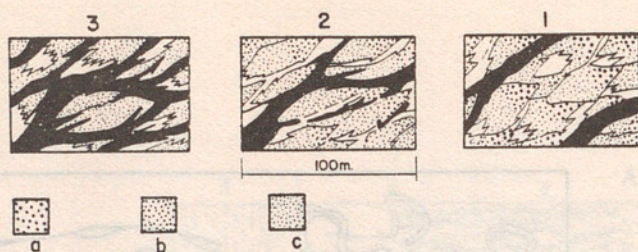


Fig. 39.- Barres longitudinals de grava amb llur variació morfològica. 1 con superior, 2 part superior del con mitjà, 3 part inferior del con mitjà.
a barres longitudinals col·locades entre canals de flux baix, b barres longitudinals de transició amb point bars en els canals de flux baix, c barres longitudinals en canals de flux baix. (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

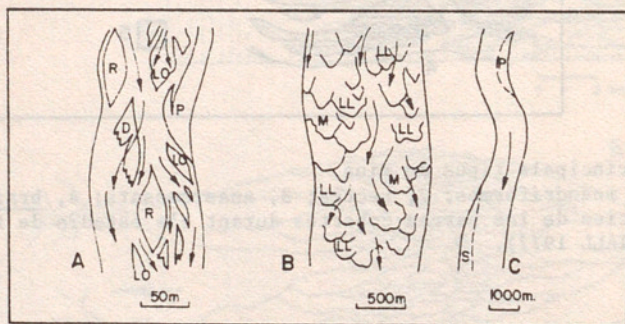


Fig. 40.- Principals tipus de barres conglomeràtiques. Lo longitudinals, D longitudinals amb flux diagonal, R residus de barres erosionades, LL linguoides, M linguoides modificades, P point bars i S barres laterals (MIALL 1977).

- .- com que aquests tipus de cons es formen per processos fluvials, llurs materials esdevenen més ben triats i arrodonits que els dels cons d'ambient àrid.
- .- encara que l'estructura final manqui en algunes zones més o menys característiques, un con d'aquest tipus es caracteritza perquè les diverses zones de fàcies es col·loquen més o menys concèntricament respecte a l'antic àpex. Esquemàticament, aquestes fàcies són: con proximal (blocs i còdols), con mitjà (graves i conglomerats) i con distal (gresos distribuïts principalment per corrents braided).

V - CONSIDERACIONS GENERALS

1.- Exemples de cons de dejecció descrits

A la literatura hom troba nombroses descripcions de sediments detrítics, referides a qualsevol temps geològic, que han estat interpretats com a producte de la construcció de cons de dejecció. Aquestes interpretacions son basades en una sèrie de criteris (geomètrics, estratigràfics, sedimentològics) que han estat establerts amb tota l'objectivitat possible.

Així, hom sap que el principi bàsic és el de l'actualisme el qual suposa que els processos geològics esdevinguts en els temps passats s'acomplien, de la mateixa manera que actualment actuant-hi tot el regitzell de lleis de la física que regeixen els medis i els ambients sedimentaris actuals. Per tant, l'estudi exhaustiu i detallat d'un medi sedimentari actual (en aquest cas els cons de dejecció), amb totes les seves variacions i particularitats conegudes, permetrà el desenvolupament d'un model sedimentari i d'una teoria general que hom intentarà aplicar, en la mesura de les possibilitats, a l'estudi dels materials antics. Això, que metodològicament és correcte, pot xocar en fer el trasllat automàtic als materials antics de totes i cadascuna de les característiques dels medis sedimentaris actuals, amb llurs variacions locals, ... etc.

Cal tenir en compte que entre els diversos models proposats de cons de dejecció, n'hi ha un que té una edat precambriana, com és el cas del Van Horn sandstone, i per aquesta raó desconeixem si el comportament hidràulic dels sediments d'aquella època tan llunyana era exactament igual

al d'ara, o si l'atmosfera tenia les mateixes característiques que actualment amb el mateix tipus d'interacció i interfase amb el sediment ... i no cal dir que la cobertura vegetal era minsa o inexistent.

Malgrat tot, hom creu que el principi de l'actualisme aplicat a l'estudi dels cons de dejecció és perfectament vàlid, sempre que la seva aplicació es faci acuradament. En molts casos pot esdevenir dubtós si els sediments antics poden ésser considerats veritablement constituents d'un model de cons de dejecció antic o si, en canvi, poden correspondre a altres tipus d'ambients sedimentaris afins que hi puguin ésser associats.

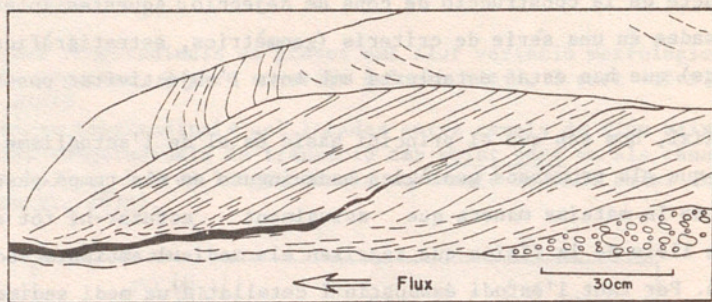


Fig. 41.- Barra longitudinal, morfologia i estructura interna. S'hi pot apreciar una superfície de reactivació remarcada per un petit revestiment lutític. (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

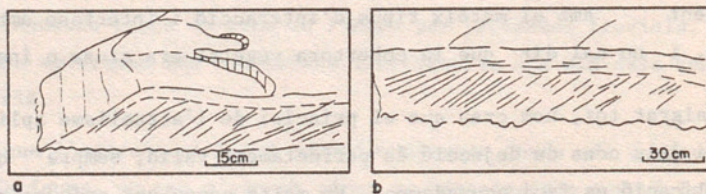


Fig. 42.- Barres longitudinals gresoses, estructura interna. a morfologia frontal, laminació encreuada planar a la superfície que presenta ripples cuspate molt grans; b laminació encreuada planar de gran escala originada per la migració de la barra a còpia de successives esllavissades frontals (avalanching), recoberta finalment per laminació paral·lela (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

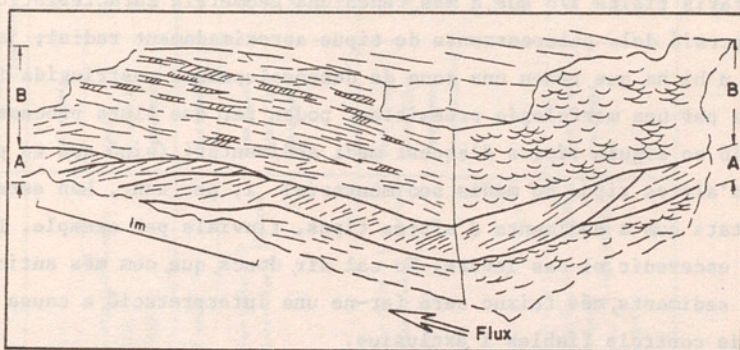


Fig. 43.- Estructura interna d'una barra linguoïde amb laminació encreuada de ripples climbing i laminació encreuada tangencial de gran escala. La migració frontal de la barra (avalanching) origina la laminació encreuada tangencial de gran escala, i la laminació encreuada de ripples climbing és causada per l'acreció a la superfície de la barra.
A laminació encreuada frontal, B superfície i laminació de ripples climbing. (BOOTHROYD & ASHLEY 1975)

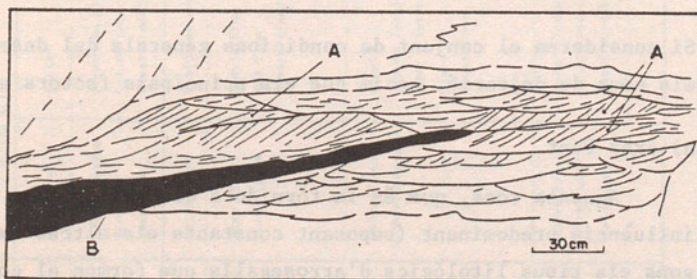


Fig. 44.- Point bars, estructura interna. Són evidents diversos cicles de migració frontal de la barra. A laminació encreuada frontal (gessos), B lutites gresoses de canal amb ripples climbing. La laminació encreuada trough és originada per la migració de megaripples. (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975).

L'anàlisi sedimentològica dels materials del con forneix tota una sèrie de dades que poden ésser interpretades a la llum dels principis i conceptes hidrodinàmics acceptats actualment.

Cal tenir esment que només han estat interpretats com a cons de dejecció aquelles acumulacions de materials que mostren uns processos sedimentaris típics i/o que, a més, tenen una geometria característica i una dispersió dels paleocorrents de tipus aproximadament radial; ja que, per tal com n'hi ha que tenen una zona de desenvolupament restringida i condicionada per una morfologia preexistent poden fer que llurs processos de formació no siguin típics d'aquest medi sedimentari (sinó que es poden donar en d'altres tipus de medis sedimentaris) i, per tant, han estat interpretats com a sediments d'altres tipus, fluvials per exemple. També és pot esdevenir el cas invers. No cal dir, doncs, que, com més antics siguin els sediments, més feixuc serà fer-ne una interpretació, a causa de la manca de controls fiables i exclusius.

Els exemples de cons actuals i subactuals més estudiats són els pertanyents a les zones àrides i semiàrides i els associats a zones de fracturació i d'inestabilitat tectònica. Generalment, aquesta localització condiciona els processos de formació del con, llurs dimensions, geometria, tipus sedimentaris, etc. Fa poc que hom comença d'estudiar els cons de dejecció situats a les zones humides i fredes lligades a fenòmens glacials i periglacials.

2.- Factors que controlen la formació dels cons de dejecció

Si considerem el conjunt de condicions generals del desenvolupament dels cons de dejecció, tenim que els principals factors són:

a) àrea font

Aquesta zona, que és la fornidora dels materials, tindrà una influència predominant (suposant constants els altres factors), segons els tipus litològics d'arrosegalls que formen el con. Per exemple, sembla difícil que es produeixin moviments massius tipus mud flow si l'àrea font no pot furnir grans quantitats de materials de granulometria fina.

Sistemes	Clima acid		Clima humit		Clima tropical	
	Processos	Fàcies	Processos	Fàcies	Processos	Fàcies
Àrea font	Ballavissades Erosió Pedogènesi	Cientrisme d'entallament Col. luvials Nivells edífics	Ballavissades Erosió Pedogènesi	Cientrisme d'entallament Col. luvials Nivells edífics	erosió alteració pedogènesi	Col. luvials crostes residuals Nivells edífics
	Àpex	Encaixament	No encaixament	Transport aquós	Encaixament	Rebliment per mass flows
Fanhead	Mass flows Water flows	Debris flow Mud flow Stream flood	Water flows	Canals principals Canals distributària barres	Mass flows Water flows Pedogènesi	Debris flows Mud flow Canals Stream flood Nivells edífics
Midfan	Water flows Sobreeximent	Canals Stream flood Punt d'interferència Slave Sheet flood	Water flows Sobreeximent	Canals principals Canals distributària Intercanals barres	Mass flows Water flows Pedogènesi Sobreeximent	Canals principals Canals distributària Stream flood Mud flows Sheet flood Nivells edífics Entallaments interlobula
Peu	Water flows Sobreeximent Pedogènesi	Sheet floods Canals distributària Nivells edífics	Water flows Sobreeximent Pedogènesi	Canals distributària Sobreeximent entallament Intercanals Nivells edífics barres	Water flows Pedogènesi	Sheet flood Canals distributària torberes entallaments intercanals Nivells edífics

Tab. II.- Sistemes deposicionals principals i associacions característiques de fàcies.

b) conca

És obvi que la forma, l'extensió i les característiques espacials de la conca de recepció condicionen la distribució i la geometria dels materials formadors del con. És a dir, hi ha casos que els cons s'identifiquen mitjançant l'estudi dels processos sedimentaris que han pres part en llur formació. Però també n'hi ha en què aquests processos sedimentaris són comuns a altres ambients. Per consegüent cal conèixer la geometria total del dipòsit i llurs relacions internes per identificar clarament els materials dels cons.

Això té importància, per exemple, quan hom tracta d'identificar sediments grollers amb influència fluvial i separar-los dels materials clarament fluvials.

En una zona d'acumulació extensa, si les condicions de deposició son favorables, els dipòsits de con de dejecció poden evolucionar ampliament d'acord amb una xarxa dispersiva radial. En canvi, si la zona d'acumulació és resgringida per una causa topogràfica la xarxa dispersiva esdevé dominantment lineal. En conjunt, la morfologia del con serà afectada feblement (MURATA 1966) mentre que la distribució i la localització de les fàcies ho seran més intensament.

c) clima

Aquest és un dels factors més importants que influeixen molt especialment en el medi deposicional dels cons de dejecció.

D'antuvi, els processos d'erosió i alteració dels materials de l'àrea font reflectiran, en una bona part, les condicions climàtiques imperants en l'àrea, de tal manera que un clima càlid i humit produirà una alteració química dels materials abans que llur erosió. Els processos físics són més característics de climes càlids i àrids.

Els processos de formació es són fortament influïts pel clima. És conegut des d'antic que a la majoria dels estudis clàs-

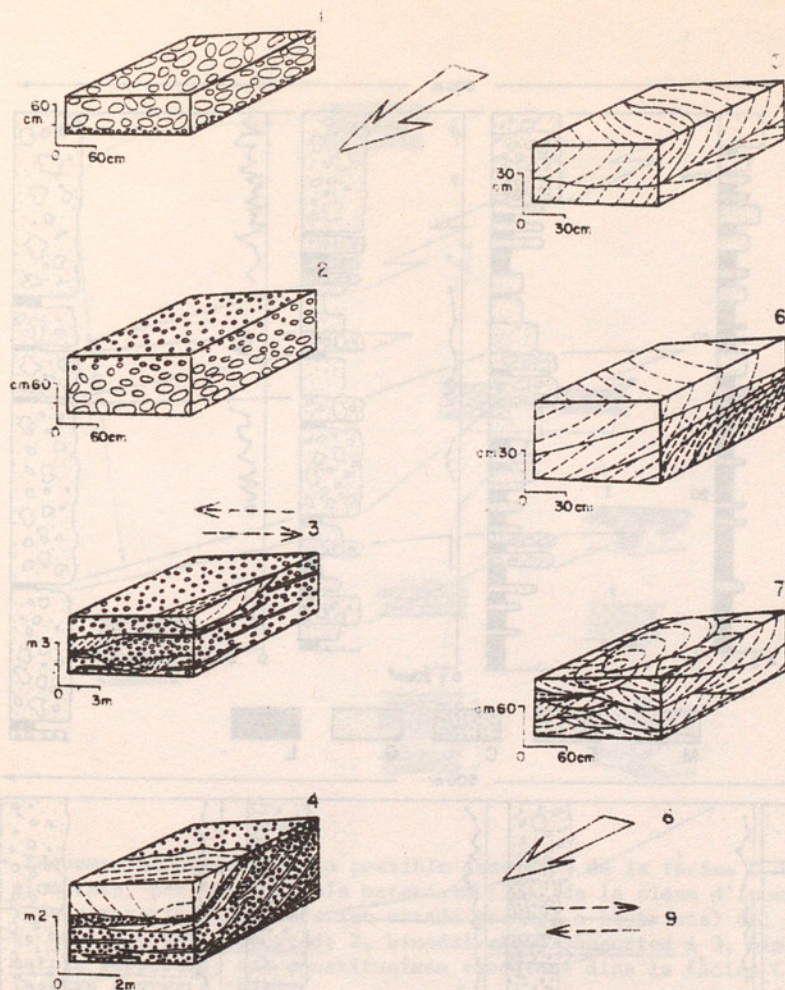


Fig. 45.- Tipus d'estratificació i bed forms associats als processos fluvials predominants durant la construcció dels cons de dejecció d'ambient humit. 1, graves massives de blocs, amb els clasts mostrant un cert arrencament paral·lel als corrents, així com una lleugera imbricació; 2, graves amb gradació fining upwards des de blocs a la base fins a còdols cap a dalt; 3, gresos i graves que representen dipòsits acumulats com a barres transversals i longitudinals respectivament, que predominen a les fàcies proximals i de mid fan; 4, graves amb laminació encreuada foreset, abundants a les fàcies proximals. La laminació encreuada foreset de les graves representa estadis d'acreció de les barres longitudinals, mentre que la laminació encreuada foreset dels gresos representa estadis d'acreció a les barres transversals; 5, gresos amb laminació encreuada foreset que representa els estadis d'acreció d'una barra transversal; 6, gresos amb laminació encreuada de foreset compostos; 7, gresos amb laminació encreuada trough produïda per la migració de megaripples amb remolins frontals; 8 sentit general del flux; 9, fluxos de la mateixa direcció i sentit oposat. (McGOWEN & GROAT, 1971).

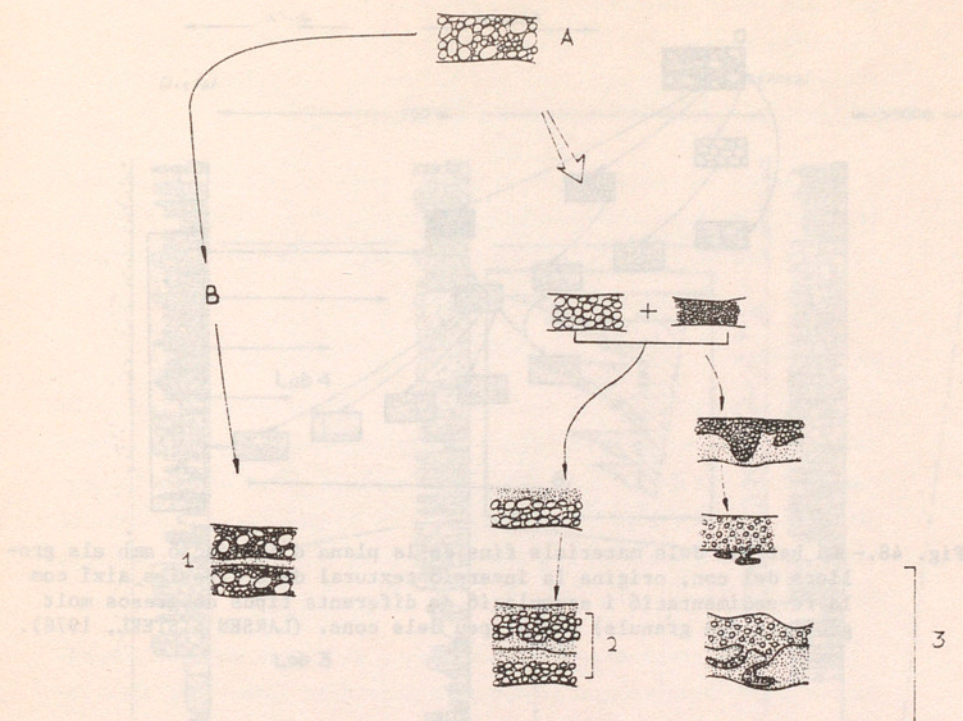


Fig. 47.- Esquemes hipotètics de la possible generació de la facies C de conglomerats, per barreja dels materials fins, de la plana d'inundació i dels materials grollers (en estadi primari o bé triats) del con. 1, sorted clast supported; 2, bimodal clast supported i 3, bimodal matrix supported, que constitueixen varietats dins la facies C (LARSEN & STEEL, 1978).

Fig. 46.- Variació proximal-distal dels dipòsits de dos cons de dejecció caracteritzats pels processos predominants davant llur formació. A, con de dejecció format per dipòsits de debris flows indentats amb materials fins de la plana d'inundació. Es molt manifesta la tendència dels sediments a esdevenir més grollers en sentit vertical i més fins en sentit distal. B, con de dejecció format per dipòsits aquosos. Cal veure-hi les diferències de dimensions, geometria i canvis granulomètrics amb el con de la fig. A, malgrat les seves semblances de coarsening upwards i fining downwards. 1, debris flow, 2 stream flood, 3 corrents del peu del con, 4, gresos i 5 lutites (STEEL et al. 1977).

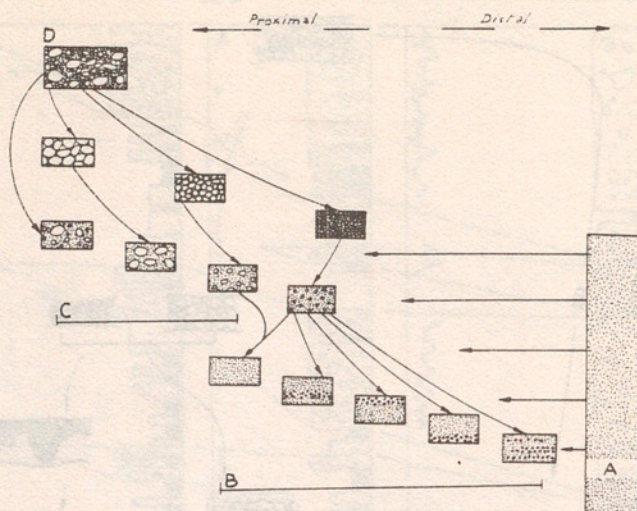


Fig. 48.- La barreja dels materials fins de la plana d'inundació amb els grollers del con, origina la inversió textural dels dipòsits, així com la re-sedimentació i acumulació de diferents tipus de gresos molt grollers (de grànuls) cap al peu dels cons. (LARSEN & STEEL, 1978).

sics de cons de dejecció (ECKIS, 1928; BLISSENBACH, 1954; BULL, 1964, 1972, 1977) (referits principalment als cons de dejecció d'ambient àrid), hom dóna molta d'importància als processos de transport massiu de sediments, els quals depenen fonamentalment tant de la quantitat d'arrosejalls com de la quantitat de fluid que s'hi barreja (aigua en aquest cas). Per tant, l'aport aquós i l'aport de sediments variaran enormement en funció del tipus de clima, el qual al seu torn condiciona el tipus d'erosió i la granulometria dels materials (fig. 46).

Els condicionants climàtics tenen una influència directa sobre els materials del mateix con, ja que quan es desenvolupa un episodi formador, la deposició sols té lloc en una zona localitzada, alhora que a les zones que no són afectades per aquest episodi, es desenvolupen processos d'alteració, erosius, ... Un dels processos més comuns i característics és la pedogènesi, representada per la instal·lació de cobertes vegetals (més abundoses com més moderns si-

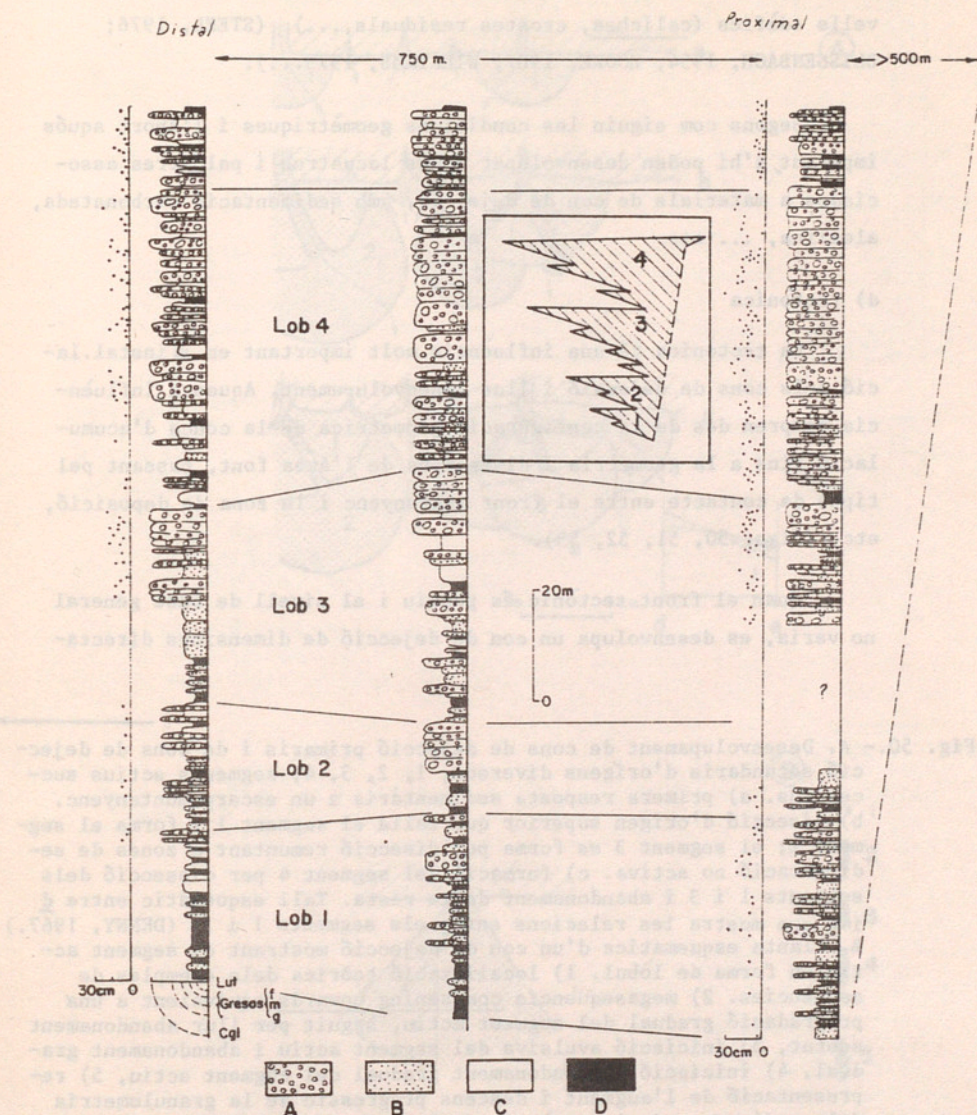


Fig. 49.- Detalls del con de Karlskaret. Tant en el conjunt del con com en el dels lòbuls, és ben manifesta la tendència coarsening-upwards i fining-downwards. El quadret mostra els sostres plans, l'atasconament dels lòbuls i la seva indentació amb les facies predominantment gresoses més distals.
Material derivat del con: A, conglomerat; B gresos bimodals. Material de la plana al·luvial: C, gresos grollers estratificats, i D, gresos fins massius i amb ripples. (LARSEN & STEEL, 1978).

guin els temps geològics i més favorable sigui el clima imperant), que poden condicionar el desenvolupament de diversos tipus de nivells edàfics (caliches, crostes residuals,...) (STEEL, 1976; BLISSENBACH, 1954; HOOKE, 1907; WILLIAMS, 1973...).

Segons com siguin les condicions geomètriques i l'aport aquós imperant, s'hi poden desenvolupar zones lacustres i palustres associades a materials de con de dejecció, amb sedimentació carbonatada, alcalina, ... etc.

d) tectònica

La tectònica té una influència molt important en la instal·lació dels cons de dejecció i llur desenvolupament. Aquesta influència comprèn des de la configuració geomètrica de la conca d'acumulació fins a la geometria i dimensions de l'àrea font, passant pel tipus de contacte entre el front muntanyenc i la zona de deposició, etc. (figs. 50, 51, 52, 53).

Quan el front tectònic és passiu i el nivell de base general no varia, es desenvolupa un con de dejecció de dimensions directa-

Fig. 50.- A. Desenvolupament de cons de dejecció primaris i de cons de dejecció secundaris d'orígens diversos, 1, 2, 3, 4, segments actius successius. a) primera resposta sedimentària a un escarp muntanyenc. b) disecció d'origen superior que talla el segment 1 i forma el segment 2; el segment 3 es forma per disecció remuntant a zones de sedimentació no activa. c) formació del segment 4 per dissecció dels segments 1 i 3 i abandonament de la resta. Tall esquemàtic entre d i e que mostra les relacions entre els segments 1 i 3. (DENNY, 1967.) B. Planta esquemàtica d'un con de dejecció mostrant el segment actiu en forma de lòbul. 1) localització teòrica dels exemples de seqüències. 2) megaseqüència coarsening upwards equivalent a una progradació gradual del segment actiu, seguit per llur abandonament sobtat, 3) iniciació avulsiva del segment actiu i abandonament gradual, 4) iniciació i abandonament gradual del segment actiu, 5) representació de l'augment i descens progressiu de la granulometria dels sediments, de la potència de les capes i possiblement (referit a megaseqüències) representen canvis en els processos formadors dels cons. (HEWARD, 1978.)
f.- front muntanyenc
g.- segment actiu
h.- segment inactiu
i.- límits del con
j.- encaixament del canal principal.

Fig. 31.- A. Aspecto superficial y en corte de la Falla de la Mont (California).

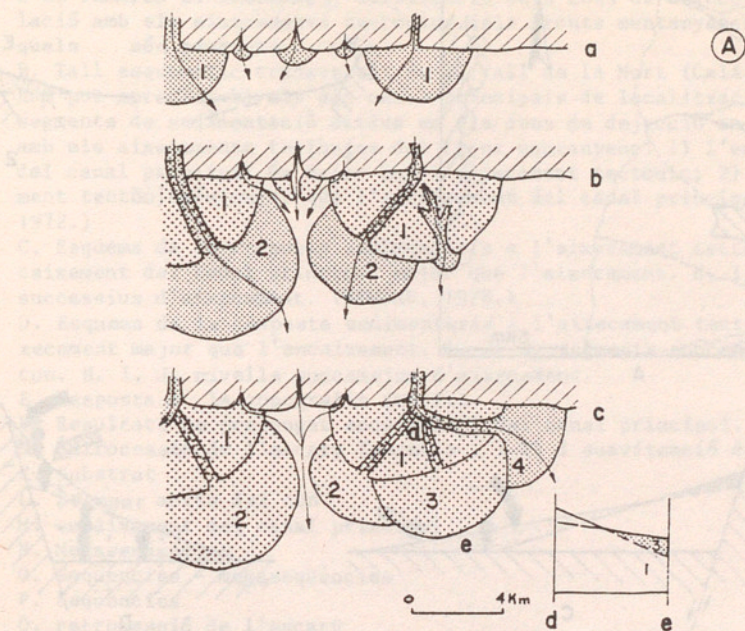
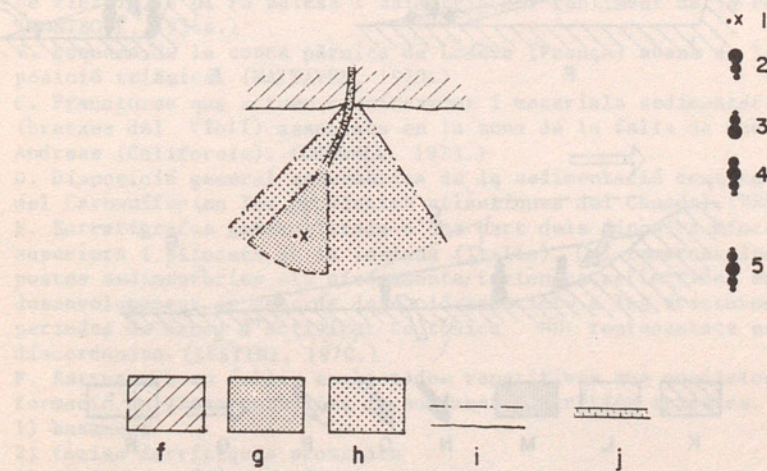


Fig. 32.- A. Falla normal y en corte de la Falla de la Mont (California).



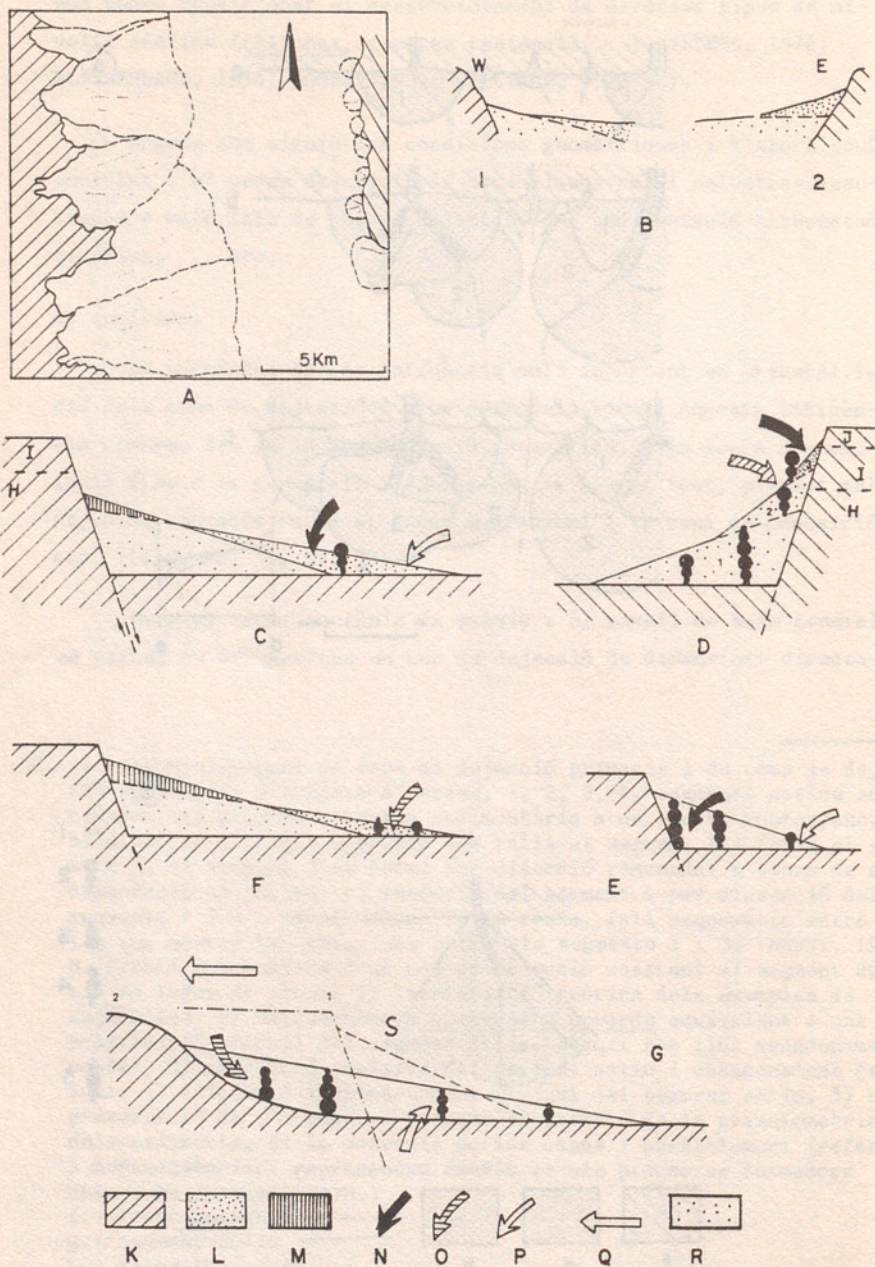


Fig. 51.- A. Aspecte esquemàtic d'una part de la Vall de la Mort (Califòrnia). S'hi remarca el creixement dissimètric dels cons de dejecció en relació amb els aixecaments tectònics dels fronts muntanyencs als quals són adossats.

B. Tall esquemàtic transversal de la Vall de la Mort (Califòrnia). Hom pot apreciar-hi els dos casos principals de localització dels segments de sedimentació activa en els cons de dejecció en relació amb els aixecaments tectònics del front muntanyenc. 1) l'encaixament del canal principal és major que l'aixecament tectònic; 2) l'aixecament tectònic és major que l'encaixament del canal principal. (HOOKE, 1972.)

C. Esquema de la resposta sedimentària a l'aixecament tectònic; encaixament del canal principal major que l'aixecament. H, I, estadis successius d'aixecament. (HEWARD, 1978.)

D. Esquema de la resposta sedimentària a l'aixecament tectònic; aixecament major que l'encaixament. 1, 2, 3, segments successius del con. H. I. J, nivells successius d'aixecament.

E. Resposta a la topografia inicial.

F. Resultats de prolongat encaixament del canal principal.

G. Retrocessió de l'escarp (estadis 1 i 2) i suavització del relleu.

K. Substrat

L. Segment actiu del con

M. encaixament del canal principal

N. Megasequències

O. Sequències - megasequències

P. Sequències

Q. retrocessió de l'escarp

R. Segment inactiu

S. superfície original del con.

Fig. 52.- A. Tall esquemàtic i sense escala del Vallès-Penedès per la zona de Pierola, s'hi fa palesa l'asimetria del rebliment de la conca. (FONTBOTÉ, 1954a.)

B. Esquema de la conca pèrmica de Lodève (França) abans de la deposició triàsica. (MATAVER, 1973.)

C. Fractures que actuen contínuament i materials sedimentaris (bretxes del Violí) associats en la zona de la falla de San Andreas (Califòrnia). (CROWELL, 1973.)

D. Disposició general esquemàtica de la sedimentació continental del Carbonífer (en les províncies atlàntiques del Canadà). (BELT, 1978.)

E. Estratigrafia generalitzada d'una part dels dipòsits miocens superiors i pliocens de la Toscana (Itàlia). Cal remarcar les respostes sedimentàries als aixecaments tectònics, reflectides en el desenvolupament de cons de dejecció associats a les fractures. Els períodes de manca d'activitat tectònica són representats per les discordàncies. (SESTINI, 1970.)

F. Estructura en falles esglaonades repetitives que condiciona la formació de grans potències de sediments detrítics triàsics.

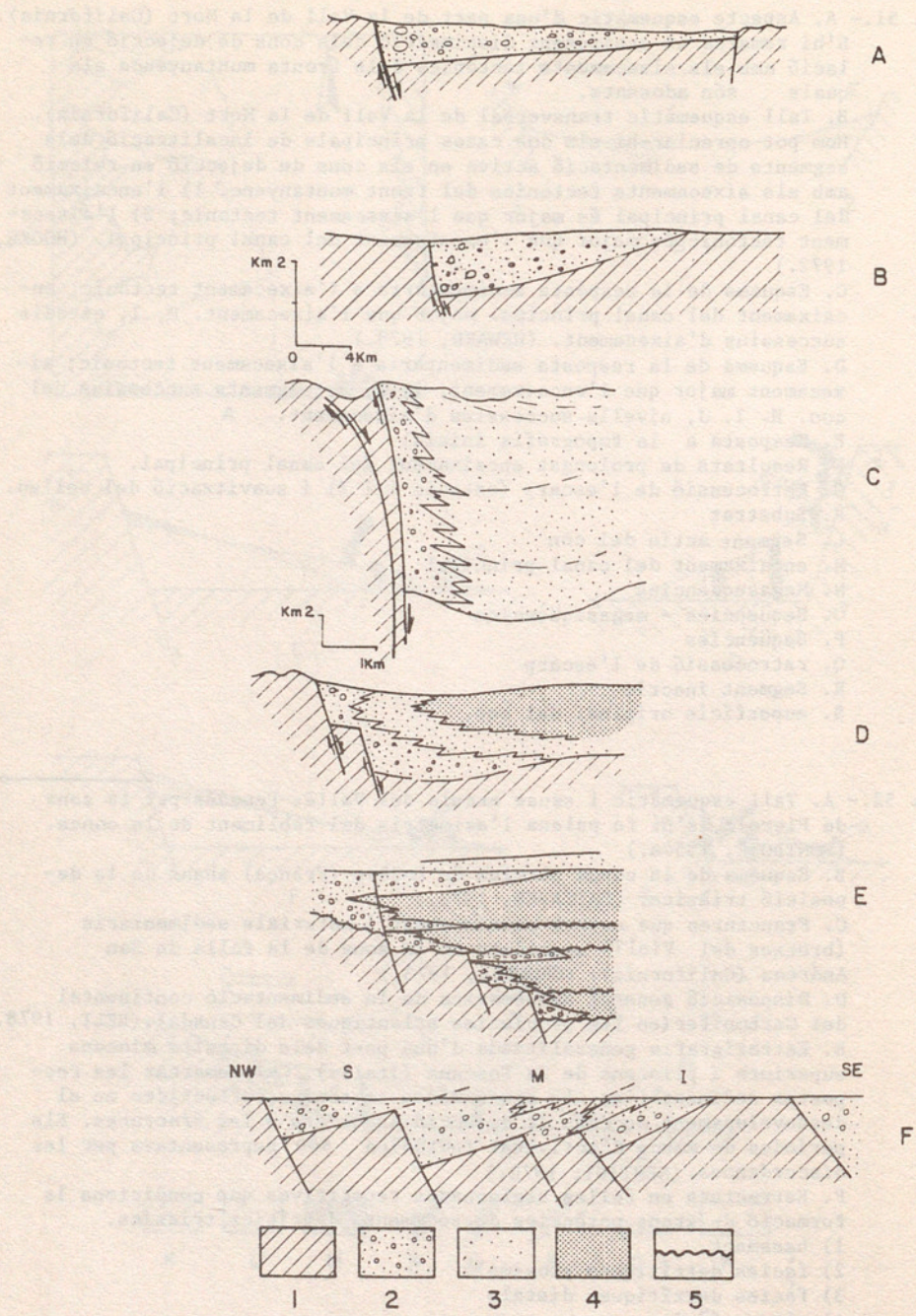
1) basament

2) fàcies detrítics proximals

3) fàcies detrítics distals

4) altres fàcies.

5) discordàncies. (STEEL & WILSON, 1975.)



ment proporcionals a les de l'àrea font (BULL, 1964). El creixament i el desenvolupament d'aquest con seran fortament influïts per la localització i migració del punt d'intersecció, que serà el responsable directe de l'acumulació de materials en forma de lòbuls (HOOKE, 1967; WASSON, 1977) al damunt de la superfície del con. A llarg termini, la migració d'aquests lòbuls produirà l'efecte d'una deposició relativament uniforme a tot el con, i la composició vertical dels clasts podrà mostrar l'efecte de "muntanya invertida".

Quan el nivell de base general tendeix a descendir es produirà un fort encaixament del canal principal amb el retreballament de materials del con mateix, que seran enduts a zones més distals i produiran, a llarg termini, l'engrandiment general del con; això serà originat per la col·locació i progradació dels lòbuls, que forniran materials de granulometria més grollera cap a unes zones del con on abans només arribaven materials de granulometria més fina (figs. 51 B1, C, F).

L'activitat del front muntanyenc es tradueix per l'aport relativament continu de materials de l'àrea font cap a la conca.

Quant a l'activitat tectònica, es poden considerar dos casos generals atenint-nos a la traça de les fractures:

1.- quan la fractura principal és única i es belluga més o menys contínuament, produeix un forniment quasi constant de materials cap a la conca. Aquests materials s'acumulen en forma de cons adossats a la línia de fractura i són caracteritzats per una gran potència vertical i poca extensió areal envers la conca (STEEL, 1976; CROWELL, 1973) encara que, en alguns casos i segons siguin llurs dimensions i geometria poden mostrar bastant extensió areal cap a la conca (FONTBOTÉ, 1954; LLOPIS, 1947; REINEMUND, 1955; MATTAUER, 1973; VETTER, 1975) i arriben a rebllir-la totalment. (Figs. 52 A, B, C; fig. 53-2).

2.- Quan hi ha diverses fractures principals escalonades, s'originen cons de dejecció associats a aquestes fractures, de

manera que es van localitzant progressivament al llarg del temps, al voltant de les fractures més modernes. Essent així que hi ha una mena de migració de la localització de la zona activa de sedimentació detrítica (BELT, 1968; STEEL, 1976; SESTINI, 1970), la qual pot ocasionar a llarg termini l'acumulació de potències de sediments molt grans, adossades a les zones de fractures i amb poca extensió cap a la conca (STEEL & WILSON, 1975).

Aquests dos casos es diferencien principalment (fig. 52 D, E, F) en relació amb la sedimentació originada, pels tipus de seqüències i megaseqüències associades.

Si l'activitat tectònica s'esdevé per pulsacions, hom pot considerar dos casos:

3.- Quan és un plegament, i la tectònica actua diferenciadament sobre un dels marges de la conca, es produeix, en el sentit de la vergència, una migració de la zona d'acumulació detrítica la qual, quan el plec esdevé un encavalcament, pot romandre recoberta pel mateix plec desarrelat. (MATTAUER, 1973; BRYHNI & SKERLIE, 1975; ANDERSEN & PICARD, 1974).

4.- Les pulsacions tectòniques de marcada component vertical poden donar lloc a retreballaments successius dels mateixos materials del con per efecte de llur eixecament (fig. 53-1) a la vegada que fractures, plecs i erosions sin-sedimentàries originen el que hom ha anomenat discordàncies progressives (RIBA, 1974, 1976; MIALl, 1978), de les quals a Catalunya tenim molt bons exemples (St. Llorenç dels Piteus, El Montsant,...). Cada pulsació tectònica queda reflectida mitjançant les zones de discordància progressiva i amb l'organització, en seqüències coarsening upwards i thickening upwards (MIALl, 1978; HEWARD, 1978), dels sediments del con.

Al nivell de clasts, és molt comú l'efecte d'inversió textural (FOLK, 1974; LARSEN & STEEL, 1978) produït per retreballaments successius de materials en un sistema obert, i condicionat per la coexistència de materials en diversos estadis de maduresa litològica i mineralògica (fig. 53-3, 4, 5).

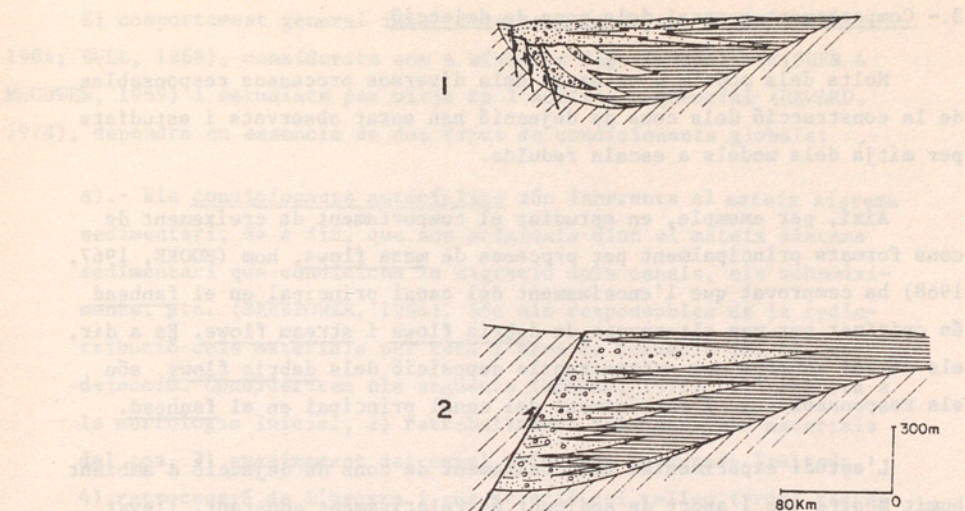


Fig. 53.- 1.- Aixecament sinse-
dimentari del marge de la conca
de Witwatersrand. La part infe-
rior de l'esquema equivaldria a
les parts distals de la part su-
perior. (VOS, 1975.)

2.- Esquema general d'atasconam-
ent clàstic associat a una frac-
tura activa en l'època de la se-
dimentació. (KRUMBEIN & SLOSS,
1969.)

3.- Esquema de la formació Du-
chesne (Uinta basin) que mostra
un aixecament suau i progressiu
del marge de la conca. (ANDERSEN
& PICARD, 1974.)

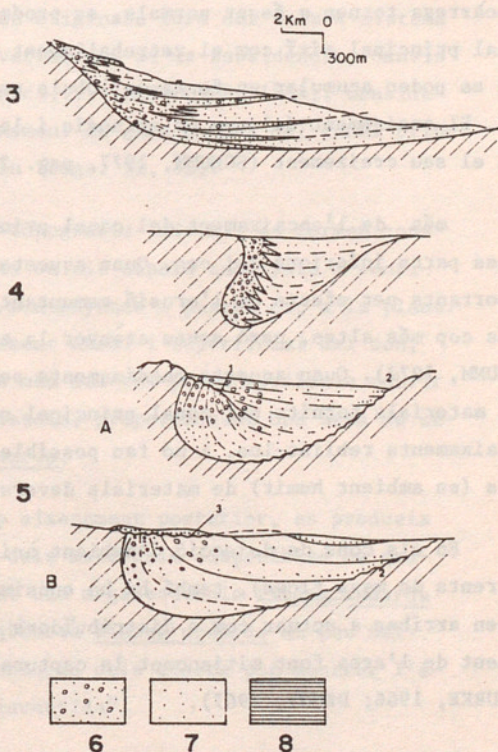
4.- Conca devònica de Noruega
que mostra una deformació més
intensa que en el cas anterior.
(BRHYNI & SKJERLIE, 1975.)

5.- Comparació de dos models de
discordances progressives. A) mo-
del de l'Alt Cardener, B) model
de Miranda de Ebro. 1) discor-
dança progressiva sintectònica
del flanc actiu, 2) discordan-
ça progressiva sintectònica del
flanc passiu, 3) discordança
post tectònica. (RIBA, 1974.)

6.- Fàcies detrítiques proxi-
mals.

7.- Fàcies detrítiques distals.

8.- Altres fàcies.



3.- Comportament general dels cons de dejecció

Molts dels models d'actuació dels diversos processos responsables de la construcció dels cons de dejecció han estat observats i estudiats per mitjà dels models a escala reduïda.

Així, per exemple, en estudiar el comportament de creixement de cons formats principalment per processos de mass flows, hom (HOOKE, 1967, 1968) ha comprovat que l'encaixament del canal principal en el fanhead és originat per una alternança de debris flows i stream flows. És a dir, els cursos aquosos que succeeixen a la deposició dels debris flows són els responsables de l'encaixament del canal principal en el fanhead.

L'estudi experimental del creixement de cons de dejecció d'ambient humit mostra que l'aport de sediment és relativament constant, llevat d'algunes variacions. Quan minva l'aport de sediment, la deposició té tendència a localitzar-se a la zona del fanhead; quan les condicions de descàrrega tornen a ésser normals, es produeix un fort encaixament del canal principal així com el retreballament de gran quantitat de materials que es poden acumular en forma de lòbuls pel damunt de la superfície del con. El creixement del con és episòdic i les ruptures de pendent controlen el seu creixement (SCHUMM, 1977, pag. 258).

més de l'encaixament del canal principal, també n'hi ha d'altres a les parts inferiors del con. Quan aquests encaixaments esdevenen més importants per efecte de l'erosió remuntant, poden afectar zones del con cada cop més altes, però sense atènyer la zona del fanhead (WASSON 1977; SCHUMM, 1977). Quan aquests encaixaments secundaris hi arriben a prop, els materials fornits pel canal principal són transportats cap a aquests encaixaments reblint-los, i no fan possible que actuïn com a distribuïdors (en ambient humit) de materials devers les parts més distals.

En els cons de dejecció d'ambient àrid (formats principalment per corrents de mass flows), també hi ha encaixaments secundaris (fig. 50 A) que poden arribar a actuar com a distribuïdors de materials procedents directament de l'àrea font mitjançant la captura del canal principal (GOREAU & BURKE, 1966; DENNY, 1967).

El comportament general ideal dels cons de dejecció (BEERBOWER, 1964; BULL, 1968), considerats com a sistemes deposicionals (FISHER & MCGOWEN, 1969) i estudiats per mitjà de l'anàlisi seqüencial (HEWARD, 1978), dependrà en essència de dos tipus de condicionants globals:

a).- Els condicionants autocíclics són inherents al mateix sistema sedimentari, és a dir, que són originats dins el mateix sistema sedimentari que condiciona la migració dels canals, els sobreiximents, etc. (BEERBOWER, 1964). Són els responsables de la redistribució dels materials per tota l'àrea de formació del con de dejecció. Considerarem els següents (HEWARD, 1978): 1) resposta a la morfologia inicial, 2) retreballament dels mateixos materials del con, 3) encaixament del canal principal de durada limitada, 4) retrocessió de l'escarp i suavització del relleu (front tectònic passiu) (figs. 50, 51).

b) Els condicionants al·locíclics són exteriors al mateix sistema sedimentari; és a dir, que són originats fora del mateix sistema sedimentari i corresponen a variacions de la subsidència, canvis climàtics, aixecaments tectònics,... (BEERBOWER, 1964). Considerarem els següents: 5) encaixament de gran durada del canal principal, 6) front tectònic actiu (figs. 52, 53).

1) com a resposta a la topografia inicial, es formen cons de dejecció en els llocs on els canals encaixats i confinats surten de la zona muntanyenca i passen cap a la plana. En considerar el creixement areal i superficial del con, els materials proximals més moderns poden arribar a cobrir els més antics i més distals, proporcionant una mena de seqüències coarsening upwards.

Si no hi ha cap aixecament posterior, es produeix una disminució gradual dels materials disponibles de granulometria fina, fent una megaseqüència fining upwards en el fanhead i una seqüència fining upwards al peu del con. L'estudi de la litologia dels clasts pot mostrar l'efecte de la "muntanya invertida".

2) de la mateixa manera que passa en els models a escala reduïda (HOOKE, 1967; SCHUMM 1977) es pot produir un retreballament dels propis materials dels cons a les zones de sedimentació no activa (BLISSENBACH, 1954; DENNY, 1968; MECKEL, 1975).

Considerant la distància recorreguda pels clasts des de l'origen, aquests materials retreballats són de granulometria més fina que els del con primari. L'efecte de muntanya invertida resta emmascarat, i en canvi són molt patents els clasts de segona generació (TANNER, 1976). Aquests dipòsits poden esdevenir volumètricament molt importants (DENNY 1967) i el caracter de llurs seqüències (generalment coarsening upwards amb una tendència a la asimetria o a la simetria) reflecteix el caracter sobtat o gradual de llur abandonament. (fig. 49).

3) la durada variable de l'encaixament del canal principal pot ésser influïda per la mateixa natura dels episodis de tempesta o per l'alternança dels dipòsits dels diferents processos formadors del con i pel propi desenvolupament de la morfologia deposicional. Molts d'aquests factors no és del tot segur que quedin reflectits en els sediments antics.

4) un front tectònic passiu implica, a llarg terme, un retrocés de l'escarp original i una suavització del relleu.

Ocasiona el retreballament de materials del con a mesura que aquest va progradant dins del front muntanyenc.

Els canvis litològics dels clasts poden palesar els estadis d'erosió de les variades litologies de l'àrea font.

Les seqüències i megaseqüències generals són fining upwards, encara que al dessota del conjunt puguin quedar restes de seqüències coarsening upwards, les quals representen els estadis primitius de progració del con (HEWARD, 1978).

5) l'encaixament de gran durada del canal principal condicio-
na una acumulació de materials, en forma de con secundari, al
peu del con primari. Quan l'aport general de sediments es pe-
tit, aquests materials provenen del con primari per retreba-
llament (ECKIS, 1928; CARRYER, 1966). Les seqüències sedimen-
tàries d'aquests materials tenen tendència a ésser fining
upwards. Si s'esdevé un descens general del nivell de base,
els primers materials retreballats provenen del propi con;
però més tard, si es produeix la captura del canal principal,
els materials poden procedir directament de l'àrea font (DREW,
1873; DENNY, 1967), i mostren una diferenciació litològica
i granulomètrica amb la resta (HUNT Y MABEY, 1966). Quan
aquest encaixament és molt prolongat hi pot haver l'abandona-
ment del con primari (DENNY, 1967...).

Els canvis climàtics condicionen l'encaixament, i al-
hora es reflecteixen en variacions dels processos de transport
que tenen un abast més regional que local. Els lòbuls acumu-
lats aigües avall del punt d'intersecció són formats per ma-
terials de granulometria diferent de la resta i llurs seqüèn-
cies reflexen la història de llur implantació, desenvolupa-
ment i abandonament. Són molt semblants als lòbuls de suprafan
(NORMARK 1970) dels cons de dejecció submarins d'aigües pre-
gones.

6) en un front tectònic actiu, els cons actuals responen de
dues maneres diferents (BULL, 1968; HOOKE, 1967, 1972):

a.- quan l'aixecament tectònic és major que la velocitat d'en-
caixament del canal principal, llavors el segment actiu
del con se situa a la zona del fanhead i a prop de la zo-
na de fractura. Les seqüències i megaseqüències tenen una
certa tendència a la simetria.

b.- quan l'aixecament tectònic és més petit que la velocitat
d'encaixament del canal principal, llavors el segment ac-
tiu es col·loca a la zona del peu del con primari. Les
seqüències i megaseqüències mostren tendències cap a la
asimetria.

En ambdós casos, les seqüències acostumen a ésser coarsening upwards i poden finir amb la darrera fase d'aixecament.

Quan els clasts provenen directament de l'àrea font, mostren l'efecte de la "muntanya invertida".

4.- Principals tipus de cons de dejecció

Entre els factors que controlen la localització i la formació dels cons de dejecció (fig. 54), destaquen el transport i l'acumulació de grans quantitats de materials al peu d'una zona muntanyenca. El transport de materials, que es fa per diversos processos, és influït directament pel clima imperant (SCHUMM, 1968, 1977; TERRADAS, 1971; BULL, 1972, 1977, etc.).

Aquells cons de dejecció en què els processos de mass flow tingue-

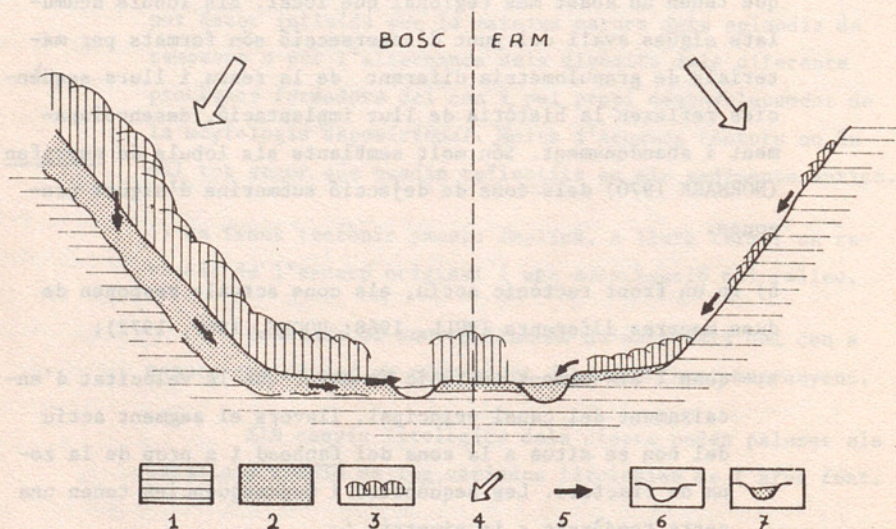


Fig. 54.- Esquema del paper regulador dels boscs sobre els efectes de les precipitacions.
1. substrat, 2. nivells edafitzats, 3. cobertora vegetal; l'alçada diferent representa l'existència d'arbres i arbusts, 4 precipitacions aquoses, 5. escorrentia, 6. cabdal regular amb aigua de pluja i pocs arrossegalls, 7. grans avingudes aquoses i gran quantitat de materials arrossegats. (TERRADAS, 1971.)

ren molta importància en llur formació si fem la comparació amb els cons actualment actius, els considerarem com a producte de corrents efímers de clima àrid o semiàrid .

Per altra banda, els cons de dejecció formats majorment per processos fluvials són anomenats per alguns autors (SCHUMM, 1977) fluvial fans en lloc d'alluvial fans. L'estudi dels exemples actuals (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978) ha permès de considerar com a pertanyents a cons de dejecció alguns dels sediments dipositats per processos fluvials.

S'han format sota un clima humit, caracteritzat per una gran abundància de precipitacions i per uns canals més permanents que en el cas anterior.

No cal dir que aquests dos grups representen els extrems de tota una gradació possible (fig. 46).

a) clima àrid

Molts dels exemples de cons actius de l'actualitat citats en la literatura sembla que es desenvolupen en climes calents i àrids.

Romanen localitzats a les zones de relleus molt abruptes, que forneixen grans aportos sedimentaris i aquosos sobtats i força importants. Cal tenir present que en una zona àrida es produeixen grans quantitats de materials que s'acumulen momentàniament a la xarxa distributiva de l'àrea font i que després són transportats cap al con mercès a les grans riuades. Aquest és un mecanisme que s'acompleix gairebé sempre; però a l'inversa no passa sempre el mateix. És a dir, que no sempre que acció de les pluges violentes i sobtades es reflecteix en els sediments del con, ja que la producció i forniment d'arrosegalls té una dinàmica pròpia i no sempre hi ha grans quantitats de materials en situació d'ésser transportats (SCHUMM, 1968).

Les dimensions del con són directament proporcionals a la superfície de l'àrea font (BULL, 1964, 1968; DENNY, 1965, 1967; HOOKE, 1967, 1972; BEAUMONT, 1972)...

El perfil transversal del con és convex, mentre que el longitudinal es concav, amb el pendent més fort a la zona de l'àpex (que es on romanen les granulometries més grolleres) i el pendent més suau a la zona del peu (amb les granulometries més fines dels materials del con).

Els canals formadors del con, un cop surten de l'engorjat, radien cap avall a partir del fanhead i tenen tendència a disseccar la superfície del con.

El canal principal té un pendent més suau que el general de la zona del fanhead, i talla a la superfície del con en el punt d'intersecció. Aquest encaixament és forma, entre diverses causes, per variacions de l'aport de sediments, de l'aport aquòs, per canvis climàtics, i de nivell de base (DENNY, 1967; WASSON, 1977).

Els canals ofereixen una tendència general a la migració lateral, que s'origina sobtadament per efectes d'avulsió. D'antuvi, i només considerant les causes autocícliques (BEERBOWER, 1964), la migració és causada per la tendència del canal a reblir zones topogràficament més deprimides.

A la superfície del con i prop del punt d'intersecció, es formen lòbuls tipus sieve (HOOKE, 1967; WASSON, 1974) si els canals són molt competents i si hi ha una gran variació granulomètrica que afavoreixi una ràpida infiltració dels corrents. S'ha pogut constatar que els lòbuls sieve de l'embocadura del canal principal, en la zona del punt d'intersecció, poden actuar com a petits barratges que originen una diversificació del flux en petits canalets distributaris (WASSON 1974).

El dipòsit responsable de la formació dels cons de dejecció té l'origen en produir-se la brusca expansió dels corrents confinats que circulen pels engorjats de l'àrea font, en atènyer la plana adossada al front muntanyenc. El descens sobtat de la seva competència condiciona una deposició ràpida. Els principals processos d'ambient àrid, que condicionen la formació dels cons de dejecció, són els de flux massiu (mass flows). Aquest tí-

pus de flux, que és un dels més característics d'aquest ambient, té un comportament no newtonià (variable segons siguin els percentatges de la barreja d'aigua i de sediments), i circula pel canal principal formant levées quan sobreix i terrasses quan roman confinat. En uns casos poden quedar "glaçats" reblint el solc la qual cosa provoca per avulsió la formació d'un nou canal principal, mentre que en altres casos tendeixen a sobreeixir i formar lòbuls.

La propagació dels mass flows per damunt la superfície del con és irregular i és condicionada, entre altres coses, per la topografia preexistent, pel pendent general i per les distàncies recorregudes pels fluxs anteriors (BULL, 1964; HOOKE, 1967, 1972; BEATY, 1963, 1968; JOHNSON & RAHN, 1970).

Els mass flows poden ésser retreballats per flux aquosos que s'escolen en forma de sheet floods (que s'expandeixen per la superfície del con a partir del punt d'intersecció) i que acaben passant a xarxe distributives de petits canalets braided que comuniquen amb zones (flood plain, mud flats, costaners...) ja allunyades del mateix con de dejecció (BULL, 1964, 1972, 1977).

Recentment, s'han citat cons desenvolupats en ambient àrid i fred, amb processos de mass flows condicionats per esllavissades (JOHNSON & RAHN, 1970) i per processos periglacials, i corrents de desglaçament (DREW, 1873, SCHWAB, 1977; WASSON, 1977), els quals solen anar associats amb dipòsits periglacials, eòlics (WILLIAMS, 1973), etc.

El creixement dels cons es pot produir com a resposta a la inestabilitat del talús i a riuades grans i sobtades produïdes per les fortes precipitacions o a grans acumulacions d'aigua en forma de neu o de gel a l'àrea font.

b).- clima humit

El clima considerat humit es aquell en què predominen els processos de tipus fluvial originats per uns corrents aquosos força estables.

L'exemple clàssic actual és el del riu Kosi a l'Índia, que drena l'Himalaia i és un afluent del Ganges (GOLE & CHITALE, 1966). A la part superior del fanhead (aprop de Chatra), el canal principal transporta palets, còdols i blocs que desapareixen ràpidament cap avall, passant a gresos. El riu es va eixamplant i adquirint caracter braided de Chatra cap avall; així, a partir de Belka el caracter braided és molt desenvolupat i té un llit de migració de l'ordre de 7 km d'ample, amb un pendent màxim de l'ordre de 1 per mil. Cap a les parts més inferiors, el riu s'esfilagarça en diversos canals, que s'estenen per una ampla zona d'uns 15 km (fig. 55 A).

La distribució relativament uniforme de materials al damunt de tot el con es fa per la migració (un total de 112 km al llarg de 228 anys) dels canals braided per efectes d'avulsió (fig. 55 B).

La migració cap a l'Oest pot tenir dues causes principals, com a resultat de l'efecte CORIOLIS i/o com a resultat de la tendència general a rebllir zones topogràficament més deprimides.

Aquest con mostra un triatge dels materials molt millor que el que pugui tenir qualsevol con format en ambient àrid o semi àrid.

Fa poc que s'han citat els outwash fans (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978; RUSS, 1978) desenvolupats en ambient humit i fred, considerats com a cons de dejecció (fig. 56) per la seva morfologia actual i dispersió dels corrents. Alguns d'aquests cons són de percepció difícil, car són molt influïts per la topografia circumdant actual (BOOTHROYD & ASHLEY, 1975). Aquests cons són formats principalment per corrents de tipus braided, amb grans fluctuacions en les descàrregues aquoses associades a períodes de desglaçament. La descàrrega s'incrementa molt ràpidament quan arriba la calor, i en canvi minva lentament a mesura que el fred es va deixant sentir (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1973).

Hi manquen totalment els fenòmens de mass flow (GUSTAVSON, 1974; BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978). Hom hi troba una dispersió granulomètrica gradual des de l'àpex fins al peu del con; és a dir,

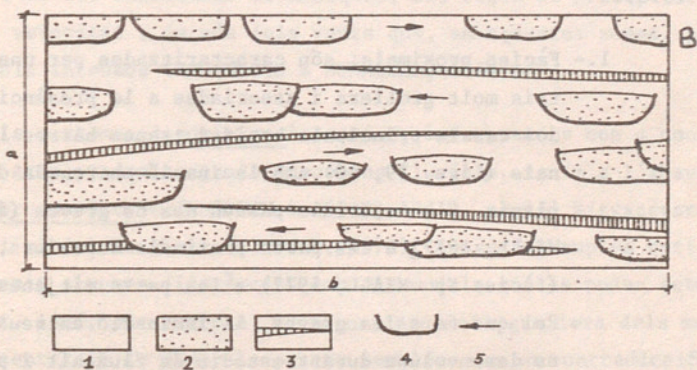
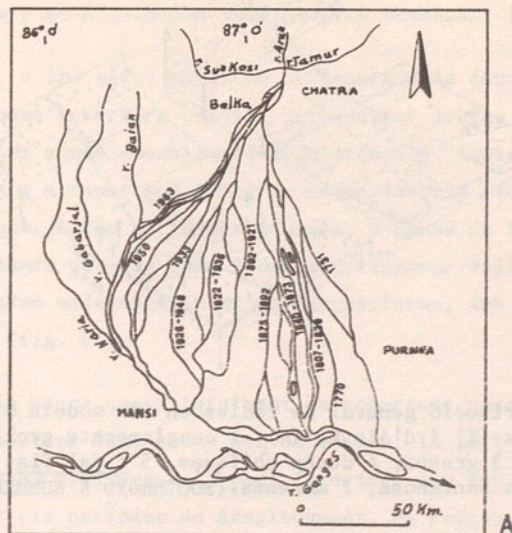


Fig. 55.- A. Esquema del con del riu Kosi . S'hi senyalen els diferents llits que ha tingut durant els tres segles darrers. Cal tenir en compte que la migració lateral no ha tingut lloc d'una manera continuada, sinó que es produeix per salts (avulsió), de tal manera que pot romandre estable durant una temporada i migrar uns 30 km sobtadament. (GOLE & CHITALE, 1966.)
 B. Perfil relativament teòric en un tall ortogonal a la direcció del corrent predominant dels desplaçaments d'un riu que té tendència a migrar (per avulsió) en una direcció més o menys perpendicular al solc. Mostra moltes analogies amb el cas del riu Kosi. (ALLEN, 1974.)

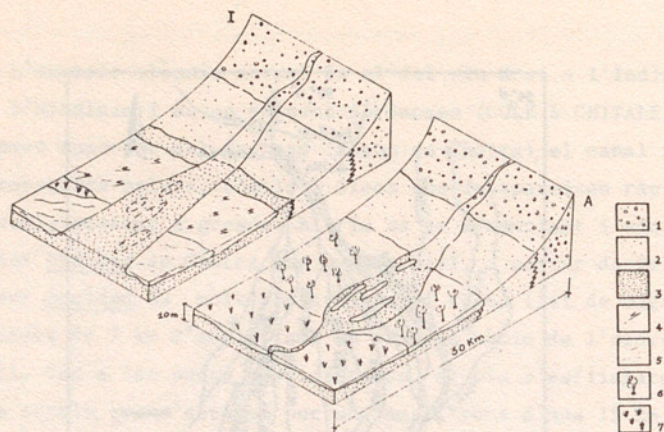


Fig. 56.- Distribució general de fàcies en els models d'outwash fans d'Islandia (I) i d'Alaska (A). 1 conglomerats grollers, 2 conglomerats fins, 3 gresos, 4 dunes eòliques, 5 tidal flat de deflacció eòlica, 6 zona pantanosa, 7 maresma. (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978.)

la gradació granulomètrica és molt més bona i més completa que la dels cons d'ambient àrid. Dins del model braided imperant hom hi distingeix dos tipus de fàcies principals (BOOTHROYD & MUNNEDAL, 1978).

- 1.- Fàcies proximals: són caracteritzades per una granulometria molt grollera i associades a la presència d'un o dos canals principals braided, itenen barres longitudinals (figs. 39, 40) amb laminació encreuada de tipus planar. Els materials passen des de graves (fàcies 6 m. MIALL, 1977), a les parts proximals superiors, a gresos (fàcies Sp MIALL, 1977), a les parts mitjanes del con. Pel que fa a les graves, la laminació encreuada planar es desenvolupa durant estadis de flux alt i pels gresos es desenvolupa durant el flux baix, coexisteix amb me-garripples (fig. 45).
- 2.- fàcies distals; són caracteritzades per una granulometria dominant de gresos. Presenten barres linguoides formades durant els estadis de flux alt i són disseca-des quan el flux minva. Donen lloc a tot un seguit de cossos lobulats molt complexos (figs. 41, 42, 43).

De les fàcies laterals i distals disposem de dos models (fig. 56): el d'Alaska i el d'Islàndia (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978).

A Alaska, a les parts mitjanes i distals dels cons, s'hi desenvolupa una bona cobertura vegetal, formada per arbres i herbes i localitzada a les zones estables dels intercanals. Aquesta vegetació contribueix a atrapar sediments de granulometria fina quan hi ha sobreeximents. A les parts més distals, a causa de l'acumulació aquosa, de la manca del bed load i del decreixement dels pendents, els corrents poden esdevenir de tipus meandriforme, amb sedimentació lateral... (fig. 44).

A Islàndia manca quasi totalment la cobertura vegetal i les parts distals mostren dues zones ben definides: la part superior, amb camps de dunes eòliques, i la part inferior, que pot romandre inundada durant els períodes de desglaçament, és retreballada per l'efecte de tidal flats i presenta laminació encreuada de megaripples i petites barres.

L'absència o la presència de cobertura vegetal sembla que pot dependre de les condicions climàtiques, del règim de precipitacions i de la velocitat i durada dels vents que, en aquestes zones, poden ésser molt intensos (BOOTHROYD & NUMMEDAL, 1978).

Entre els sistemes deposicionals antics, interpretats com a cons de dejecció, amb gran predominança de processos fluvials, tenim a l'abast el cas del Van Horn sandstone (McGOWEN & GROAT, 1971), el del Witwatersrand (VOS, 1975) i el del Harebell (LINDSEY, 1972). Aquests exemples antics acostumen a tenir algunes diferències amb els models que es poden estudiar a l'actualitat. Així, per exemple, la naturalesa molt grollera dels materials i la poca concentració de minerals pesats semblen ser en contradicció amb els processos fluvials i han estat interpretats com a producte d'una sedimentació molt ràpida sense gairebé cap retreballament (LINDSEY 1972).

Al Van Horn Sandstone, a causa de la naturalesa molt grollera dels materials, actualment se'l considera com un cas de con de dejecció una mica especial i intermedientre els típics àrids i els típics humits (SHUMM 1977). Encara que en el moment de la redacció del conjunt d'aquest treball

(1975) creguessim, a causa de les marcades característiques fluvials dels materials, que era un con d'ambient humit amb gran predominança dels processos fluvials. Semblantment, passa amb el model pre-cambrià del Tarkwaian de Ghana (SESTINI, 1973).

Un model particular és l'interpretat com a sedimentat en un ambient de clima tropical i associat amb sediments lacustres (HEWARD, 1978). Els dipòsits de con de dejecció dels nivells carbonífers de la conca asturiano-lleonessa són de gran extensió lateral i contrasten amb els de reblliment de canal infrajacentes. Sembla que, durant els episodis de deposició més intensos, els debris flows foren retreballats per corrents aquosos molt turbulents que anaven passant a sheet floods i a petits canalets distributaris. En les zones abandonades del con es desenvolupen fenòmens edàfics causats per la instal·lació d'una cobertora vegetal exuberant que fou retreballada i acumulada en un ambient subaquàtic reductor i es transformà en carbó.

Totes les evidències reunides gran aport aquos, vegetació de tipus tropical i una rubefacció molt intensa dels sediments del con, semblen indicar un clima tropical.

Els cons hi prograden, en forma de lòbuls sobre una zona de llacs tranquils, amb faunes d'aigua dolça o salabrosa. Aquest tipus de model és molt semblant al proposat a d'altres zones carboníferes (MATTAUER, 1973; VETTER, 1975) de França i de l'Amèrica del Nord (BELT, 1968; HACQUEBARD & DONALDSON, 1969; KRUMBEIN & SLOSS, 1969; MUTCH, 1968; WAY, 1968, etc).

Entre el conjunt de problemes que hom es planteja en estudiar els sistemes distributius instal·lats al damunt dels cons de dejecció, destaca el perquè s'esdevé la jerarquització de les xarxes. Alguns autors (LEOPOLD et al., 1964; SCHUMM, 1968, 1977; VOS, 1975) han apuntat la idea, després demostrada experimentalment, que els rills i llur comportament ens poden donar llum nova sobre el problema de la jerarquització.

Així, si considerem una superfície suaument inclinada i hi deixem divagar lliurement uns petits corrents aquosos que han partit regularment espaiats els uns dels altres, hom veu que després de diverses divagacions

hi ha una tendència natural a la jerarquització de llur sistema, per efectes de junctons successius (fig. 57A). Si hom fa servir un paper rectangular i suposa que, en lloc de punts de partida, són àrees de partida i que de cada centre d'aquestes àrees es pot anar al centre de la del costat i, sense anar mai aigües amunt, s'obté l'esquema de la fig. 57B, C, que mostra una xarxa de drenatge jerarquitzada naturalment i amb una gran semblança amb les existents a la natura. I això és el que s'esdevé a gran escala, en el sistema deposicional d'un con de dejecció, considerant com a tal des de la sortida de l'engorjat que ve de l'àrea font, fins als límits externs (que poden passar a mud flats, a planes d'inundació, a playa-lakes, a zones costaneres,... etc.).

En els sediments pre-cambrians del Witwatersrand (VOS, 1975) s'han definit dos tipus de canals: el braided dens, que correspon al braided típic, i el braided lax que correspon a canals anastomosats.

Les definicions es basen en l'estudi de canals conglomeràtics de gran extensió lateral que tenen gran quantitat de cicatrius internes i poca matriu lutítica. Correspondrien a les parts mitjanes proximals del con, i són denominats "braided dens". Hi ha unes parts denominades "braided lax" que són constituïdes per dipòsits de granulometria bastant grollera, amb morfologia de canal, cicatrius internes i moltes intercalacions lutítiques. Semblen correspondre a canals anastomosats que poden passar, devers les parts més llunyanes, a canals de baixa sinuositat (del tipus dels descrits per MOODY-STUART 1966) que són el trànsit cap a les zones lacustres o de mud flat. Sembla que els cursos anastomosats són multicanals d'alta sinuositat i els braided són multicanals de baixa sinuositat (RUST, 1978).

Durant el temps de sedimentació d'aquests materials (Pre-cambrià) hi hauria hagut una activitat erosiva molt intensa, car aquest període es caracteritza per una manca quasi total de vegetació i, per tant, de possibilitats de retenir les aigües de pluja (SCHUMM, 1969; TERRADAS, 1971). És a dir, llevat dels nivells lutítics ja existents a l'àrea font, hi haurien més possibilitats de formació de processos fluvials que de mass flow (per una manca generalitzada de materials produïts per alteració química...).

En resum, considerarem generalment el sistema deposicional (fig. 37B) del cas més general i ampli dels cons de dejecció (d'ambient humit o fluvial

fan de SCHUMM, 1977) des de la sortida de l'engorjat del front muntanyenc fins que llurs aportos aquosos passin a un altre sistema sedimentari (fluvial, lacustre, marí) que controli el nivell de base general.

El comportament idealitzat implica (fig. 37B) l'existència d'un corrent principal, que prové del front muntanyenc i que passa cap al canal principal (encaixat generalment a la zona del fanhead) del con. En una posició topogràficament més inferior, apareix una xarxa distributiva localitzada generalment en la zona del fanhead i constituïda per petits canalets braided originats per avulsió a partir del canal principal.

A causa de llur capacitat de migració i de retreballament de materials, aquesta xarxa pot correspondre a la denominació (fig. 37A) de braided dens (VOS 1975) o a la realitzada recentment i corresponent a un sistema multicanal (considerant el conjunt de tots els petits canalets existents dins de l'ampli llit de migració) de baixa sinuositat. (RUST 1978).

En sentit descendent es va produint una jerarquització de la xarxa distributiva (fig. 57) del tipus de la que fou descrita per LEOPOLD, WOLMAN & MILLER (1964) que condiciona la presència de canals anastomosats més permanents i amb menys possibilitats de migració (per la presència d'illes permanents entre els canals) que en l'etapa anterior.

Correspon a la denominació (fig. 37A, B) de braided lax de VOS (1975) perquè en sediments antics hi ha zones detritiques acanalades intercalades amb sediments lutitics i localment aïllades dins aquests. Fa poc que han estat descrits com un sistema multicanal (considerant tots els canals existents al voltant de les illes estables) d'alta sinuositat (RUST 1978).

En un cas molt general, i a partir d'ací, els corrents serien capturats per altres sistemes sedimentaris mitjançant unes zones de transició que mostrarien característiques comunes a ambdós sistemes deposicionals.

En alguns dels exemples clàssics (VOS 1975; RYDER et al. 1976) el sistema de con de dejecció va a parar a una zona lacustre. En d'altres casos el sistema va a parar directament a la mar (MECKEL, 1975). Altres

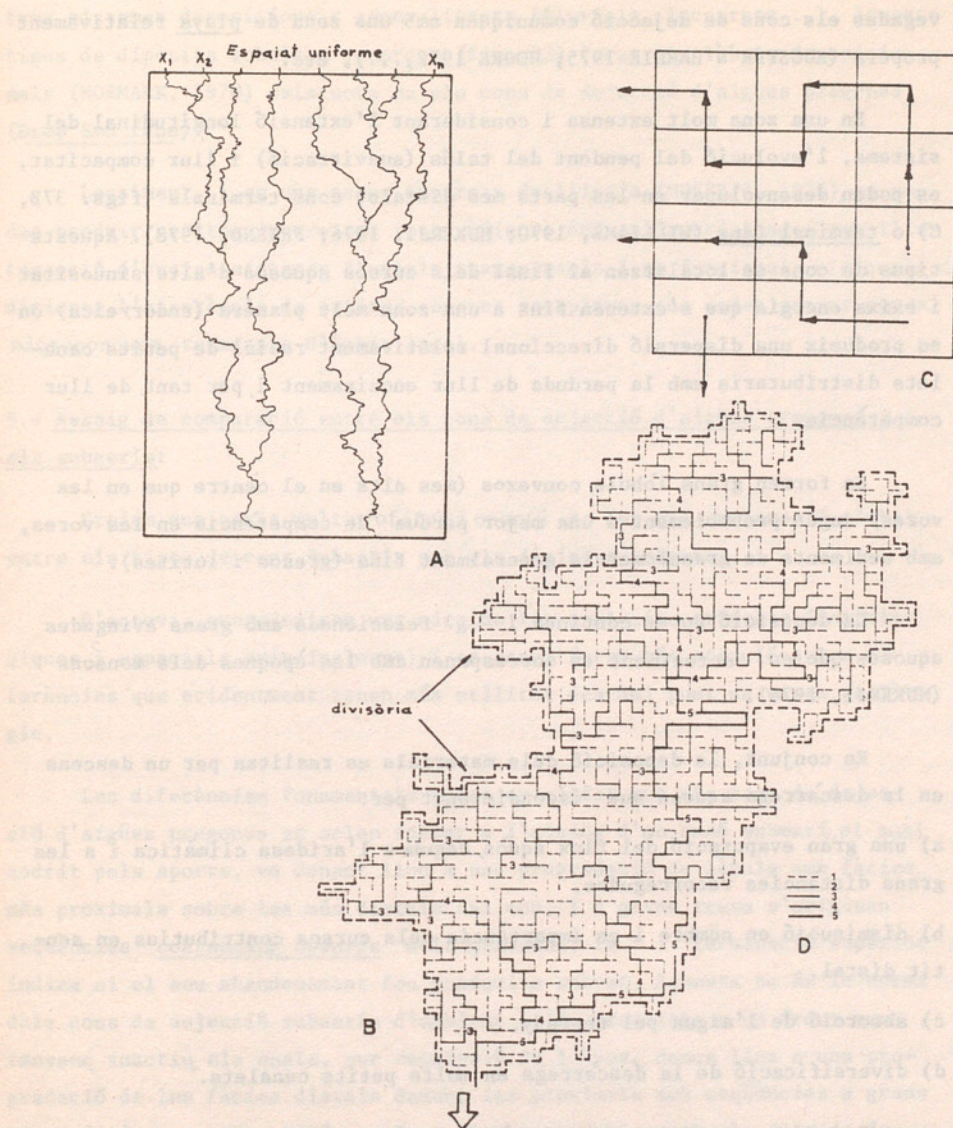


Fig. 57.- Esquema teòric de la jerarquització de les xarxes fluvials.

A. Fragment del comportament de rills o corrents que parteixen de punts espaiats uniformement i que poden migrar lliurement en qualsevol direcció llevat dels moviments de retrocés, i que condueixen a una jerarquització natural de la xarxa.

B. Fragment del comportament de corrents aquosos que parteixen de zones equiareals i que poden migrar lliurement en qualsevol direcció (C) excepte que no poden produir entollaments. Per junció, s'origina una jerarquització de la xarxa (D) molt semblant a les desenvolupades naturalment. (LEOPOLD, WOLMAN & MILLER, 1964.)

vegades els cons de dejecció comuniquen amb una zona de playa relativament propera (EUGSTER & HARDIE 1975; HOOKE 1972,...), etc.

En una zona molt extensa i considerant l'extensió longitudinal del sistema, l'evolució del pendent del talús (suavització) i llur compacitat, es poden desenvolupar en les parts mes distals, cons terminals (figs. 37B, C) o terminal fans (WILLIAMS, 1970; MUKERJI, 1976; FRIEND, 1978). Aquests tipus de cons es localitzen al final dels cursos aquosos d'alta sinuositat i baixa energia que s'extenen fins a una zona molt planera (endorreica) on es produeix una dispersió direccional relativament radial de petits canalets distributaris amb la perduda de llur encaixament i, per tant, de llur competència.

Es formen grans lòbuls convexos (mes alts en el centre que en les vores) degut probablement a una major perdua de competència en les vores, amb sediments de granulometria generalment fina (gresos i lutites).

La deposició no es continua i va relacionada amb grans avingudes aquoses que en actualment es corresponen amb les èpoques dels monsons (MUKERJI, 1976).

En conjunt, la deposició dels materials es realitza per un descens en la descàrrega aquosa que és condicionat per:

- a) una gran evaporació del flux aquòs, deguda a l'aridesa climàtica i a les grans distàncies recorregudes.
- b) disminució en nombre i en importància dels cursos contributius en sentit distal.
- c) absorció de l'aigua pel terreny.
- d) diversificació de la descàrrega en molts petits canalets.

Per tant, per a formar-se dipòsits sedimentaris en forma de con, no és totalment necessària una brusca ruptura del pendent, sinó que només cal una suavització del pendent fins a esdevenir completament pla en condicions de manifesta continentalitat.

En conjunt, es palesa un decreixement en sentit distal de la fondària dels canals i del cabal aquòs, cosa que és manifestament contrària als models àmpliament distributius (MIALL, 1977) interconnectats amb d'al-

tres sistemes deposicionals generalitzats (fluvials, lacustres...). Aquests tipus de dipòsits lobulats recorden (fig. 33) força els lòbuls deposicionals (NORMARK, 1970) existents en els cons de dejecció d'aigües pregones (Deep Sea fans).

Localment, i en uns casos concrets de l'Índia (MUKERJI, 1976), es poden produir petites inversions topogràfiques del talús originades per l'interacció d'antics sistemes fluvials transversals i no funcionals, els quals condicionen l'existència de petites conques receptives que poden actuar com a microconques terminals d'àmbit local.

5.- Assaig de comparació entre els cons de dejecció d'aigües pregones i els subaeris:

Creiem que seria molt profitós i oportú de fer una comparació global entre els tipus de cons subaeris amb els d'aigües pregones.

D'antuvi, prescindirem una mica de les analogies evidents (morfològiques i espacials, principalment), i en canvi farem més atenció a les diferències que evidentment tenen més utilitat des del punt de vista geològic.

Les diferències fonamentals rau en el fet que els cons de dejecció d'aigües pregones se solen formar a l'eixida d'un canó submarí, el qual nodrit pels aportos, va donant lloc a una progradació de lòbuls amb fàcies més proximals sobre les més distals del con, i a grans trets s'originen seqüències coarsening upwards molt gradades; la terminació superior indica si el seu abandonament fou gradual o sobtat. Aquesta no és la norma dels cons de dejecció subaeris d'ambient àrid, associats a un front mantanyenc inactiu, els quals, per regressió de l'àpex, donen lloc a una progradació de les fàcies distals damunt les proximals amb seqüències a grans trets fining upwards. Així, només serien comparables amb els cons de dejecció subaeris d'ambient àrid associats a un front tectònicament actiu, i amb els cons d'ambient de tipus humit, els quals donarien per progradació seqüències grollerament coarsening upwards. (vegeu l'apartat de les consideracions generals).

La interpretació de les seqüències dels cons de dejecció es basa en el concepte del cicle d'erosió.

Els materials turbidítics dels cons de dejecció d'aigües pregones (que fan funcions analogues a les de debris flows i de sheet floods d'ambient àrid) pateixen d'un cohesionament i una individualització propis del medi aquós on es dipositen. De manera que els materials més grossers romanen bastant concentrats en uns lòbuls deposicionals situats al damunt de la superfície del con. En el registre fòssil hi ha lòbuls d'aquest estil separats per episodis lutítics que representen una migració, en l'espai i en el temps, del segment actiu del con, així com una deposició tranquil·la de les lutites. La interpretació de les seqüències dels deep sea fans es basa en les dades morfològiques modernes i en llurs analogies amb les barres dels distributaris deltaics i fluvials.

En els cons de dejecció subaeris, el temps transcorregut entre un episodi sedimentari i el següent acostuma a ser materialitzat per la presència de certs nivells edàfics (caliches) més o menys desenvolupats, segons la durada entre un episodi i el següent, i sota un clima favorable. En canvi, en els sediments de cons de dejecció d'aigües pregones hom troba barrejada la fauna bentònica amb l'abissal (KRUIT et al. 1975), i fins i tot en pot haver de nerítica dins el con intern. És una mescla que no pot tenir lloc en els cons de dejecció de tipus subaeri, llevat dels que es dipositen a ran de mar, que van associats a faunes nerítiques.

Una de les característiques més prominents, des del punt de vista geològic, és la particularitat que tenen els cons de dejecció d'aigües pregones d'ésser influïts fortament per l'efecte CORIOLIS, cosa que sembla que no passa amb tanta intensitat en els cons de dejecció d'ambients àrids, encara que fa semblar que podria ésser una explicació de l'extraordinària migració lateral soferta per riu KOSI. Recordem que forma un dels cons de dejecció subaeris actuals d'ambient humit més grans que hom coneix (150 km. de llarg per 120 d'ample (vegeu la figura 55) (GOLE & CHITALE, 1966).

Una altra de les grans diferències que hi ha entre els cons de dejecció subaeris i els deep sea fans és la potència de les seqüències i megaseqüències respectives, així com les associacions de les fàcies respectives.

Apèndix I

CARACTERÍSTIQUES DELS CONS DE DEJECCIÓ D'AIGÜES PREGONES (DEEP-SEA FANS)

Per fer aquest apartat ens hem basat, principalment, en els treballs de WALKER 1967; NORMARK 1970; NELSON et al. 1970; HANER 1971; MUTTI & RICCI LUCCI 1972, 1975; WALKER & MUTTI 1973 i KRUIT et al. 1975.

1.- Morfologia

Els cons d'aigües pregones (deep-sea fans) es relacionen amb les zones del talús continental i es formen, generalment, a l'embocadura d'un canyó submarí (amb un pendent molt fort) per on es transporten els sediments vers la zona d'aigües profundes, la plana abissal. A grans trets, la morfologia d'un con d'aigües pregones (deep-sea fan) aïllat i localitzat a l'embocadura del canyó submarí és controlada per la morfologia de la conca, per les característiques tectòniques de la zona basal del con i del marge continental, per l'acció de factors externs (corrents de fons...) i per l'efecte CORIOLIS. La asimetria causada per l'efecte CORIOLIS és de signe diferent segons de quin hemisferi es tracti, i es manifesta clarament en els marges dels cons submarins. En conjunt, a l'hemisferi Nord, els cons tendeixen a migrar cap a l'Oest finsen un punt on això ja no és possible, donen lloc a la formació d'un con asimètric (MENARD 1955). Mostren el perfil transversal convex i el radial àmpliament còncau, llevat d'alguns petits accidents convexos, suprafan de NORMARK 1970 inherents al mateix desenvolupament del con, que li donen un aspecte segmentat molt característic.

Hom hi pot apreciar diverses zones que corresponen als llocs en els quals els processos sedimentaris actuen diferenciadament. Així, la zona superior o con intern (inner fan) localitzada als voltants de l'àpex es caracteritza per la presència d'un canal principal, relativament rectilini, encaixat, amb levées a les parts més baixes i de pendent una mica més suau que la del resta de la zona. El con mitjà (middle fan) és definit per l'intersecció de canal principal amb la superfície del con, per una major sinuositat d'aquest canal causada per un atenuament del pendent i per la localització de lòbuls deposicionals, que prograden sobre el mateix con, i zones externes construïdes amb materials fornits pel canyó submarí.

El con extern (outer fan), pla i sense canals, és una zona de trànsit cap a la plana abissal encara més pregona.

Els cons actuals d'aigües pregones estudiats fins ara tenen dimensions molt variables, que depenen dels tipus d'aports i de les condicions geomètriques i ambientals de l'àrea de deposició. Així, entre els cons d'aigües pregones més grans destaquen els exemples del MISSISSIPI, (amb dimensions de 220 km. de llarg per 150 d'amplada), el de MONTERREY (amb 320 i 280 km respectivament) el del CONGO (amb 600 i 185 km) i el del GANGES que és, de molt, el con més gran que es coneix, amb uns 2.600 km. de llarg per uns 1.100 km. d'amplada.

2.- Fàcies

El gran impuls que durant aquests darrers anys ha rebut l'estudi dels sediments turbidítics ha permès l'elaboració d'un model dels deep-sea-fans, presentant diverses hipòtesis sobre llur desenvolupament.

Per fer aquest apartat hem emprat els treballs de WALKER 1973 i MUTTI i RICCI LUCCHI 1972, 1975, i hem seguit, pel que fa a les fàcies, la terminologia d'aquests darrers autors.

2.1.- Fàcies A

Es caracteritzen per llur gran potència la textura forca grollera i la manca generalitzada d'estructures sedimentàries de tipus tracciu.

S'hi distingeixen dues subfàcies (A_1 i A_2), segons en sigui el grau d'organització (WALKER & MUTTI, 1973).

Subfàcies A_1 : conglomerats organitzats:

Conglomerats, principalment formats per palets amb una certa imbricació i gradació, i estratificació un xic difusa amb algunes intercalacions de gresos amb còdols i gresos amb una granulometria que varia des de molt grollera fins a mitjana. Classificació de moderada a pobra amb un percentatge variable de matriu. Manca quasi total de petites intercalacions lutítics (amalgamació de capes superposades). A la base són

comuns els scour and fill i les estructures sedimentàries de fons.

Semblen formats per processos de grain flow (per a les unitats massives, sense cap estructura), processos de flux turbulent d'alta densitat (gradació) i per debris flows sorrencs (gresos amb un percentatge alt de matriu). Posteriorment a la deposició, aquests materials poden ésser retreballats pels processos aquosos subseqüents.

Subfàcies A2, conglomerats desorganitzats:

Conglomerats sense estructura definida, caòtica, lutítes conglomeràtiques, nivells esllavissats... Forma general lenticular demostrada per l'atasconament dels materials en diverses direccions. La matriu presenta estructures de deformació viscoplàstica. Hi ha barreja de clasts i gradació inversa.

Semblen dipositats per processos de mass flows (debris flow, mud flow).

Fàcies B

Gresos, de grollers a mitjans amb alguns grànuls i palets. Presència de laminació planar (amb làmines de granulometria de grollera a mitjana) relativament inclinada. Les subfàcies han estat definides segons la potència, la geometria i les estructures sedimentàries.

Subfàcies B1: gresos massius i potents

Gresos amb potències des de 30 a 200 cm, moderadament lenticulars i més extensos que els de la fàcies A. Internament, presenten atasconaments de sets amb una gradació bastant difusa, estructures dish i altres manifestacions d'escapament d'aigua. Cap a les parts més altes hi ha nivells que presenten climbing ripples i/o laminació convolucionada (produïda per escapament d'aigua i deformació gravitacional).

Semblen dipositats per fluxs fluidificats i corrents turbulents i d'alta densitat amb llurs combinacions mútues.

Subfàcies B₂: gresos poc potents:

Gresos de potències des de 20 a 80 cm. fortament lenticulars, amb atasconament evident a l'escala de l'aflorament. La part superior acaba amb ripples i megaripples. Amalgamació relativament freqüent. En sentit ascendent, presenten successivament laminació paral·lela, laminació encreuada de gran escala i laminació encreuada de petita escala (ripples). Cap a la part superficial dels nivells s'aprecien superposicions d'estructures sedimentàries (laminació encreuada de gran i petita escala). Poca gradació o absent. En conjunt i lateralment poden passar a la fàcies E que té unes característiques semblants però a escala més petita. La seqüència BOUMA no hi és aplicable.

Poden ésser dipositats per corrents molt concentrats i d'alta densitat que graden a corrents de tipus tractiu. Aquests corrents o d'altres poden retreballar els materials que s'acaben de dipositar.

2.3.- Fàcies C

Complex relativament potent de gresos gradats i lutites amb moltes marques de base. Correspon, a grans trets, a la seqüència de BOUMA completa, amb la particularitat de presentar gairebé sempre el terme basal a. Predominança de gresos en relació amb les lutites. Estructures de base, amb load casting, graded bedding i clay chips. Es pot dividir en dues subfàcies atenent el desenvolupament de la seqüència, la relació gresos/lutites, classificació dels clasts i tipus de gradació dels materials.

Subfàcies C₁, gresos des de fins a grollers:

Gresos mal triats, de gran extensió lateral a escala de l'aflorament, encara que a gran escala es poden atasconar. Amalgamació esporàdica. Les estructures sedimentàries característiques són graded bedding ben desenvolupat i nivell superior amb laminació encreuada de petita escala. Localment, també pot presentar laminació paral·lela i laminació encreuada, totes

dues de petita escala. Amb referència a la seqüència BOUMA, acostuma a presentar els termes $T_{a/c/e}$ i $T_{a/c}$.

Semblen dipositats per "corrents turbidítics clàssics". Deposició massiva d'alta concentració amb assentaments dels clasts majors, "glaçament" de la massa i llur posterior retreballament pel corrent de la "cua" que és més aquosa, en finir l'episodi deposicional (MIDDLETON & HAMPTON, 1973).

Subfàcies C₂: gresos des de mitjans a fins:

Gresos de granulometria mitjana a fina, amb triatge de moderat a bo, de gran extensió lateral a escala de l'aflorament i atasconament a gran escala. Predominen els gresos sobre les lutites. Com a estructures sedimentàries presenten gradació seguida de laminacions ben desenvolupades (paral.leles, ripples d'oscil.lació i climbing). Semblen dipositats en estadis de menor densitat de la dispersió, i es produeix un assentament selectiu granulomètric dels clasts seguit d'un cert retreballament aquós.

2.4.- Fàcies D

Correspon a les seqüències BOUMA incompletes (principalment per manca de base) compostes per un cuplet gres/lutita de gran extensió lateral i amb gresos de laminació paral.lela. Quant a la seqüència d'estructures sedimentàries i a la relació de gresos/lutites, hom pot distingir tres subfàcies.

Subfàcies D₁: gresos predominants sobre les lutites:

Gresos predominants sobre les lutites. Excepcionalment poden contenir palets i grànuls, i una potència total que pot atènyer els 40 cms. Els gresos, poc potents, tenen laminació encreuada de climbing ripples i/c laminació d'oscil.lació o convoluta (BOUMA c).

Els gresos més potents tenen a la part inferior laminació paral.lela planar amb parting lineation (BOUMA b). Les seqüències són T_{b-e} , T_{c-e} , T_{d-e} .

Subfàcies D₂: lutites predominants sobre els gresos:

Es diferencia de les altres subfàcies per la seva potència (30-150 cm), la predominança lutítica sobre la gresosa, la presència d'estructures d'escapament d'aigua, un terme inferior (BOUMA a) reduït i laminació encreuada de climbing ripples pel damunt del terme b de BOUMA. Les seqüències BOUMA són semblants a les de la subfàcies anterior.

Subfàcies D₃: lutites:

Els termes gresosos han desaparegut i gairebé no mostren cap mena d'estructures primàries, llevat de la forta acció burrowing. De la seqüència de BOUMA, només en resta el terme e.

El mecanisme deposicional referit al conjunt d'aquestes tres subfàcies correspon a corrents turbidítics de densitat relativament baixa i de volum variable. La deposició té característiques aquoses de tracció i dispersió d'energia. La manca d'estructures primàries en la subfàcies D₃ sembla implicar una floculació sense tracció.

2.5.- Fàcies E

Cuplet poc potent de textura grollera, de gresos i lutites (predominen els gresos) i forma de capa irregular i amalgamació freqüent. Els gresos manquen de gradació, tenen laminació encreuada d'alt angle i el límit superior de moltes capes acostuma a ésser net. Genèticament i espacialment és lligada a la subfàcies B₂. Granulometria de grollera a mitjana i classificació de dolenta a moderada. Geometria marcadament lenticular al nivell d'aflorament; excepcionalment és flaser i lenticular a la part superior dels gresos. Passen lateralment a les subfàcies B₂. Laminació encreuada difusa de megaripples en capes individuals. La part superior dels gresos presenta ripples. La seqüència BOUMA és poc aplicable o existeix T_{ae} , $T_{megaripple/e}$, $T_{megaripple/c/e}$.

El mecanisme deposicional sembla ser la deposició local lag a partir d'un flux de gravetat d'alta concentració.

2.6.- Fàcies F

Aquesta fàcies agrupa tots els dipòsits caòtics originats pel transport d'esllavissaments sedimentaris de gravetat, excepte els ebris flows. Es compon de blocs, lloses i masses desordenades de totes les litologies i dimensions possibles. La potència és del tot variable (fins a 300 m). Acostuma a trobar-se intercalada entre capes de materials regularment sedimentats, en forma de grans masses lenticulars (fins a 20 km d'amplada). Presenten diversos tipus d'estructures de deformació (boudinage, pseudo-nòduls,...). Els mecanismes deposicionals són els esllavissaments i allaus que poden passar gradualment a fàcies de debris flows.

2.7.- Fàcies G

Correspon a dipòsits lutítics marins hemipelàgics intercalats i associats amb les turbidites. Són lutites (margues, argiles, limolites ...) amb fragments de vegetals i miques abundoses en els termes de granulometria més grollera. Els nivells són paral·lels i de gran extensió lateral. No s'hi pot aplicar la seqüència de Bouma. Són materials dipositats per la precipitació oceànica dels materials en suspensió.

3.- Associació de fàcies

Constitueixen grups de fàcies que es presenten aplegades i que poden ésser assignades a uns ambients deposicionals específics. Cal tenir ben present que aquestes associacions han estat establertes mercès a l'estudi de les característiques dels cons actuals més petits, ja que sembla que els grans cons submarins actuals són força més complexos i encara són poc coneguts per a fer-los servir de models.

En conjunt, i anant de proximal a distal podem dividir el con i sediments associats en: 1.- Talús amb canals; 2.- Con intern (inner fan); 3.- Con mitjà (middle fan); 4.- Con extern (outer fan) i 5.- Plana abissal (basin plain). (Vegeu-ne el paral·lelisme en els cons de dejecció continentals).

1.- Cal distingir dues parts caracteritzades per llur associació de fàcies: la part superior del talús ho és per la fàcies G (fangs pelàgics i hemipelàgics), mentre que la part inferior sol tenir canals reblerts de materials de fàcies A (gresos lutítics i conglomerats). La inestabilitat del talús és assenyalada per l'abundància de fàcies F (capes desplaçades i esllavissades). A petita escala, els dipòsits del talús es preserven semblantment a seqüències regresives i són identificats tant per llur litologia com per llur posició estratigràfica, bé siguin turbidites o bé dipòsits marins de poca fondària. Les mesures dels canals són variables, llevat dels cons majors, són normals uns canals d'uns 3 km. d'amplària per 100-150 m. de fondària. A grans trets la seqüència vertical de fàcies sembla del tipus thinning i fining upwards, força anàloga a l'associació de con intern (WALKER, 1973).

2.- El con intern es caracteritza per un canal principal que pot ser gradant (amb levées) o degradant (encaixat i amb parets erosives). Els dipòsits de canal mostren diverses fàcies de tipus A i B, associades amb els dipòsits de fàcies D (levée). El complex canalitzat pot romandre inclòs dins els fangs de la fàcies G, car aquests fangs poden sobreixir del canal durant les avingudes turbidíctiques. El canal sol migrar lateralment tot donant cossos d'una amplària superior a uns quants quilòmetres.

Les diferències d'aquestes fàcies amb l'associació de talús es reconeixen per una manca de fàcies d'esllavissaments (F) i per la gran persistència lateral d'alguns cossos sorrencs. Els paleocorrents són laterals (des del marge cap a l'eix de la conca).

3.- La zona del con mitjà, que és molt extensa, resta dividida en: una zona superior canalitzada i una zona inferior de lòbuls gradacionals.

La zona superior canalitzada és reblerta de sediments molt grollers dins els canals, i hi ha fàcies A, B i principalment C i molt més fines a les zones dels intercanals D. Les fàcies A i B son menys abundoses que en el con intern. La fàcies C hi manca o no ha estat reconeguda, car aquesta zona superior té una sedimen-

tació causada principalment per corrents turbidítics molt actius. L'índex gres/lutita és alt i la geometria dels cossos sorrenca és, lateralment, discontinua.

Aquesta zona és, probablement, la zona més sorrenca del con. Passa cap amunt a cossos sorrenca de canals estrets, i cap avall

a turbidites solcades per pocs canals i a capes de lutites que separen les capes sorrenques individualitzades. Els canals poden tenir qualsevol fàcies llevat de les D_2 i C_2 , mentre que els intercanals, les fàcies D_1 i D_2 .

Generalment, els dipòsits de canal tenen seqüències de fàcies Thinning i fining upwards que poden ésser causades per l'abandonament gradual dels distributaris. Cal tenir present que la sinuositat (meandering) dels canals també pot dur a seqüències thinning/fining (KRUIT et alt. 1975).

La zona dels lobuls gradacionals engloba fàcies C_1 , C_2 i B_1 amb intercalacions de les subfàcies D_1 i D_2 . L'acanalament hi és insignificant i les capes individuals són lateralment força contínues (1 o 2 km). Aquesta zona és on, per primera vegada, es manifesta la clàssica interestratificació de gresos i lutites cap avall del con.

Dins un con progradant, els lobuls deposicionals derivats de la difluència dels canals distributaris de la zona interna programen a partir de llur posició primitiva i es desvien cap a altres parts del con, on construeixen uns nous lobuls. Per això els lobuls es caracteritzen per seqüències thickening i/o coarsening upwards com a resultat d'aquesta gradació.

Típicament, aquests lobuls solen tenir la fàcies D a la base, al seu damunt la C i finalitzen amb la fàcies B . Aquesta darrera fàcies es pot trobar englobada dins uns petits canals que indiquen la progradació de la zona superior canalitzada. Els paleocorrents tenen una gran dispersió, malgrat que el vector mitjà pot ésser lateral a l'eix de la conca.

4.- El con extern ha estat conegut a partir dels estudis de models actuals, la morfologia del con evoluciona en sentit descendent, de convexa cap amunt (zona del con mitjà), fins a la zona plana del fons marí. La zona que no és gens canalitzada rep uns corrents molt prims i extensos. Les subfàcies dominants són les D₂ i D₃, encara que, a les zones inactives se sol produir un dipòsit important de fangs hemipelàgics de la fàcies G. Tant la posició com la deposició de les zones actives o inactives del con extern manté una relació directa amb l'activitat o la inactivitat de la zona del con mitjà, alhora que es desplaça a mesura que aquesta darrera també ho fa. Per això és possible la formació de seqüències thickening amb fàcies G que passen, cap amunt a les capes cada vegada més gruixudes de la fàcies D.

5.- La plana abissal presenta l'associació de subfàcies D₂, D₃ amb la fàcies G (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1972, 1975), però si no hi ha una comprovació morfològica és molt fàcil que hom les confongui amb les del con extern, llevat de quan els paleocorrents tendeixen a ésser paral·lels a l'eix de la conca abans que laterals. Les capes acostumen a ésser molt contínues per tot arreu. No hi ha proposada cap seqüència de fàcies típica.

4.- Transport i distribució dels sediments

Gairebé tots els sediments dels cons d'aigües pregones, són dipositats per corrents de turbiditat. Així mateix, hom troba altres sediments transportats per processos més localitzats característics d'unes zones concretes del con; tal com són els dipòsits d'esllavissament (slumps) i els de flux massiu (mass flows) que solen tenir bastanta importància a la zona del con intern; així com al peu del talús.

També cal tenir present que els materials dipositats d'aquesta faïso poden ésser represos per corrents de deriva i per corrents mareals (KRUIT et alt. 1975).

La distribució dels sediments és condicionada pels diferents processos sedimentaris que actuen a cada zona del con i per la composició litològica dels sediments.

Si suposem un ampli ventall de granulometries, el conjunt més potent de materials més grollers (conglomerats) s'emplaça en el tàlveg del canal principal del con intern i en els canals i depressions del con mitjà. Els dipòsits més potents de sorres rebleixen la base dels canals del con intern i la part superior del con mitjà, formant grans lòbuls deposicionals en el con mitjà, que corresponen al suprafan de NORMARK(1970). La deposició lutítica té lloc al damunt dels levées, i amb un predomini en intercanals del con intern i mitjà, i finalment recobreix tot el con extern. Malgrat tot, en els cons molt sorrencs la sorra es pot dipositar a qualsevol altre dels llocs que s'acaben de mencionar.

Com que l'àrea de deposició activa evoluciona d'un indret a l'altre, les intercalacions lutítiques que separen les seqüències representen els períodes durant els quals la deposició principal té lloc a altres parts del con.

Els corrents turbidítics romanen confinats en el canal principal encaixat del con intern, però quan arriben a la zona d'intersecció s'expandeixen i formen els lòbuls deposicionals. Mes enllà, els sediments continuen fluïnt per un sistema de canals distributaris braided, fins que arriba un moment en que la superfície del con perd la canalització i aleshores el transport es fa mitjançant corrents de baixa densitat molt extensos i laminars, fins atènyer les zones més pregones de la plana abissal on, si més no teòricament, els sediments s'estabilitzen definitivament.

5.- Característiques esquemàtiques de diagnosi

Els criteris principals per al reconeixement d'antics cons de dejecció d'aigües pregones són (KRUIT et alt. 1975):

Reconeixement d'una gran acumulació de sediments gresosos molt potents (generalment dipòsits turbidítics i/o de sand flow) amb intercalacions lutítiques. Els sediments més grollers es van atasconant, cap al fons de la conca, amb les lutites del fons marí abissal.

Quan les condicions d'aflorament són bones, es pot remarcar que els paleocorrents dels gresos divergeixen a partir d'un punt (l'embocadura del canyó submarí) cap al fons de la conca .

Apareixen seqüències thickening/coarsening upwards.

Abundància d'estructures d'escapament d'aigua (dish) . Encara que això no és un tret exclusiu, perquè es coneixen sediments de cons antics sense aquests tipus d'estructura.

Les lutites del con de dejecció d'aigües pregones i les de zones adjacents acostumen a tenir faunes batials i/o abissals, malgrat que no és gens estrany de trobar-les barrejades amb d'altres procedències si tenim present que el con intern pot assolir de vegades ambients nerítics.

Hi ha manca generalitzada de criteris sedimentològics per a poder afirmar que els sediments considerats són d'aigües superficials (per exemple, els ripples d'oscil.lació).

Dins les sèries estratigràfiques fòssils la interpretació d'aquests tipus de sediments és força delicada. Així, en molts casos no podem distingir gresos dipositats en canals del con intern dels dipositats en els canals de talús, ni tampoc es pot distingir entre els gresos dipositats en el con extern dels que s'han dipositat a la plana abissal (KRUIT et alt., 1975).

Apèndix II. GLOSSARI

Hem sintetitzat qualitativament les denominacions i conceptes més importants en l'estudi dels cons de dejecció segons els diversos autors i el "GLOSSARY OF GEOLOGY" 1972 de l'American Geological Institute.

Els termes més complexos i específics van seguits de l'autor que els va definir per primera vegada o que va fer-ne la definició més completa i acceptada actualment. D'alguns termes concrets, n'hem volgut respectar les diverses definicions dels diferents autors.

Hem ordenat els termes segons la grafia anglesa, i quan en proposem una traducció, aquesta va col·locada dins d'un parèntesi. Al final del capítol hi ha un assaig d'equivalències anglès-català i català-anglès; els subratllats romanen no traduïts en el text català.

Allocyclic (al·locíclic)

Estadi en la deposició ciclotèmica que implica un canvi en l'aport d'energia i sediment en un sistema sedimentari concret. Correspon a mecanismes de subsidència, variació climàtica, canvi del nivell de base general, aixecaments tectònics,..., i qualsevol canvi exterior al sistema sedimentari (BEERBOWER 1964, pp. 32).

Alluvial cone

Es tracta d'un con de dejecció amb pendents del talús molt inclinats; generalment és més alt i més estret que un alluvial fan (con de dejecció), i pot haver-se dipositat per grans corrents aquosos i està compost per materials més grollers i més potents. Sovint és utilitzat com a sinònim d'alluvial fan, cone of dejection, cone of detritus, hemicone, debris cone, cone delta, dry delta, ... fig. 2.

Alluvial fan (con de dejecció): fig. 1.

1.- Conjunt de sediments detrítics emplaçats al peu d'una serralada per un corrent fluvial muntanyós. Les condicions ambientals més bones per al seu desenvolupament tenen lloc a les zones semi-àrides on els relleus molt abruptes atacats per una erosió intensa, forneixen una gran quantitat de materials detrítics. Els arrossegalls així formats són transportats pel canó cap a les parts més baixes, on un canvi brusc de pendent fa favorableix la deposició (BLISSENBACH, 1954).

2.- Cos detrític situat just a l'indret on un corrent que arrossega materials procedents d'unes terres més altes, deixa el canal engorjat i s'obre a una zona on pot migrar lliurement, i donar lloc a una gran acumulació dels arrossegalls que transportava (DENNY, 1965).

3.- Dipòsit de corrent, la superfície del qual constitueix un segment de con que radia, en el sentit del pendent, en avall del punt on el corrent deixa la zona muntanyosa. Els cons de dejecció varien tant de dimensions com de pendent, de tipus de dipòsit i d'àrea font. En general, es troben distribuïts per totes les zones més àrides del planeta, però també són esmentats de les regions humides (Japó, Himalaia, Europa, Canada ...) i les regions polars. (BULL, 1968).

4.- És una unitat sedimentària continental de característiques molt particulars, consistent en dipòsits detrítics derivats d'una zona originària dotada d'una xarxa de drenatge que forneix els arrossegalls de l'àrea font convergents cap a un corrent principal. El resultat d'aquesta sedimentació fluvial és un dipòsit detrític amb forma de con o de ventall. (BULL, 1972).

Apex: (apex) fig.6

Es el punt on el corrent que nodreix el con surt del front muntanyós. Generalment és el punt de més altitud topogràfica del con.

Autocyclic (autocíclic)

Estadi en la deposició ciclotèmica que no ha de menester cap canvi, ni en l'aport de sediment ni en l'aport d'energia d'un sistema sedimentari concret, però implica una redistribució d'aquests elements dins del mateix sistema. Correspon als mecanismes de diversificació i migració dels canals, migració de barres, ... etc., propis del mateix sistema sedimentari. (BEERBOWER, 1964, p. 32). Fig. 55 B

Avulsió

Canvi brusc i sobtat dels corrents que abandonen llur solc primitiu i se'n fan un altre. Correspon a un sobreiximent localitzat que esdevé permanent canviant el curs dels corrents.

Bajada: fig. 2.

1.- Talús al·luvial continu o superfície detrítica d'acumulació, suaument inclinada, estesa tot al llarg del peu d'una serralada. És format per la coalescència lateral d'una sèrie de cons de dejecció individualitzats però coalescents cap avall; té un caràcter bastant ondulat a causa de la convexitat transversal dels cons components. Equival als termes: piedmont plain; piedmont alluvial plain; compound alluvial fan; alluvial piedmont slope, ... glacis de sedimentació.

2.- Paraula d'origen mexicà.

Base: fig. 6.

Zona inferior de la superfície del con de dejecció situada al costat i al dessota del midfan

Beach ridge:

És un terraplè baix i continu, format per materials de platja i duna (sorres i graves) amuntegats per l'acció de les onades i dels corrents per damunt del backshore d'una platja, més ençà del límit present de les onades de tempesta o d'extensió de les mareas normals. Es presenta bé individualment o bé com una sèrie de dipòsits relativament paral·lels entre ells mateixos i amb la costa. Representa les posicions successives d'una línia de costa avançant cap al mar.

Boulder (bloc):

Clast de grandàries del seu diàmetre màxim, compreses entre 256 i 4096 mm.

Canyon (canó, gorja, barranc):

Vall profunda relativament estreta i de flancs molt escarpats. Generalment està tallada en roques competents. (fig. 2, 5).

Cobble (còdol):

Clast de grandàries del seu diàmetre màxim, compreses entre 32 i 64 mm.

Chenier:

És un beach ridge allargat, baix (3-6 mts. d'alçada), estret i amb arbres, relativament paral·lel a la costa progradant vers la mar, compost per sediments de marsh i mud flat amb torbes i argiles.

Debris flow:

Cas particular de mass flow (barreja de còdols, palets i blocs, generalment angulosos, amb una matriu molt fina) on la viscositat varia segons la quantitat de matriu i de clasts (BLATT et alt. 1972). En condicions subaèries són comuns densitats de l'ordre de 2 a 2,4 amb un contingut aquós del 40 % en volum. (figs. 8 i 8 bis).

Els debris flows actuals avancen per onades amb velocitats màximes de 1 a 3 mts/segon. Llur viscositat aparent els confereix la propietat que el pes submergit d'una roca es pot reduir en un 60 % en relació al seu pes submergit dins l'aigua. Els dipòsits recents tenen la part superior plana, les vores escarpades amb forma lobulada i un contacte brusc amb els materials infrajacentes (HOOKE, 1967). (figs. 14 i 14 bis).

Els dipòsits acostumen a ser de granulometria bimodal, amb còdols i blocs endinsats en una matriu molt fina, en els quals els materials dipositats manquen d'estratificació interna. Es formen en talussos molt inclinats (SHARP & NOBLES, 1953), preferentment en llocs àrids i sense vegetació, i en llocs desforestats artificialment o per incendis (SCOTT, 1971). fig. 9 A

Drainage basin (conca de drenatge):

És l'àrea muntanyosa drenada per un corrent, aigües amunt de l'Apex del con de dejecció.

Fanhead: (figs. 5 i 6)

Àrea del con de dejecció immediata a l'Apex.

Part superior del con.

Fan bay: (figs. 5 i 6)

És l'àrea del fanhead que penetra molt endins del cano muntanyós (DAVIS, 1938).

Fan delta

Con de dejecció (alluvial fan) que prograda dins una massa aquosa (mar, llac,...) a partir d'unes zones aixecades (HOLMES, 1965).

Fanhead trench: fig. 5.

Canal de corrent encaixat al fanhead; aquest canal acostuma a tenir un pendent més petit que el de la superfície del con.

Fanhead incission:

Incissió del fanhead a càrrec del fanhead trench fig. 5.

Fan median (mediana del con de dejecció):

En fer l'estudi d'un con de dejecció fòssil, associat a un front muntanyós no actiu, és molt característica la dispersió dels azimuts dels seus paleocorrents en forma de ventall a partir de l'Apex. A mesura que el con va creixent, l'Apex va migrant vers l'interior del front muntanyós sotmès a la denudació. La denominació de fan median correspon a la traça del moviment de l'Apex, de tal faísó que al llarg d'aquesta línia imaginària no hi ha variacions de la direcció mitja dels paleocorrents (WILLIAMS, 1969).

Fan segment (Segment de con): fig. 7.

Segment d'un con de dejecció limitat per ruptures i canvis de pendent.

Flash flood:

Inundació local i sobrada de gran volum, de curta durada i de gran rapidesa, que cobreix el llit d'una vall generalment seca (com la d'una zona semi-àrida), arrossegant una gran quantitat de sediments tractius. (fang i detritus). És produïda per pluges extraordinàriament violentes i curtes, d'extensió molt reduïda i en presència de pendents molt vius. El seu origen també pot ser degut a desglaçaments, grans riuades, etc. És sinònim de sheet flood.

Flood (riuada):

Crescuda del nivell d'un cos aquós de manera que sobreexceix les seves ribes naturals o artificials i cobreix una superfície gran de terreny que normalment no roman sota les aigües.

Flood fan.

Con de dejecció format a l'embocadura d'un wadi

Equival a wadi fan

Floodplain (Plana d'inundació): fig. 6 bis.

Plana d'inundació situada topogràficament més avall del peu del con de dejecció i que recull les aigües que en procedeixen. És una zona amb moltes característiques típiques dels ambients fluvials.

Flow (flux):

1.- Hidràulica: Moviment de l'aigua. Index d'aquest moviment

2.- Moviment de masses: moviment massiu de materials no consolidats que mostra un comportament plàstic o semifluid semblant al d'un fluid viscosos. Massa de material moguda d'aquesta manera.

Intersection point: (Punt d'intersecció): fig. 4, 6.

Lloc on el fanhead trench surt a la superfície del con de dejecció. És un punt variable i està directament lligat al predomini o retrocés d'uns processos (debris flows & water flows) formadors del con, sobre d'altres.

Mass flow: figs. 8, 8 bis, 9, 14, 14 bis.

Transport massiu de sediments no consolidats (barreja de detritus rocosos, fang i aigua), relativament ràpid, humit i de comportament no newtonià; les partícules es mouen (desplacen) sense veure's suportades pels components "suspensius" de la terbolesa del flux; és a dir, el fluid actua com a lubricant entre els grans. El moviment de les partícules és de tipus laminar (SANDERS 1965, pp. 329). Segons els autors, pot ésser sinònim de flow.

Midfan: fig. 6.

1.- Zona del con de dejecció situada entre el fanhead i l'exterior, representat pels límits inferiors del con (BLISSENBACH, 1954).

2.- Zona mitja del con, col·locada entre el fanhead i el toe.

Mudflow: figs. 8, 8 bis, 9, 14, 14 bis.

Un cas particular de mass flow; consisteix en un flux massiu de materials no consolidats on hi ha un gran predomini de la matriu argilosa en relació als blocs i als clasts que inclou.

Els quatre requisits necessaris (BLACKWELDER, 1928) per a produir un mud flow són: abundància d'arrossegalls no consolidats, gradients força inclinats, manca de vegetació i enèrgiques pluges.

Outwash

Arrossegalls estratificats retreballats a partir d'una gelera pels corrents de desglaç; son dipositats al davant o més enllà de les morrenes lateral o terminal d'una gelera activa.

Outwash fan

Con de dejecció format per dipòsits d'outwash acumulats pels corrents de desglaç a les vores d'una gelera retrocedent. fig. 56

Pebble (lalet):

Clast de mesures del seu diàmetre màxim compreses entre 4 i 32 mm.

Pediment: fig. 2.

Superfície d'erosió, plana o inclinada suaument, originada pels agents denudatoris subaeris en una regió àrida o semi-àrida, al peu d'un front muntanyós abrupte i retrocedent. Pot ésser recoberta parcialment per dipòsits al·luvials procedents de les zones més altes i en trànsit per aquesta superfície.

La part inferior pot relacionar-se amb una bajada.

Playa figs. 6 i 6 bis.

1.- Zona d'acumulació de materials detrítics emplaçada al peu d'un pendient donant a una conca tancada o endorreica. Acostuma a tenir un llac estacionari i per això s'anomena playa lake.

2.- Paraula d'origen mexicà.

Sheet flood: fig. 9.

Expansió violenta de les primeres aigües d'una tempesta, que s'expandeixen tot formant làmines aquoses primes, contínues i relativament uniformes, no concentrades en canals definits, per una gran superfície d'una regió àrida; la distància recorreguda és curta i la seva durada pot variar d'uns minuts a unes hores. Generalment es pot presentar abans que els escorriments, després de pluges violentes i sobtades, assoleixin prou importància per a donar lloc a flux de canals. De bon començament, un episodi d'aquest tipus es mou amb molta rapidesa (assolint la velocitat d'un cavall al galop); un cop passades les primeres onades el flux disminueix sobtadament i acaba formant lòbuls irregulars (McGEE, 1897).

Llurs dipòsits son anomenats pebbly mudstones (CROWELL, 1957), diamictites (FLINT et alt. 1960)... etc. Pot passar a Stream flood a base d'anar augmentant llur contingut aquós.

És un terme mitjà entre mud flow i corrents tractius normals. Llurs dipòsits característics són capes subhoritzontals de graves i sorres grolleres amb acanalaments intermitents (HOOKE, 1967; NAGTEGAAL, 1969).

Sieve deposition: fig. 13.

Es produeix quan un corrent, que transporta detritus, s'infiltra totalment abans d'arribar al foe del con de dejecció. Superficialment, es diposita un lòbul de detritus allí on l'aigua ja no és capaç d'efectuar cap transport. L'aigua passa escolant-se pels materials dipositats, de manera que aquests fan de garbell deixant passar l'aigua tot retenint els materials que duia en transport (HOOKE, 1967). És important de remarcar que tenen una manca primària de materials fins.

Sieve lobe: fig. 13.

Sinònim de l'anterior. Denominació dels materials deixats per una deposició tipus sieve.

Streamflood: fig. 9.

Crescudada aquosa dins una regió àrida, caracteritzada per un flux espasmòdic i impetuós d'un sheetflood confinat en un canal de poca fondària, definit i, generalment, sec (DAVIS, 1938).

Els dipòsits són idèntics als d'un sheetflood, però en comptes de tenir forma de mantell, tenen una forma lineal en planta. La seva durada es mesura en termes de pocs minuts a unes hores (BLISSENBACH, 1954).

Stream: fig. 9 i 9 bis.

Massa aquosa de grandària variable, que es mou en direcció i sentit de les zones topogràficament més baixes, per un canal relativament estret però clarament definit. És característic un aport aquós quasi constant, més que no pas grans descàrregades ocasionals. La seva durada es mesura en termes d'hores i dies.

A les zones àrides, l'acumulació de masses aquoses a les àrees muntanyenques origina primerament, un sheetflood, després, i a causa del creixement de la descàrrega aquosa, dóna un streamflood i, finalment un stream (BLISSENBACH, 1954).

Talus cone (tartera) fig. 1 bis.

Petit con situat al peu d'un penya-segat i format per l'acumulació episòdica de detritus en règim no aquós. Són dipòsits de gravetat, molt grollers i heteromètrics. Equival al Talus slope.

Thalweg (tàlveg)

Línia de la part més fonda del canal de corrent

Línia de màxima fondària de la vall

Línia mitjana d'un corrent.

Toe (peu)

És la part topogràficament més baixa del con de dejecció.

Wadi

Canal, torrentera o petita vall en zona desèrtica que és normalment eixuta excepte l'època de les grans pluges.

Terme emprat en les regions desèrtiques nord africanes i del sud oest d'Àsia.

Water flow (flux aquós):

Moviment aquós. Index d'aquest moviment (HOOKE, 1967).

Water laid (dipòsit aquós): figs. 8 i 8 bis.

Dipositat per aigua (BULL, 1972).

ASSAIG D'EQUIVALENCIA ANGLÈS-CATALÀ DELS TERMES GEOLÒGICS UTILITZATS

<u>Allocyclic</u>	-----	Allocíclic
<u>Alluvial cone</u>		
Alluvial fan	-----	Con de dejecció o ventall al.luvial
Apex	-----	Àpex
Autocyclic	-----	Autocíclic
Avulsió	-----	Avulsió
<u>Bajada</u>		
<u>Base</u>		
<u>Beach ridge</u>		
Boulder	-----	Bloc
Canyon	-----	Canó
Cobble	-----	Còdol
<u>Chenier</u>		
<u>Debris flow</u>		
Drainage basin	-----	Conca de drenatge
<u>Fan bay</u>		
<u>Fan delta</u>		
<u>Fanhead</u>		
<u>Fanhead trench</u>		
<u>Fanhead incision</u>		
Fan median	-----	Mediana del con de dejecció
Fan segment	-----	Segment de con de dejecció
<u>Flash flood</u>		
Flood	-----	Inundació, riuada
<u>Flood fan</u>		
Floodplain	-----	Plana d'inundació
Flow	-----	Flux
Intersection point	-----	Punt d'intersecció
<u>Midfan</u>		
<u>Mud flow</u>		
<u>Outwash</u>		
<u>Outwash fan</u>		
Pebble	-----	Palet
<u>Pediment</u>		
<u>Playa</u>		

Sheet flood

Sieve deposits

Sieve lobe ----- Lòbul Sieve

Stream flood

Stream ----- Corrent

Talus cone ----- Tartera o Codolar

Thalweg ----- Tàlveg

Toe ----- Peu

Wadi

Water flow ----- Flux aquós

Water laid ----- Dipòsit aquós

ASSAIG D'EQUIVALÈNCIA CATALÀ-ANGLÈS DELS TERMES GEOLOGICS UTILITZATS

Bloc ----- Boulder

Canó ----- Canyon

Còdol ----- Cobble

Conca de drenatge ----- Drainage basin

Con de dejecció ----- Alluvial fan

Dipòsit aquós ----- Water laid

Flux ----- Flow

Flux aquós ----- Water flow

Inundació ----- Flood

Lòbul sieve ----- Sieve lobe

Palet ----- Pebble

Peu ----- Toe

Plana d'inundació o de negament ----- Floodplain

Punt d'intersecció ----- Intersection point

Segment de con de dejecció ----- Fan segment

Tàlveg ----- Thalweg

Tartera ----- Talus cone

Ventall al.luvial ----- Alluvial fan

Apêndix III. BIBLIOGRAFIA

- ALLEN, J.R.L., 1965a.- Fining-up cycles in alluvial successions: Geol.Jour., v. 4, p. 229-246.
- 1965b.- Review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments: Sedimentology, v. 5, p. 89-191.
- 1970a.- Studies in fluvial sedimentation. A comparison of fining-up cyclothems: Jour.Sed.Petrology, v. 40, p. 298-323.
- 1970b.- Physical Processes of Sedimentation. An introduction; Ed. Allen & Unwin, 248 p. London.
- 1974.- Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units. Lower Old Red Sandstone, anglo-welsh outcrop. Geol.Jour. 9, p. 181-208.
- ANDERSEN, D.W. & PICARD, M.D., 1974.- Evolution of synorogenic clastic deposits in the intermontane Uinta basin of Utha. In DICKINSON W.R. (editor) "Tectonics and Sedimentation". Soc.of Econ.Pal.Mineral. Spec.Pub. n° 22, p. 167-189.
- BEATY, C.B., 1963.- Origin of Alluvial fans, White mountains, California and Nevada: Ann.Asoc.Amer.Geographers, v. 53, p. 516-545.
- 1970.- Age and estimated rate of accumulation of an alluvial fan, White Mountains California, U.S.A.; Amer.Jour.Sci., v. 268, p. 50-77.
- 1974.- Debris flows, alluvial fans and a revitalized catastrophism. Z. Geomorph.Supp. 21, p. 39-51.
- BEAUMONT, P., 1972.- Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran.Palaeo geog.Palaeo clim. and Palaeo ecol., v. 12, p. 251-273.
- BEERBOWER, J.R., 1964.- Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. In D.F. Merriam ed., Symposium on cyclic sedimentation. Kansas Geol.Surv.Bull. 169, (1), p. 31-42.
- BELT, E.S., 1968.- Carboniferous continental sedimentation, Atlantic Provinces, Canada: in G. de V. Klein ed., Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation, Northeastern North America. Geol.Soc. Am. Spec. Paper 106, p. 127-176.

- BLACKWELDER, E., 1928.- Mudflow as a geologic agent in semi-arid mountains; Geol.Soc.Amer.Bull., v. 65, p. 175-189.
- 1931.- The lowering of playas by deflation; Am.Jour.Sci. 5th. ser., v. 21, p. 140-144.
- BLATT, H., & MIDDLETON, G., & MURRAY, R., 1972.- Origin of Sedimentary Rocks. Ed. by Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, Nw. Jersey.
- BLISSENBAUGH, E., 1954.- Geology of alluvial fans in semiarid regions: Geol. Soc.America Bull., v. 65 p. 175-190.
- BLUCK, B.J., 1964.- Sedimentation on an alluvial fan in Nevada: Jour.Sed. Petrol. v. 34, p. 395-400.
- 1967.- Deposition of some Upper Old Red Sandstone Conglomerates in the Clyde area: Scott.Jour.Geol., v. 3, p. 139-167.
- BOOTHROYD, J.C., & ASHLEY, G.M., 1975.- Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided out wash fans, north eastern Gulf of Alaska, In. A.V. JOPLING & McDONALD B.C. (Editors) "Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation". Soc.Econ.Paleont.Mineral Spec.Publ. n° 23, p. 193-222.
- BOOTHROYD, J.C. & NUMMEDAL, D., 1978.- Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits: in A.D. Miall ed., Fluvial Sedimentology. Can.Soc.Pet.Geol.Mem 5, p. 641-668.
- BROSCOE, A.J., & THOMSON, S., 1969.- Observations on alpine mudflow, Steele Creek, Yukon. Can.J.Earth Sci. 6, p. 219-229.
- BRYHNI, I., & SKJERLIE, F.J., 1975.- Syndepositional tectonism in the Kvamshesten district (Old Red Sandstone), western Norway. Geol.Mag. 112, p. 593-600.
- BULL, W.B., 1962a.- Relations of alluvial-fan size and slope to drainage-basin size and lithology in western Fresno County, California: U.S. Geol.Survey, Prof. Paper. 450-B, p. 51-53.
- 1962b.- Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits: Jour.Sed.Petrology, v. 32, p. 211-216.
- 1964a.- Alluvial fans and near-surface subsidence in western Fresno County, California U.S. Geol.Survey.Prof.Paper 437-A, 70p.

- BULL, W.B., 1964b.- Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California, U.S. Geol.Survey Prof. Paper 352-E, p. 89-129.
- 1968.- Alluvial fans: Jour.Geol.Ed., v. 16, p. 101-106.
- 1971.- Prehistoric near-surface subsidence cracks in western Fresno County, California, U.S. Geol.Survey Prof. Paper 437-C (in press).
- 1972.- Recognition of Alluvial fans deposits in the stratigraphic record "Recognition of Ancient Sedimentary Environments". Ed. by RIGBY, K. & HAMBLIN, K.; p. 63-83, figs. 1-16. Soc. of Econ. Paleont. and Mineral. Spec.Publ. n° 16.
- 1977.- The Alluvial fan environment. Prog.Phys.Geogr. 1, p. 222-270.
- BUWALDA, J.F., 1951.- Transportation of coarse material on alluvial fans: Geol.Soc.America Bull., v. 62, p. 1497.
- CARRYER, S.J., 1966.- A note on the formation of alluvial fans: New Zealand Jour.Geol. and Geophys., v. 9, p. 91-94.
- COLEMAN, J.H., & GAGLIANO, S.M., 1964.- Minor sedimentary structures in a prograding distributary: Marine Geology, v. 1, p. 240-258.
- COLLINSON, J.A., 1978.- Alluvial Sediments: in H.G. Reading ed., Sedimentary Environment and Facies chap 3. Ed. Balckwell Scientific Publications, 577 p. London.
- COLOMBO, F., 1975.- Eocene de Vic; Probleme de la limite inferieure. IX Cong. Inter.Sediment.Livret-Guide Excursion n° 20, p.19-24. Juin 1975.
- COLOMBO, F., 1975.- Primera aproximación al estudio sedimentológico de los Alluvial fans y sedimentos asociados: zonas áridas. 85 p. 36 fig. Documentación Interna. Depto. Estratigrafía y Geología Histórica. Universidad de Barcelona.
- COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M. & POMAR, L., - Caliches y materiales asociados en el Eoceno rojo inferior de la zona meridional de "Les Guilleries" (Prov. de Barcelona), 3 figs. 6 pl. (in press).
- CROWELL, J.C., 1974.- Sedimentation along the San Andreas fault, California SEPM Spec Pub. 19, p. 292-303.

- CURRAY, J.R., 1956.- Analysis of two dimensional orientation data: Jour.Geol. v. 64, p. 117-131.
- 1966.- Observation on alpine mudflows in the Tenmile range, central Colorado. Geol.Soc.Am.Bull., 77, p. 771-776.
- DAVIS, W.M., 1938.- Sheetfloods and streamfloods; Geol.Soc.Amer.Bull., v. 49, p. 1337-1416.
- DENNY, C.S., 1965.- Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada: U.S. Geol.Survey, Prof. Paper 466, 62 p.
- 1967.- Fans and Pediments. Am.S.Sci., 265, p. 81-105.
- DICKINSON, W.R., 1975.- Fluvial Sediments of stream valleys and Alluvial fans in "Current concepts of depositional systems with application for Petroleum geology". Short Course. Sant Joaquin Geol.Soc.Bakerfield. p. 1-6.
- DOEGLAS, J.D., 1962.- The structure of sedimentary deposits of braided rivers: Sedimentology, v. 1, p. 167-190.
- DREWES, H., 1963.- Geology of the Funeral Peak Quadrangle, California, on the east flank of Death Valley: U.S. Geol.Survey Prof. Paper 413, 78 p.
- DUNBAR, C.O., 1949.- Historical Geology: New York, John Wiley and Sons; 573 p.
- ECKIS, R., 1928.- Alluvial fans in the Cucamonga district, Southern California; Jour.Geol., v. 36, p. 224-247.
- ENOS, P., 1977.- Flow regimes in Debris-flow. Sedimentology 24, p. 133-142.
- EUGSTER, H.P. & HARDIE, L.A., 1975.- Sedimentation in an ancient playa-lake complex; the wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Geol.Soc.Am.Bull., 86, p. 319-334.
- FAHNSTOCK, R.K., 1963.- Morphology and hydrology of a glacial stream. White River, Mt.Rainer, Washington: U.S. Geol.Survey, Prof. Paper 422A, 70 p.
- FAIRBRIDGE, R.W., 1968.- "Encyclopedia of Geomorphology". Ed. by FAIRBRIDGE; Reinhold Book Co. 1295 p.

- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H., 1969.- Depositional Systems in Wilcox group (Eocene) or Texas and their relation to occurrence of oil and gas. AAPG Bull. 53, p. 30-54.
- FISHER, R.V., 1971.- Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits; Jour.Sed.Petrology, v. 41, p. 916-927.
- FOLK, R.L., 1974.- Petrology of Sedimentary Rocs. Hemphill Pub.Co., 182 p. Austin, Texas.
- FONTBOTE, J.M., 1954a.- Las relaciones tectónicas de la depresión del Vallés-Penedés con la cordillera Prelitoral Catalana y con la depresión del Ebro. Tomo homenaje al Prof. Hernandez-Pacheco. Real.Soc. Hist.Nat., p. 281-311. Madrid.
- FREYTET, P., 1970.- Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage a l'Eocene en Languedoc. Trav.Lab.Géol. Struct. et Appliquée Orsay, 1970, 484 p.
- FRIEND, P.F., 1978.- Distinctive features of some ancient river systems in A.D. MIALD ed., Fluvial Sedimentology. Can.Soc.Pet.Geol.Mem 5, p. 531-542.
- GARNER, H.F., 1959.- Stratigraphic-sedimentary significance of contemporary climate and relief in four regions of the Andes Mountains: Geol.Soc.Amer.Bull., v. 70, p. 1327-1368.
- GICH, M., ROSELL, J., REGUANT, S., & CLAVELL, E., 1967.- Estratigrafía del Paleógeno en la zona de tránsito entre la Cordillera Prelitoral Catalana y el Prepirineo; Acta.Geol.Hisp., año III, n° 1, p. 13-18, 5 figs. Barcelona.
- GOLE, C.V., y CHITALE, S.V., 1966.- Inland Delta building activity of Kosi River, Jour.of Hydraulics Division, Proc. of the Am.Soc.of Civil Engineers. Div. HY 2, v. 92, p. 111-122.
- GOREAU, T., & BURKE, K., 1966.- Pleistocene and Holocene geology of the island shelf near Kingston, Jamaica, Marine Geology 4, p. 207-225.
- GRABAU, A., 1913.- Principles of Stratigraphy; w vols. p.1185, 264 fig. Ed. Douer Pub.Inc.New York, 1969.
- HACQUEBARD, P.A., and DONALDSON, J.R., 1969.- Carboniferous coal deposition associated with floodplain and limnic environments in Nova Scotia: in E.C. Dapples & M.E. Hopkins eds., Environments of Coal Deposition. Spec.Paper.Geol.Soc.Am. 114, pp. 143-191.

- HAMPTON, M.A., 1975.- Competence of fine-grained debris flows. Jour of Sed. Petrol. 45 (4), p. 834-844,
- HANER, B.E., 1971.- Morphology and sediments of Redondo submarine fan, southern California. Geol.Soc.Am.Bull. 82, p. 2413-2432.
- HARMS, J.C., and FAHNESTOCK, R.K., 1965.- Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande): In primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Econ.Paleontologists and Mineralogists Spec.Pub. n° 12, p. 84-115.
- HERNANDO, S., 1975.- Pérmico y Triásico de la región de Ayllon-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara) Tesis Doctoral, 2 vols. Madrid, Fac. Ciencias.
- HEWARD, A.P., 1978a.- Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciénega-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. Sedimentology 25, p. 451-488.
- HEWARD, A.P., 1978b.- Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D Stephanian B coalfields, northern Spain. in A.D. Miall ed., Fluvial Sedimentology, Can.Soc.Pet.Geol. Mem. 5, p. 669-702.
- HOLMES, A., 1965.- Principles of physical geology. Ed. Ronald press. Co., 1288 p. New York.
- HOOKE, R. LeB., 1967.- Processes on arid region alluvial fans; Jour,Geol. v. 75 p. 438-460.
- 1968.- Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins: Amer.Jour.Sci., v. 266, p. 609-629.
- 1972.- Geomorphic evidence for Late-Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California. Geol.Soc.Am.Bull., 83m p. 2073-2098.
- HOPE, G., & EKMAN, S.P., 1964.- A note on the alluvial fans of Ladtjovagge, Swedish Lapland. Geograf. Annaler 46, p. 338-342.
- HORNE, R.R., 1975.- The association of alluvial fans, aeolian and fluvial facies in the Caherbla group (Devonian), Dingle peninsula, Ireland. Jour.Sed.Petrol. 45, p. 535-540.
- HOWARD, J.D., 1966.- Patterns of sediment dispersal in the Mountain Formation of Colorado: Mountain Geologists, v. 3, p. 147-153.

- HUBERT, J.F., 1960.- Petrology of the Fountain and Lyons Formation, Front Range, Colorado: Colorado School of Mines Quart., v. 55, n°1, p. 1-242.
- HUBERT, J.F., REED, A.A., & CAREY, 1976.- Paleogeography of the east Berlin formation. Newark group, Connecticut valley. Am.Jour.Sci. 276, p. 1183-1207.
- JAHNS, R.H., 1949.- Desert floods; Eng. and Sci. Jour., v. 12, p. 10-14.
- JENNY, H., 1941.- Factors of soil formation; McGraw-Hill, New York, 281 p.
- JOHNSON, A.M., 1970.- Physical process in geology, Freeman, Cooper & Co., San Francisco, 577 p.
- JOHNSON, A.M., & RAHN, P.H., 1970.- Mobilization of debris flows. Z. Geomorph. Supp. 9, p. 168-186.
- KAMP, Van de 1973.- Holocene Continental Sedimentation in the Salton Basin, California: A reconnaissance; Geol.Soc.Am.Bull., v. 84, p. 827-848. 14 figs.
- KESEL, R.H., 1977.- Some aspects of the geomorphology of inselbergs in central Arizona, USA. Z. Geomorph. N.F. 21(2), p. 122.
- KLEIN, G. de V., 1962.- Triassic sedimentation, Maritime Provinces, Canada: Geol.Soc.Amer.Bull., v, 73, p. 1127-1146.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHOLLNBERGER, W., VLIET, Van A., 1975.- An excursion to Tertiary deep-water in deposits near San Sebastian Prov. of Guipuzcua, Spain, Field guide esc. Z-23. IXth Int.Congr. of Sed. Nice.
- KRUMBEIN, W.C. & SLOSS, L.L., 1969.- Estratigrafia y Sedimentación. Ed. UTEHA, 778 p. Mexico D.F.
- KRYNINE, P.D., 1950.- Petrology, stratigraphy and origin of Triassic sedimentary rocks of Connecticut: Conn.Geol. and Nat.Hist.Survey Bull., 73, 247 p.
- KUKAL, Z., 1970.- Geology of recent sediments, 490 p. Prague; Academia.
- LAHEE, F.H., 1941.- Field geology; Ed. by McGraw Hill Book co. New York, 835 p.
- LANGBEIN, W.B., 1945.- Annual rainfall in the United States: U.S. Geol. Survey Circ. 52, 14 p.

- LANGER, A.M., and KERR, P.F., 1966.- Mojave playa crusts; physical properties and mineral content: Jour.Sed.Petrology, v. 36, p. 377-396.
- LARSEN, V., & STEEL, R., 1978.- The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan; a study of textural inversion. Sedimentology 25, p. 37-59.
- LATTMAN, L.H., 1973.- Calcium Carbonate Cementation of Alluvial fans in Southern Nevada. Geol.Soc.of Amer.Bull.,v.84, p. 3013-3028, 10 fig.
- LEGGET, R., BROWN, R.J.E. and JOHNSTON, G.H., 1966.- Alluvial fan formation near Aklavik, North Territories, Canada: Geol.Soc.Amer.Bull., v. 77, p. 15-30.
- LEOPOLD, L.B., and WOLMAN, M.G., 1957.- River floodplains some observations on their formation. U.S. Geol.Survey Prof. Paper 282 C, p. 85-120.
- LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., and MILLER, J.P., 1964.-Fluvial processes in geomorphology Ed. Freeman and Co., 522 p. San Francisco.
- LINDSEY, D.A., 1973.- Sedimentary petrology and paleocurrents of the Harbell formation, Pinyon conglomerate and associated coarse clastic deposits, north western Wyoming U.S. Geol.Prof.Paper 734 B, 68 p.
- LOWE, D.R., 1976.- Grain Flow and grain flow deposits. J. Sed. Petr. 46, p. 188-199.
- LLOPIS, N., 1947.- Contribucion al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. Inst.Lucas Mallada, 373 p. Barcelona.
- LUSTIG, L.K., 1965.- Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California: U.S. Geol.Survey Prof. Paper 352 F, p. 131-192.
- MABBUT, J.A., 1966.- Mantle-controlled planation of pediments: Amer.Jour. Sci. v, 264, p. 78-91.
- MCGOWEN, J.H., 1970.- Gum Hollow fan delta, Nueces bay, Texas. Bur. of Econ. Geol.Rep.Inv. n° 69, 90 p. University of Texas. Austin.
- MCGOWEN, J.H., & GROAT, C.G., 1971.- Van Horn Sandstone, West Texas: An Alluvial fan Model for Mineral Exploration; Bureau of Econ.Geol. Report of Investigation n°, 72, 57 p. 36 figs. University of Texas.
- McKEE, E.D., CROSBY, E.J. and BERRYHILL, H.L., 1967.- Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965; Jour Sed.Petrology, v. 37, p. 829-851.

- MATTAUER, M., 1973.- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre
Ed. Hermann 493 p. Paris.
- MAYCOCK, I., 1962.- The Torridonian Sandstone, Round Loch, Torridon,
Wester Ross: Unpub. Ph. D. Thesis, Univ. Reading, England, 305 p.
- MECKEL, L.D., 1975.- Holocene Sand Bodies in the Colorado Delta Area,
Northern Gulf of California; in "Deltas models for exploration".
p. 239-265; Ed. by BROUSSARD, M.L., Jouston, Geol.Soc.
- MIALL, A.D., 1970.- Devonian Alluvial-fans, Price of Wales Artic Canada;
Jour of Sed. Petrol., v. 40 n° 2, p. 556-571, fig. 1-9.
- 1977.- A review of the braided-river depositional environment.
Earth Sci. Rev. 13, p. 1-62.
- 1977b.- Fluvial Sedimentology. Fluvial lecture series. Can.
Soc.Pet.Geol. 121 p. Calgary.
- ed., 1978a.- Fluvial Sedimentology. Can.Soc.Pet.Geol.Mem 5,
Calgary.
- 1978b.- Tectonic setting and syndepositional deformation of
molasse and other non marine-paralic sedimentary basins. Can. J.
Earth Sci. 15, (10), p. 1613-1632.
- MIDDLETON, G.V., & HAMPTON, M.A., 1973.- Sediments gravity flow; mechanics
of flow and deposition. S.E.P.M. Pacific Section, Short Course,
p. 1-38.
- MILLER, W.J., 1926.- Geology; New York, Ed. by D. Van Nostrand Co., 555 p.
- MOODY-STUART, M., 1966.- High and low-sinuosity stream deposits, with exam-
ples from the Devonian of Spitsbergen: Jour.Sed.Petrology, v. 36,
p. 1102-1117.
- MUKERJI, A.B., 1976.- Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna
Plain, India. Zeits. Geom. Bd 20, p. 190-204.
- MURATA, T., 1966.- A theoretical study of the forms of alluvial fans. Geog.
Rep.Tokyo Metropolitan Univ. 1, p. 33-43.
- MUTCH, T.A., 1968.- Pennsylvanian non-marine sediments of Narragansett
Basin, Massachussets-Rhode Island, in G. de V. Klein ed., Late
Palaeozoic and Mesozoic Continental Sedimentation Northeastern
North America.

MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F., 1972.- Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem.Soc.Geol.Ital., 11, p. 161-199.

----- 1975.- Turbidite facies and facies associations. Examples from selected formations of the Northern Apennines, p. 21-36. IX Int. Congr.Sed. Exc. 11. Nice

NELSON, C.H., CARLSON, P.R., BYRNE, J.V. & ALPHA, T.R., 1979.- Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems. Marine Geol. 8, p. 259-291.

NILSEN, T.H., 1969.- Old Red Sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, western Norway: Sedimentary Geology, v. 3, p. 35-57.

NORMARK, W.R., 1970.- Growth patterns of deep-sea fans. AAPG. Bull. 54, p. 2170-2195.

ORE, H.T., 1964.- Some criteria for recognition of Braided stream deposits wyoming Univ. Contrib. Geol. v. 3, p. 1-14.

OVERMEEREN, R.A. van and STAAL, J.H., 1976.- Floodfan sedimentation and gravitational anomalies in the Salar de Punta Negra, northern Chile. Geol.Runds. 65, p. 195-211.

PACK, F.J., 1923.- Torrential potential of desert waters: Pan-American Geologist, v. 40, p. 349-356.

PASSEGA, R., 1957.- Texture as characteristic of clastic deposition; Amer. Assoc.Petroleum Geologists. Bull., v. 41, p. 1952-1984.

----- 1960.- Sedimentologie et recherche de petrole: Inst.Français petrole Rev. et Annales combustibles liquides: v. 15, p. 1731-1740.

PRICE, W.E., 1976.- A random-walk simulation model of Alluvial Fan deposition. in: "Random processes in Geology". Ed. by MERRIAM chap. 5, p. 55-62. Ed. Springer-Verlag.

READING, H.G., ed. 1978.- Sedimentary Environments and facies. Blackwell Scientific Publications, 577 p. London.

REGUANT, S., 1967.- El Eoceno marino de Vic; Mem. del I.G.M.E., t.LXVIII, 350 p. Madrid.

REINECK, H.E., and SINGH, I.B., 1973.- Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, 439 p. Berlin.

- REINEMUND, J.A., 1955.- Geology of the Deep River Coal Field, North Carolina: U.S. Geol.Survey Prof. Paper, 246-1, p. 159.
- RIBA, O., 1974.- Tectonogenese et sedimentation: deux modeles de discordances sintectoniques pyreneennes. Bull. BRGM s2, sec I, n° 4, p.383-401.
- 1976.- Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. Sed.Geol. 15, p.213-233.
- RODINE, J.A. & JOHNSON, A.M., 1976.- The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. Sedimentology 23, p. 213-234.
- ROSELL, J., RIBA, O., 1960.- Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de La Pobla de Segur (provincia de Lérida). Actas del V Congr.Intern. de Est.Pirenaicos. Jaca-Pamplona 1966. Instituto de Estudios Pirenaicos, C.S.I.C. Zaragoza, 13 p.
- ROSELL, J., OBRADOR, A., ROBLES, S., PALLI, L., 1973.- Sedimentología del Mioceno del Vallés occidental (Prov. de Barcelona) Acta Geológica Hispánica VIII (1), p. 25-29
- RUST, B.R., and WILLIAMS, P.F., 1969.- The sedimentology of a braided river Jour.Sed.Petrology, v. 39, p. 649-679.
- RUST, B.R., 1972.- Structure and process in a braided river. Sedimentology 18, p. 221-246.
- 1978.- A classification of fluvial channel systems, in A.D. Miall ed., Fluvial Sedimentology. Can. Soc.Pet.Geol. Mem 5, p. 187-198.
- RYDER, R.T. & SCHOLTEN, R., 1973.- Syntectonic conglomerates in southwestern Montana; their nature, origin and tectonic significance. Geol. Soc.Am.Bull., 84, p. 773-796.
- RIDER, R.T., FOUCH, T.D. & ELISON, J.H., 1976.- Early tertiary sedimentation in the western Uinta basin. Utah. Geol.Soc.Am.Bull, 87, p. 496-512.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L., 1978.- Planteamiento provisional de distribución de facies en la cuenca del Duero. Ministerio de Industria Dirección General de Minas, Madrid. 72 p.

- SESTINI, G., 1970.- Postgeosynclinal deposition. Sed.Geol. 4, p. 481-520.
- 1973.- Sedimentology of paleoplacer: the goldbearing Tarkwaian of Ghana. in G.C. Amstutz and A.J. Bernard eds., Ores in Sediments. Springer-Verlag, Berlin, p. 275-306.
- SCHUMM, S.A., 1961.- Effect of Sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral stream channels: U.S. Geol.Survey Prof.Paper 352 C, p. 31-70.
- 1963.- Sinuosity of alluvial rivers of the Great Plains:Geol Soc.America Bull. v. 74, p. 1089-1100.
- 1968a.- River adjustment to altered hydrologic regime Murrumbidgee River and Palaeochannels, Australia: U.S. Geol.Survey Prof. Paper. 598.
- 1977.- The fluvial system. John Wiley & Sons, 338 p. New York.
- 1968b.- Speculations concerning palaeohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Geol.Soc.Am.Bull., 79, p. 1573-1588.
- and KHAN, H.R., 1972.- Experimental study of channel patterns: Geol.Soc.America Bull. v. 83, p. 1755-70.
- and LICHTY, R.W., 1963.- Channel widening and floodplain construction along. Cimarron River in S.W. Kansas: U.S. Geol.Survey Prof. Paper 352 D, p. 71-88.
- SCHWAB, F.L., 1977.- Grandfather mountain formation: depositional environments, provenance and tectonic setting of late precambrian alluvium in the Blue ridge of north Carolina. Jour.Sed.Petrol. 47, p. 800-810.
- SHAW, H.R., PECK, D.L., WRIGHT, D.L. and OKAMURA, R., 1968.- The viscosity of basalt magma: Am,Jour.Sci., v. 266, p. 255-264.
- SHARP, R.P., 1942.- Mudflow levees: jour. Geomorphology, v. 5, p. 222-227.
- 1948.- Early tertiary fanglomerate, Big.Horn Mountains. Wyoming Jour of Geol. 56 (1), p. 1-14.
- and NOBLES, L.H., 1953.- Mudflow in 1941 at Writhtwood, S. California: Geol.Soc.America Bull, v. 64, p. 547-560.
- SINGEWALD, J.T., Jr., 1920.- Discussion of mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. Bull.Geol.Soc.Am. 39, p. 480-483.

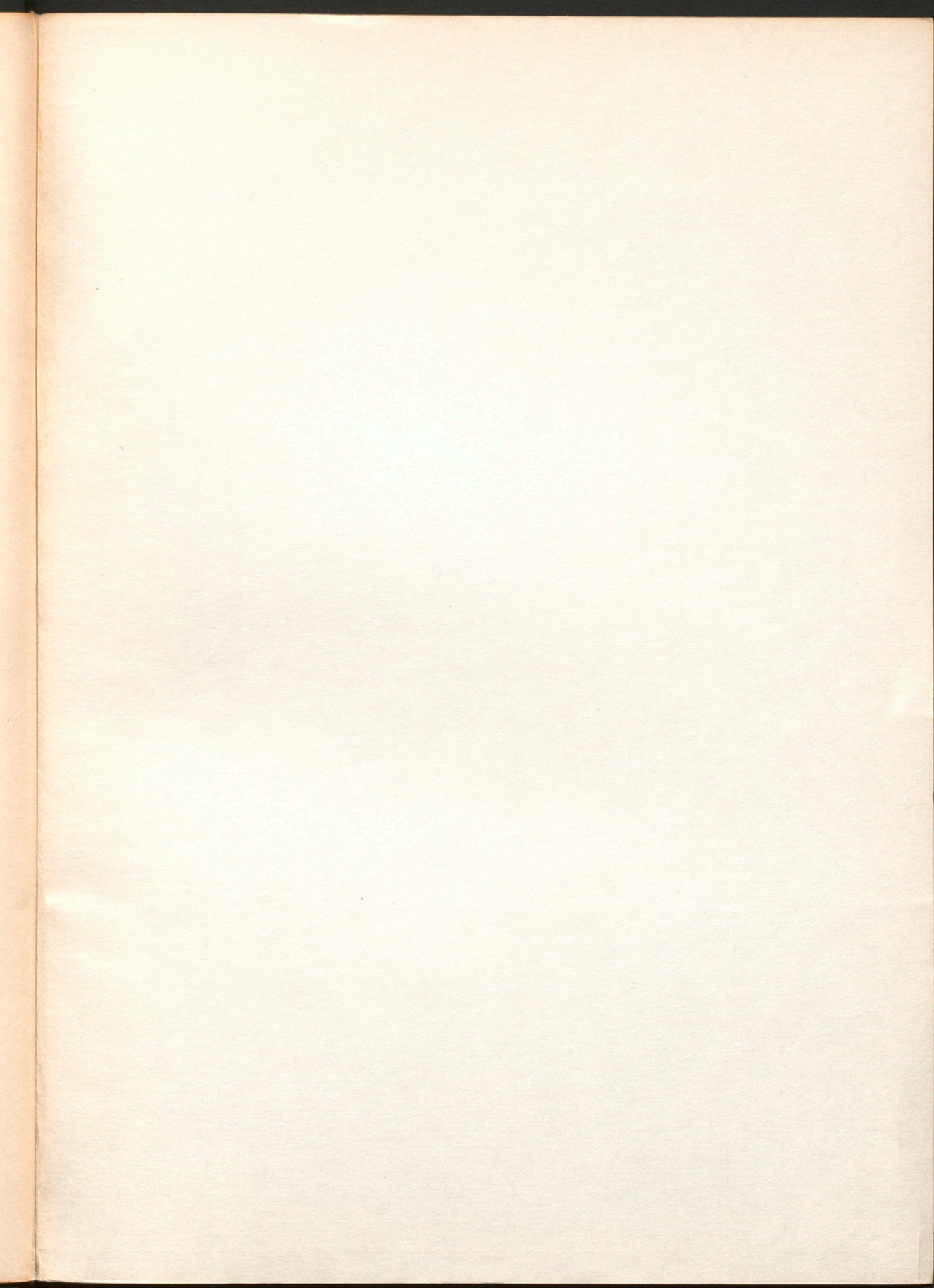
- SCOTT, K.M. & GRAVLEE, G.C., 1968.- Flood surge of the Rubicon River, California-hidrology, hydraulics and boulder transport. Us.Geol.Surv. Prof. Paper 422-M, 40 p.
- SELLEY, R.G., 1965.- Diagnostic characters of fluviatile sediments of the Torridonian formation (Precambrian) of northwest Scotland. Jour. Sed.Petrol. 35, p. 366-380.
- 1970.- Ancient sedimentary environments. Chapman & Hall Ed. London, 237 p.
- SMITH, N.D., 1974.- Sedimentology and bar formation in the upper kicking Horse River, a braided outwash stream. Jour Geol. 82, p. 205-224.
- STANLEY, D.J., 1968.- Graded bedding-sole marking-graywacke assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous flood deposits, eastern Massachussetts, in G. de V. Klein ed., Late Paleozoic and Mesozoic Continental Sedimentation Northeastern North America, Spec. Paper Geol.Soc.Am. 106, p. 210-239.
- STEEL, R.J., 1971b.- New Red Sandstone movement on the Minch Fault; Nature, Phy. Sci., v. 234, p. 158-159.
- 1974.- New Red Sandstone and Piedmont Sedimentation in the Hebridean Province, Scotland; Jour of Sed.Petrol., v. 44, n° 2, p. 336-357, figs. 1-19.
- 1976.- Devonian basins of western Norway-Sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. In BOTT M.H.P. (Ed.) "Sedimentary basins of continental Margins and Cratons". Tectonophysics 36(1-3), p. 207-224.
- and WILSON, A.C., 1975.- Sedimentation and tectonism (?Permo-Triassic) on the margin of the north Minch Basin Lewis. J.Geol.Soc. London 131, p. 183-202.
- MAEHLE, S., NILSEN, H., RØE, S.L. & SPINNANGR, A., 1977.- Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: sedimentary reponse to tectonic events. Geol.Soc. Am.Bull. 88, p. 1124-1134.
- STRAHLER, A.N., 1959.- Physical Geography. Ed. John Wiley and Sons, 534 p.

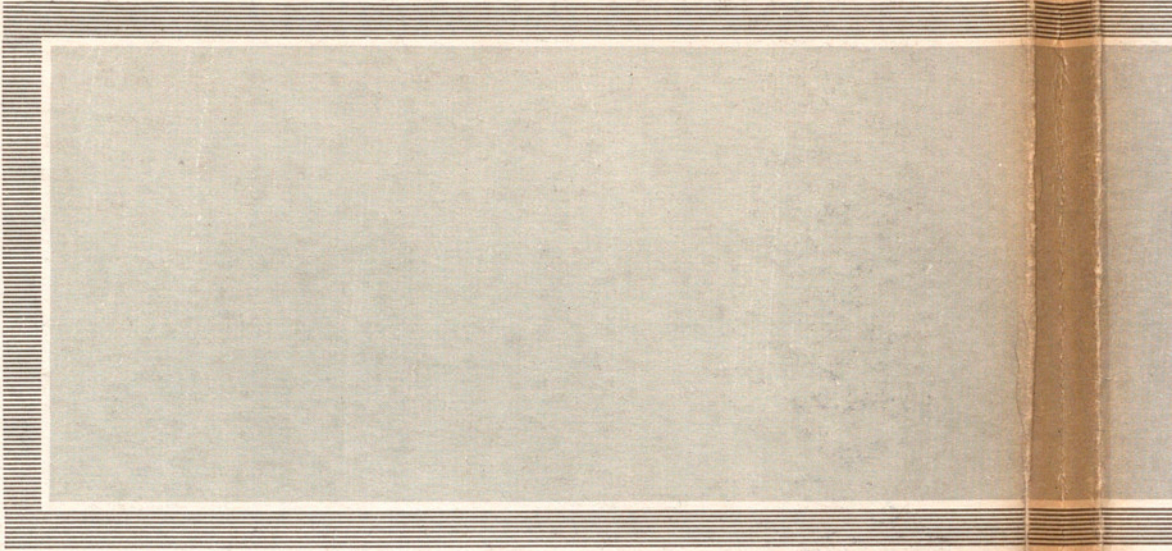
- SUGGATE, R.P., 1963.- The fan surfaces of the central Canterbury Plain;
New Zealand Jour.Geol. and Geophys., v. 6, p. 281-287.
- SURDAM, R.C., & WOLFBAUER, C.A., 1975.- Green river formation. Wyoming:
A Playa-lake complex. Geol.Soc.Am.Bull., 86, p. 335-345.
- TANNER, W.F., 1976.- Tectonically significant pebble types: sheared, pocked
and second-cycle examples Sedim.Geol. 16, p. 69-83.
- TERRADAS, J., 1971.- Ecologia hoy, el hombre y su medio. Ed. Teide, 149 p.
Barcelona.
- TIEJE, A.J., 1923.- The red beds of the Front Range of Colorado: a study
in sedimentation: jour. Geol., v. 31, p. 192-207.
- TRILLA, J., 1974.- Relación entre la extensión de conos de deyección y la
de su cuenca. Cabo de Gata. Act.Geol.Hispánica, t. IX n° 2, p. 57-
61.
- VANONI, V.A., ed. 1962.- Sediment transportation mechanics: introduction
and properties of sediment: Am.Soc.Civil Engineers Hydraulics Div.
Jour, p. 77-107.
- VITA-FINZI, C., 1977.- Quaternary alluvial deposits in the central plateau
of Mexico. Geol. Runds 66(1), p. 99-120.
- VETTER, P., 1975.- Sedimentation continentale dans les bassins houilliers
et Permians du Sud du Massif Central. Livret-Guide Excursion 22,
IX Int.Cong.Sed.Nice.
- VOS, R.G., 1975.- An alluvial plain and lacustrine model for the Precambrian
witwatersrand deposits of South Africa. Jour of Sed. Petrol 45(2)
p. 480-493.
- WALKER, R.G, 1967.- Turbidite sedimentary structures and their relation-
ship to proximal and distal environments. J. Sed.Petro. 37, p. 25-
43.
- 1975.- Generalized facies models for resedimented conglome-
rates of turbidite association. Geol.Soc.Am.Bull. 86, p. 737-748.
- 1976.- Facies models 2. Turbidites and associated coarse
clastic deposits. Geoscience Canada, 3(1), p. 25-36.
- & MUTTI, E., 1973.- Turbidite facies and facies associations.
Short Course, Pacific Section SEPM, Anaheim 1973, p. 119-158.

- WASSON, R.J., 1974.- Intersection point deposition on alluvial fans: an Australian example. Geogr. Ann. 56, p. 83-92.
- 1977a.- Catchment processes and the evolution of alluvial fans in the lower Derwent Valley, Tasmania. Z. Geomorph. N.F. 21 (2), p. 147-168.
- 1977b.- Last-glacial alluvial fan sedimentation in the Lower Derwent valley, Tasmania. Sedimentology 24, p. 781-799.
- WAY, J.H. Jr., 1968.- Bed thickness analysis of some Carboniferous fluvial sedimentary rocks near Joggins, Nova Scotia. J. Sed. Pet. 38, p. 424-433.
- WILLIAMS, G.E., 1966.- Paleogeography of the Torridonian Applecross Group: Nature v. 209 n° 5030, p. 1303-1306.
- 1969.- Characteristics and origin of a Pre-Cambrian pediment: Jour. Geol., v. 77, p. 183-207.
- 1970.- Piedmont sedimentation and late Quaternary chronology in the Biskra region of northern Sahara. Zeits. Geom. Supp. Bd. 10, p. 40-63.
- 1973.- Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid south Australia. Z. Geomorph. N.F. 17(1) p. 102-125.
- WILSON, M.D., 1970.- Upper cretaceous-paleocene synorogenic conglomerates of southwestern Montana. AAPG, Bull. 54(10), p. 1843-1867.
- WOLMAN, M.G., and BRUSH, L.M., 1961.- Factors controlling the shape and size of stream channels in coarse non-cohesive sands: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 282 G, p. 183-210.

CITES BIBLIOGRÁFIQUES MANCADES

- BEATY, C.B., (1968).- Sequential study of desert flooding in the white Mountains of California and Nevada. US Army Natic Laboratories Earth Science Lab. Tech. Rept. 68-31, ES, 96 p.
- CROWELL, J.C., 1952.- Probable large lateral displacement on the San Gabriel fault, southern California. A.A.P.G. Bull. 36, p. 2026-2035.
- DREW, F., 1873.- Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin. Quart. J. Geol. Soc. London 29, p. 441-471.
- FLINT, R.F. et alt., 1960.- Diamictite, a substitute term for symmictite. Geol.Soc.Am. Bull. 71, p. 1809.
- GUSTAVSON, T.C., 1974.- Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. J.Sed.Petrol. 44, p. 374-389.
- HUNT, C.G., MABEY, D.R., 1966.- Stratigraphy and structure, Death Valley California. U.S. Geol.Surv.Prof. Paper 494-A, 162 p.
- INGERSOLL, R.V., 1978.- Submarine fan facies of the Upper Cretaceous Great Valley Sequence, northern and central California. Sed. Geol. 21, p. 205-230.
- McGEE, W.J., 1897.- Sheetflood erosion. Bull.Geol.Soc.Am. 8, p. 87-112.
- MENARD, H.W., 1955.- Deep-sea channels topography and sedimentation. A.A.P.G. Bull. 39, p. 236-255.
- NAGTEGAAL, P.J.C., 1969.- Sedimentology, paleoclimatology, and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. Leid.Geol.Med. 42, p. 143-238.
- PUIGDEFABREGAS, C., 1975.- La Sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos n° 104, C.S.I.C., Jaca, 200 p.
- SANDERS, J.E., 1965.- Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. SEPM Spec.Pub. 12, p. 192-212.
- SCOTT, K.M., 1971.- Origin and sedimentology of 1969 debris flows near Glendora, California. U.S. Geol.Surv.Prof.Paper 750-C, p. 242-247.





Aquest text correspon al Seminari d'Estudis Universitaris n.º 5 que tingué lloc a Barcelona
durant els dies 21, 22 i 23 de gener del 1976

Barcelona 1979