

**ELEMENTI DI GEOLOGIA E DI
INGEGNERIA DEI GIACIMENTI
PETROLIFERI**

a cura di

RENZO MAZZEI

FASCICOLO 2

AMBIENTI E MODELLI SEDIMENTARI

DICEMBRE 2001

PREMESSA

Questo lavoro è dedicato alla memoria del Dr. Giuseppe Vestina, geologo dei Giacimenti dell'AGIP perito tragicamente in un incidente stradale in Francia nella primavera del 1989. Era infatti con lui che avevo iniziato la preparazione di questo trattato, in quanto era nostra intenzione pubblicare un volume, ad uso interno AGIP, che potesse servire da guida ai geologi neoassunti e che fosse più completo di quello da me pubblicato nel settembre 1985 (Appunti di geologia dei Giacimenti). Purtroppo, a causa dei miei molteplici impegni, è stato possibile completarlo solo ora.

Il lavoro non ha la pretesa di essere una pubblicazione completa che copre tutte le discipline inerenti alla ricerca e allo sviluppo dei giacimenti di idrocarburi, ma vuole soprattutto rappresentare una guida pratica per i geologi neoassunti dei Giacimenti e per coloro che, sebbene esperti in altre discipline, siano interessati a questo tipo di analisi giacimentologica.

Per facilitare la consultazione ho preferito suddividere gli argomenti trattati in 9 fascicoli, presentati nel modo più pratico e schematico possibile, rimandando a pubblicazioni più complete chi volesse approfondire i singoli argomenti.

In questa breve nota voglio ricordare in particolare il Dr. Gustavo Sclocchi che aveva incoraggiato il completamento di questo lavoro e della cui improvvisa scomparsa sono rimasto profondamente addolorato.

Ringrazio inoltre gli ingegneri Carlo Bruni, Antonio Stradiotti e Carlo Turriani per la revisione della parte riguardante l'ingegneria dei giacimenti, il Dr. Mauro Gonfalini per la parte riguardante i Logs e i Dottori Donatella Capirchio e Luciano Kovacic per la parte riguardante la geofisica.

Questo lavoro deve essere considerato una dispensa ad uso interno. La diffusione al di fuori del ristretto ambito aziendale è pertanto vietata.

ELEMENTI DI GEOLOGIA E DI INGEGNERIA DEI GIACIMENTI PETROLIFERI

a cura di

RENZO MAZZEI

INDICE GENERALE

FASCICOLO 1: Elementi di geologia generale e strutturale

FASCICOLO 2: Ambienti e modelli sedimentari

FASCICOLO 3: Genesi, migrazione ed accumulo degli idrocarburi

FASCICOLO 4: Caratteristiche petrofisiche della roccia serbatoio

FASCICOLO 5: Carotaggi geofisici

FASCICOLO 6: La sismica applicata allo studio dei giacimenti

**FASCICOLO 7: Calcolo volumetrico degli idrocarburi originariamente
in posto**

FASCICOLO 8: Elementi di ingegneria dei giacimenti di idrocarburi

FASCICOLO 9: Alcuni giacimenti italiani e esteri

INDICE DEL FASCICOLO 2

	Pag.
AMBIENTI E MODELLI SEDIMENTARI	1
PARAMETRI FISICI	1
Natura del mezzo depositante	1
Energia del mezzo	2
Velocità, direzione e stabilità della corrente	3
Profondità dell'acqua	3
PARAMETRI CHIMICI	4
Potenziale di ossido-riduzione (Eh)	4
Acidità e alcalinità	5
Salinità	5
Temperatura	5
PARAMETRI BIOLOGICI	6
CLASSIFICAZIONE DEGLI AMBIENTI SEDIMENTARI	7
AMBIENTI CONTINENTALI	
AMBIENTE GLACIALE	9
AMBIENTE DESERTICO	12
Superficie rocciosa spoglia (hamada)	13
Pedimento	14
Conoidi (fans)	14
Corsi d'acqua intermittenti	16
Depositi eolici	17
Sabkha	22
Playa	22
AMBIENTE FLUVIALE	27
Zona pedemontana	27
Pianura alluvionale	30
Modello dei fiumi intrecciati (braided)	32
Modello dei fiumi meandriformi	38
Processi di tracimazione e inondazione	44

AMBIENTE LACUSTRE	49
Laghi permanenti a sedimentazione ferrigena	50
Laghi permanenti a sedimentazione indigena	53
Laghi effimeri	53
Bacini lacustri del passato	54

AMBIENTI DI TRANSIZIONE

AMBIENTE LITORALE	55
Sistemi litorali dominati dalle onde	57
La spiaggia e il suo profilo topografico	59
Sedimenti della spiaggia e loro strutture	60
Sedimentazione in una laguna	70
Sistemi litorali dominati dalle maree	72
Piane di marea (tidal flats)	73
Sedimenti, processi sedimentari e strutture delle piane di marea	75
Sequenze deposizionali delle piane di marea	80
Sottoambiente tidale - Sistema canale-delta di marea	80

AMBIENTE DELTIZIO	85
Processi e depositi della parte sommersa del delta	90
Delta dominati dai fiumi (river dominated deltas)	91
Delta dominati dalle onde (wave-dominated deltas)	95
Delta dominati dalle maree (tide-dominated deltas)	97
Modelli dei principali sottoambienti deltizi	99
Depositi di canali intrecciati (braided channel deposits)	100
Depositi di canale meandriforme (meandering channel deposits)	101
Depositi di delta lacustre (lacustrine delta-fill deposits)	103
Depositi di riempimento di baie (bay-fill deposits)	105
Depositi di canale distributore abbandonato (abandoned distributary deposits)	107
Depositi di barra di foce (distributary-mouth-bar deposits)	109
Depositi di barra di marea (river-mouth tidal-ridge deposits)	111
Depositi di frana subacquea (subaqueous slump deposits)	113

AMBIENTE DI ESTUARIO	117
-----------------------------	------------

AMBIENTI MARINI

SEDIMENTI MARINI DI PIATTAFORMA	124
Piattaforme attuali	125
Piattaforme attuali a sedimentazione ferrigena	126

	Pag.
Piattaforme attuali a sedimentazione carbonatica	127
Piattaforme del passato	132
Modelli deposizionali delle piattaforme del passato	134
Sedimenti terrigeni delle piattaforme del passato	136
Sedimenti carbonatici delle piattaforme del passato	138
Scogliere del passato	138
SEDIMENTI DI MARE PROFONDO TORBIDITICI	141
Scarpata continentale	146
Conoide sottomarino (deepsea fan)	146
Piana sottomarina	149
Litofacies torbiditiche	151
Classificazione di Walker delle litofacies	153
Torbiditi classiche (classic turbidites)	153
Arenarie massive (massive sandstones)	154
Arenarie ciottolose (pebbly sandstones)	154
Conglomerati a matrice clastica (clast-supported conglomerates)	155
Masse caotiche (matrix supported beds)	155
Modelli sedimentari torbiditici	156
Modello deposizionale torbiditico di Mutti & Ricci Lucchi	157
Conoide interno	157
Conoide esterno	160
Piana sottomarina	161
Modello deposizionale di Walker	162
Canale alimentatore (feeder channel)	163
Conoide superiore (upper fan)	163
Conoide intermedio (mid fan)	163
Conoide inferiore e piana sottomarina	164
Evoluzione stratigrafica di un conoide sottomarino	164
Implicazioni conseguenti alla migrazione dei lobi torbiditici	166
Utilizzo del modello di conoide per prevedere trappole stratigrafiche	168
SEDIMENTI DI MARE PROFONDO NON TORBIDITICI	171
Sedimenti pelagici (eupelagici)	171
Melme calcaree	172
Melme a Globigerine	172
Melme a Pteropodi	173
Melme silicee	173
Melme a Diatomee	173
Melme a Radiolari	173
Argille rosse	174

	Pag.
Noduli di Manganese	174
Sedimenti emipelagici	174
Fanghi azzurri	174
Fanghi rossi e gialli	175
Fanghi verdi	175
Fanghi corallini	175
Fanghi calcarei	175
Fanghi vulcanici	176
Sedimenti glacio-marini	176
Sedimenti pelagici del passato	176
Peliti argillose e calcilutiti (calcari micritici)	177
Selci a Radiolari	177
Calcari rossi nodulari	178
La Craie (calcare chalk)	178
Diatomiti	178
AMBIENTE EVAPORITICO MARINO	179
Modello di soglia e sue varianti	183
Bacini evaporitici del passato	186
Depositi evaporitici in relazione agli idrocarburi	190
BIBLIOGRAFIA	192

AMBIENTI E MODELLI SEDIMENTARI

Un ambiente sedimentario può essere definito come una ristretta porzione della superficie terrestre, fisicamente, chimicamente e biologicamente distinta da altri ambienti, in cui operano, con una certa intensità e per una certa durata, una serie di processi sedimentari che determinano l'accumulo dei sedimenti.

Una roccia sedimentaria non è solo il prodotto di una determinata provenienza e di determinati processi di trasporto, ma è soprattutto il prodotto del proprio ambiente di sedimentazione. Anzi, alcune rocce sedimentarie, come ad esempio quelle di precipitazione chimica o biochimica, non portano alcuna testimonianza della provenienza e del trasporto ma riflettono unicamente il proprio ambiente di sedimentazione. Altri tipi di rocce sedimentarie invece, quali ad esempio i depositi clastici, oltre ad avere impressi i caratteri del proprio ambiente di sedimentazione, testimoniano anche la loro storia pre-deposizionale.

Gli ambienti sedimentari sono molto variabili per quanto riguarda la loro persistenza nel tempo, le dimensioni delle aree occupate e l'uniformità delle condizioni all'interno di essi. La loro conoscenza deve passare, dunque, attraverso lo studio dei loro **parametri ambientali**, che si possono suddividere in tre gruppi fondamentali: **fisici**, **chimici** e **biologici**.

PARAMETRI FISICI

I parametri fisici consentono di avere informazioni sulle condizioni idrodinamiche sotto le quali i sedimenti si sono depositi. Queste informazioni sono ottenute attraverso lo studio, sia delle strutture sedimentarie primarie inorganiche, sia delle tessiture dei sedimenti o delle rocce sedimentarie.

L'ambiente fisico può essere descritto in termini di proprietà statiche e dinamiche del mezzo dal quale i sedimenti vengono depositi. Le proprietà statiche comprendono la densità e la viscosità del mezzo, oltre che la profondità dell'acqua; i fattori dinamici comprendono la turbolenza del mezzo (acque mosse o calme), la velocità della corrente depositante, la direzione e la stabilità del flusso.

Natura del mezzo depositante

Un fattore fondamentale è la natura del mezzo dal quale i componenti di un sedimento vengono depositi. In altre parole, il materiale è stato depositato da correnti eoliche, dall'acqua o dal ghiaccio?

Dato che la capacità di trasporto di una corrente e la sua efficacia come agente selezionatore dipendono dalla viscosità o dalla densità (o da entrambe) della corrente

stessa, esiste una correlazione tra struttura (tessitura) dei depositi e questa proprietà del mezzo che li ha depositi. Alle estremità opposte stanno i materiali depositi da correnti eoliche, come le sabbie di duna, ed i materiali depositi dai ghiacciai, le morene. Non si conoscono contrasti tessiturali più marcati.

Tenendo sempre presente la natura del mezzo depositante, bisogna precisare che se la densità o la viscosità aumentano, minore diventa la velocità richiesta per trasportare un frammento di una data dimensione; inoltre, se queste proprietà aumentano, meno efficace risulta il mezzo come agente selezionatore. Sospensioni diluite mosse da correnti eoliche o dall'acqua ad una data velocità, sono effettivamente selezionate; gli elementi più grossolani non vengono trasportati e saranno messi in movimento solo da più alte velocità. Sospensioni concentrate portano, con la stessa velocità, anche frammenti grossolani, e depositano sedimenti mal selezionati. Se la concentrazione è ancora più elevata, cioè se il rapporto solido/liquido aumenta ancora, il tutto non fluisce più come liquido ma si muove come un corpo plastico semisolido. La selezione in questo caso diventa nulla e gli elementi più grossi sono mossi e depositati assieme alle particelle più fini. Colate fangose e ghiacciai rientrano in quest'ultima categoria.

Energia del mezzo

L'energia del mezzo influenza sia le tessiture che le strutture sedimentarie. Consideriamo ad esempio dei sedimenti marini; le loro caratteristiche saranno prima di tutto influenzate dalla loro posizione rispetto alla profondità alla quale si fa sentire l'azione delle onde. Al di sopra di questa profondità essi si depositano in un ambiente di acque mosse e turbolente, vengono costantemente rimaneggiati e rielaborati, cosicchè tendono a diventare tessituralmente e mineralogicamente maturi. I sedimenti depositati al di sotto di tale profondità si accumulano invece in un ambiente di acque relativamente calme e sono poco disturbati dalle correnti dopo la deposizione.

L'ambiente di acque mosse è caratterizzato da depositi di sabbie e ghiaie, da coquine (calcari detritici costituiti da conchiglie cementate) e calcareniti. Le sabbie sono ben selezionate, sono costituite da grani ben arrotondati, e presentano "ripple marks" e laminazioni oblique. La presenza di clasti relativamente grossolani, tuttavia, non è indice sicuro di acque basse o agitate; sabbie possono essere ad esempio deposte a grande profondità da correnti di torbida lungo canali o in prossimità di questi (in questo caso esse sono tuttavia caratterizzate da bassa selezione e dalla classica struttura gradata). La deposizione in acque più tranquille è invece testimoniata, ad esempio, da depositi siltosi e argillosi con delicate laminazioni, parallele od oblique, a piccola scala.

Lo stato di turbolenza o di tranquillità del mezzo influisce anche sul tipo di organismi che può vivere nell'ambiente, sullo stato di conservazione dei fossili, ecc. Forme delicate articolate suggeriscono crescita e seppellimento in un ambiente privo di

correnti apprezzabili; resti disarticolati e rotti, selezionati, suggeriscono forti correnti di fondo. Una iso-orientazione dei resti fossili è indice della presenza di apprezzabili correnti di fondo, e viceversa.

Velocità, direzione e stabilità della corrente

La velocità della corrente influisce fortemente sul tipo di strutture sedimentarie di un sedimento. Gli esperimenti di Gilbert, Kramer e Casey e le osservazioni di Sundborg hanno, infatti, messo in evidenza che una sabbia mossa da una corrente a velocità sempre maggiori, assume strutture sedimentarie diverse in relazione alle diverse velocità. Un'elevata velocità può, inoltre, provocare il formarsi di caratteristiche impronte di percussione su ciottoli e un'anormale percentuale di ciottoli ben arrotondati rotti.

Oltre alla velocità, anche la persistenza della corrente è un'importante attributo dell'ambiente. In particolare, la persistenza nella direzione provoca strutture di corrente orientate grosso modo sempre nella stessa direzione, mentre il succedersi rapido di flussi con direzioni ad esempio opposte, determina il formarsi in strati successivi di strutture di corrente dirette appunto in senso opposto. Tipici esempi di quest'ultimo caso sono i depositi di spiaggia e di estuario.

Profondità dell'acqua

L'influenza della profondità dell'acqua si fa sentire sulle caratteristiche tessiturali e strutturali dei sedimenti (in quanto, ad esempio, essi vengono a trovarsi al di fuori del raggio di azione delle onde); essa inoltre determina, congiuntamente ad altri fattori, il tipo di organismi che può vivere in un dato ambiente. Per quanto riguarda il primo punto, è tuttavia necessario precisare che caratteri tessiturali simili a quelli legati ad acque più profonde possono essere dovuti ad altri motivi, quali ad esempio la sedimentazione in un bacino protetto, con acque calme e di ridottissima profondità. In quest'ultimo caso alla tessitura fine possono aggiungersi, però, strutture caratteristiche, quali ad esempio quelle di essiccazione ("mud cracks").

Molto più importante è in genere l'influenza della profondità sugli organismi viventi. Ad esempio, alghe e strutture connesse con la loro attività ("boring Algas") possono svilupparsi a profondità alla quale può arrivare la luce (tale profondità, comunque, non è molto elevata e raramente supera i 150 metri). Un altro esempio degli stretti legami tra profondità e organismi è fornito dai coralli costruttori, i quali vivono fino ad una profondità massima di 90 m, ma presentano il massimo sviluppo in acque con profondità inferiori ai 20 m. Sempre riguardo agli organismi, bisogna comunque tenere presente che talvolta forme di mare basso possono essere trasportate e sepolte a grandi profondità da correnti di torbida.

La profondità può anche influire sulla composizione mineralogica di un sedimento: nei sedimenti attuali, ad esempio, il carbonato di calcio viene a mancare a profondità molto elevate. Ciò è dovuto al fatto che nelle acque fredde la calcite è molto solubile.

PARAMETRI CHIMICI

I parametri chimici più importanti per lo studio degli ambienti sedimentari sono principalmente quelli legati ai minerali che si depositano al loro interno dopo la formazione di una roccia o che originariamente vi precipitano al tempo della deposizione. Essi forniscono informazioni sul potenziale di ossido-riduzione (Eh), sul grado di acidità o alcalinità (pH), sulla salinità e sulla temperatura. Tra i parametri chimici rientra anche il colore dei sedimenti, il quale fornisce indicazioni sulla deposizione avvenuta in ambienti ossidanti, oppure riducenti, vale a dire in ambienti in cui, essendovi deficienza di ossigeno (stagni, paludi, bacini marini ristretti), la decomposizione della materia organica avviene solo parzialmente e quindi è possibile la formazione di composti organici stabili che si preservano nelle rocce.

Potenziale di ossido-riduzione (Eh)

In via generale i sedimenti possono essere depositi sotto condizioni ossidanti (aerobiche) o riducenti (anaerobiche). Secondo Krumbein & Garrels in un ambiente completamente aerato si ha deposizione di ematite; in un mezzo riducente, interamente privo di Ossigeno, si depositano solfuri di Ferro (pirite o marcasite); in un mezzo con caratteristiche intermedie, siderite. Un ambiente riducente, inoltre, causa l'assenza di faune bentoniche normali e la presenza, nei depositi, unicamente di quelle forme che possono tollerare condizioni tossiche determinate dalla scarsità di Ossigeno, o di quelle forme che possono nuotare (nella parte superficiale più ossigenata del mezzo acqua) o vivere attaccate a oggetti che galleggiano. Condizioni riducenti possono essere determinate anche da un contenuto, nei sedimenti, eccessivamente alto di materiale organico o di materiali da esso derivati (sostanze bituminose, sostanze carboniose). L'azione normale microbiologica e l'azione degli organismi scavatori tendono in genere a distruggere i resti organici che cadono sul fondo. Il cessare di queste condizioni a causa della scarsità di ossigeno fa sì che i sedimenti possano intrappolare una elevata quantità di materiale organico (con conseguente formazione di depositi tipo "black shales").

Nel caso di un ambiente ossidante, invece, il materiale organico viene per la maggior parte ossidato e distrutto dall'azione microbiologica o dall'azione degli organismi scavatori. Come messo in evidenza dagli autori citati, la superficie di separazione tra ambiente ossidante e ambiente riducente (superficie con $Eh = 0$) può giacere sopra,

coincidere o stare al di sotto dell'interfaccia sedimento-acqua. Quando essa sta al di sopra di tale interfaccia, si ha un ambiente di sedimentazione riducente con tutte le conseguenze viste; quando essa sta al di sotto, si ha un ambiente riducente, con le relative conseguenze.

Acidità e alcalinità

L'acidità o l'alcalinità di un ambiente è un fattore importante per stabilire se determinati minerali potranno precipitare. In un ambiente acido, ad esempio, i carbonati non possono depositarsi. La deposizione di calcite richiede un pH pari almeno a 7,8. La calcite precipita liberamente con valori di pH uguali o maggiori di tale valore; essa è soltanto un costituente accessorio in ambienti debolmente alcalini; la sua precipitazione è infine completamente impedita quando il pH è inferiore a 7.

Le condizioni di acidità e alcalinità dell'ambiente di sedimentazione interessano quindi direttamente anche gli organismi a guscio calcareo. Nel caso di fondali acidi, i Lamellibranchi (per esempio *Mytilus*) che vivono sul fondo, si proteggono con un rivestimento chitinoso; subito dopo la morte dell'organismo, tuttavia, inizia la soluzione. Contrariamente a quanto avviene per la calcite, la silice tende invece a dissolversi in ambiente alcalino e ad essere stabile in ambiente acido.

Salinità

Le acque di un bacino possono variare da dolci a ipersaline. La concentrazione di sali ha un rilevante effetto sulla fauna. Nel caso, ad esempio, di concentrazioni superiori al normale, le faune diventano scarse o scompaiono del tutto.

In condizioni ipersaline, inoltre, si verifica la precipitazione di tutta una serie di minerali evaporitici. A valori via via crescenti di concentrazione corrisponde la precipitazione rispettivamente di: calcite o dolomite, gesso e anidrite, salgemma, sali di Magnesio e Calcio (polialite, epsomite, kainite, carnallite, bischofite). Soluzioni ipersaline sono inoltre responsabili, nei processi di dolomitizzazione penecontemporanea, di sedimenti carbonatici. Salinità solo temporaneamente più elevate del normale possono provocare il formarsi di cristalli di gesso o di salgemma in depositi fangosi di aree ricoperte saltuariamente dall'acqua ("high flats").

Temperatura

La solubilità di molti minerali e del gas è funzione della temperatura, questa quindi ha un effetto importante sulla precipitazione chimica. A basse temperature la solubilità

dell'anidride carbonica (CO_2) è notevolmente più alta; di conseguenza in acque fredde la soluzione del carbonato di Calcio è facilitata. Viceversa, un aumento di temperatura può provocare la precipitazione del carbonato di Calcio. In questo modo viene spiegata da Newell, Purdy e Imbrie la precipitazione dell'aragonite costituente le lamine concentriche delle ooliti delle Bahamas: una massa d'acqua fredda oceanica satura di carbonato di Calcio viene portata sulla piattaforma (sulla quale sorgono le Bahamas) durante il flusso di marea; il conseguente aumento di temperatura che viene ad interessare la massa d'acqua in questione, può provocare la sovrassaturazione e quindi la precipitazione del carbonato di Calcio sotto forma di aragonite.

Particolarmente importante è l'influenza della temperatura sugli organismi. Per citare ancora i coralli costruttori, possiamo ricordare che essi si sviluppano e si moltiplicano nelle migliori condizioni in un intervallo di temperatura compreso tra 25° e 29° C.

PARAMETRI BIOLOGICI

I parametri biologici sono parte integrante sia di quelli fisici che di quelli chimici. Essi si riferiscono alla flora e alla fauna vivente in quel determinato ambiente ed alla firma che tali organismi lasciano nei sedimenti, sia come accumulo di parti dure scheletriche (gusci), di parti molli o di escrementi, sia come strutture di bioturbazioni. Il loro studio consente di ricavare informazioni sulla profondità dell'acqua, sulla salinità, sulla temperatura, sulla turbolenza, sul tasso di sedimentazione, ecc.

CLASSIFICAZIONE DEGLI AMBIENTI SEDIMENTARI

Gli ambienti sedimentari sono stati classificati su numerose basi; la classificazione più accettata è quella che li suddivide in tre grandi gruppi: **ambienti continentali, di transizione e marini**.

Gli ambienti continentali possono essere prevalentemente terrestri oppure acquei; ai primi appartengono l'ambiente desertico e quello glaciale, ai secondi appartengono quello fluviale o alluvionale e quello lacustre. Dell'ambiente fluviale, a sua volta, può essere distinta una zona pedemontana da una pianura alluvionale.

Gli ambienti di transizione sono quelli costieri, che occupano una posizione intermedia tra quelli continentali e quelli marini; in essi operano sia processi che hanno la loro origine in mare (onde, correnti), sia processi terrestri, come quelli legati ai fiumi e al vento. Agli ambienti di transizione appartengono: quello litorale, a sua volta comprensivo di spiagge, barriere litorali, lagune, piane di marea, quello deltizio e quello di estuario.

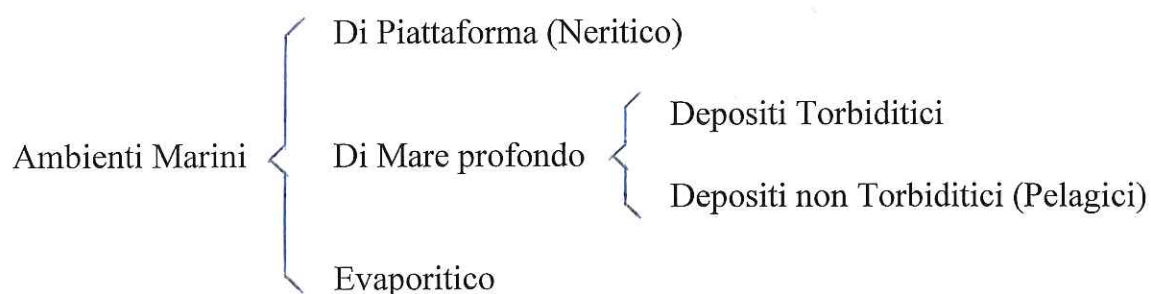
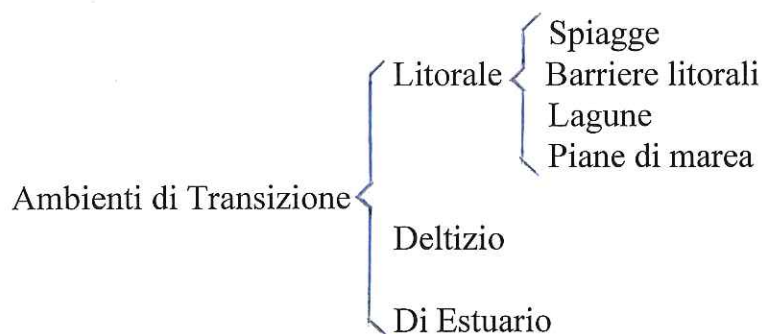
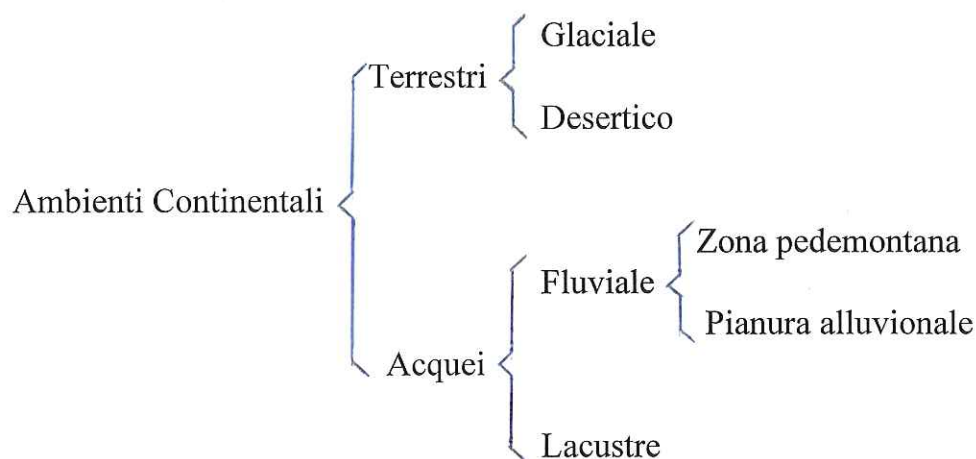
Gli ambienti marini sono quelli che risultano perennemente sommersi dalle acque e vengono in genere suddivisi, in funzione della batimetria crescente, in neritici o di piattaforma (profondità < 200 m), batiali (tra 200 m e 2.000 m), abissale (tra 2.000 m e 4.000 m), adali (fosse oceaniche). Inoltre, vengono genericamente chiamati pelagici (emipelagici quelli meno lontani) gli ambienti marini lontani dalla costa e dai margini continentali

Nella nostra descrizione dei depositi di ambiente marino distingueremo, tuttavia, quelli di piattaforma (neritici) da quelli di mare profondo in genere e fra questi ultimi distingueremo quelli torbidityci da quelli non torbidityci. Descriveremo inoltre, in un capitolo a parte, i sedimenti evaporitici.

Per una dettagliata analisi e ricostruzione degli ambienti sedimentari del passato è necessario, innanzitutto, descrivere tutte le strutture sedimentarie primarie, i parametri granulometrici e le strutture connesse all'attività degli organismi che si rinvencono nelle unità individuali di una successione sedimentaria; quindi interpretare le condizioni idrodinamiche sotto le quali tali unità furono probabilmente deposte e, infine, studiare le relazioni laterali e verticali delle varie unità e determinare la loro granulometria. A questo punto la comparazione con modelli di ambienti sedimentari simili è basata sulla conoscenza degli ambienti attuali e dei vari processi attivi in questi ultimi. Questo tipo di indagine sui sedimenti fossili equivale ad una analisi delle facies, cioè un'analisi stratigrafica mirata alla comprensione di come queste sono organizzate in senso laterale e verticale, nello spazio e nel tempo, per dar luogo rispettivamente ad associazioni e sequenze di facies le cui caratteristiche consentono, unitamente al confronto con gli ambienti attuali, di avere un quadro abbastanza rappresentativo dell'ambiente in cui i sedimenti si deposero.

Anche se la ricostruzione degli ambienti del passato è basata sul principio dell'attualismo, bisogna tenere presente che l'applicazione di questo principio deve essere fatta con molta cautela. Infatti, sebbene i processi geologici fossero gli stessi

anche nel passato, la loro intensità fu, tuttavia, probabilmente diversa, così come diversa fu la loro registrazione nelle rocce sedimentarie. Il riconoscimento degli ambienti deposizionali del passato costituisce quindi un aspetto molto importante, non solo per la conoscenza della storia della terra, ma perchè il loro studio è fondamentale per la ricerca di risorse naturali come il petrolio, il carbone, i fosfati, ecc.



AMBIENTI CONTINENTALI

AMBIENTE GLACIALE

Attualmente l'ambiente di sedimentazione glaciale non è molto sviluppato sulla superficie terrestre. Esso è limitato a ristrette aree intorno al Polo Nord e al Polo Sud e ad alcune valli alpine e imalaiane. Comunque, grandi quantità di sedimenti glaciali sono stati deposti durante le glaciazioni pleistoceniche. Essi sono stati studiati in dettaglio e le conoscenze acquisite sono state molto utili per lo studio dei sedimenti glaciali pre-cambri e permo-carboniferi del Sud Africa, del Sud America e del Nord America.

I tipici depositi glaciali sono le **morene** (tilliti quelle pre-cambriche e paleozoiche), costituite da materiale deposto direttamente dal ghiacciaio. Esse sono formate da materiale di dimensioni estremamente varie (da grossi blocchi ad argilla), che danno origine a depositi privi di qualsiasi selezione. I blocchi possono essere molto grossolani là dove nelle aree sorgenti affiorano rocce massicce come i graniti. Talora i materiali più fini, delle dimensioni del silt e delle argille, possono essere stati dilavati e quindi mancare. Generalmente i frammenti sono spigolosi, a meno che non fossero già arrotondati quando il ghiacciaio li ha presi in carico. Molti ciottoli e blocchi possono tuttavia mostrare spigoli smussati e facce levigate da striature prodotte dallo

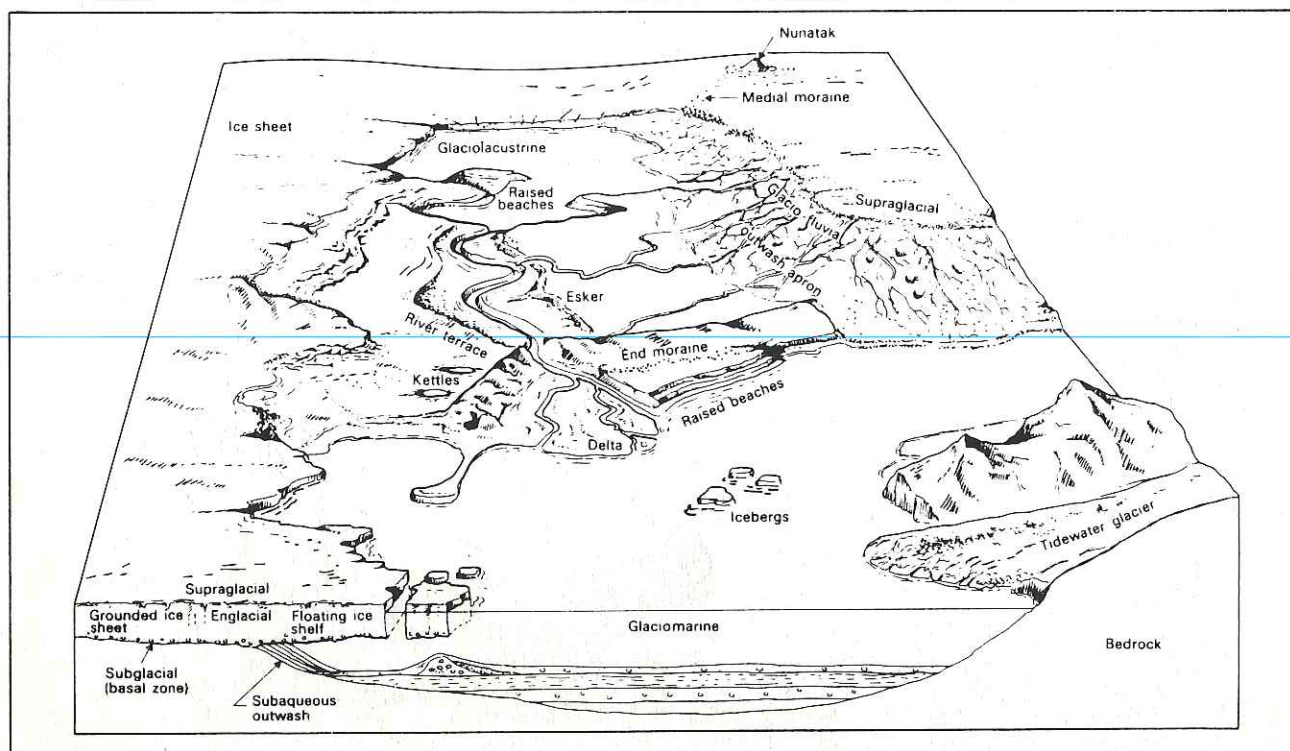


Fig. 1 - Schema rappresentante vari esempi di ambienti glaciali (da Edwards in O. Serra, Schlumberger, 1985).

sfregamento contro gli altri ciottoli durante il movimento determinato dal fluire del ghiacciaio. La stratificazione è generalmente assente.

I depositi morenici si distinguono in **morene laterali**, originate al limite tra corrente glaciale e fianco della valle dove scorre il ghiacciaio; **morene di fondo**, formatesi sotto il ghiacciaio e depositate sul fondo valle (Fig. 2); **morene frontali**, spesso corrispondono a vasti "anfiteatri" collinari, come quelli del Tagliamento, del Lago di Garda (Fig. 3), del Lago di Como (Brianza), di Ivrea, ecc.

I vari tipi di depositi morenici sono spesso accompagnati, nella parte vicina al fronte del ghiacciaio, da depositi fluvio-glaciali che rispondono a mescolanze di materiali morenici e alluvionali. Tali materiali vengono depositi dai corsi d'acqua originati dalle acque di fusione del ghiacciaio durante il ritiro dei fronti glaciali. Queste correnti sono tipicamente sovraccariche e i loro depositi assomigliano a quelli degli ordinari "braided rivers" e talvolta ai conoidi alluvionali (Fig. 1). Questi corsi d'acqua possono anche dare origine a depositi di delta, quando essi sfociano in laghi glaciali (delta glacio-lacustri) o in mare (Fig. 1). Tipici depositi di fondo di tali laghi sono, invece, normalmente le argille a "varve" (alternanze di strati più grossolani, estivi, e strati più fini, invernali).

Deposito di ambiente glaciale (anche se più di carattere desertico), potrebbe essere considerato anche il **loess**, accumulo di polvere (principalmente silicea) portato dal vento. La polvere proviene da aree desertiche, o da zone prive di vegetazione, intorno a distese ghiacciate (Fig. 4). In genere il loess non presenta alcuna stratificazione.

Concludendo, è necessario precisare che non tutti i depositi mal selezionati e con grossi blocchi sono da attribuire a morene o tilliti e che non sempre è facile distinguere depositi glaciali da depositi alluvionali in parte costituiti da colate fangose. Probabilmente i criteri migliori sono la presenza di ciottoli striati e le argille a varve.

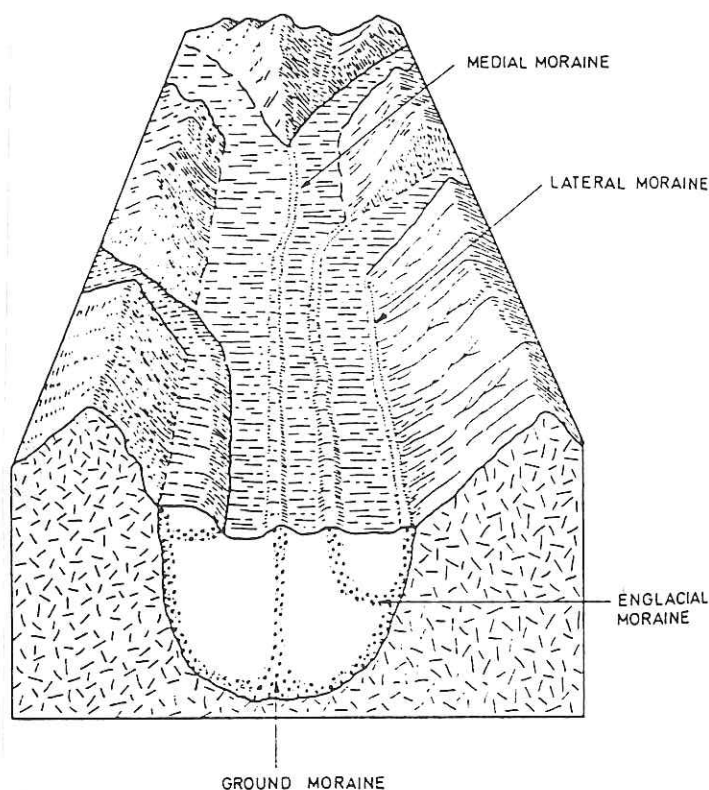
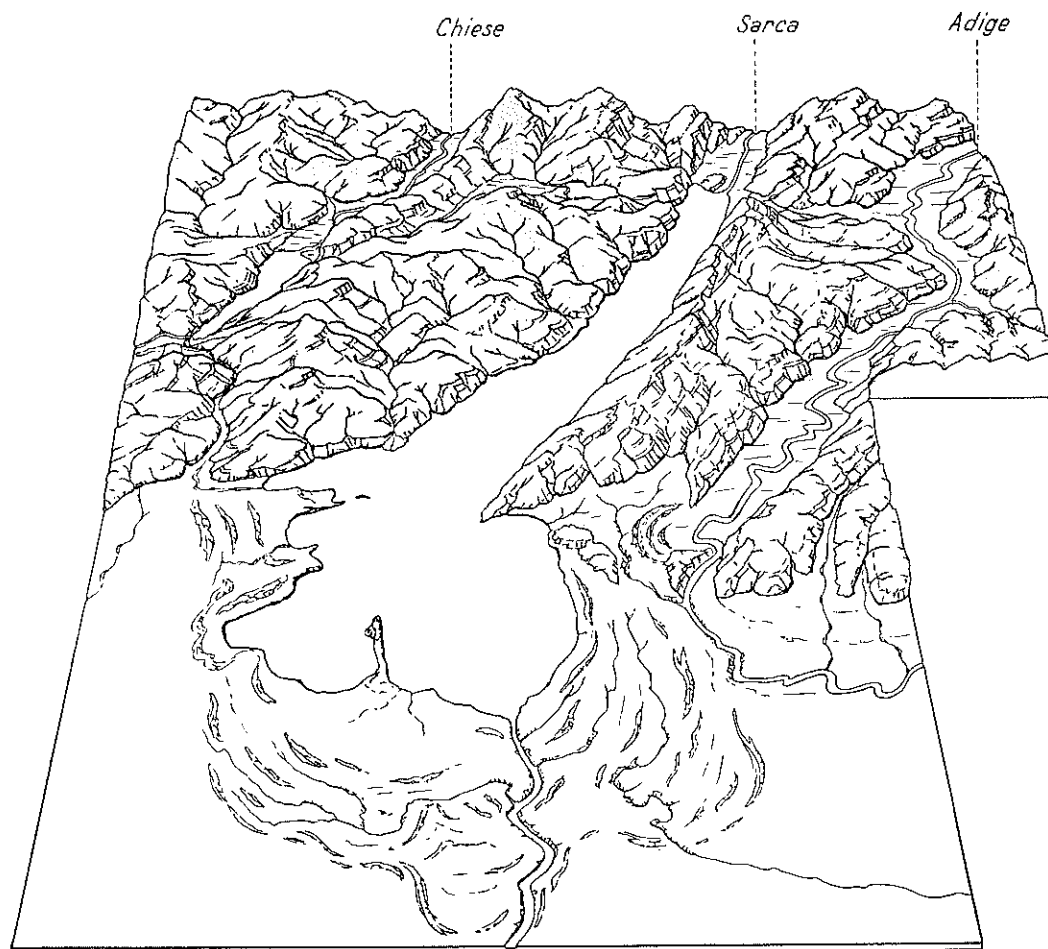
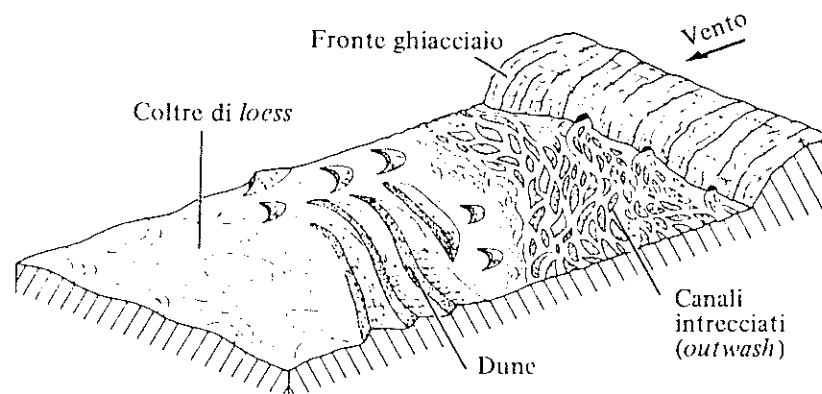


Fig. 2 - Schema di ghiacciaio con i vari tipi di morene (da Reineck-Singh, 1986).



Dis. di L. Trevisan

Fig. 3 - Anfiteatro morenico del Lago di Garda (da Trevisan-Tongiori, 1958).



Piana periglaciale (deserto freddo)

Fig. 4 - Schema di deposizione del loess (da Allen, 1970 in Ricci Lucchi, 1978)

AMBIENTE DESERTICO

L'ambiente desertico è un ambiente continentale caratterizzato da depositi di origine eolica, spesso associati a depositi di tipo fluviale (prodotti da corsi d'acqua temporanei tipo "wadi") (Fig. 5) o a facies di sabkha (silt, sabbia, argilla con incrostazioni di sali evaporitici). Molto più genericamente, un ambiente desertico può essere definito come un'area con drenaggio interno. Questa definizione mette in evidenza che, in contrasto con le aree a clima umido, dove i corsi d'acqua vanno fino al mare, nelle regioni desertiche tutti i prodotti dell'erosione rimangono nella regione stessa e vengono depositati nella sua parte più bassa, ad eccezione di quelle polveri che vengono interamente portate via dal vento. Attualmente, gli ambienti desertici più importanti sono le vaste e sterili pianure desertiche dell'Africa e dell'Australia, nonché le aree desertiche incluse tra catene montuose della parte sud-occidentale del Nord America. Gli ambienti desertici comprendono le seguenti unità: una superficie rocciosa spoglia (hamada), un'area chiamata pedimento, un'area di conoidi alluvionali (fans), un'area a corsi d'acqua intermittenti, un'area a dune, la sabkha e la playa (Figg. 6 e 7).

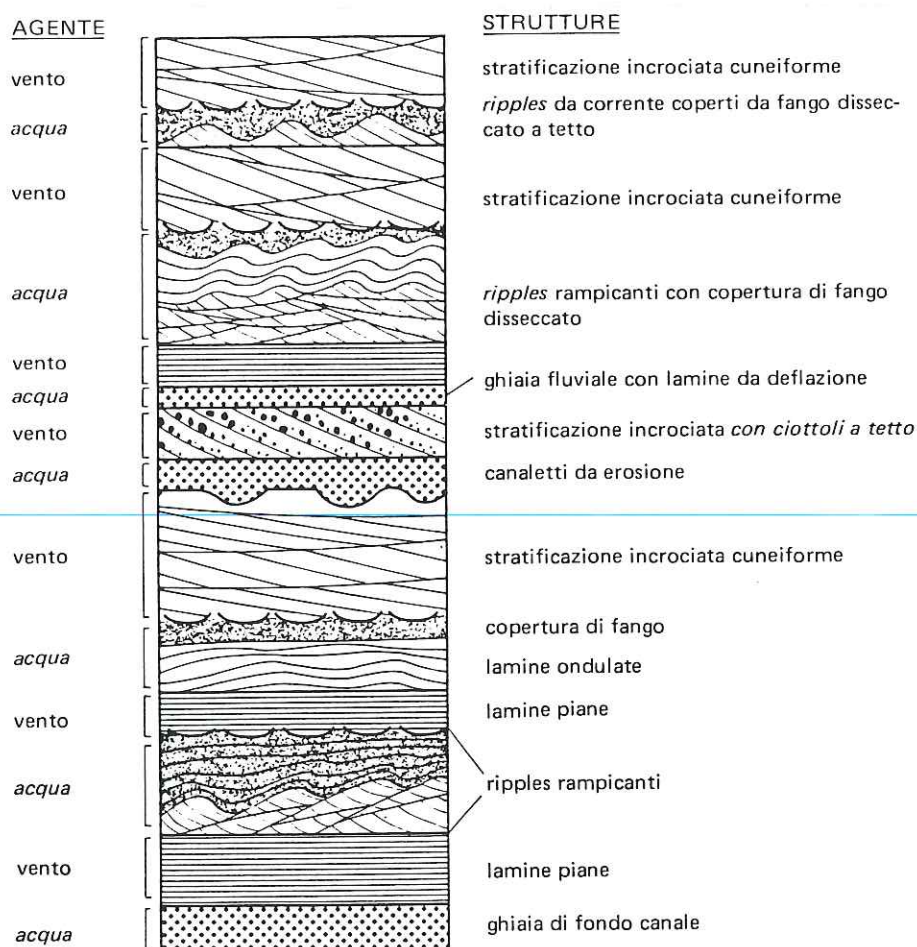


Fig. 5 - Successione stratigrafica di un ambiente desertico (da Glennie in Reineck-Singh, 1986).

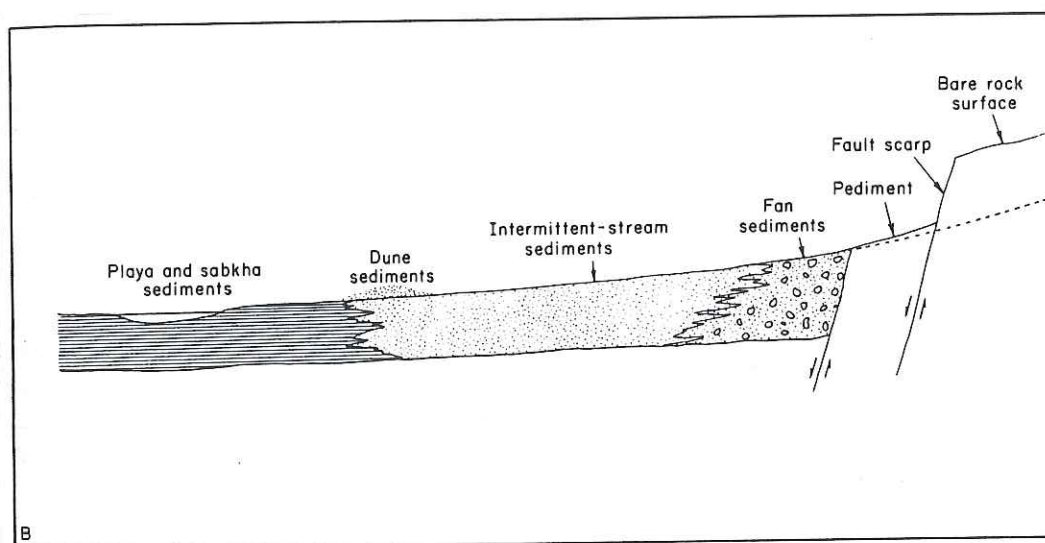


Fig. 6 - Sezione schematica che mostra le varie aree di sedimentazione in un bacino desertico (da Friedman-Sanders, 1978).

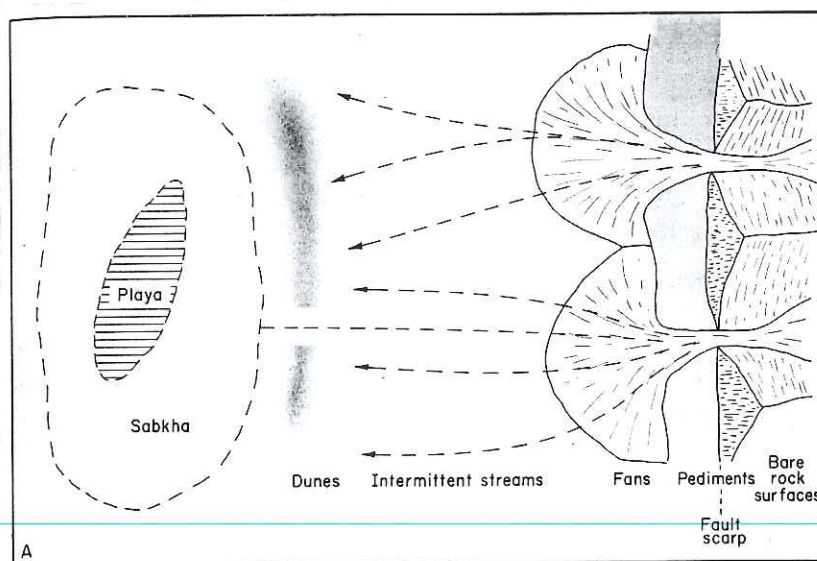


Fig. 7 - Mappa schematica della sezione di Fig. 6 (da Friedman-Sanders, 1978).

Superficie rocciosa spoglia (hamada)

Quest'area è generalmente rappresentata dalle rocce che circondano le zone piatte desertiche e che vengono sgretolate dall'alterazione. Le particelle di roccia prodotte dall'alterazione vengono rimosse dal vento e, insieme a questo che le porta in sospensione, esercitano un'azione di abrasione sulle rocce levigandole e di asportazione di nuove particelle, che vengono anch'esse portate via dal vento. Rimangono così rocce nude (hamada), ricoperte da un velo di pietre sgretolate.

In molti deserti della terra, quelli attuali e quelli del passato, le faglie hanno creato bacini nei quali si sono accumulati i prodotti di disintegrazione delle rocce (Fig. 6).

Pedimento

Il pedimento è una superficie della zona pedemontana che presenta un leggero pendio verso il bacino (Figg. 6 e 7). Essa è un'area prevalentemente erosionale e quindi è generalmente costituita da roccia nuda; talvolta però può essere ricoperta da un velo di sedimenti sciolti. Comunemente il pedimento è inciso da wadi (corsi d'acqua intermittenti).

Conoidi (fans)

I conoidi dell'ambiente desertico sono molto simili a quelli dell'ambiente fluviale della zona pedemontana dei climi temperati umidi, meglio conosciuti come "alluvial fans". Essi sono corpi a forma di segmento di cono, il cui vertice si trova generalmente lungo una scarpata di faglia, nel punto in cui emerge un corso d'acqua proveniente dagli altipiani rocciosi (Fig. 7). I sedimenti vengono trasportati verso il conoide da un singolo corso d'acqua; essi quindi presentano un solo apice.

In pianta (Fig. 7) i conoidi hanno approssimativamente forma di triangolo con l'apice rivolto verso la parte alta; la superficie longitudinale è concava ed ha una pendenza di

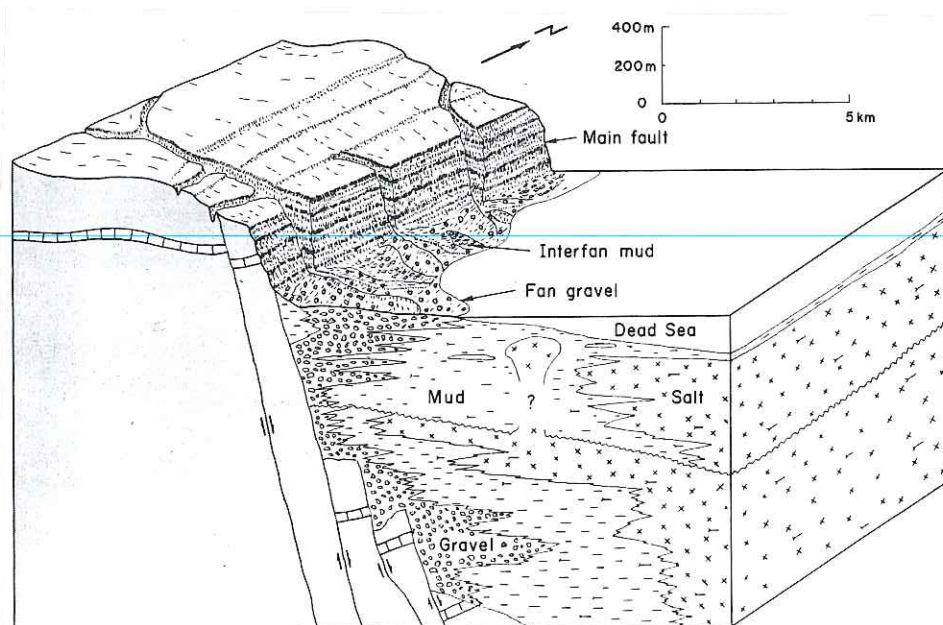


Fig. 8 - Block diagram schematico eseguito tra i monti della Giudea e il Mar Rosso che mostra i sedimenti accumulati alla base della scarpata (da Langozky in Friedman-Sanders, 1078)

circa 25° nella parte alta e di 1° nella parte terminale. Molti conoidi hanno pendenze medie fra i 5° e i 10° . Le dimensioni dei grani che vengono depositati in un conoide diminuiscono al decrescere della pendenza, quindi dalla parte alta verso la parte bassa. Quando più conoidi adiacenti si formano alla base delle scarpate degli altipiani rocciosi, essi tendono a fondersi insieme e a formare un unico declivio chiamato appunto “**piedmont**” secondo la terminologia francese o “**bajada**”, secondo la terminologia spagnola (Fig. 8).

I depositi di conoide sono generalmente grossolani e possono risultare molto spessi, se la faglia che ha prodotto la scarpata continua ad essere attiva (Fig.8). Per la loro formazione sono stati riconosciuti tre meccanismi di trasporto: quello dovuto alla corrente acquosa del corso d'acqua (stream flow), quello dovuto alla corrente acquosa mista ad abbondanti sedimenti (debris flow) e quello dovuto al flusso d'acqua misto a fango e sedimenti molto fini (mud flow).

Lo “stream flow” comincia a depositare sedimenti quando il corso d'acqua, uscendo dalla valle stretta e incassata, diminuisce di intensità serpeggiando nel conoide. Vengono così depositati ciottoli, sabbia e silt con pochissima argilla, secondo un sistema reticolato tipico dei “braided stream” (Figg. 9 e 10). Il materiale depositato risulta abbastanza ben selezionato, con stratificazione incrociata o anche orizzontale.

Per il meccanismo di trasporto del tipo “stream flow” risultano importanti tre condizioni: che il flusso sia variabile, che ci sia un brusco cambio di pendenza fra la parte alta e la parte bassa, che il corso d'acqua, che normalmente scorre incassato fra le rocce, sia libero di oscillare su un arco di 180° quando emerge dalla zona montuosa.

Il “debris flow” si riferisce al flusso molto denso e viscoso che si genera quando l'acqua, attraversando il conoide e mescolandosi ai sedimenti, diventa come una massa plastica. I sedimenti di “debris flow” sono perciò poco selezionati e male assortiti

Quando le particelle facenti parte di un “debris flow” sono delle dimensioni della sabbia o più fini e nel flusso predomina il fango, il flusso viene chiamato “mud flow”. La singolare caratteristica di questo flusso è la sua capacità di trasportare grossi blocchi, di dimensioni talvolta superiori al metro. Ciò è reso possibile dall'alta densità di questo flusso.

Le proporzioni fra i depositi di “stream flow”, di “debris flow” e di “mud flow” variano in funzione della quantità, frequenza e intensità della pioggia. Generalmente nei conoidi delle regioni aride predominano i sedimenti di “debris flow” e di “mud

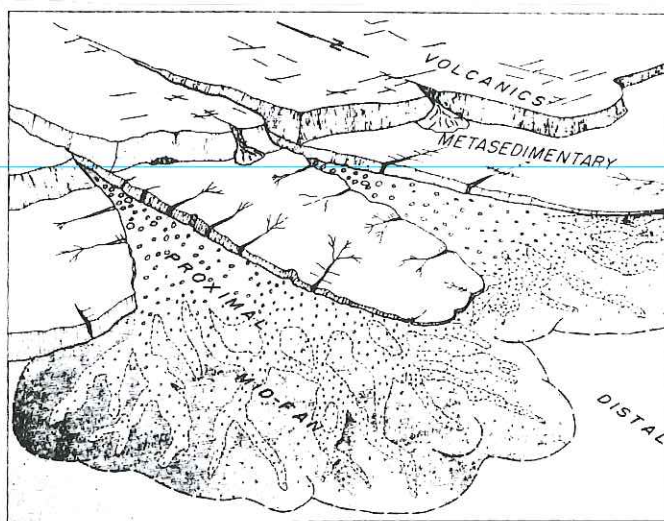


Fig. 9 - Ricostruzione paleogeografica delle arenarie di Van Horn, deposito di “fan” del Texas (da McGowen-Groat, in Friedman-Sanders, 1978)

flow”, mentre nelle regioni umide predominano quelli di “stream flow”. Tipicamente i depositi di “stream flow” contengono il 5 %, o meno, di particelle di dimensioni dell’argilla, mentre quelli di “mud flow” ne contengono il 25 % (o più).

Comunque, la relazione tra clima e genere di flusso che origina i depositi di conoide, non fu molto rilevante nel pre-Devoniano, quando non c’era ancora una copertura vegetale sulla terra. Infatti, in mancanza di piante veniva a mancare la frantumazione delle rocce ad opera di queste e la relativa alterazione chimica. Si generavano perciò trascurabili quantità di minerali argillosi e la mancanza di particelle fini nella zona

di origine del flusso non permetteva la formazione del “debris flow”. Le arenarie Van Horn del Texas occidentale, di età pre-cambrica o paleozoica inferiore, furono infatti depositate in un conoide originato da corsi d’acqua ad alto gradiente e di breve durata, che depositarono sabbie e ciottoli con piccolissime quantità di argilla e silt (Figg.9,10).

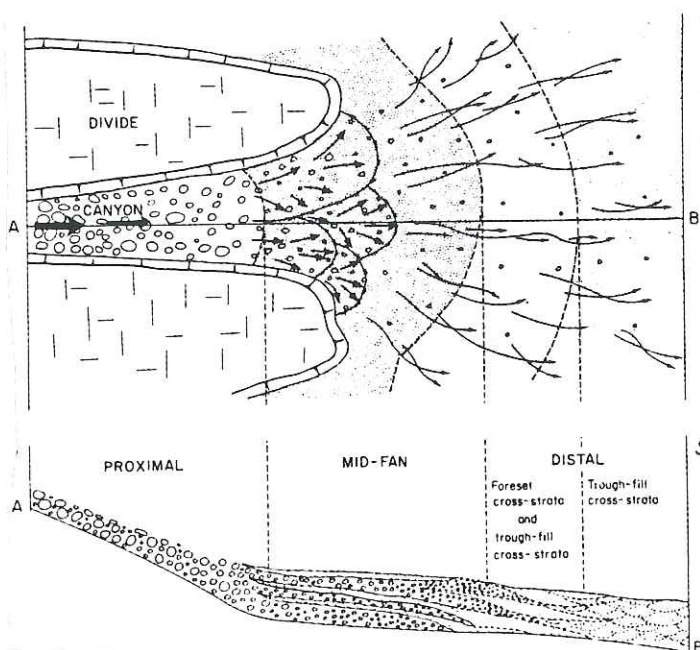


Fig. 10 - Ricostruzione, del conoide di Fig. 9 (da McGowen-Groat in Friedman-Sanders).

Corsi d’acqua intermittenti

Come dice il nome stesso, i corsi d’acqua intermittenti rimangono secchi la maggior parte del tempo e quando si attivano, il che avviene non più di una volta all’anno e talvolta ogni diversi anni, essi erodono, trasportano e depositano ingenti quantità di sedimenti. Questi corsi d’acqua vengono chiamati: **wadi** in Arabia, **oued** nel Sahara, **omiribi** nel Kalahari, **arroyo** negli Stati Uniti sud-occidentali. I sedimenti da loro depositati non fanno parte dei conoidi, anche se ad essi sono collegati, ma presentano uno sviluppo maggiore, spesso di centinaia di Km (nel Sahara anche più di 800 Km).

Quando una pioggia intensa si verifica sugli altipiani rocciosi nei pressi del deserto o all’interno di esso, i corsi d’acqua intermittenti possono scorrere per alcuni giorni; quando il flusso diminuisce, essi depositano particelle di tutte le dimensioni in strati di spessore variabile, fino a parecchi metri. La stratificazione può essere eccellente o scarsa. Quando i depositi si sono asciugati, grandi quantità di sabbia, silt e argilla vengono rimossi dal vento, lasciando uno scudo di ciottoli, ciottolini e massi. Questi sedimenti grossolani possono venire dilavati ed erosi da un successivo corso d’acqua oppure venire sepolti.

I corsi d'acqua intermittenti possono terminare nella **sabkha** o nella **playa** di un bacino chiuso, ma molto spesso essi terminano la corsa prima, prosciugandosi o venendo assorbiti dai sedimenti del proprio letto. Il loro corso può essere sinuoso e addirittura meandriforme oppure intrecciato (braided). Essi comunemente scorrono incassati in un alveo, perciò durante la piena tale alveo può essere profondo alcuni metri. La scarsa selezione dei sedimenti e la mancanza di organizzazione delle particelle, suggeriscono un trasporto secondo condizioni di "debris flow" piuttosto che di flusso newtoniano. Il flusso newtoniano prevale invece nelle parti più distali delle aree inondate e in tutte le zone dove l'acqua, straripando dagli argini del corso d'acqua, si disperde nelle aree piatte intorno ad esso.

Un tipico esempio di deposito prodotto da corsi d'acqua intermittenti è l'arenaria nubiana, di età compresa tra il Cambriano e l'Olocene, presente nella zona del Mar Rosso ed estesa su una fascia tra la Giordania e la Libia.

Distinguere un deposito di corso d'acqua intermittente da un deposito di conoide alluvionale può risultare difficile e talvolta impossibile. D'altra parte un conoide passa gradualmente ad un corso d'acqua intermittente man mano che si scende verso le zone più basse e i depositi di entrambi sono costituiti da conglomerati e da arenarie. I prodotti di "debris flow" sono più comuni nei depositi di conoide che in quelli dei corsi d'acqua intermittenti. Pendenze ripide e vicinanza alla zona di apporto favoriscono la deposizione di sedimenti da "debris flow" nei conoidi.

Nei depositi dei corsi d'acqua intermittenti, le arenarie fini, il silt e l'argilla sono poco comuni; la selezione del materiale grossolano può essere da buona, nei depositi originati da flussi d'acqua, a povera in quelli originati da "debris flow". La presenza di solfati quali il gesso e l'anidrite o di altri minerali evaporitici presente come cemento tra le particelle, conferma un'origine di ambiente arido.

Depositi eolici

Le dune sono tipici accumuli di sabbia generati dal vento, che normalmente si formano al margine inferiore dei depositi prodotti dai corsi d'acqua intermittenti (Figg. 6 e 7). Poichè l'aria ha una densità circa mille volte inferiore a quella dell'acqua e quindi anche una notevolmente inferiore capacità di trasporto, la velocità del vento deve essere quindi molto elevata per potere trasportare particelle di sedimenti. Perciò il vento esercita un'azione molto più discriminante dell'acqua nel selezionare i grani dei sedimenti.

In base alla dimensione dei grani si possono distinguere tre tipi di depositi: il **loess**, costituito da particelle della dimensione del silt e dell'argilla, di cui abbiamo parlato nel capitolo riguardante l'ambiente glaciale, le **dune**, costituite da particelle della dimensione della sabbia fine, i "**deflation lags**" (reg, serir), materiali rimasti dopo l'asportazione della sabbia che va ad accumularsi nella dune. Tali materiali sono generalmente costituiti da particelle di dimensione superiore a 0,5 mm o anche

più piccole, ma che sono rimaste protette da quelle più grandi o tenute assieme da materiale cementante (Fig. 11). Le particelle costituenti il loess vengono trasportate in sospensione, quelle costituenti le dune vengono invece trasportate principalmente per trazione. I materiali dei “deflation lags”, quando si muovono, viaggiano come un tappeto traente.

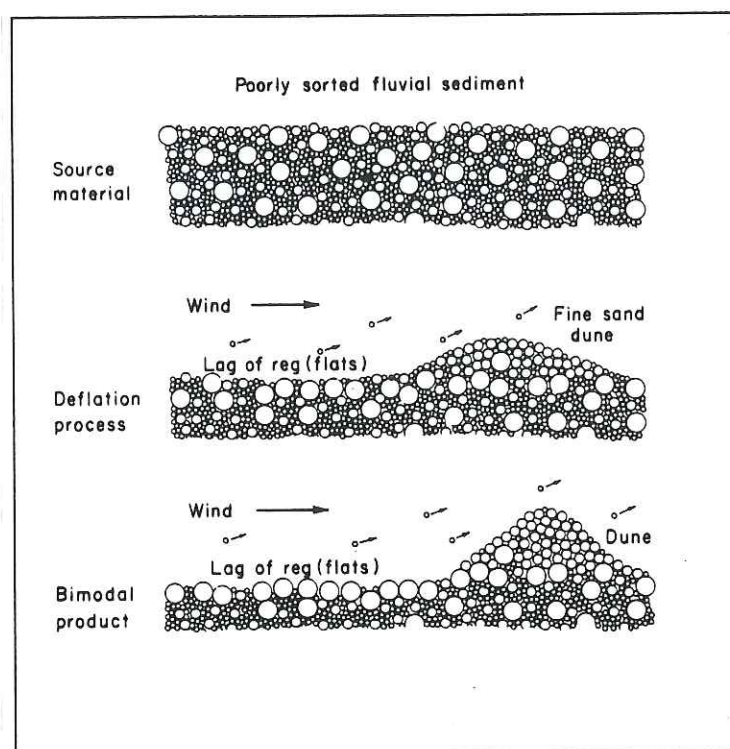


Fig. 11 - Schema che illustra i processi di deflazione del vento (da Folk, in Friedman-Sanders, 1978).

Durante i lunghi periodi di siccità, i materiali dei depositi prodotti dai corsi d'acqua intermittenti vengono elaborati dal vento. Da questi depositi, che sono scarsamente selezionati, il vento rimuove, per trazione, i grani compresi fra le dimensioni di 0,1 mm e 0,3 mm. Essi vengono poi accumulati in dune, dove risultano ben selezionati ed granulometricamente unimodali. Le aree denudate dei grani trasportati nelle dune, che prendono il nome di “deflation lags”, rimangono perciò costituite da materiale troppo grossolano per essere rimosso e da altre particelle non portate in sospensione per vari motivi. Tali materiali presentano quindi una granulometria fortemente bimodale (Fig. 11). La bimodalità dei depositi dei “deflation lags” non è una caratteristica solamente delle zone desertiche attuali, ma è stata riscontrata anche nei sedimenti desertici del Cambro-Ordoviciano.

Le dune attuali si presentano in varie forme morfologiche, le più comuni sono: **dune a forma di domo, dune trasversali, dune a barcana, dune paraboliche, dune a stella,**

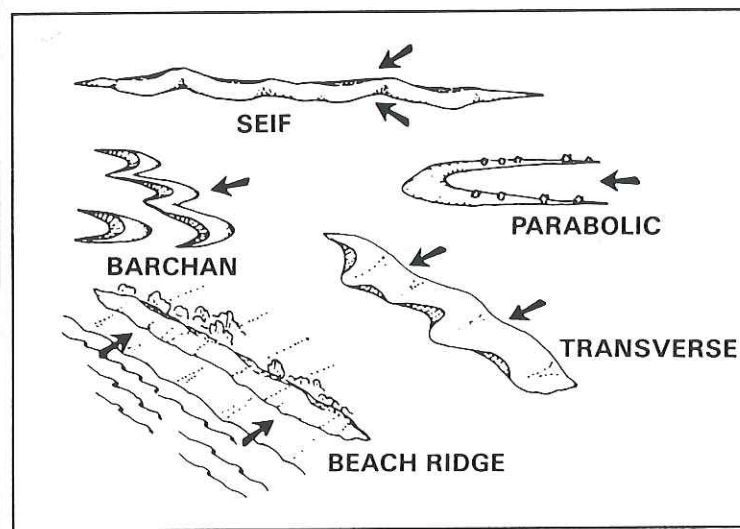


Fig. 12 - Principali forme di dune (da Sperling, in O Serra, Schlumberger 1985).

dune longitudinali (seif) (Fig. 12). A queste si possono aggiungere le **dune costiere**, che assomigliano alle dune trasversali, i cui materiali provengono dalle spiagge marine. Le **dune a domo** hanno forma semicircolare e sono molto basse; la limitata altezza è determinata da tempeste di vento che spira senza alcun ostacolo.

Le **dune trasversali** sono costituite da creste di sabbia dritte e allineate ad angolo retto rispetto alla direzione dominante del vento.

Le **dune a barcana** sono dune a forma di mezzaluna la cui parte concava è rivolta nella direzione del vento (Fig. 13).

Le **dune paraboliche** sono dune a forma di U o di V, la cui parte convessa è rivolta nella direzione del vento (Fig. 14). La parte concava di queste dune tende ad allungarsi sempre più nella direzione del vento e rispetto ai due lati (bracci) che rimangono ancorati alla vegetazione. Questi tipi di dune sono relativamente stabili.

Le **dune a stella** sono costituite da una parte centrale abbastanza alta, dalla quale si irradiano tre o più bracci in varie direzioni (Fig. 15).

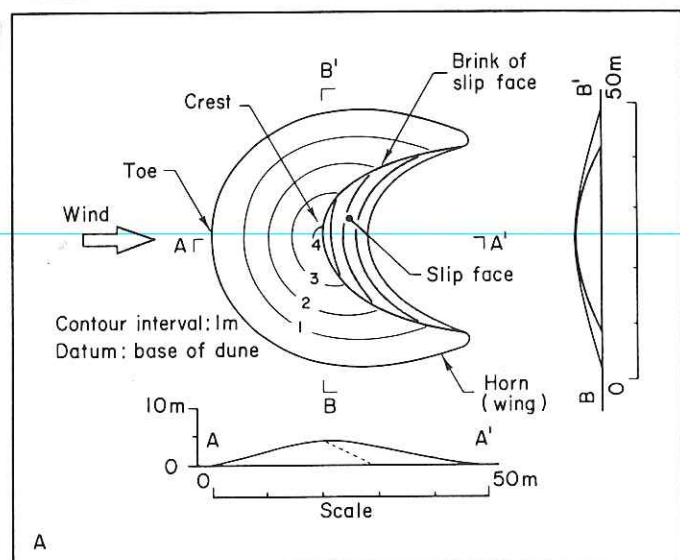


Fig. 13 - Sketch che illustra una duna a barcana (da Friedman-Sanders, 1978).

Questi tipi di dune sono generati dal vento che cambia spesso direzione.

Le **dune longitudinali (seif)** sono forme lineari, allungate nella direzione dei venti predominanti (Fig. 16). Queste dune sono parallele l'una all'altra e sono tra loro separate da larghe zone piatte di interdune. Le dune longitudinali sono generate da due direzioni del vento che risultano come componenti elicoidali della direzione principale.

Parlando dei sedimenti del passato, mentre risulta abbastanza facile riconoscere una sabbia (o arenaria) di origine eolica, è molto difficile, se non impossibile, dire se essa appartiene ad una barcana, a una duna trasversale o a qualsiasi altro tipo di duna

Tutte le sabbie (arenarie) di origine eolica mostrano la classica stratificazione incrociata (cross bedding), con angoli di stratificazione abbastanza grandi, alternati talvolta a laminazioni orizzontali (Fig. 17).

Un esempio di depositi di origine eolica del passato sono le arenarie paleozoiche "Rotliegendes" (Europa nord-occidentale) (Figg. 19 e 20), depositate nella zona adiacente alla Sabkha. Un altro esempio di depositi eolici del passato è quello di Fig. 21, nella quale è riportata una colonna stratigrafica di depositi eolici definita attraverso la descrizione di una carota di fondo prelevata in un pozzo Chevron nel Colorado (USA).

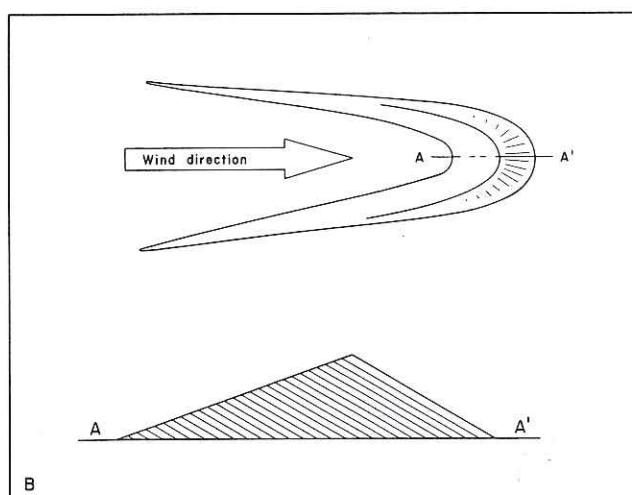


Fig. 14 - Sketch che illustra una duna parabolica (da Friedman-Sanders, 1978).

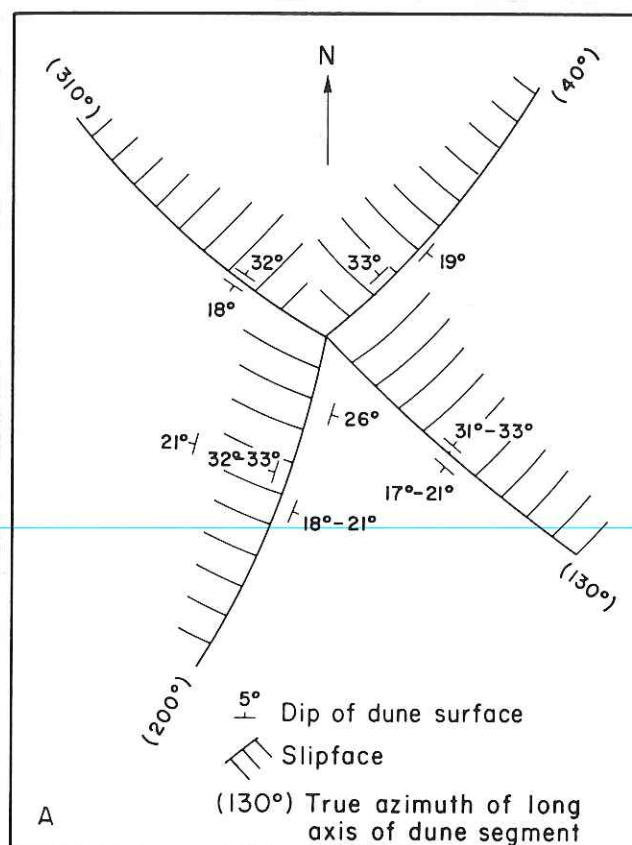


Fig. 15 - Sketch che illustra una duna a stella (da Friedman-Sanders, 1978).

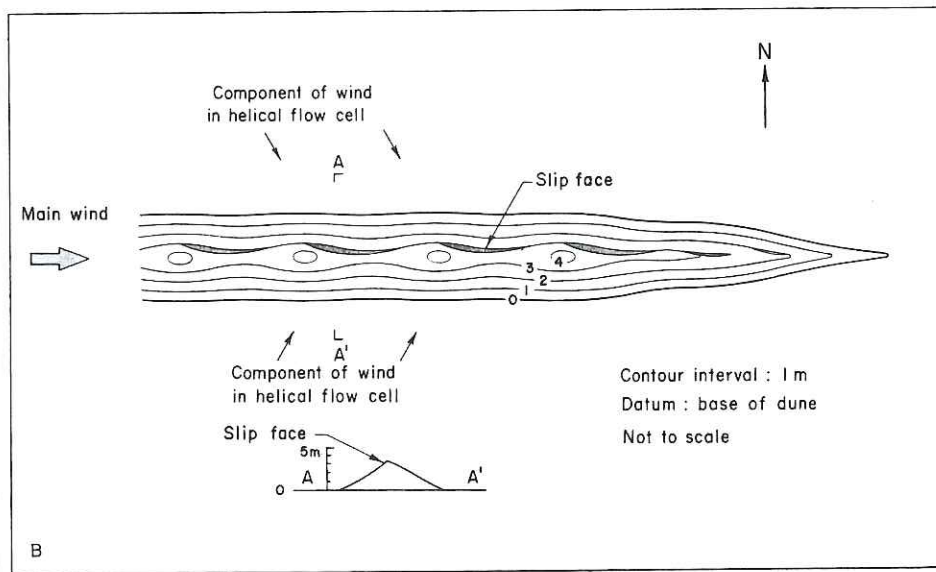


Fig. 16 - Sketch che illustra una duna longitudinale (da Friedman-Sanders, 1978).



Fig. 17 - Stratificazione incrociata. Dune della Trucial Coast (da Glennie, in Reineck-Sign 1986).

Sabkha

La zona di Sabkha è intermedia tra quella delle dune e la zona di Playa, che è rappresentata da laghi interni effimeri. I suoi sedimenti sono quindi interdigitati sia con quelli della zona delle dune che con quelli della Playa (Fig. 22). Essi sono generalmente costituiti da sabbie con incrostazioni di minerali evaporitici, quali il gesso e l'alite (salgemma), precipitati negli interstizi del sedimento, talvolta alternati a livelletti di sedimenti evaporitici.

La zona di Sabkha è generalmente piatta e la sua superficie è una zona di equilibrio tra deflazione e sedimentazione, determinata dal livello di falda freatica.

Playa

La Playa è quell'area dei bacini interni occupata saltuariamente da laghi effimeri contenenti piccoli spessori d'acqua (Fig. 22)

I sedimenti di Playa sono costituiti da livelli di sabbia interstratificati con livelli di silt e argilla, alternati a livelli di minerali evaporitici. I sedimenti hanno un aspetto ciclico, in funzione dei periodi di inondazione. I materiali clastici (sabbia, silt e argilla) vengono trasportati nella Playa dai corsi d'acqua intermittenti, durante l'inondazione.

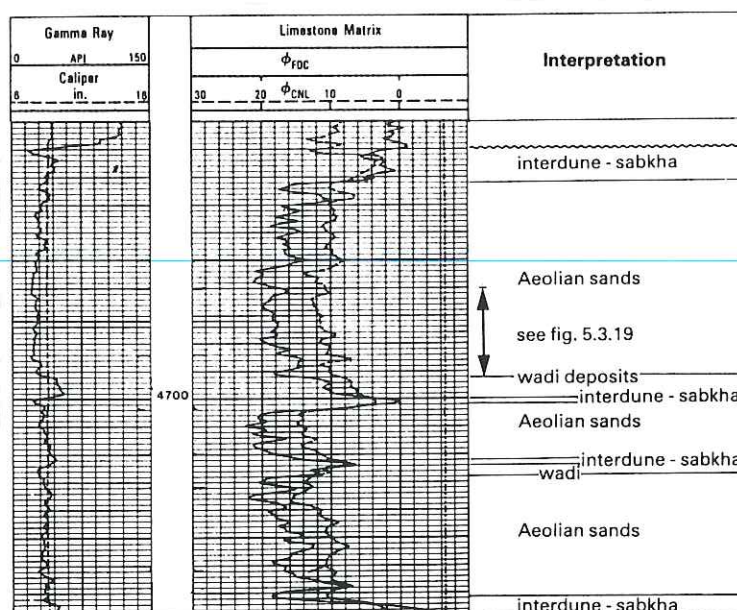


Fig. 18 - Esempio di risposta dei logs FDC-CNL-GR in sabbie eoliche (da O. Serra, Schlumberger 1985).

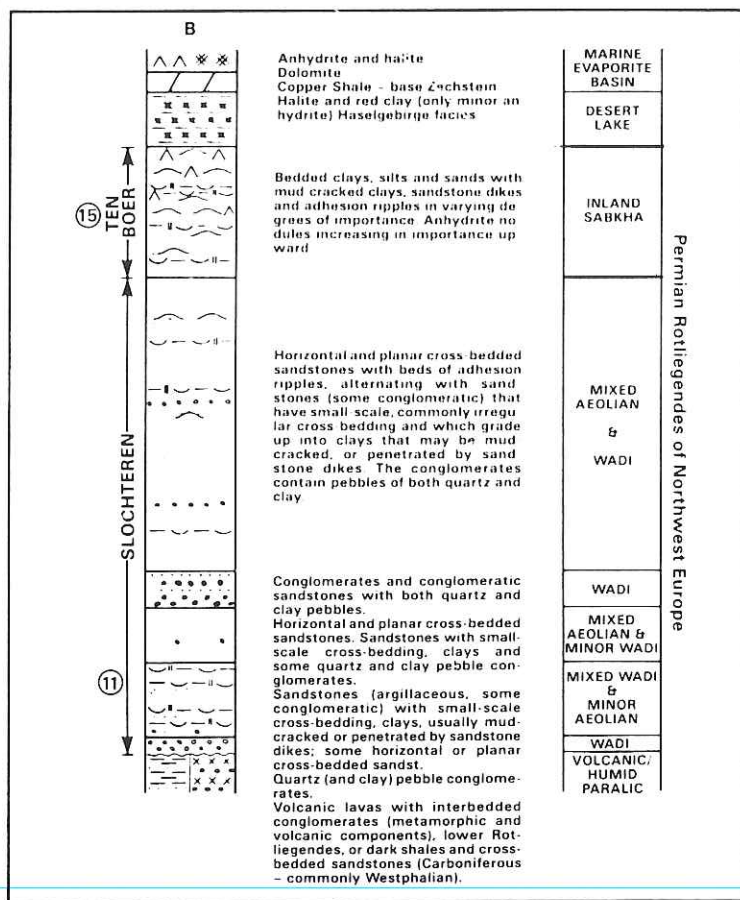


Fig. 19 - Colonna stratigrafica dei depositi eolici del bacino delle "Rotliegendes" dell'Europa nordoccidentale (da Glennie in Serra, Schlumberger 1985).

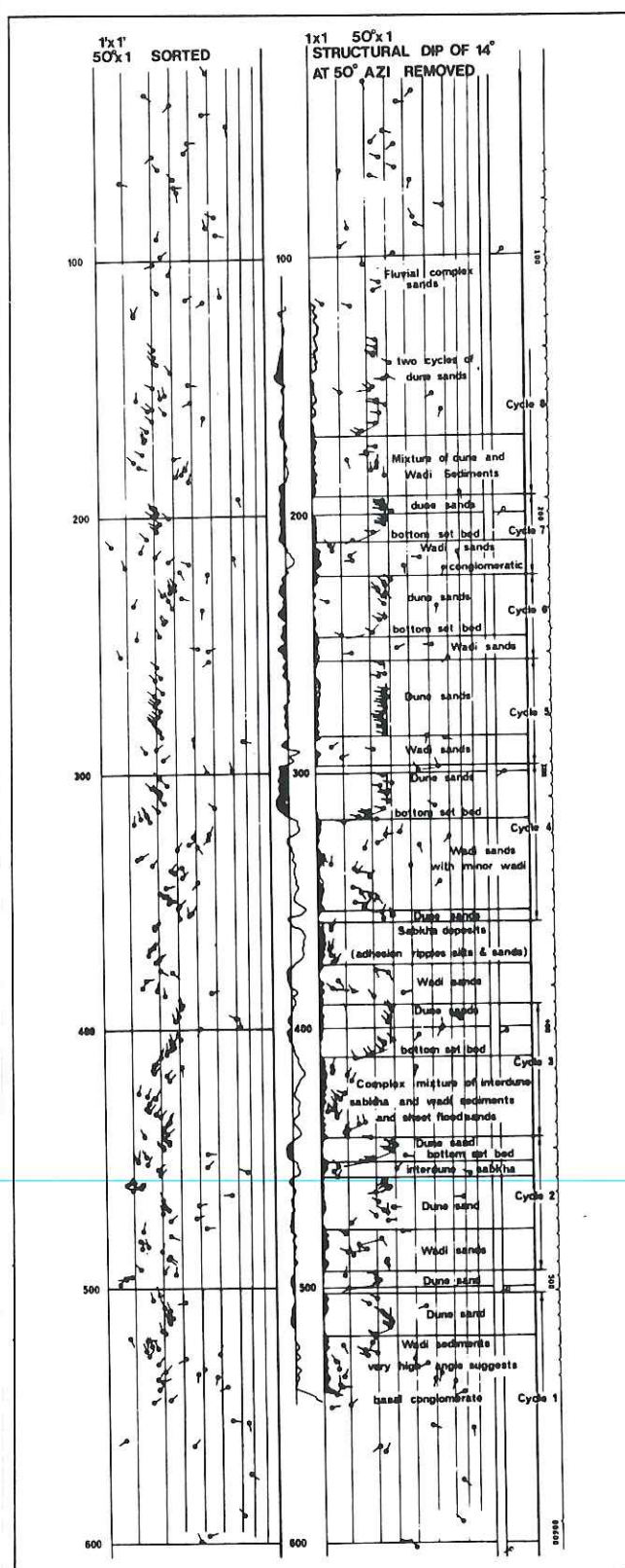


Fig. 20 - Esempio di risultati "cluster" nei depositi eolici delle "Rotliegenden" del Mare del Nord (da W.E.C North Sea 1974, in Schlumberger, 1985).

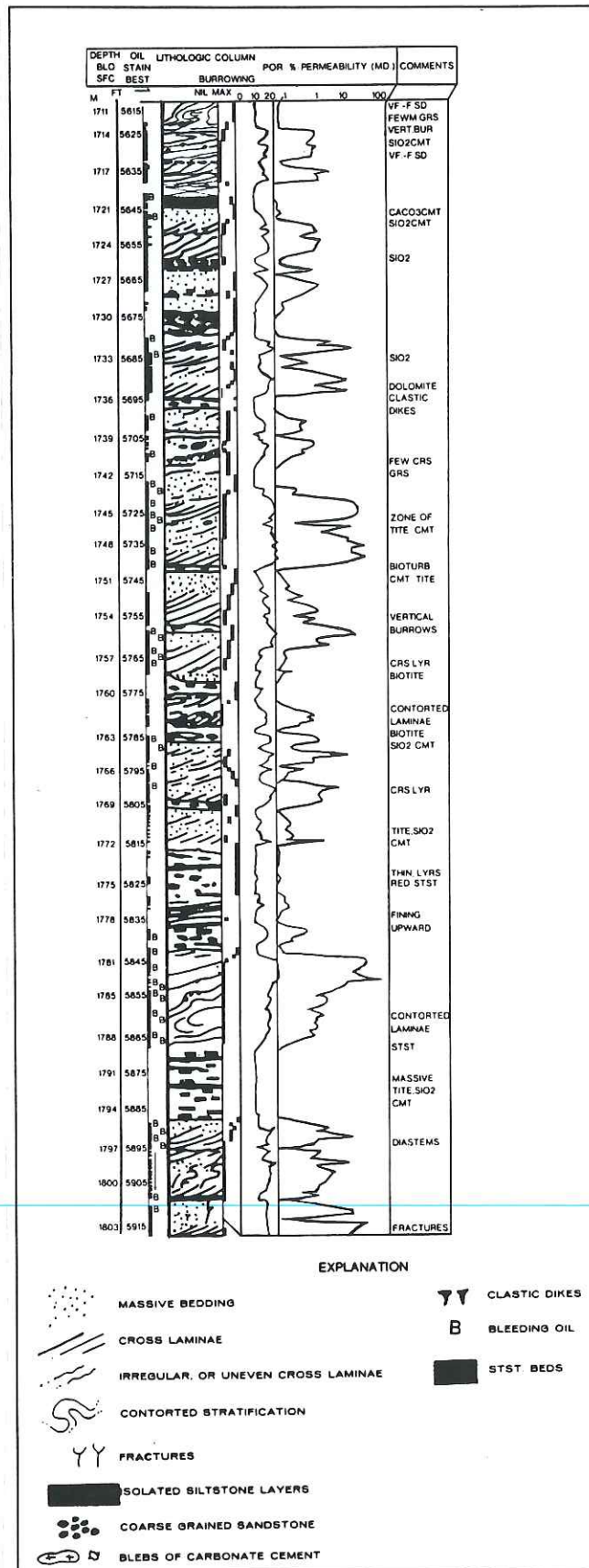


Fig. 21 - Colonna stratigrafica dei depositi eolici paleozoici del Colorado-USA (da Fryberger in O. Serra, Schlumberger 1985)

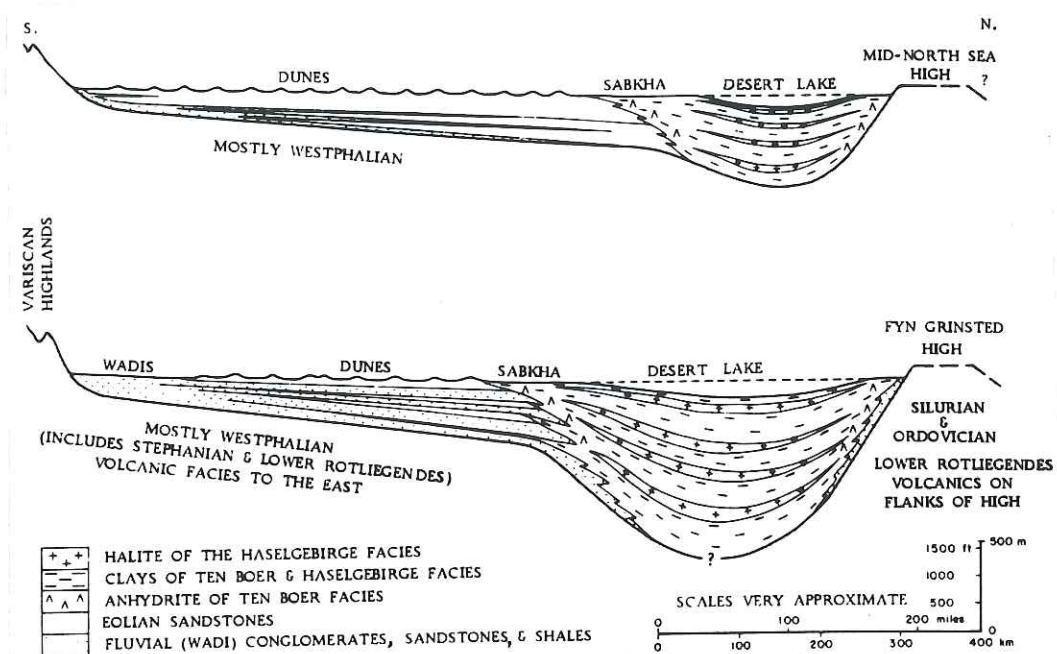


Fig. 22 - Sezioni geologiche concettuali attraverso il bacino delle "Rotliegendes" della parte Sud del Mare del Nord e dell'Olanda orientale (da Glennie in Friedman-Sanders).

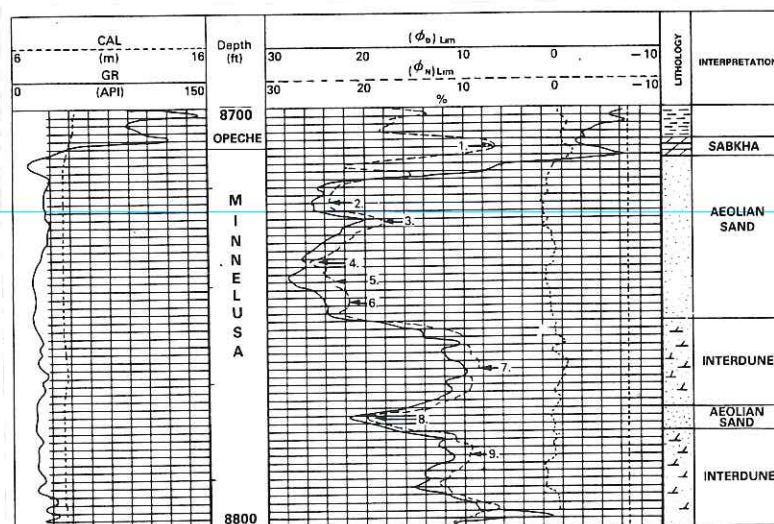


Fig. 23 - "Composite log" che mostra depositi di Sabkha, di duna e di interduna del bacino Minnelusa, Powder River (USA) (da O.Serra, Schlumberger 1985).

AMBIENTE FLUVIALE

Zona pedemontana

Per zona pedemontana dell'ambiente fluviale dei climi temperati umidi si intende quell'area di raccordo tra le montagne e la pianura alluvionale, occupata da conoidi alluvionali (alluvial fans) sovrapposti (Fig. 24). I singoli conoidi sono ben identificabili presso lo sbocco dall'area montuosa, ma verso il basso tendono a unirsi a formare un pendio ondulato che va via via appiattendosi. In molte località questi depositi sono spessi centinaia e anche migliaia di metri. In genere essi sono costituiti da accumuli poco consolidati di frammenti provenienti dalla disgregazione delle rocce che si trovano a monte. Quando sono presenti materiali calcarei, le acque circolanti ricche di carbonato di calcio generalmente tendono a cementare il deposito. Le dimensioni dei frammenti sono molto variabili e diminuiscono progressivamente man mano che ci si allontana dalla zona montagnosa. La selezione è sempre molto scarsa (Fig 25).

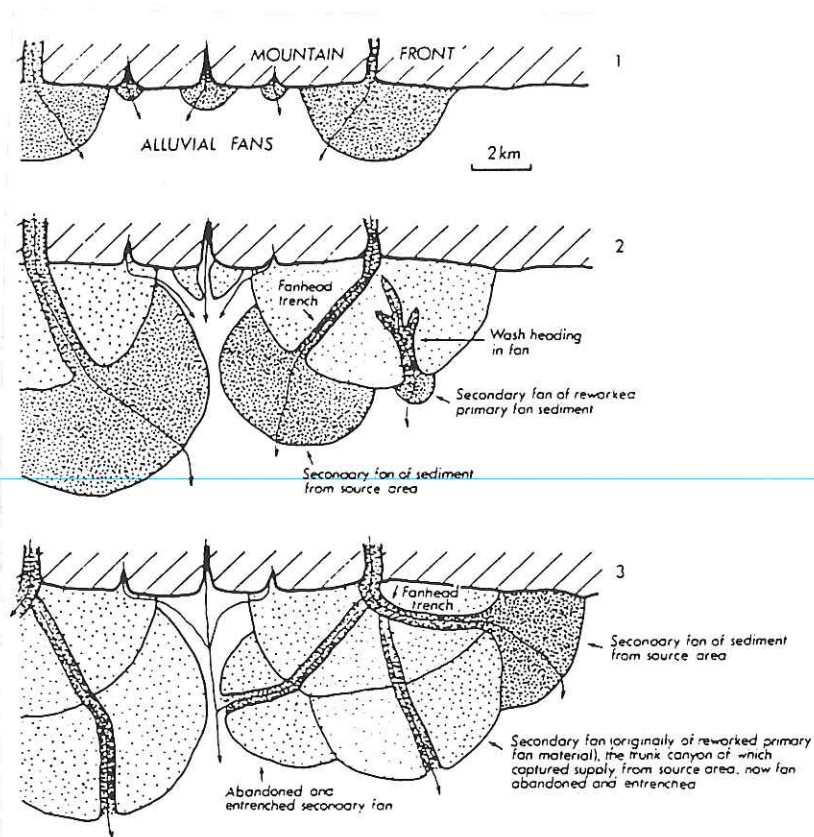


Fig. 24 - Schema che illustra lo sviluppo dei conoidi alluvionali ai piedi della zona montuosa (da Denny in Nilsen, A.A.P.G. 1982).

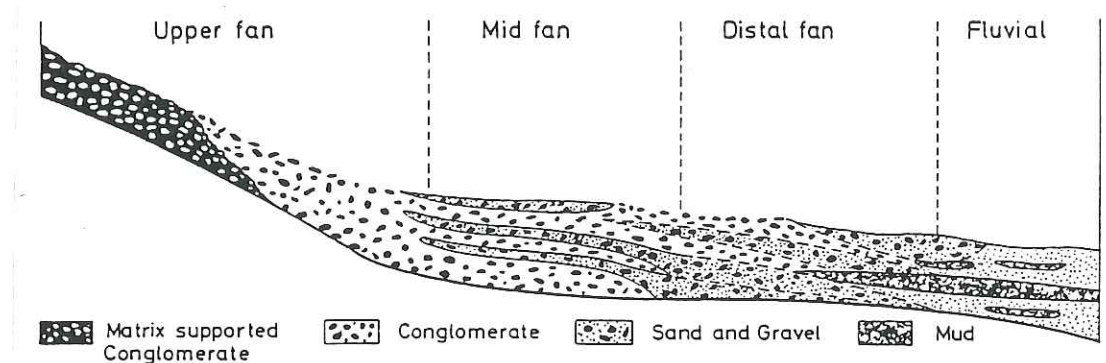


Fig. 25 - Sezione schematica radiale che mostra la distribuzione delle litofacies in un deposito di conoide alluvionale (da Reineck-Singh, 1986).

Si possono trovare zone di conoidi sia nelle regioni aride che in quelle a clima temperato-umido. Delle prime abbiamo già parlato ampiamente nel capitolo riguardante l'ambiente desertico. Fra le due regioni non ci sono grandi differenze per quanto riguarda le dimensioni del materiale, la selezione e il grado di arrotondamento, mentre qualche differenza esiste per quanto riguarda l'alterazione e il contenuto in materiale organico. I depositi di clima umido presentano, infatti, un'alterazione molto più spinta, dovuta ai processi atmosferici, ed una maggiore quantità di materiale organico.

Un singolo conoide alluvionale ha forma di segmento di cono, che si irradia sottopendio dal punto in cui il corso d'acqua esce dall'area montuosa. Il profilo radiale di un conoide è generalmente concavo verso l'alto, con pendenze medie fra 5° e 10°, mentre quello trasversale risulta convesso (Fig. 26).

Il canale principale di un conoide (che è la continuazione del corso d'acqua che a monte scorre incassato fra le rocce) nella parte intermedia si ramifica in una serie di canali distributori, che risultano sempre meno incisi verso il fondovalle (Fig. 27).

Il conoide ha il suo massimo spessore nella zona apicale, ma talvolta anche in quella intermedia.

Concludendo, le principali caratteristiche di un ambiente di conoide alluvionale possono essere così riassunte:

- il trasporto dei sedimenti avviene in condizioni di energia cinetica elevata;
- il deposito avviene nelle immediate vicinanze dell'area di erosione che fornisce il sedimento;
- i clasti hanno la massima variabilità di dimensioni in confronto agli altri tipi di depositi fluviali; dal punto di vista tessiturale essi rassomigliano a quelli glaciali.

Come già specificato nel capitolo riguardante l'ambiente desertico, i sedimenti dei conoidi possono essere depositi sotto tre principali condizioni di flusso: flusso idrico (**stream flow**), flusso di acqua mista a sedimenti (**debris flow**), flusso di acqua mista a sedimenti fini e fango (**mud flow**). Il **stream flow** prevale nei climi temperati umidi, mentre il **debris flow** e il **mud flow** predominano nei climi aridi.

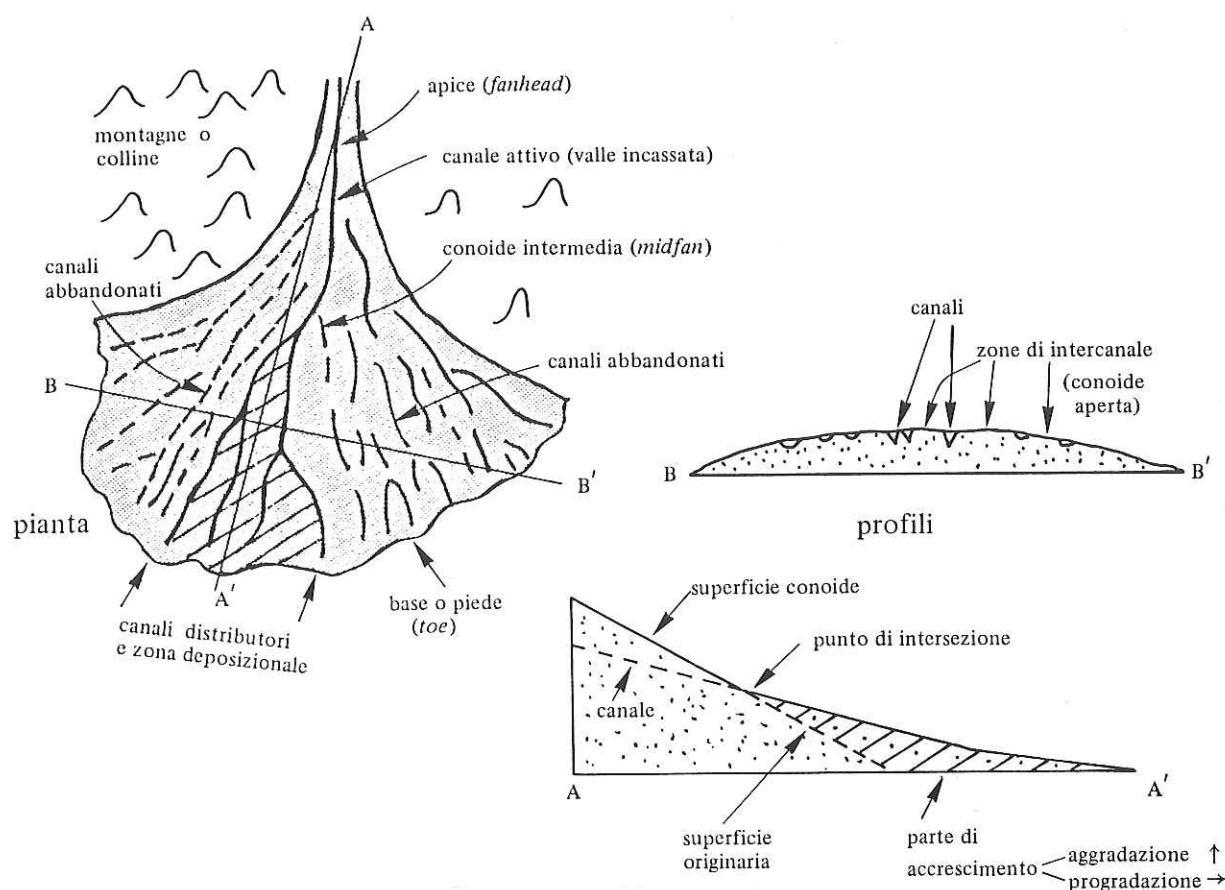


Fig. 26 - Morfologia schematica di un conoide alluvionale (da F. Ricci Lucchi, 1978)

Nei conoidi alluvionali dei climi temperati umidi la corrente fluviale è sempre attiva, sebbene con variazioni anche forti di portata. La stretta sezione della valle nella zona apicale permette, durante le piene, il trasposto di ciottoli, massi e blocchi, mentre i materiali più fini sono dispersi più a valle. I ciottoli sono trasportati principalmente per rotolamento e trascinarsi; essi possono restare iso-orientati o disposti casualmente a seconda del meccanismo prevalente. Formando una impalcatura autosostenuta, con sabbia che si infila negli interstizi (la matrice fangosa è inferiore al 10 %), questi ciottoli danno origine a banchi male stratificati, senza variazione verticale di granulometria.

Nella parte intermedia e bassa dei conoidi la profondità dei canali diminuisce ed il loro andamento diventa intrecciato; quindi si può stabilire una zonazione dei processi e dei depositi in senso prossimale-distale del tutto analoga a quella del sistema "braided".

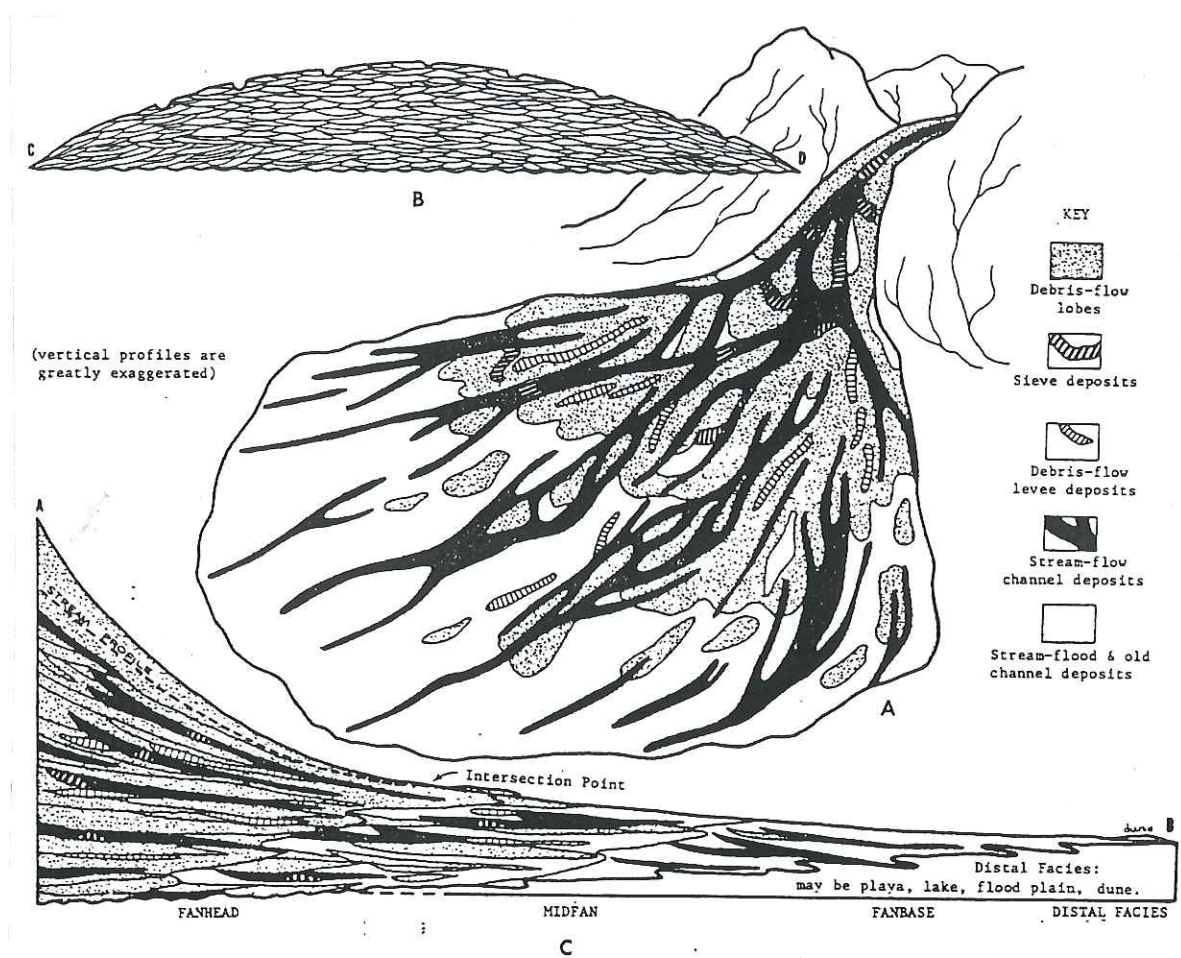


Fig. 27 - Modello generalizzato di un conoide alluvionale. A- Pianta del conoide; B- Sezione trasversale; C- Sezione radiale (da Spearing, 1974 in Nilsen A.A.P.G., 1982).

Pianura alluvionale

All'estremo opposto dei brevi torrenti montani, che danno luogo ai conoidi alluvionali, ci sono i grandi fiumi che scorrono attraverso la vaste pianure alluvionali (Fig. 28). Qui si generano i classici depositi di ambiente fluviale che andremo a descrivere di seguito. Durante la corsa verso il mare il fiume può assumere diverse forme, a seconda della pendenza del terreno in cui scorre, della presenza o meno di densa vegetazione, dell'abbondanza delle piogge.

Possono essere distinti tre tipi principali di fiumi: 1) fiumi rettilinei; 2) fiumi intrecciati (braided); 3) fiumi meandriformi (Fig 29). Il primo tipo è generalmente determinato da un aumento della pendenza, ma in natura è poco comune. Il tipo di fiume "braided" in genere si sviluppa nella parte alta delle estese pianure alluvionali (a partire dalla base della zona di conoide), dove la pendenza del fondo valle è ancora accentuata, e passa poi al tipo meandriforme, quando il fondo valle risulta ormai appiattito (Fig. 28).

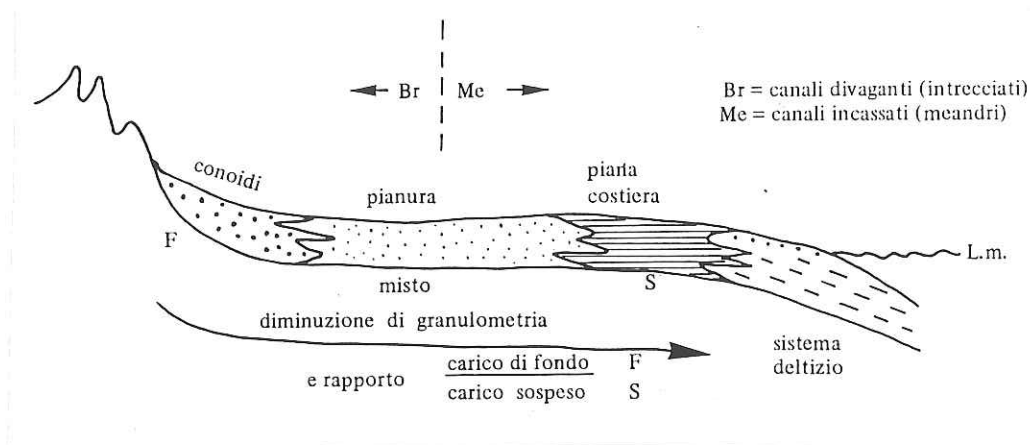


Fig. 28 - Schema che illustra le zone di sviluppo dei conoidi alluvionali, dei fiumi "braided" e dei fiumi meandriformi (da Ricci Lucchi, 1978).

Tralasciando i fiumi rettilinei che, come già detto sono poco comuni, andremo ora a descrivere i sedimenti accumulati nelle pianure alluvionali, sia dai fiumi tipo "braided" e da quelli meandriformi, sia dai processi di tracimazione e inondazione.

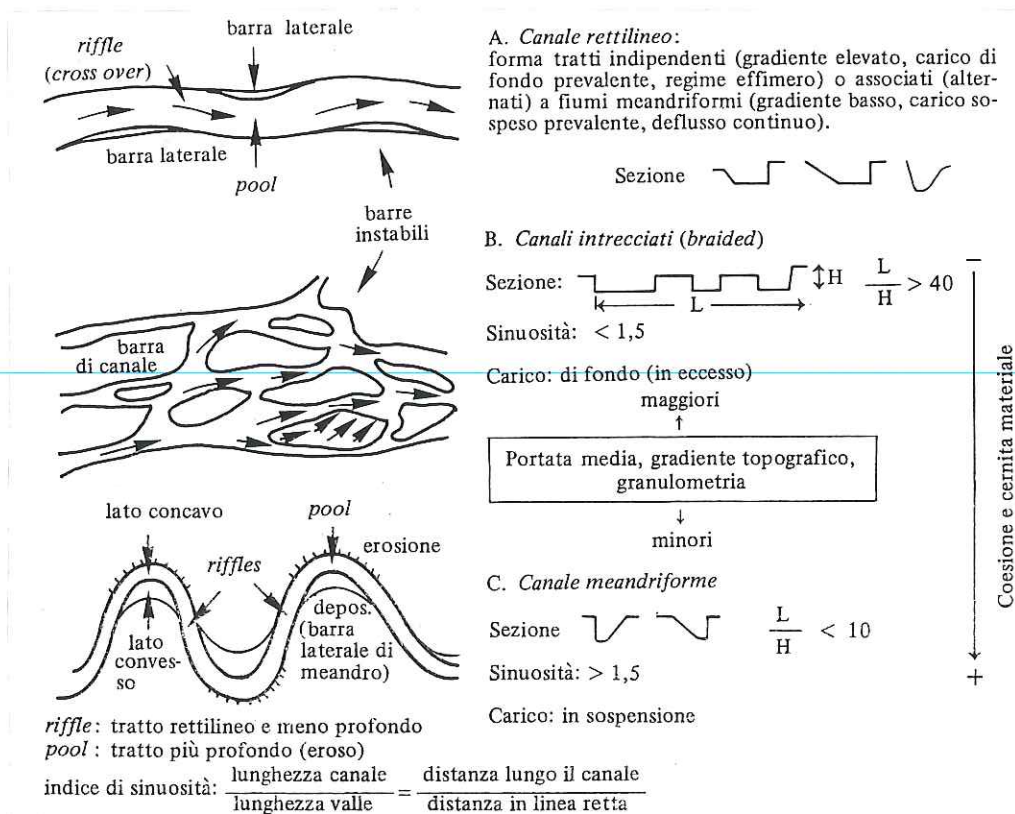


Fig. 29 - Geometria dei diversi tipi di canali fluviali (da Ricci Lucchi, 1978).

Lo studio dei depositi fluviali e la ricostruzione dei relativi modelli sedimentari sono molto importanti per la ricerca petrolifera, in quanto molti giacimenti di idrocarburi si trovano in questi tipi di sedimenti. I fiumi, infatti, che in genere sono considerati agenti di trasporto dei sedimenti verso i bacini marini e lacustri, sono anche in grado di accumulare enormi quantità di sedimenti sulla terraferma.

Modello dei fiumi intrecciati (braided)

come già detto i fiumi tipo “braided” occupano la parte alta di estese pianure alluvionali, in una posizione intermedia tra la zona dei conoidi e le pianure alluvionali più basse, spesso costiere, caratterizzate da debolissime pendenze e da canali meandriformi (Fig. 30).

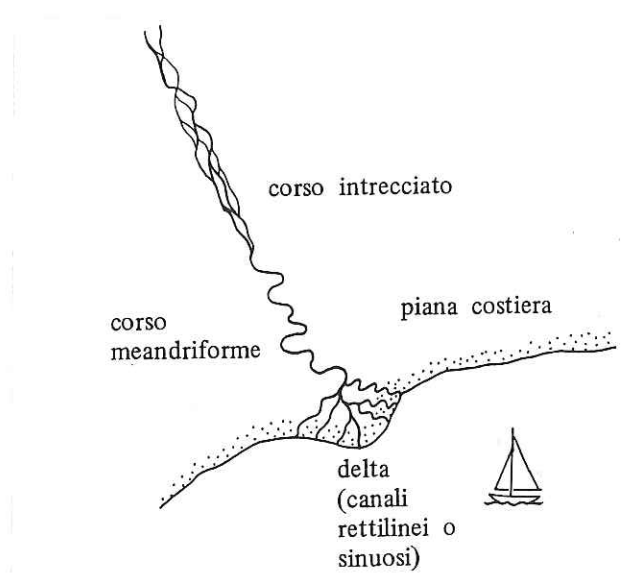


Fig. 30 - Mappa che mostra schematicamente le aree di appartenenza dei fiumi “braided” e di quelli meandriformi (da Ricci Lucchi, 1978).

L’ambiente “braided” è caratterizzato da tassi di sedimentazione e portate variabili, con canali multipli che cambiano rapidamente posizione. Pendenze relativamente alte e forti portate favoriscono il trasporto di grandi quantità di materiali grossolani, soprattutto ghiaie e sabbie. Le dimensioni dei grani diminuiscono man mano che si scende verso il basso, mentre aumenta il grado di selezione.

I fiumi tipo “braided” sono lateralmente instabili in quanto le loro sponde sono meno consistenti e più erodibili di quelle degli altri tipi di fiumi. I sedimenti depositati da essi sono quasi esclusivamente di barra e, in minor misura, di fondo canale e di canale abbandonato (Fig. 31). Tutti e tre questi tipi di facies si presentano in forma lenticolare

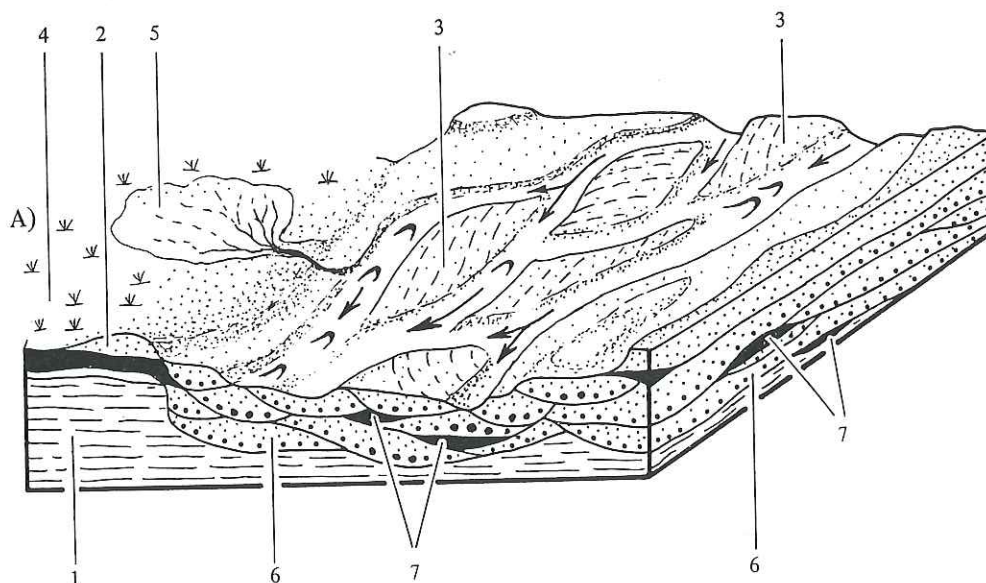


Fig. 31 - Schema di sedimentazione di un ambiente fluviale tipo "braided".
 1: Alluvium più antico; 2: argine naturale; 3: barre; 4: piana inondabile; 5: ventaglio di rotta; 6: fondo canale; 7: pavimento residuale (da Ricci Lucchi, 1978).

e mostrano una granulometria decrescente dal basso all'alto (fining-upward). Le barre, che come detto sopra sono le principali forme di sedimentazione dei modelli "braided", si generano a causa della perdita (locale) della capacità di trasporto (Fig.32); esse possono assumere diverse configurazioni. Le più comuni sono le barre longitudinali e quelle trasversali, anche se possono generarsi, in misura minore, tutta una serie di forme intermedie.

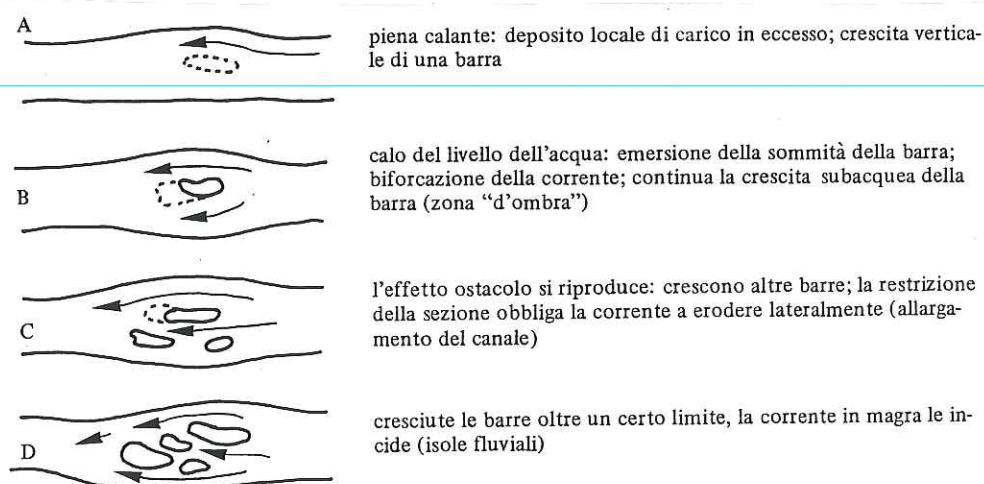


Fig. 32 - Formazione delle barre nei fiumi tipo "braided" (da Coleman in Ricci Lucchi 1978).

Le barre longitudinali sono corpi allungati parallelamente alla direzione del flusso della corrente (Fig. 33) e spesso hanno la superficie esterna leggermente convessa. Sono generalmente costituite da ghiaia e da ghiaia più sabbia oppure, meno frequentemente, da solo sabbia. La selezione è generalmente molto scarsa; tuttavia il materiale più grossolano si trova nella parte frontale della barra, che è più alta e quello meno grossolano nella parte a valle (down stream), che è più bassa e più piatta (Fig. 34). La parte frontale della barra longitudinale è sottoposta a erosione, mentre nella parte sottocorrente continuano ad accumularsi sedimenti. La barra quindi tende a migrare nel senso della corrente, anche se talvolta può subire dei leggeri spostamenti in senso trasversale. All'interno la barra presenta una stratificazione incrociata (cross-bedding) di tipo planare. Le barre longitudinali sono in genere presenti nel tratto prossimale dei fiumi "braided" (Figg. 33 e 34).

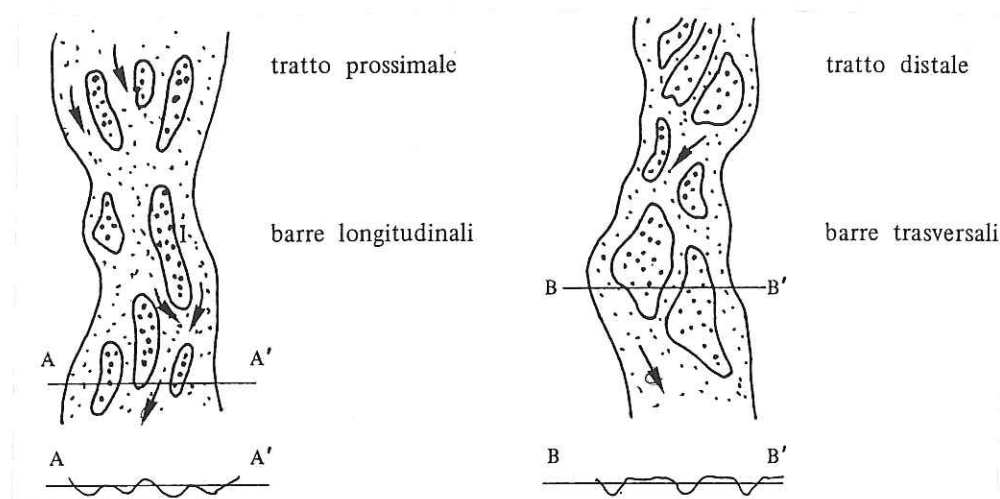


Fig. 33 - Barre longitudinali e trasversali dei corsi d'acqua "braided"
(da Le Blanc, 1972 in Ricci Lucchi, 1978).

Le barre trasversali sono in genere costituite da materiali più fini di quelle longitudinali e si formano quindi nella parte distale dei corsi d'acqua (Fig. 33). Esse hanno forme irregolari e presentano generalmente margini dritti, lobati o sinuosi sottocorrente e ampie superfici piatte e talvolta con qualche depressione, nella zona sopracorrente. Le barre trasversali si formano nelle aree di divergenza delle linee di flusso, in seguito all'allargamento del corso d'acqua e ad un repentino approfondimento dell'acqua. Ogni ciclo deposizionale dei fiumi "braided" è legato ad un evento di piena. La parte basale di un ciclo è rappresentata da una superficie di erosione (EB) e da un pavimento ciottoloso, mentre la fase declinante costituisce la maggior parte del ciclo. Durante la fase declinante, tuttavia, la sedimentazione non è continua; il passaggio da una fase di maggiore energia ad una di minore energia della corrente è marcato da erosione (EI).

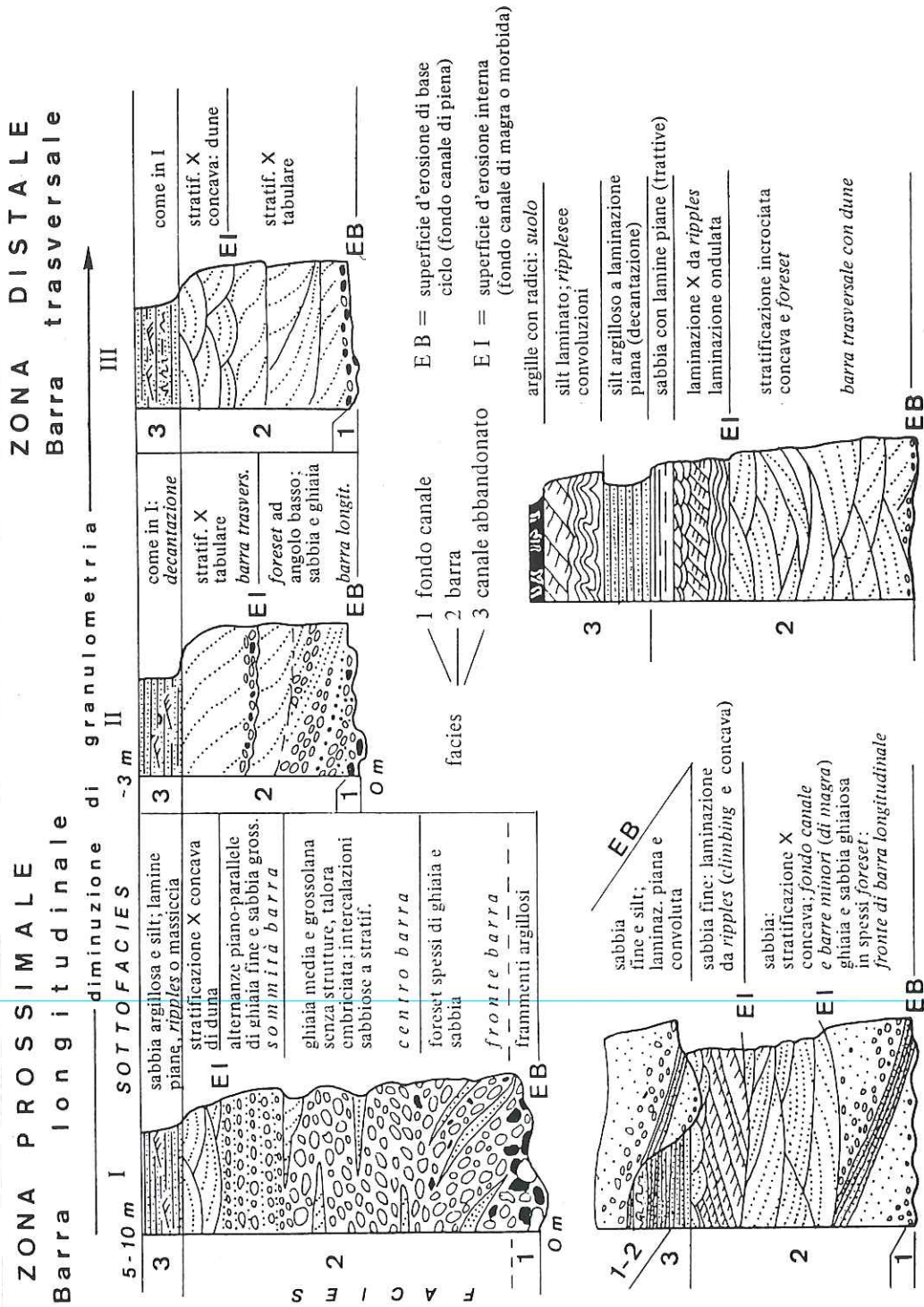


Fig. 34 - Motivi deposizionali dei fiumi "braided" (da Mc Gowen & Groat, 1971; Douglas, 1962; Coleman, 1969 in Ricci Lucchi, 1978).

I canali di magra, che sono meno profondi e più piccoli, incidono e rimaneggiano la sommità e i fianchi delle barre maggiori formando barre minori (Fig. 35).

Quando un canale si occlude e viene abbandonato generalmente si riempie di depositi sempre più fini verso l'alto, fino ad argilla. Se l'abbandono è più tardivo, depositi più grossolani vanno a riempire la parte bassa del canale (Fig. 36).

L'alluvionamento prodotto da un fiume "braided" può essere molto ampio, in quanto esso può migrare lateralmente anche a velocità notevole. Si possono così formare corpi sedimentari tabulari di grande estensione (Fig. 37).

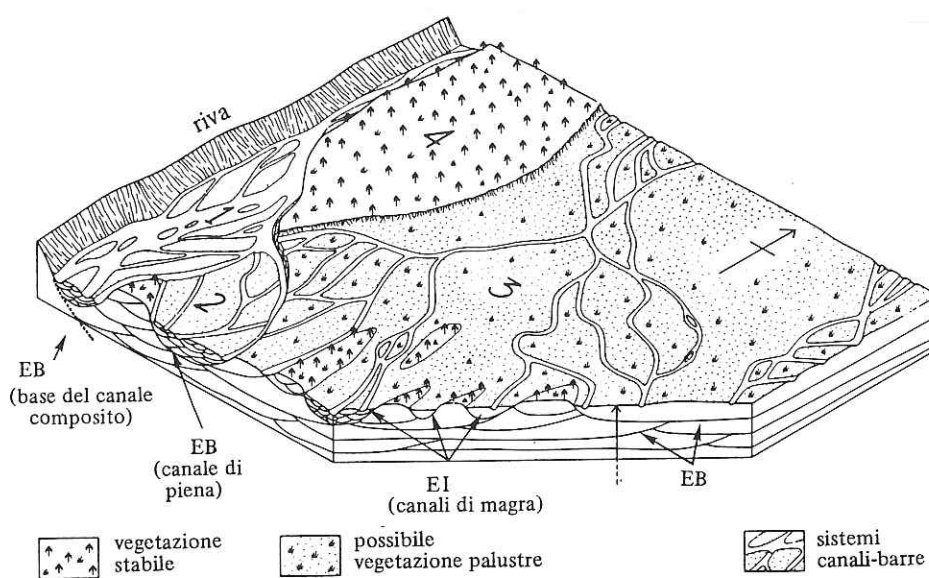


Fig. 35 - Schema di ciclo deposizionale dei fiumi "braided". Durante la piena, 4 è emerso e l'acqua scorre in 3. Diminuendo la fase di piena la corrente si suddivide in canali minori, che sono poi abbandonati e l'area 3 viene erosa dal sistema di canaletti 2 e questi a loro volta dai canaletti 1 (da Williams&Rust, in Ricci Lucchi, 1978).

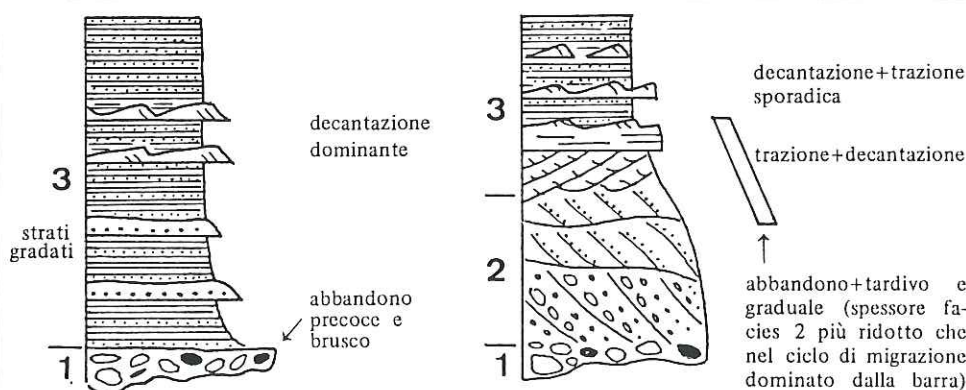


Fig. 36 - Sequenza di canale abbandonato. I numeri corrispondono alle facies di Fig. 34 (da Ricci Lucchi, 1978).

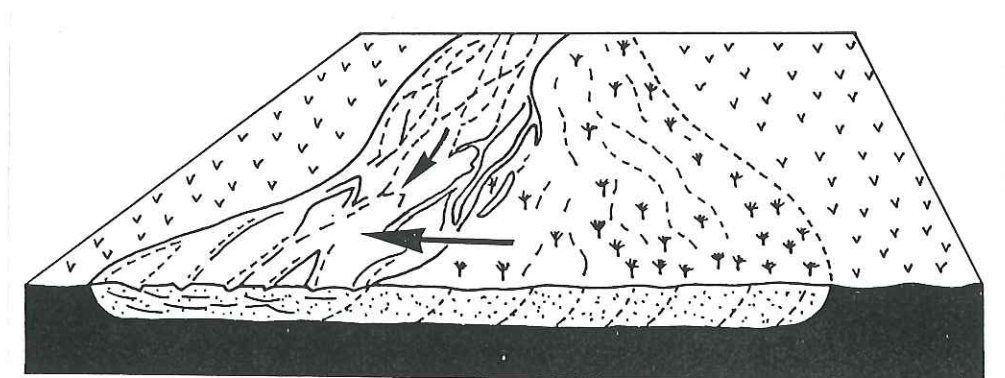


Fig. 37 - Schema che illustra la migrazione laterale di un fiume "braided", determinando la formazione di un prisma alluvionale (da Ricci Lucchi, 1978).

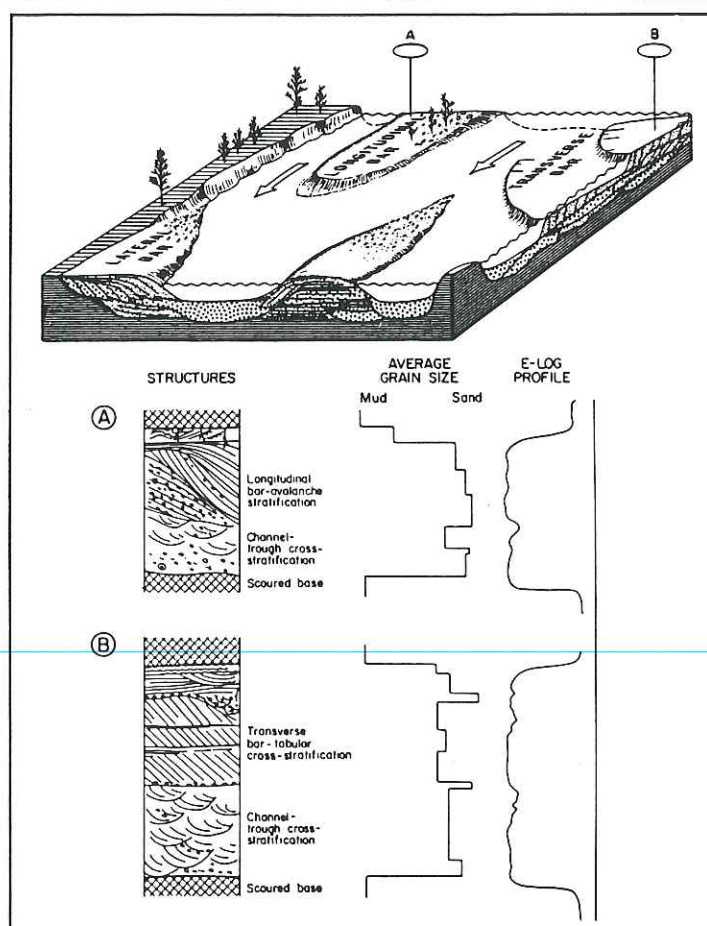


Fig. 38 - Modello deposizionale generalizzato di un fiume "braided" con relativi sequenza verticale, strutture sedimentarie e log PS ideale. La sequenza (A) è dominata dalla migrazione di una barra longitudinale, mentre la sequenza (B) rappresenta la deposizione di successive barre trasversali a stratificazione incrociata (da O. Serra, Schlumberger, 1985).

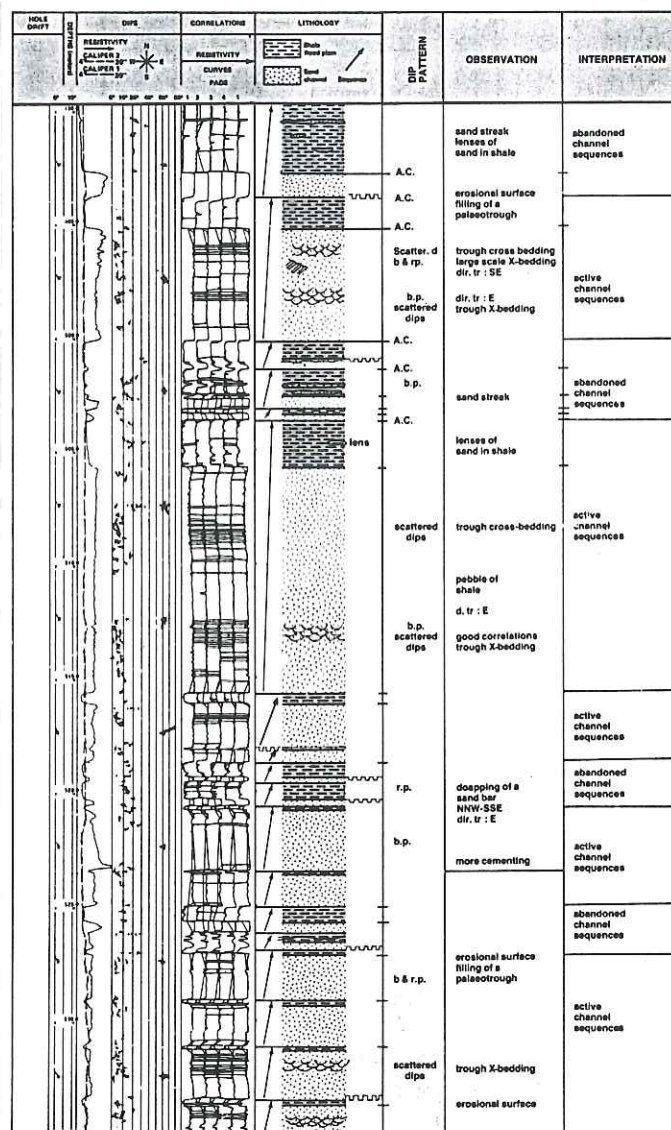


Fig. 39 - Esempio di sequenza deposizionale di un fiume "braided" (Africa), evidenziata nel "display" di un GEODIP (da O. Serra, Schlumberger, 1985).

Modello dei fiumi meandriiformi

Come già detto, i fiumi meandriiformi predominano nelle parti basse delle pianure alluvionali e nelle pianure costiere (Figg. 28 e 30). Leopold e Wolman (1957) hanno definito un fiume meandriiforme quando l'indice di sinuosità del corso d'acqua (rapporto tra lunghezza del canale e lunghezza della valle) è superiore a 1,5. Sembra che ci sia un rapporto diretto tra larghezza del canale e lunghezza del meandro e tra larghezza del canale e raggio di curvatura (Fig: 40).

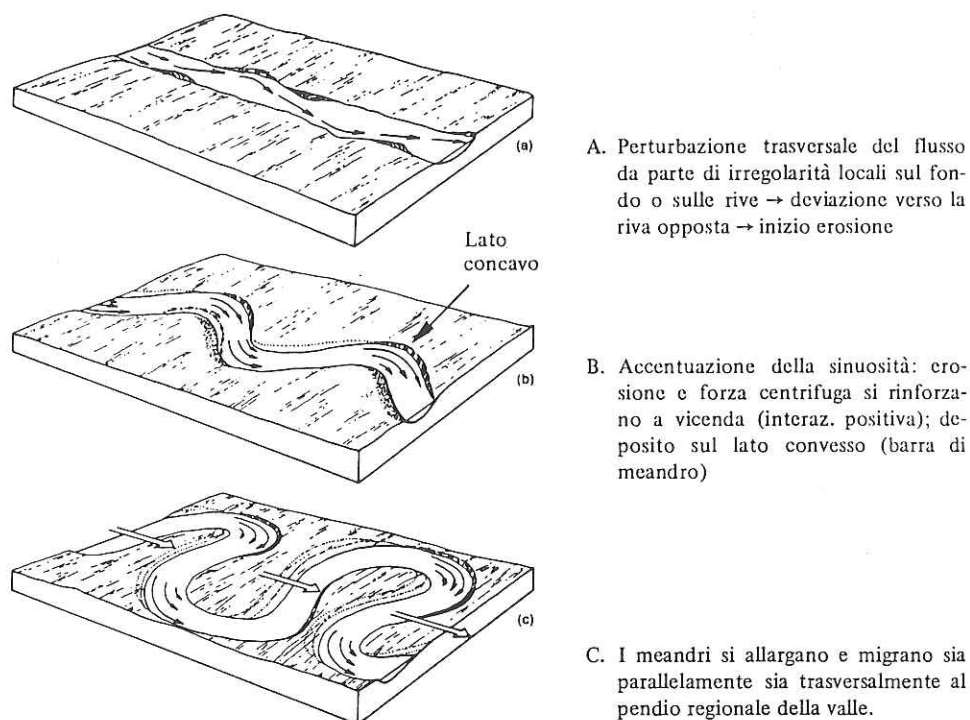


Fig. 40 - Origine dei meandri (da Hamplin, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

Il modello di fiume meandriforme è caratterizzato dalla presenza di un singolo canale, più profondo di quelli dei fiumi intrecciati (braided) e intagliato in sedimenti più fini. L'acqua scorre sempre nel canale, anche durante i periodi di magra. Il canale meandriforme è incluso tra argini naturali e depositi di barra di meandro; esso migra lateralmente (e in minor misura anche nel senso della corrente) entro un'area larga da 15 a 20 volte la larghezza del canale (Fig. 41). La migrazione laterale avviene nel

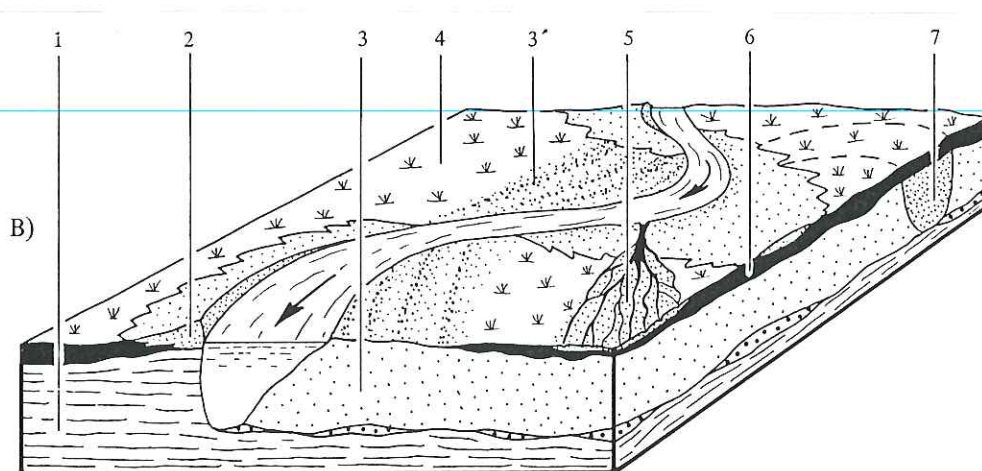


Fig. 41 - Schema deposizionale di fiume meandriforme. 1- Alluvium più antico; 2-argine naturale; 3- barra di meandro; 4- piana inondabile; 5- ventaglio di rotta; 6- pavimento residuale; 7- riempimento di canali morti (da Allen, 1965 e 1970 in Ricci Lucchi, 1978).

seguinte modo: la sponda concava del meandro, ricevendo l'urto della corrente viene via via erosa. Il materiale eroso che cade nel canale, mescolato a quello che il canale stesso eventualmente trasporta in sospensione, va a depositarsi sulla sponda convessa dell'ansa successiva (barra di meandro) in seguito a un fenomeno di corrente a spirale, diretta dal basso verso l'alto, che si genera nella zona di curvatura del meandro (Fig. 42).

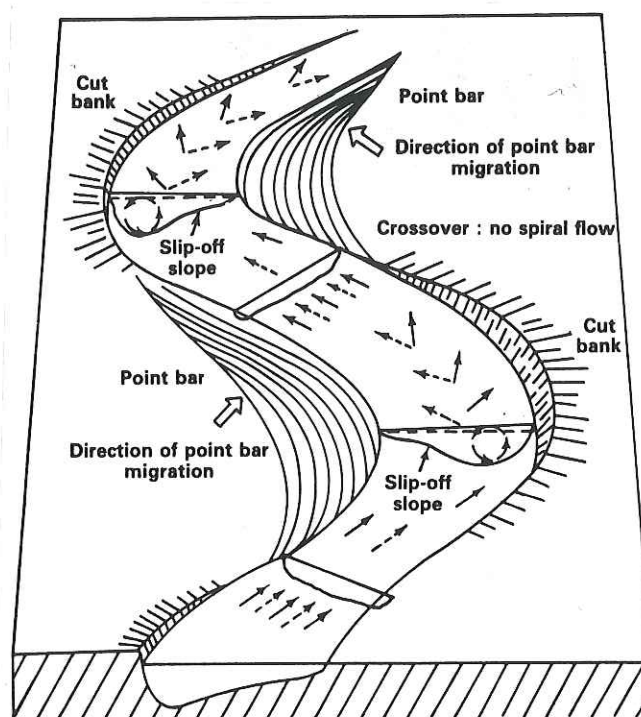


Fig. 42 - Schema che illustra la zona di erosione e quella di sedimentazione, con relativa migrazione laterale, di un meandro fluviale (da Friedman/Sanders, 1978).

Le fasi di erosione ed accrescimento delle barre dei canali meandriiformi sono maggiormente intense durante i periodi di piena e danno origine a delle vere e proprie sequenze sedimentarie (Fig. 43).

La continua migrazione dei fiumi meandriiformi e le successive sovrapposizioni di depositi determinano un impilamento di sedimenti di barra di meandro (point bar deposits) su un'area piuttosto ampia e con spessori anche di alcune centinaia di metri (prismi alluvionali) (Fig. 44).

Le barre di meandro (point bars) sono la più importante conformazione geomorfologica dei fiumi meandriiformi e allo stesso tempo ne costituiscono il principale processo sedimentario. Fra i depositi fluviali del passato, quelli di barra di meandro sono i più comuni (per esempio le "Old Red Sandstones" devoniane dell'Europa settentrionale).

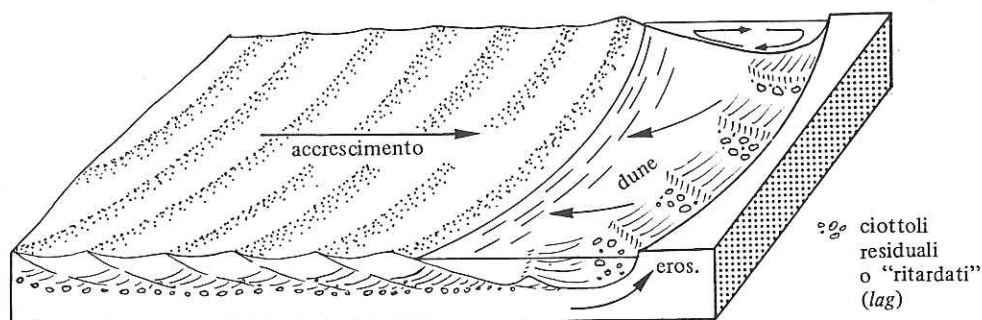


Fig. 43 - Schema che illustra la migrazione della barra per successive aggiunte di strati obliqui (da Allen in Ricci Lucchi, 1978).

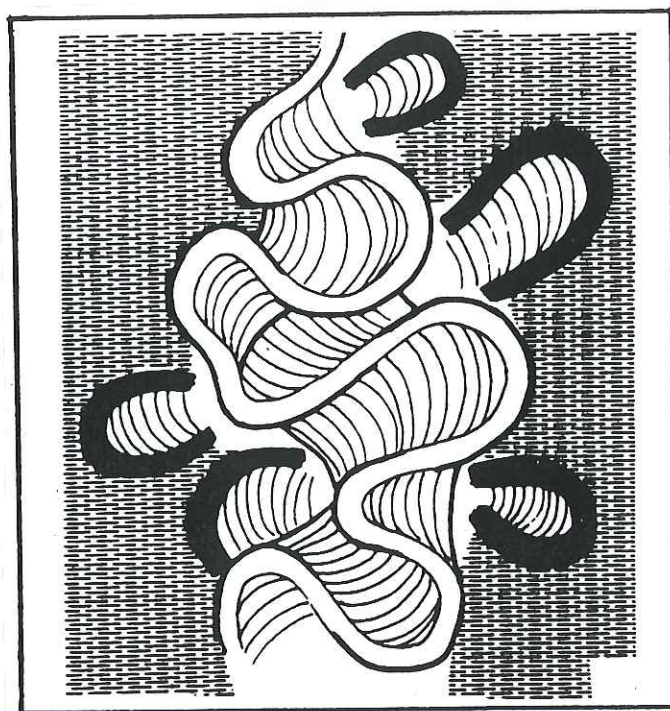


Fig. 44 - Schema che illustra l'impilamento di sedimenti da barra di meandro, che da origine a prismi alluvionali (da A. Maiall, 1978).

La forma e la dimensione delle barre di meandro variano in funzione delle dimensioni del fiume. Nei corsi d'acqua più piccoli esse sono rappresentate da semplici configurazioni deposizionali sul lato convesso del meandro, che è leggermente pendente verso il centro del canale. Nei fiumi più grandi le barre di meandro danno origine a cordoni (scroll bars) alternati a piccole depressioni (swales). I cordoni, che marciano le fasi di accrescimento della barra, possono essere alti diversi metri rispetto alle depressioni. Le depressioni sono in genere riempite da sedimenti fangosi molto fini.

La litologia e la dimensione dei grani dei depositi di barra di meandro dipendono dal tipo di materiale disponibile. Insieme ai depositi di fondo canale, quelli della barra di meandro sono costituiti dalle parti più grossolane dei clasti disponibili nel canale. Nei canali con depositi di fondo molto grossolani, si depositano sedimenti di barra di meandro grossolani. Se sono presenti materiali di diverse dimensioni, nella sequenza deposizionale della barra si depositano grani sempre più piccoli dal basso verso l'alto. Generalmente nella parte alta si deposita un livelletto argilloso oppure un livelletto costituito da grani molto fini. Quando tale livelletto è presente, esso marca la parte finale della sequenza. Ma in molte sequenze del passato la parte più alta può essere erosa prima della deposizione della sequenza successiva. In tal caso troveremo preservata solamente una sequenza incompleta.

Se il canale trasporta materiale costituito da ghiaia e sabbia, la selezione verso l'alto sarà da ghiaia a sabbia grossolana a sabbia fine, con silt nella parte alta. Se il canale trasporta materiale fine, la selezione sarà da sabbia fine, alla base, ad argilla nella parte alta. Generalmente i depositi di fondo canale rimangono incorporati alla base della barra di meandro, la quale avanza in direzione del canale stesso; il materiale che si deposita sempre più fine verso l'alto, presenta stratificazione incrociata (cross bedding) generata dalle increspature di corrente.

In sezione il corpo di meandro presenta superfici di accrescimento inclinate verso il canale, di un angolo compreso fra 5° e 15° . Tali superfici possono essere mascherate da quelle della stratificazione incrociata e dai contatti fra le varie fasce granulometriche che si sviluppano orizzontalmente in seguito alla migrazione della barra. Quindi è molto importante sapere distinguere questa pseudo-stratificazione dalla stratificazione vera e propria (Fig. 45). Quando la migrazione del canale e della barra si arrestano a causa del "taglio di meandro" o per diversione, il meandro abbandonato si riempie di argilla dando origine al cosiddetto "clay plug" (Fig. 46).

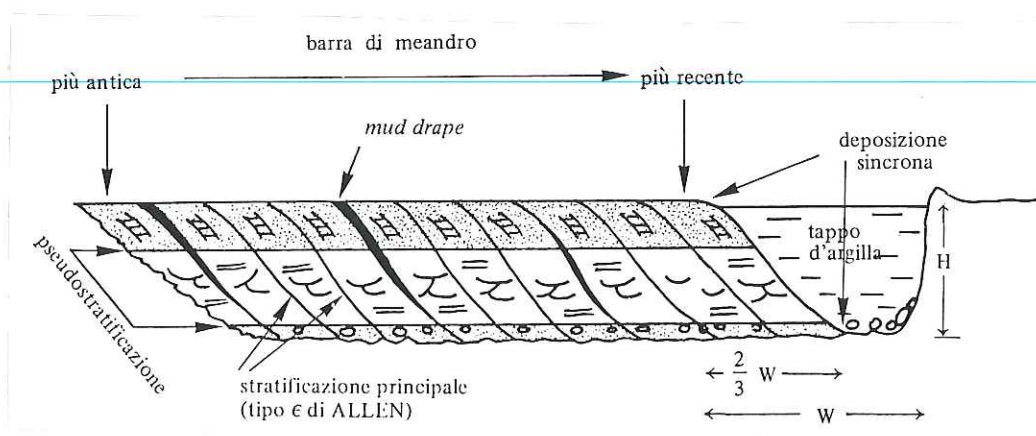


Fig. 45 - Geometria schematizzata di un corpo di "point bar" (da Ricci Lucchi, 1978).

TAGLIO DI MEANDRO



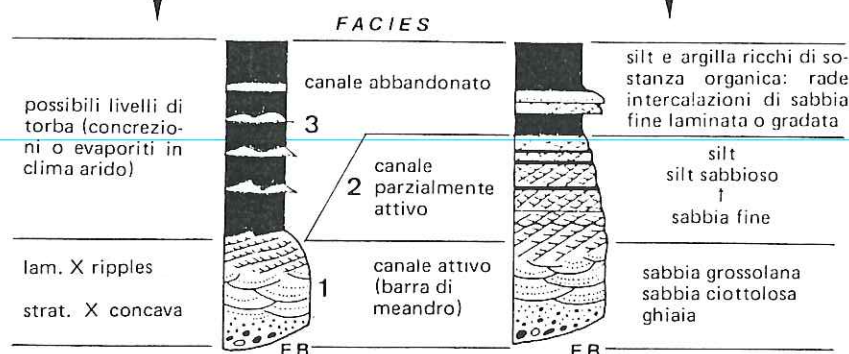
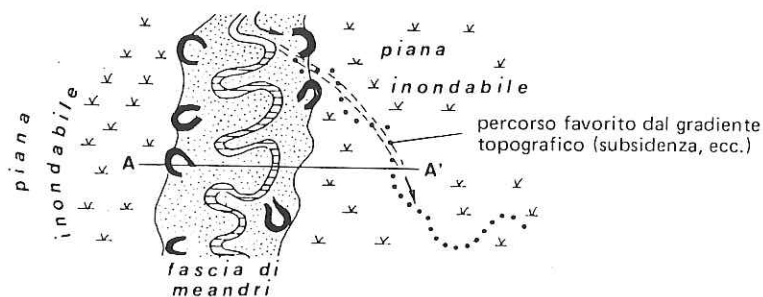
TAGLIO DI COLLO
 abbandono improvviso, riempimento argilloso (fango portato dalle tracimazioni)

TAGLIO DI CHUTE
 abbandono graduale
 riempimento sabbioso → argilloso

Un meandro morto diventa un lago e, una volta riempito, un corpo sedimentario dalla forma tipica (ferro di cavallo)

DIVERSIONE O AVULSIONE

abbandono di un segmento della fascia di meandri



CICLI DI RIEMPIMENTO (sequenze positive)

Fig. 46 Illustrazione delle fasi di abbandono e riempimento dei canali nella pianura alluvionale (da Ricci Lucchi, 1978).

Processi di tracimazione e di inondazione

I processi di tracimazione e inondazione di un fiume danno origine a depositi di argine naturale, a depositi di rotta o crevasse e a depositi di piana inondabile.

I depositi di argine naturale, che sono generati dal traboccamento del canale, sono costituiti da alternanze di sabbia fine e di argilla siltosa ricca di sostanze organiche. Ogni coppia di tali alternanze dovrebbe segnare un episodio di piena, con la fase di trabocco rappresentata dal materiale più grossolano e quella di decantazione dal materiale più fine (Fig. 47).

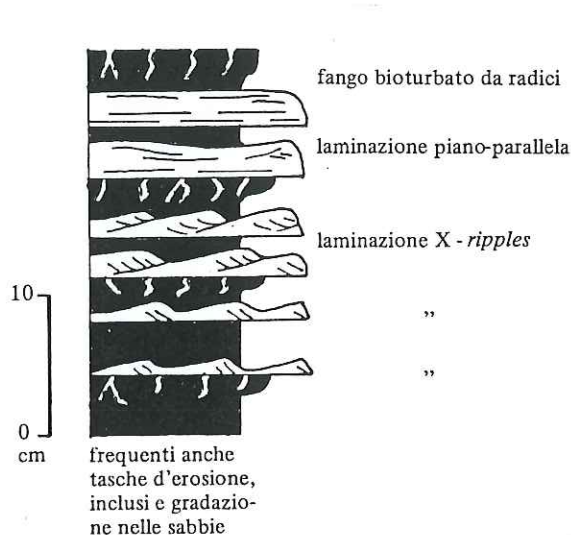


Fig. 47 - Depositi di argine naturale (da Ricci Lucchi, 1978).

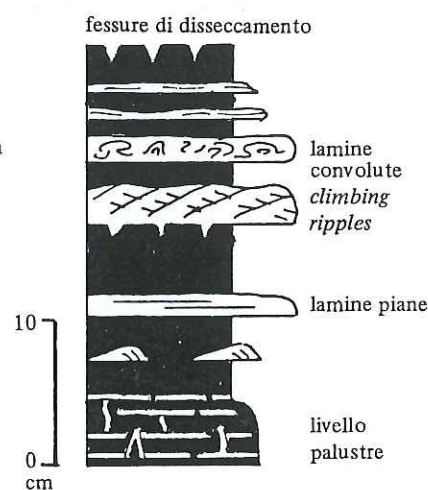


Fig. 48 - Depositi di piana inondabile (da Ricci Lucchi, 1978).

I depositi di argine possono poggiare su sedimenti di piana inondabile e allora il passaggio è evidenziato da un aumento di sabbia e silt verso l'alto, oppure su sedimenti di barra di meandro e allora si ha un aumento di argilla verso l'alto. I depositi di rotta o crevasse possono trovarsi alternati sia a quelli di argine che a quelli di piana inondabile (Figg. 31 e 41). Essi si formano per rottura del canale in qualche punto e sono distinguibili da quelli di tracimazione in quanto sono più spessi, hanno un aspetto ramificato e sono costituiti da materiale più grossolano. I depositi di piana inondabile sono costituiti dai materiali più fini del complesso sedimentario fluviale. Infatti sono costituiti da silt e argilla di decantazione, con rare intercalazioni sabbiose. L'aspetto di questo sedimento è laminare, con lamine di argilla alternate ad argilla siltosa dello spessore inferiore al centimetro (Fig. 48). In climi umidi questi sedimenti hanno colore nerastro per la presenza di sostanze organiche, mentre in climi aridi il colore è rosso o bruno; talvolta sono presenti croste calcaree o saline. Nella Fig. 49 è riportata la sequenza stratigrafica completa di una pianura alluvionale.

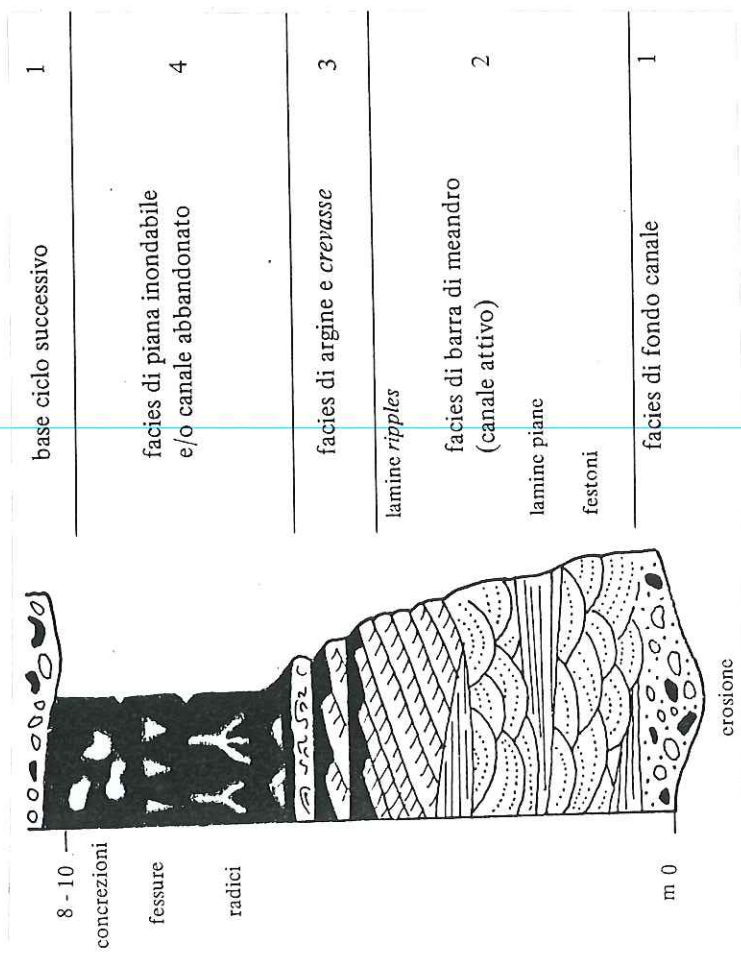


Fig. 49 - Rappresentazione schematica di una sequenza stratigrafica di una pianura alluvionale (da Ricci Lucchi, 1978).

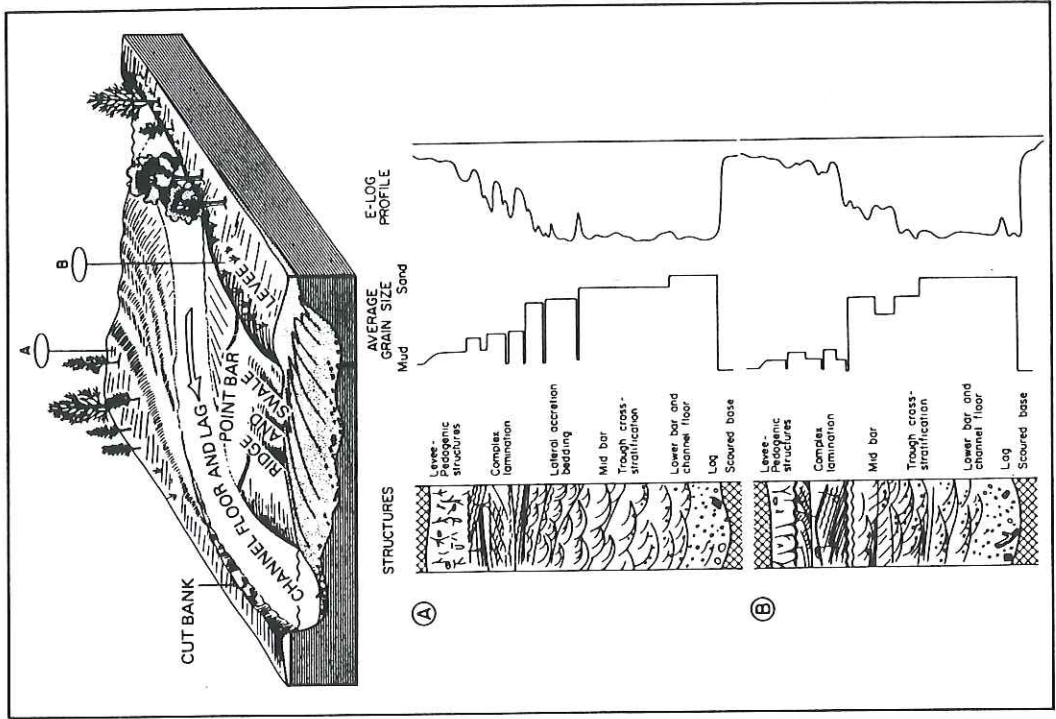


Fig. 50 - Modello deposizionale generalizzato di una sequenza verticale di meandro fluviale con relativa curva di PS ideale. A- sequenza completa di "fining up-ward"; B- sequenza troncata (da Galloway&Hobday in Serra, Schlumberger).

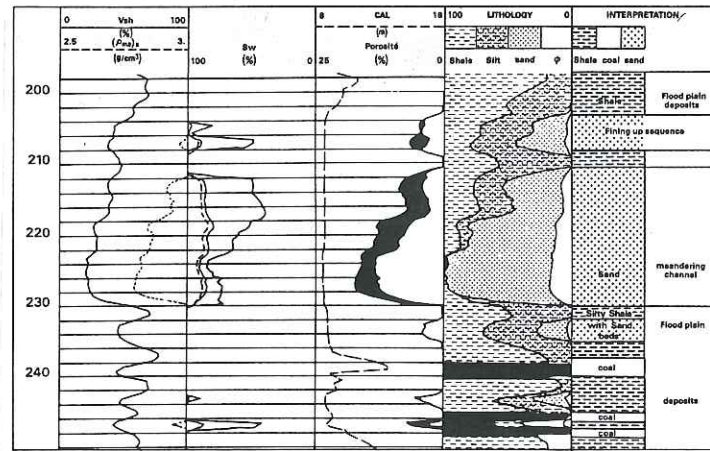


Fig. 51 - "Display" dei risultati di un SARABAND in un canale di meandro (da O. Serra, Schlumberger, 1985).

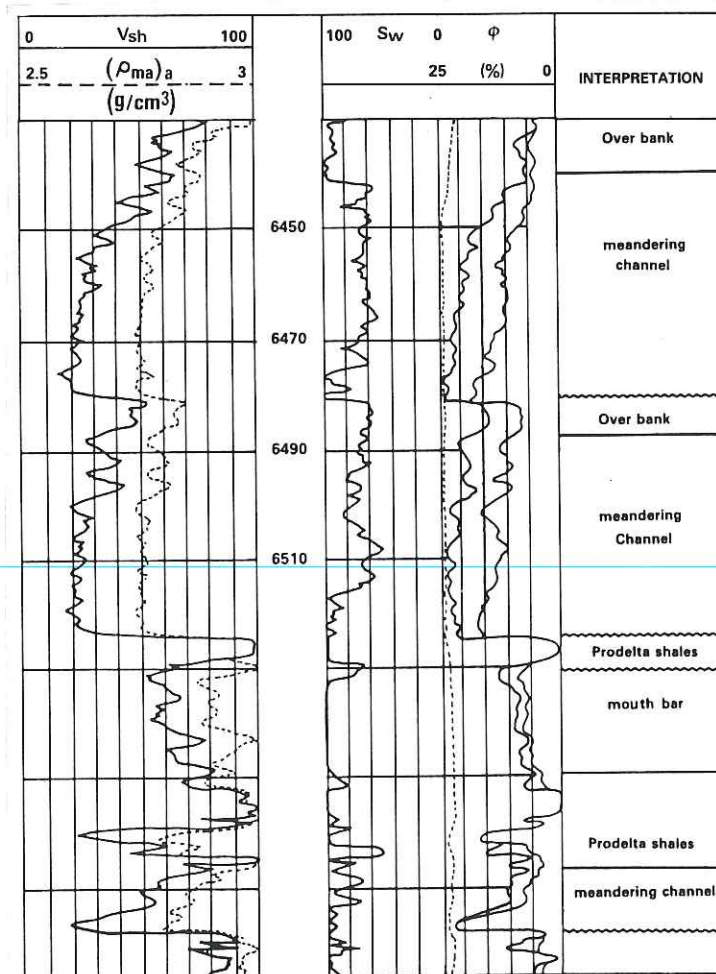


Fig. 52 - "Display" dei risultati di un SARABAND in una sequenza di tre canali di meandro (da O. Serra, Schlumberger, 1985).

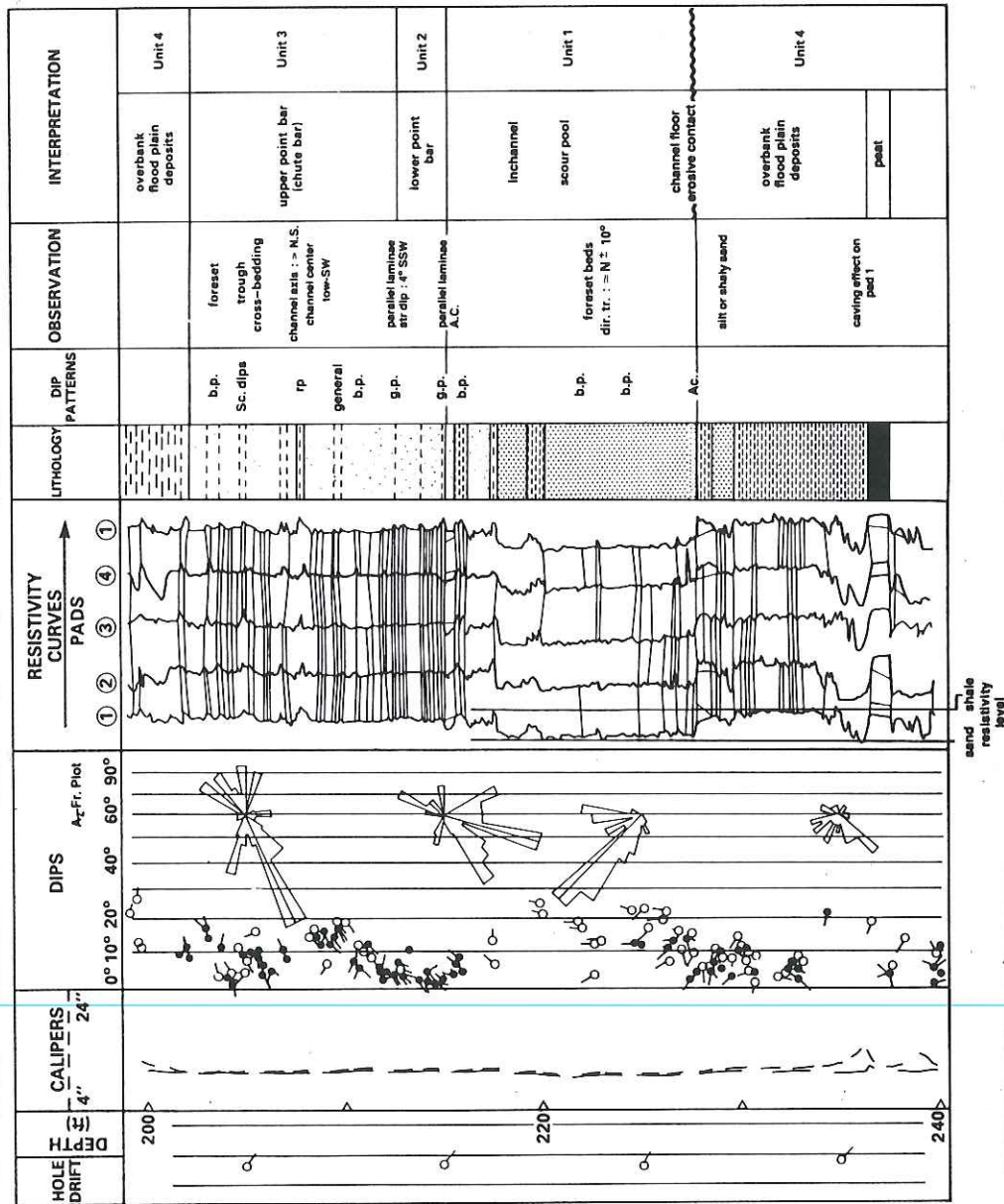


Fig. 53 - "Display" di un GEODIP e relativa interpretazione dello stesso intervallo di Fig. 51 (da O. Serra, Schlumberger, 1985).

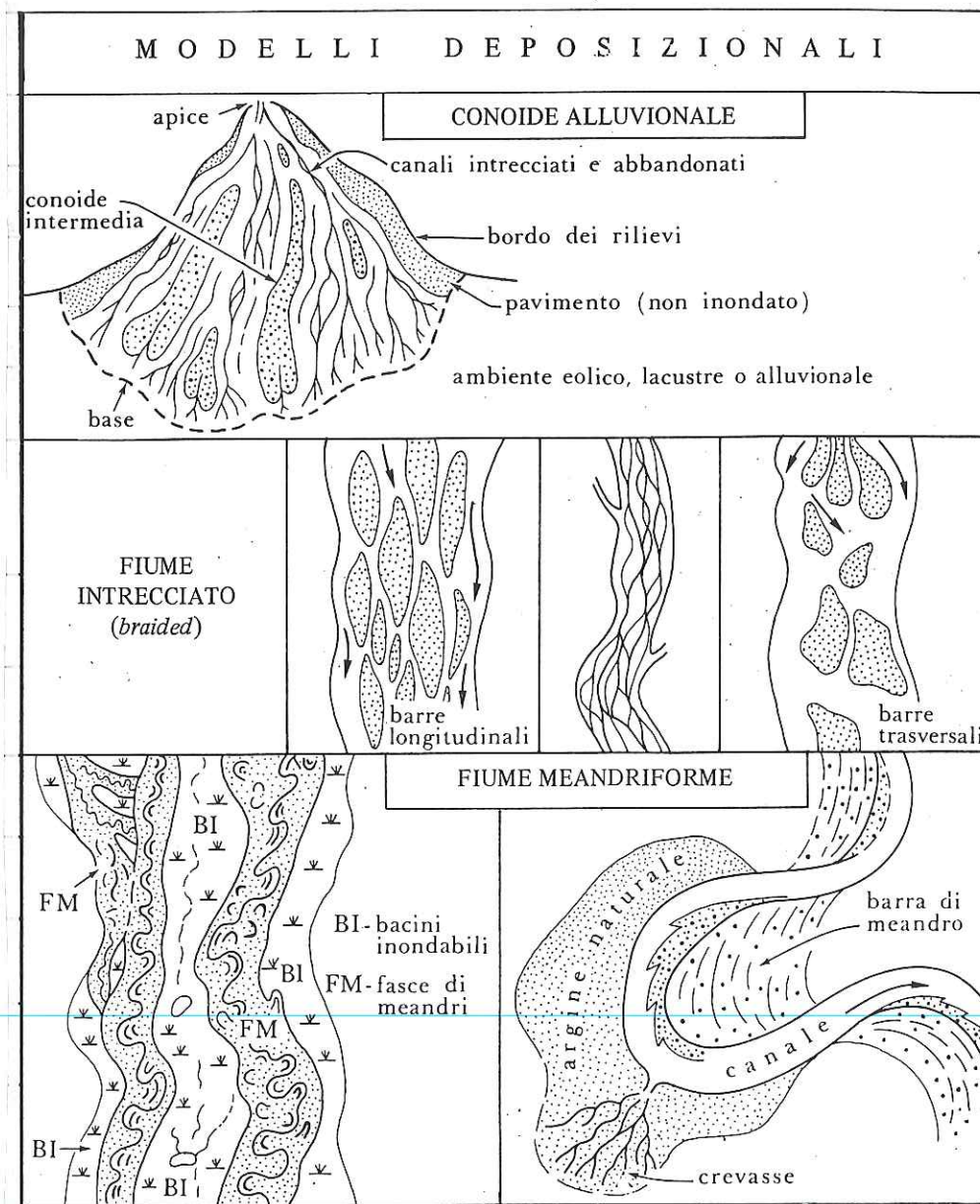


Fig. 54 - Schema riepilogativo dei modelli deposizionali di un ambiente fluviale (da F. Ricci Lucchi, 1978).

AMBIENTE LACUSTRE

Ricostruire un modello di ambiente lacustre non è sempre facile, in quanto tale ambiente è estremamente vario. Twenhofel (1932) aveva cercato di definire un modello ideale per quanto riguarda la distribuzione dei sedimenti in un lago, ponendo una fascia di ciottoli nella zona più esterna, seguiti rispettivamente da zone di sabbia, argilla sabbiosa e argilla, proseguendo verso il centro del lago (Fig 55).

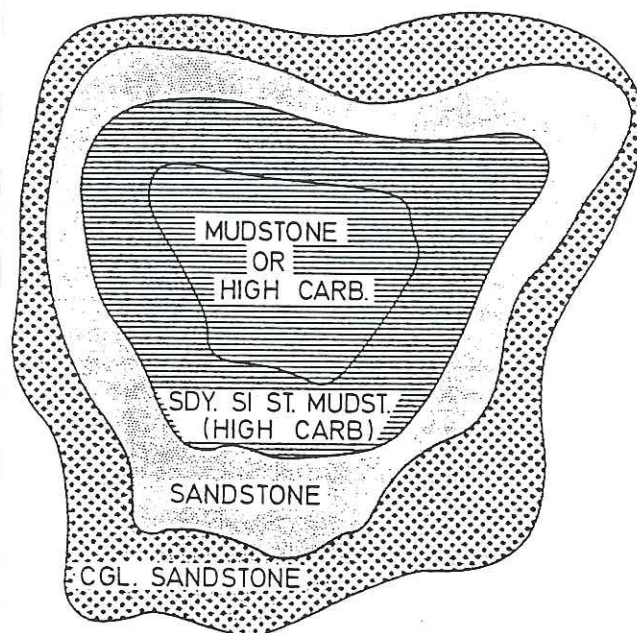


Fig. 55 - Distribuzione schematica dei sedimenti in un lago (da Twenhofel in Reineck-Singh).

Tuttavia tale modello non può essere ritenuto rappresentativo di un ambiente deposizionale lacustre in quanto esistono moltissime varianti ad esso.

I laghi sono una massa d'acqua non marina limitata da terre emerse. Di laghi ne esistono una grande varietà per quanto riguarda la forma, la grandezza, la profondità dell'acqua, il contenuto di sali (dolci o salati), l'origine, le condizioni termiche, ecc. Effettuare quindi una classificazione dei vari tipi di laghi non è sempre facile. Possiamo però effettuare una suddivisione semplice dei laghi in due grandi gruppi in base al clima: **Laghi permanenti** (dei climi umidi) e **laghi effimeri** (dei climi secchi). I principali tipi di sedimenti che troviamo in un lago possono essere, singolarmente o associati tra loro, clastici, chimici e biochimici, organogeni e organici. Dei laghi, inoltre, bisogna tenere conto di due tra le principali caratteristiche fisiche: la salinità delle acque e le condizioni termiche. In base al contenuto salino i laghi possono essere suddivisi in:

	salinità (per mille)
• laghi d'acqua dolce	0,3 - 1,0
• laghi salmastri	1,0 - 24,7
• laghi salati	> 24,7

e in base ai sali disciolti possiamo avere **laghi carbonatici** (con predominanza di carbonati), **laghi solfatici** (con predominanza di solfati) e **laghi clorurati** (con predominanza di cloruri). La maggior parte appartiene al primo tipo ma, aumentando la concentrazione dei sali essi tendono a diventare solfatici e poi clorurati.

Le condizioni termiche di un lago sono molto importanti per quanto riguarda lo sviluppo degli organismi e la sedimentazione. Durante l'estate la temperatura dell'acqua è più alta in superficie e gradualmente più bassa verso il fondo. Possono essere distinte tre zone: quella più alta, chiamata **epilimnion**, che può essere isoterma a causa dell'effetto di mescolamento prodotto dal vento, quella intermedia, **metalimnion**, che è caratterizzata da un rapido cambiamento di temperatura e quella più bassa, **ipolimnion**, dove la temperatura diminuisce gradualmente verso il fondo. A seconda dell'abbondanza di flora nel lago e dell'effetto di rimescolamento prodotto dal vento, l'epilimnion può essere saturo e addirittura soprassaturo di ossigeno, disciolto dall'atmosfera e prodotto dalla fotosintesi. Nell'ipolimnion l'ossigeno è molto scarso o può addirittura mancare (acque stagnanti). La profondità alla quale la quantità di ossigeno prodotto dalla fotosintesi è uguale a quella consumata per respirazione dagli organismi e dalla decomposizione di materia organica, viene chiamata *profondità di compensazione*. Tale profondità varia giornalmente ma generalmente si trova nel metalimnion.

Durante il periodo autunnale l'acqua superficiale si raffredda fino a 4°C e si mescola sotto l'azione del vento; per cui la stratificazione termica descritta sopra viene distrutta. Durante il periodo invernale tale stratificazione viene addirittura invertita.

Dal punto di vista idrochimico e idrobiologico i laghi possono essere suddivisi in tre grandi gruppi:

- **laghi oligotrofici**: ricchi di ossigeno e poveri di sostanze nutritive e di plancton;
- **laghi eutrofici**: poveri di ossigeno e ricchi di sostanze nutritive e di plancton;
- **laghi distrofici**: poveri sia di ossigeno che di sostanze nutritive.

Laghi permanenti a sedimentazione terrigena

Il termine permanente non deve far pensare a una vita molto lunga dei laghi secondo criteri geologici, in quanto essi, essendo bacini chiusi tendono ad essere riempiti da sedimenti in tempi relativamente brevi (Fig. 56); anche se esistono casi di laghi del passato che sono rimasti attivi per alcuni milioni di anni, ma si tratta di eccezioni.

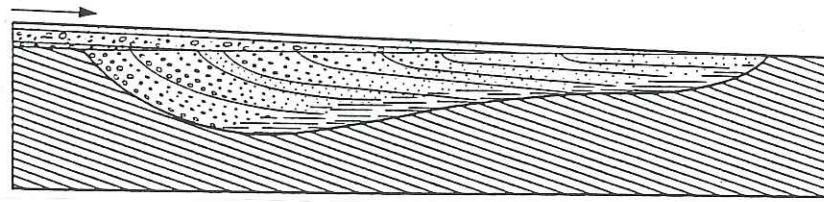


Fig. 56 - Schema di riempimento di un lago per mezzo di un delta (da Wagner, 1950 modificato da Reineck-Singh, 1986).

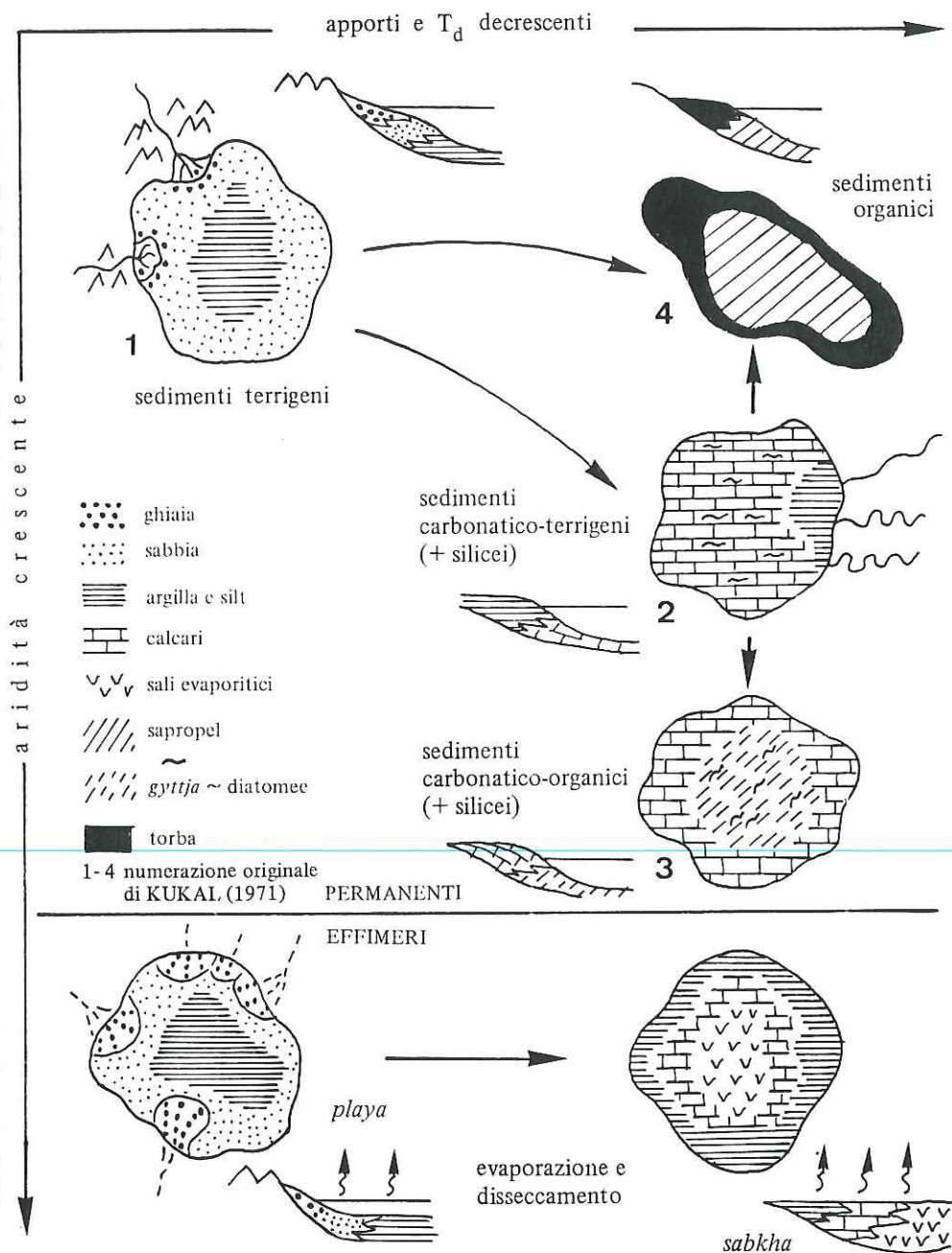


Fig. 57 - Tipi deposizionali di laghi. Le frecce indicano i vari stadi evolutivi che un lago può attraversare (da Ricci Lucchi, 1978).

I laghi permanenti a sedimentazione terrigena (Fig. 57) sono caratterizzati da precipitazioni ed apporti clastici abbondanti e sono generalmente localizzati in regioni di montagna. L'alimentazione di tali laghi avviene in genere attraverso un immissario, che può essere alimentato sia da acque piovane, che da acque derivate dallo scioglimento di neve e di ghiacciai. Tale immissario normalmente da origine a un delta con caratteristiche simili a quelli originati in mare. In questi tipi di laghi i materiali più grossolani si depositano, oltre che nel delta, anche lungo le rive, in una fascia più o meno stretta a seconda dell'intensità del moto ondoso. I materiali sempre più fini si depositano invece verso la parte centrale del lago.

I materiali fini che si depositano verso la parte centrale del lago assumono una stratificazione piano-parallela ritmica, con livelli millimetrici o centimetrici di silt o silt sabbioso alternati a livelli di argilla di spessore ancora più piccolo. Tali sedimenti vengono chiamati **varve** (Fig. 58) e possono assumere spessori di decine e decine di metri ed estensioni di centinaia di metri e talvolta di qualche chilometro.

Le varve più diffuse sono quelle periglaciali e sono generate dal materiale trasportato dalle acque di fusione dei ghiacciai. La parte più grossolana si deposita durante l'estate, mentre l'argilla decanta nel periodo autunno-inverno. Contando il numero di coppie di sedimenti costituenti le varve si può risalire agli anni di vita del lago stesso.

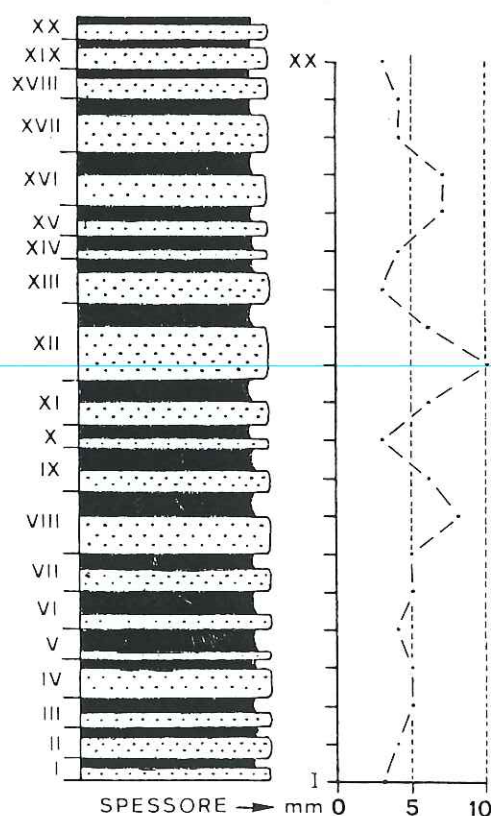


Fig. 58 - Ritmogramma di varve glaciali (da Ricci Lucchi, 1978).

Laghi permanenti a sedimentazione indigena

I laghi appartenenti a questo gruppo hanno un tasso di sedimentazione più basso di quelli del gruppo precedente. Facendo riferimento alla Fig. 57, in base al tipo di sedimentazione si possono distinguere tre tipi di laghi: 1) **laghi con sedimenti carbonatico-terrigeni** (+ silicei), 2) **laghi con sedimenti carbonatico-organici** (+silicei) e 3) **laghi con sedimenti organici**. Il primo tipo (2 nella Fig. 57) è comune in climi umidi da temperati a caldi e generalmente si sviluppa a quote basse. I fiumi immettono solamente materiali fini e sali in soluzione, per cui si ha prevalenza di sedimentazione carbonatica a una certa distanza dalla foce dei corsi d'acqua, sia lungo la costa che nella parte centrale del bacino, mentre nell'area della foce si deposita silt e argilla (Fig. 57). Nella parte marginale del lago, dove le acque sono più basse, si possono depositare croste e concrezioni calcaree dovute a precipitazione biochimica, calcari incrostanti e travertini per precipitazione chimica in seguito a variazioni di temperatura, pressione e contenuto in CO₂ presso le sorgenti, calcari organogeni e sabbie calcaree. Nella parte più profonda si depositano, invece, calcari porosi e marne poco coerenti che passano lateralmente ad argilla. Il secondo tipo di lago (3 nella Fig. 57) è caratterizzato da estrema scarsità o assenza di materiale terrigeno (clima più arido) e dalla presenza di sostanze organiche in condizioni riducenti nelle acque più profonde. A seconda del genere di materia organica e delle condizioni più o meno riducenti, si può formare un prodotto chiamato **sapropel** (derivato da resti di piante) o un prodotto chiamato **gyttja** (derivato da fito e zooplancton ricco di grassi e proteine). Dal primo derivano in genere i carboni e da secondo gli idrocarburi.

In questo tipo di lago nella fascia carbonatica marginale, oltre ai sedimenti menzionati per il tipo precedente, possono trovarsi anche ooliti. Se le condizioni del lago sono eutrofiche (scarsità di ossigeno e ricchezza di sostanze nutritive), la fascia carbonatica può essere sostituita da sedimenti silicei tipo diatomiti. Il terzo tipo di lago (4 nella Fig. 57) è caratterizzato da sedimentazione organica, con torba nella parte marginale e sapropel nella parte centrale.

Laghi effimeri

I laghi effimeri sono laghi intermittenti delle zone desertiche, in cui le precipitazioni sono molto sporadiche e quando si verificano sono molto abbondanti. Possiamo distinguere due tipi: 1) **laghi intermontani tipo playa** e 2) **laghi a sedimentazione prevalentemente chimica**. Il primo tipo è caratterizzato da una fascia marginale a sedimentazione sabbiosa con numerosi conoidi alluvionali e da sedimenti argillosi e siltosi nella parte centrale. I depositi argillosi, di colore rosso-bruno, si fessurano in forme poligonali durante il disseccamento.

Il secondo tipo di lago è caratterizzato da una sedimentazione prevalentemente chimica, dovuta ad un aumento di concentrazione di sali in seguito ad intensa evaporazione. Ad una fascia marginale costituita da argilla e silt, si susseguono verso il centro zone di depositi evaporitici costituiti, nell'ordine, da carbonati, solfati cloruri. Bisogna tenere presente che la precipitazione evaporitica può avvenire anche quando la superficie del lago è asciutta. In questo caso la precipitazione dei sali avviene negli interstizi dei sedimenti sotto forma di incrostazioni e l'acqua ricca di sali risale dal sottosuolo per capillarità. E' questo il caso della facies di sabkha delle aree interne a clima arido.

Molte volte nei laghi possono precipitare solfati di Sodio e solfati di Sodio e Magnesio, carbonati di Sodio e di Sodio e Calcio e raramente borati. Tali laghi vengono chiamati laghi amari, talvolta sodici oppure alcalini.

Bacini lacustri del passato

I principali bacini lacustri del passato che hanno dato origine a giacimenti di olio e di gas si trovano in Cina. Comunque giacimenti di idrocarburi di origine lacustre sono stati rinvenuti anche nella parte occidentale degli Stati Uniti ed in altre parti del mondo. Uno dei bacini più ampi e conosciuti è quello di Uinta (Eocene), che si trova negli stati americani dello Utah e del Colorado; in esso si sono accumulati più di 2.000 m di sedimenti diversi (Fig. 59). Nella fasce marginali si trovano sedimenti di origine deltizia e carboni palustri, oltre a sedimenti di facies regressiva e trasgressiva, con sabbie organogene e ooliti algali. Nella zona centrale si trovano "scisti bituminosi" (oil shales), costituiti da fitte alternanze di livelli di silt e di sapropel, dello spessore di 1 mm e anche meno, simili alle varve descritte precedentemente. Tali scisti (Green River Fm.) costituiscono una grossa riserva di petrolio, anche se i costi di estrazione sono alti. Conoscendo lo spessore totale di tali scisti e attribuendo il concetto di annualità ad ogni coppia di livelli (silt e sapropel), è stato possibile valutare gli anni di esistenza del lago Uinta (7,5 milioni di anni).

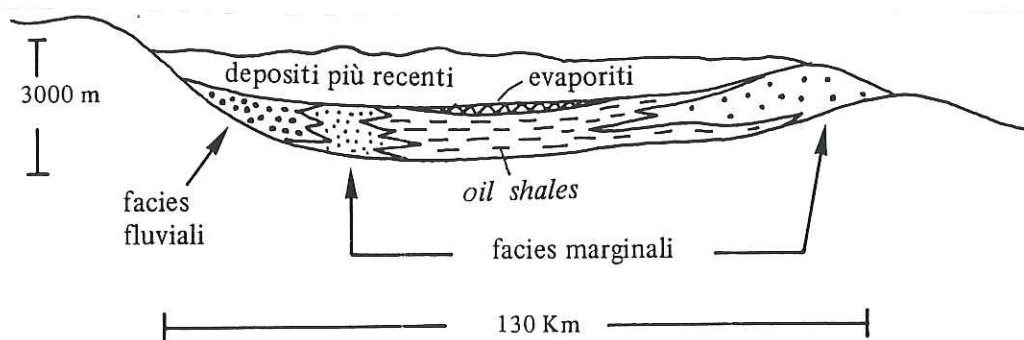


Fig. 59 - Depositi del bacino lacustre di Uinta (da Selley, 1970 in Ricci Lucchi, 1978).

AMBIENTI DI TRANSIZIONE

Genericamente parlando gli ambienti di transizione sono quelli costieri, che occupano una posizione intermedia tra quelli continentali e quelli marini. Descrivendo tali ambienti non ci limiteremo quindi ad esaminare unicamente l'area compresa tra i livelli di alta e bassa marea.

I principali agenti che dominano gli ambienti di transizione sono le onde e le correnti ad esse connesse, le maree e le correnti di marea, i fiumi carichi di silt e sabbia. Al complesso degli ambienti di transizione appartengono i seguenti tre sistemi: quello **litorale**, comprendente le spiagge, le barriere litorali, le lagune e le piane di marea (tidal flats); quello **deltizio**; quello di **estuario**.

AMBIENTE LITORALE

L'ambiente litorale comprende tutti i sistemi deposizionali non deltizi; esso si sviluppa lungo una fascia relativamente stretta, parallela alla costa, dominata dall'azione delle onde e delle correnti marine (Fig. 60). Tale fascia è compresa tra il

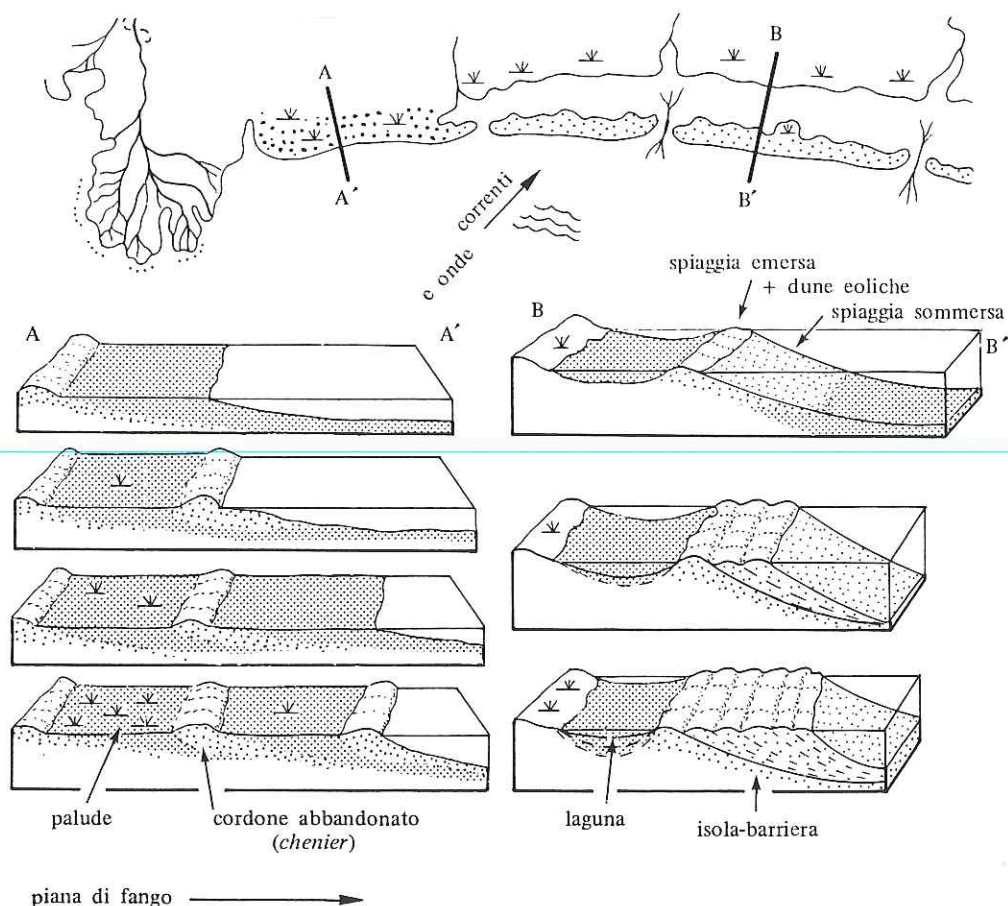


Fig. 60 - Sistemi litorali interdeltizi (da Le Blanc, 1972 in Ricci Lucchi, 1978).

limite superiore raggiunto dalle acque marine verso la terra durante le mareggiate e le maree maggiori e il limite inferiore di deposizione della sabbia, che è il limite di azione delle onde e delle correnti di marea. L'ambiente litorale si interfaccia quindi, verso terra con quello continentale (depositi alluvionali, palustri, eolici), verso il mare con quello marino (le sabbie costiere di spiaggia passano gradualmente ai sedimenti pelitici della piattaforma).

Facendo riferimento alle coste, queste possono essere alte e rocciose oppure basse. Le prime non verranno prese in considerazione in quanto costituiscono principalmente un ambiente di erosione, anche se localmente in esse possono formarsi spiagge isolate e strette (pocket beach), il cui potenziale di conservazione geologica è però molto basso.

Le coste basse sono quelle dove in realtà si sviluppa l'ambiente litorale. Dal punto di vista geomorfologico esse possono essere distinte in due gruppi fondamentali:

- **coste semplici e aperte**, costituite da spiagge, cordoni litorali o piane di marea (tidal flats) direttamente attaccate alla terraferma;
- **coste complesse o protette**, in cui la spiaggia si trova al largo ed è separata dalla terraferma vera e propria attraverso baie, lagune o piane di marea.

Dal punto di vista dinamico si possono inoltre distinguere ambienti di alta energia, dove si ha prevalentemente trasporto e sedimentazione di sabbia (sul fondo o in sospensione) e ambienti di bassa energia con prevalente trasporto di fango e silt in sospensione. La presenza di ciottoli, anche se rara, non dipende mai dal livello di energia, ma è legato alla vicinanza di una falesia che si rompe sotto l'azione delle onde, o di una foce di torrente o di fiume (per esempio la costa adriatica).

Come abbiamo già detto, il trasporto e la distribuzione dei sedimenti sulla fascia litorale avviene ad opera delle onde e delle correnti marine (siano esse correnti lungo costa o correnti di marea). Ma la principale fonte di apporto dei sedimenti è sempre data dai fiumi. Infatti, spesso la zona litorale è adiacente a uno o più delta e quindi viene anche chiamata area di sedimentazione interdeltizia (una parte dei sedimenti portati alla foce dai fiumi viene dispersa lateralmente dalle correnti anche per grandi distanze) (Fig. 60).

Per quanto riguarda i materiali che si accumulano lungo le coste possiamo distinguere: le **spiagge** vere e proprie, generate esclusivamente dall'azione delle onde e i cosiddetti **corpi tidali**, generati dalle correnti di marea. Tali corpi comprendono: le **barre** (corpi sabbiosi sommersi ma che talvolta possono emergere prendendo il nome di cordoni o di "barrier island", i **delta tidali** (che si formano alla bocca dei canali intagliati nelle barre-cordoni lungo costa e che mettono in comunicazione una laguna con il mare aperto), il **riempimento dei canali** stessi (inlet channels). Unità geomorfologiche di corpi costieri sono da considerarsi anche i cosiddetti **ventagli di washover** (washover fans), generati da tempeste marine che aprono delle brecce nelle barriere-cordoni fronteggianti il mare aperto, spargendo sedimenti nell'antistante laguna attraverso un sistema di canali irradiatisi nella laguna a formare un ventaglio (Figg. 68 e 90).

Sistemi litorali dominati dalle onde

Come abbiamo già accennato, una parte dei sedimenti portati al mare dai fiumi (e ciò si verifica prevalentemente durante le piene) vengono dispersi lateralmente dalle correnti marine, anche per lunghe distanze; l'azione delle onde tende poi a distribuirli sulla costa. Se gli apporti sono prevalentemente sabbiosi si avrà la formazione di una piana sabbiosa, per l'addossarsi continuo di cordoni litorali (progradazione). Se i sedimenti sono prevalentemente pelitici e l'azione delle onde è debole, si formeranno invece delle piane fangose (mud flats) con cordoni sabbiosi isolati (chenier plains), come è avvenuto nell'area del delta del Mississippi (Fig. 61).

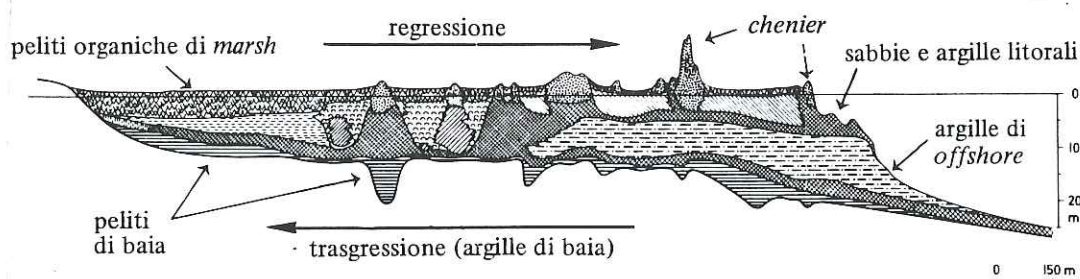


Fig. 61 - Schema di piana a chenier (ovest del delta del Mississippi) - Sequenza trasgressiva e regressiva (da Reineck&Singh in Ricci Lucchi, 1978).

La formazione di tali cordoni sabbiosi isolati (cheniers) è legata a lunghi periodi di magra, quando l'apporto dei sedimenti sulla costa è quasi nullo. Durante tali periodi, infatti, le onde e le correnti marine costiere attaccano e rielaborano il bordo della piana fangosa, concentrando selettivamente i materiali grossolani e allontanando il fango in sospensione. Un successivo periodo di piena svilupperà poi un altro segmento di piana fangosa sul lato verso il mare, per cui il cordone sabbioso (chenier) rimarrà un corpo abbandonato nella piana costiera (Fig. 62). I "cheniers", quindi, hanno una sezione particolarmente stretta e biconvessa, sono essenzialmente subaerei e tendono ad infossarsi per il peso nei fanghi sottostanti.

Un sistema litorale molto comune è quello conosciuto col nome di **barriera-laguna**, in cui a una barriera sabbiosa costiera è associata, verso terra, una laguna (Fig. 60). In questo sistema si distinguono quindi tre sottoambienti: la **barriera** vera e propria, la **laguna** e le **bocche lagunari**, le quali non sono altro che dei canali che tagliano la barriera e che permettono un passaggio di acqua e di sedimenti soprattutto durante le maree. Questo terzo sottoambiente verrà quindi descritto nel capitolo riguardante i sistemi litorali dominati dalle maree.

Il lato verso il mare della barriera si accresce continuamente per aggiunta di successivi strati sabbiosi al pendio subacqueo e darà origine a una spiaggia. La sabbia più grossolana si deposita sulla parte più alta del pendio litorale, mentre

quella più fine si deposita nella parte bassa, dove passa gradualmente a silt e argilla. Sia le barriere che le piane sabbiose evidenziano, con il loro accrescimento verso il mare, un periodo di chiara sedimentazione regressiva, comunemente chiamata *progradazione*. Questa formerà quindi una sequenza verticale di sedimenti a granulometria crescente verso l'alto (sequenza negativa) (Fig. 63). Tuttavia, anche se l'accrescimento della piana sabbiosa e della barriera denota una tendenza di fondo regressiva, a causa delle tempeste si avrà un'alternanza di fasi trasgressive (erosive) e regressive (deposizionali), come illustrato nella Fig. 64.

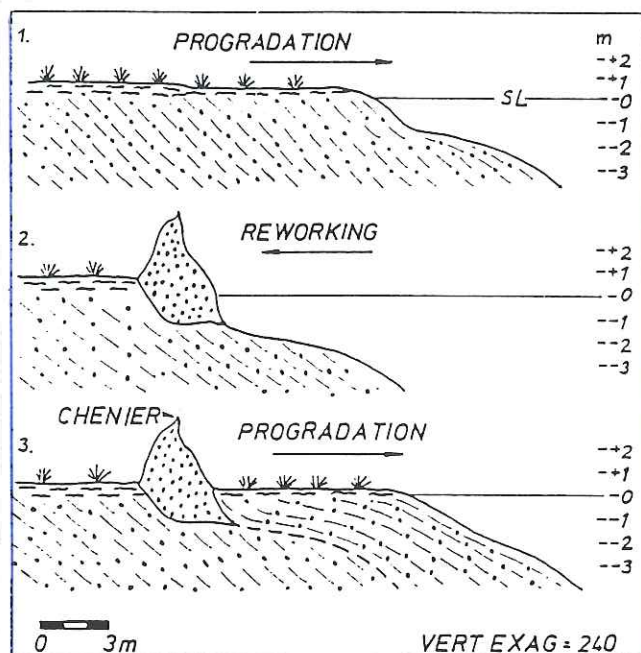


Fig. 62 - Sezione schematica che mostra lo sviluppo di un chenier (da Hoyt, 1969 modificato da da Reineck&Singh, 1978).

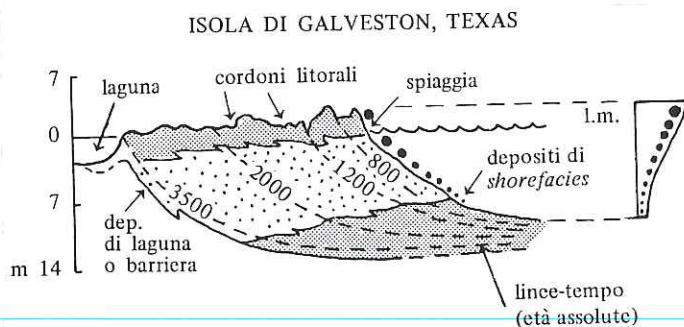


Fig. 63 - Esempio di accrescimento verso il mare di una spiaggia nel sistema barriera-laguna (da Ricci Lucchi).

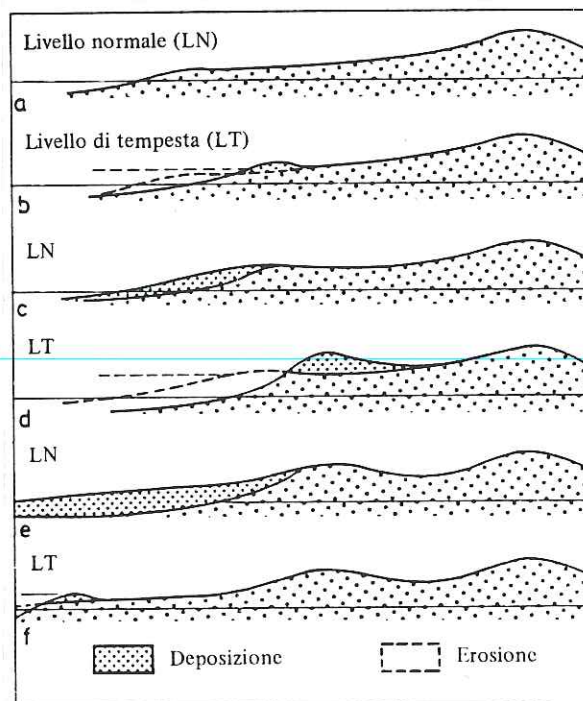


Fig. 64 - Progradazione di una spiaggia. Alternanza di fasi trasgressive (erosive) e regressive (deposizionali) con tendenza base regressiva (da Reineck&Singh in Ricci Lucchi, 1978).

La spiaggia ed il suo profilo topografico

Genericamente parlando, una spiaggia è un corpo sabbioso (talvolta ciottoloso) parallelo alla costa, accumulato dalle onde. Dal punto di vista morfologico essa è un'area sabbiosa che si immerge verso il mare ed è compresa tra il limite superiore ed il limite inferiore di azione delle onde. Il suo spessore può variare da pochi metri ad alcune decine di metri, la larghezza è dell'ordine di qualche chilometro e la lunghezza di molti chilometri. Indipendentemente dal fatto che una spiaggia sia attaccata alla terraferma o faccia parte di una barriera, il suo profilo morfologico, da terra verso il mare, viene suddiviso in quattro parti: il **backshore** (o spiaggia emersa), il **foreshore** (o spiaggia intertidale), il **shoreface** (che è la spiaggia sottomarina) e la **zona di transizione**, in cui i sedimenti sabbiosi passano gradualmente a silt ed argilla della piattaforma (off shore) (Fig. 65).

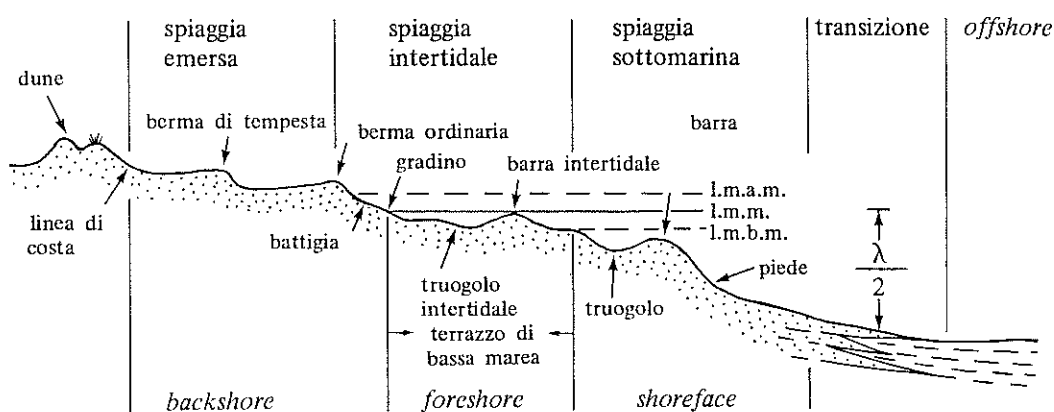


Fig. 65 - Schema che illustra il profilo topografico di una spiaggia (da Carobene & Brambati, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

La zona di **foreshore** può essere ulteriormente suddivisa in **foreshore superiore**, a profilo piatto e liscio, e **foreshore inferiore**, caratterizzato dalla presenza di barre formatesi in seguito all'azione dei frangenti. La morfologia e la geometria di una spiaggia variano secondo le condizioni delle onde, delle maree, delle tempeste, dal tasso di apporto dei sedimenti e dalla loro granulometria (Fig. 66).

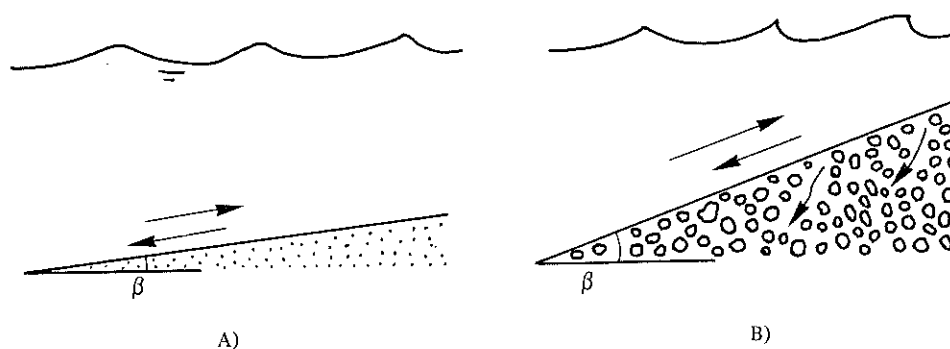


Fig. 66 - Profilo di spiaggia in relazione alla dimensione dei grani. A - sabbia fine (β : 2° - 5°) o sabbia media (β : fino a 15°); B - ghiaia (β : oltre 15°) (da Ricci Lucchi, 1978).

Passiamo ora ad illustrare in dettaglio le varie parti di una spiaggia:

Backshore

Il backshore è praticamente la spiaggia emersa e si estende dalla base delle dune costiere, dove termina l'effetto delle onde, ed il livello medio dell'alta marea (l.m.a.m.). Tale livello è marcato da una piccola rottura di pendio chiamata "berm" (o berma). Altri "berm" possono trovarsi sulla spiaggia emersa e questi sono sempre dovuti a tempeste. La spiaggia emersa rimane quasi sempre asciutta eccetto durante le tempeste, quando viene inondata ed è soggetta al moto ondoso. Il backshore viene anche chiamato "zona supratidale".

Foreshore

Il foreshore, comunemente chiamato anche "spiaggia intertidale", è la zona compresa tra il livello medio dell'alta marea (l.m.a.m.) ed il livello medio della bassa marea (l.m.b.m.); questa zona viene quindi alternativamente inondata ed esposta all'atmosfera durante i cicli di marea. Essa inizia con un pendio liscio e più inclinato, chiamato battigia, e si appiattisce verso il mare. Nella parte più esterna (foreshore inferiore) sono spesso presenti barre (beach bars).

Shoreface

Il shoreface, comunemente chiamato "spiaggia sottomarina" o "esterna", è la zona che si estende tra il livello medio di bassa marea (l.m.b.m.) ed il livello medio di base del moto ondoso (che è pari a circa la metà della lunghezza dell'onda). La spiaggia sottomarina rimane quasi sempre sommersa; solo raramente (durante i picchi di bassa marea) la sua parte superiore può rimanere saltuariamente emersa. Nel shoreface possono trovarsi una o più barre (longshore bars).

Zona di transizione

in questa zona, che è marcata da un appiattimento del profilo, la sabbia viene trasportata dalle onde soltanto durante le tempeste.

Sedimenti della spiaggia e loro strutture

I depositi di spiaggia sono estesamente rappresentati nelle successioni stratigrafiche di molte zone della terra e quelli che maggiormente si conservano sono legati alle coste in fase di accrescimento (progradazione). In tal caso la costa avanza progressivamente verso il mare ed i relativi depositi litorali vanno a formare un corpo sedimentario regressivo di aspetto tabulare ma sostanzialmente cuneiforme, che si sovrappone gradualmente ai depositi di piattaforma. Tale corpo sarà semplice, se corrispondente ad un unico ciclo regressivo o trasgressivo-regressivo e composito, se costituito da più cicli trasgressivi-regressivi con "trend" regressivo dominante (Fig. 67).

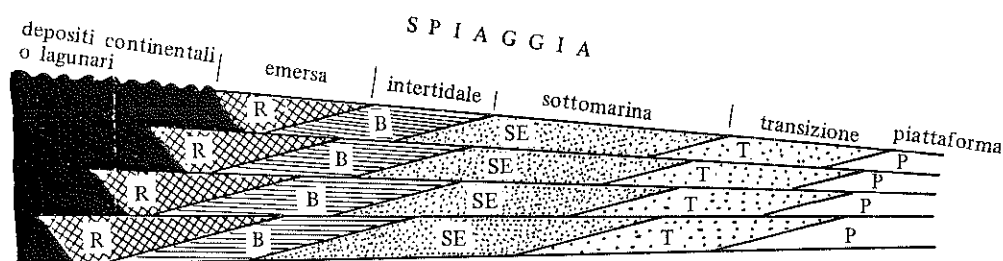


Fig. 67 - Schema che illustra un corpo litorale regressivo composto (da Ricci Lucchi, 1978).

Come già detto, la sequenza sedimentaria di una spiaggia ha generalmente carattere regressivo. Ciò determina quindi una granulometria crescente verso l'alto (sequenza negativa) ed un passaggio graduale da sedimenti marini a continentali. Come già accennato le spiagge si possono formare sotto condizioni di bassa energia o di alta energia (Fig. 68); quelle di bassa energia sono le più rappresentate fra le spiagge fossili (Fig. 69).

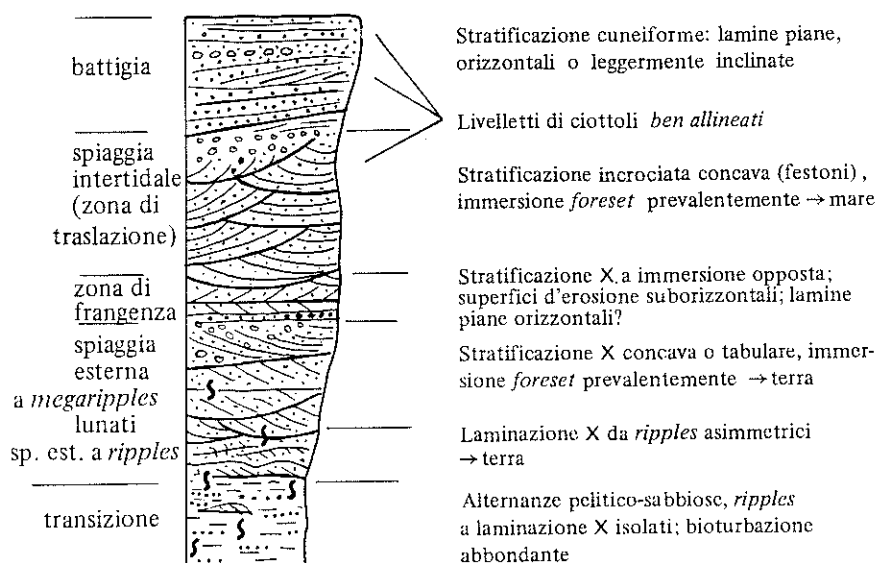


Fig. 68 - Ipotesi sequenza regressiva di una spiaggia ad alta energia (da Clifton e al., 1971; Inghil, 1975; Harms, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

una tipica sequenza sedimentaria di spiaggia regressiva a bassa energia, per una spiaggia attaccata alla costa, dal basso verso l'alto risulta così costituita:

1. peliti di piattaforma;
2. sabbie e peliti di transizione;
3. sabbie di spiaggia sottomarina o esterna;
4. sabbie di spiaggia intertidale o di battigia;

- 5. sabbie di spiaggia emersa;
- 6. depositi eolici, palustri, alluvionali.

nel caso di una spiaggia associata ad una barriera-laguna, la sequenza rimane invariata fino alla facies n° 5, successivamente avremo (Fig. 69):

- 6. depositi eolici;
- 7. depositi lagunari;
- 8. depositi alluvionali e palustri.

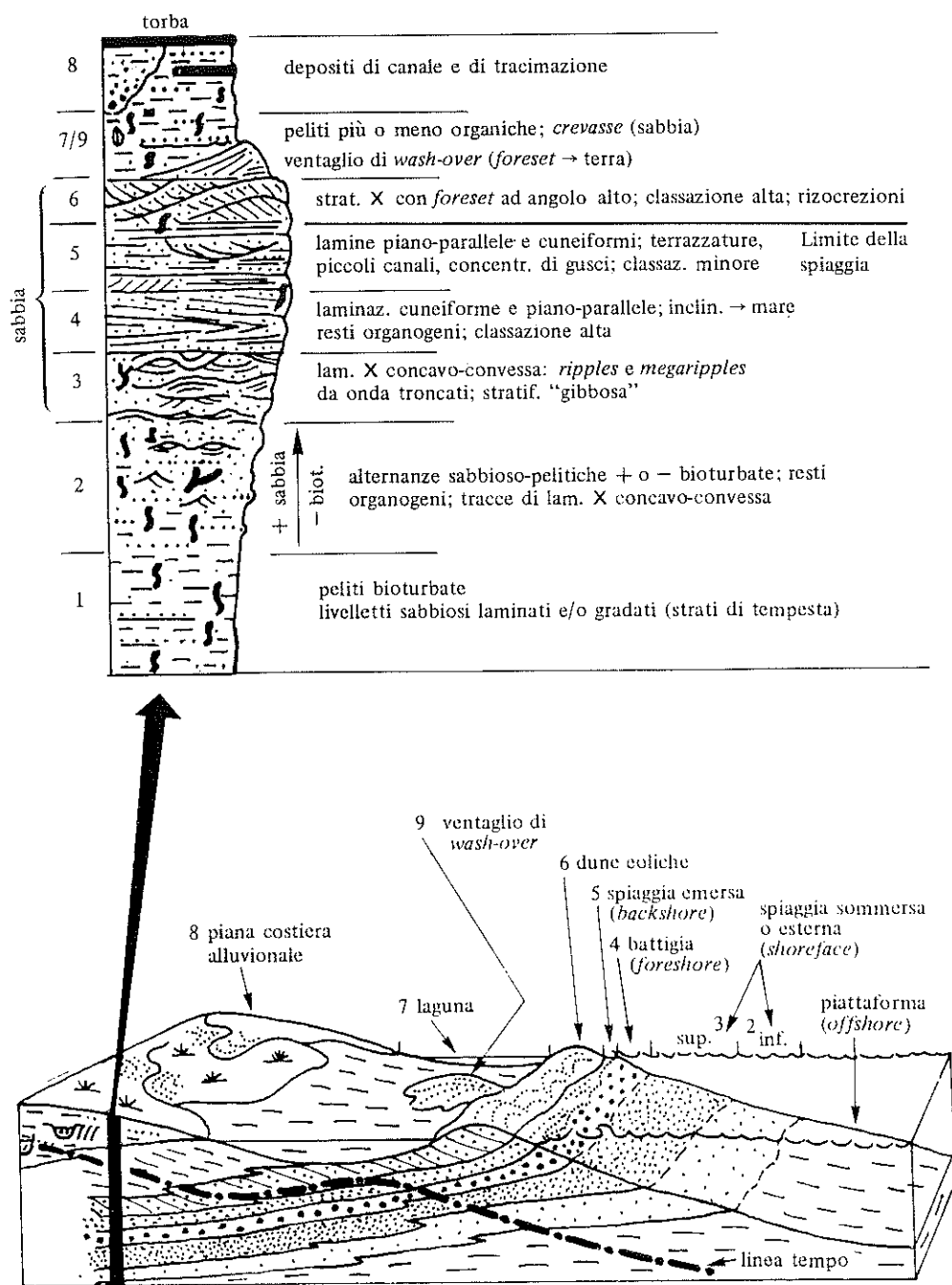


Fig. 69 - Sistema barriera-laguna. Sequenza deposizionale regressiva di una spiaggia a bassa energia (da Ricci Lucchi, 1978).

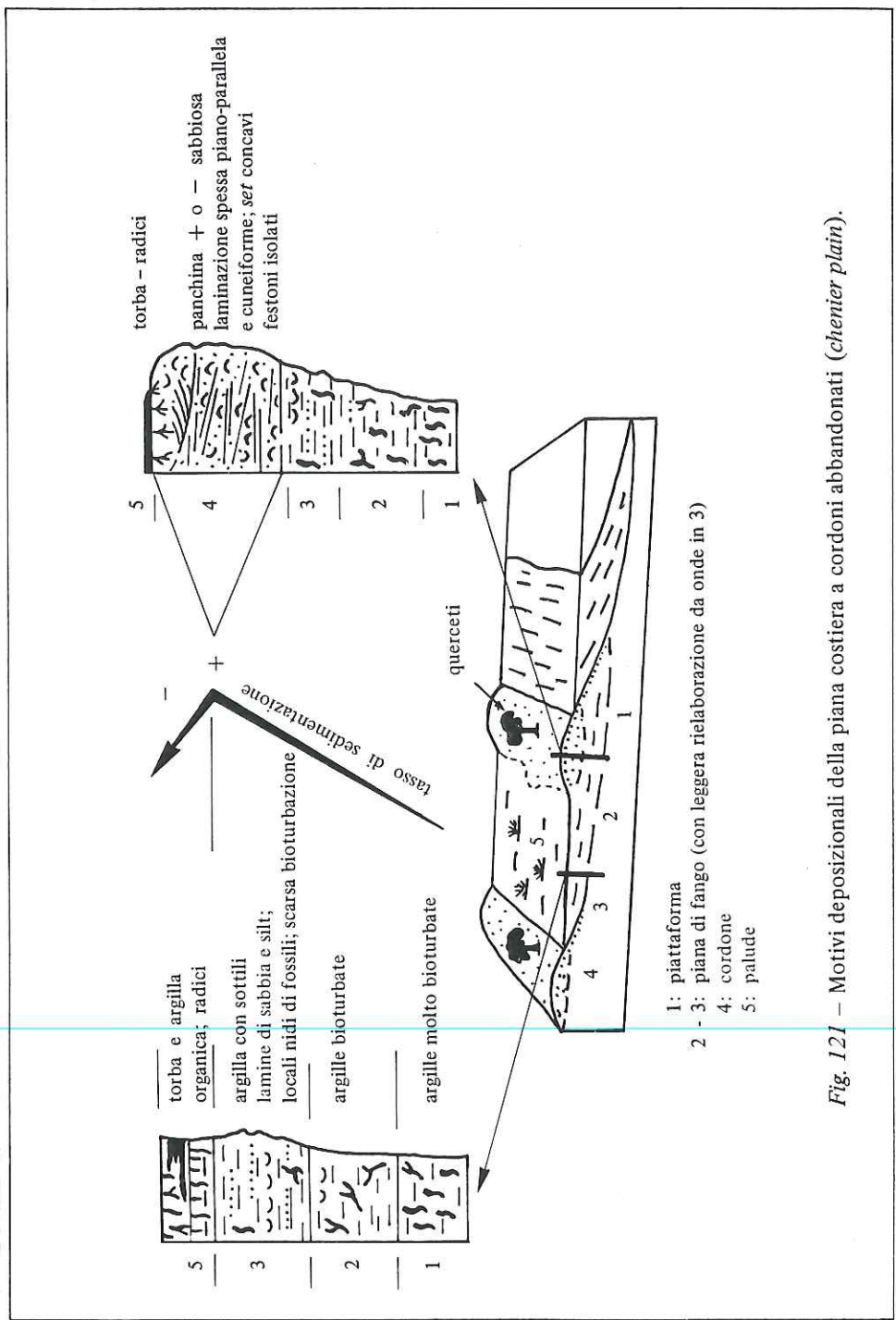


Fig. 121 - Motivi deposizionali della piana costiera a cordoni abbandonati (*chenier plain*).

Fig. 70 - Motivi deposizionali di una piana costiera a "chenier" (da Ricci Lucchi, 1978).

Nel caso di una piana fangosa con cordoni sabbiosi abbandonati, le sequenze stratigrafiche sono come illustrato in Fig. 70 e la facies n° 3 è più ridotta ed è costituita da alternanze sabbioso-pelitiche più o meno bioturbate anziché da sabbie.

Nelle spiagge trasgressive la sequenza stratigrafica dovrebbe risultare invertita rispetto a quella delle spiagge regressive. Tuttavia, a causa della rapida velocità di spostamento della linea di costa, alcune o tutte le facies possono mancare. Si potrà così avere la sovrapposizione diretta di una facies di piattaforma ai depositi di battigia o di spiaggia emersa.

Andiamo ora ad analizzare più in dettaglio le facies e le strutture delle varie parti riguardanti le spiagge a partire dalla piattaforma:

Piattaforma

Essendo un ambiente di deposizione tranquilla, in questa zona predominano i sedimenti di decantazione (argilla e silt). Le onde arrivano ad interessare il fondo del mare solo raramente, durante grandi tempeste, e vi depositano sottili strati di silt grossolano fortemente laminati. I depositi della piattaforma sono soggetti a bioturbazione (Fig. 71).

Zona di transizione

Come già detto, nella zona di transizione si ha un passaggio graduale fra le peliti della piattaforma e le sabbie della spiaggia; i sedimenti di questa zona sono quindi costituiti da alternanze di sottili strati di sabbia fine e di fango (argilla). Gli strati di sabbia possono essere continui (paralleli o ondulati) o discontinui (lenticolari), con laminazione piano-parallela, ondulata (ripples da onda) o incrociata (ripples da onda troncati). La sabbia viene deposta da onde di tempesta, in condizioni di decantazione, decantazione+trazione o trazione. La zona di transizione risulta fortemente bioturbata, con presenza di molte specie bentoniche (Figg. 71 e 72).

Spiaggia sottomarina (shoreface)

Ricordiamo che la spiaggia sottomarina rimane quasi sempre sommersa e che solo durante i picchi di bassa marea (quindi raramente) la parte alta può restare momentaneamente emersa. Il sedimento è costituito da sabbia fine, nella parte inferiore e medio-fine, in quella superiore (Figg. 73 e 74). Nella spiaggia sottomarina le onde generano "ripples", nella parte più profonda e "megaripples", in quella superiore. La laminazione risulta incrociata a piccola e media scala (Figg. 73÷75). Se la spiaggia è di alta energia, "ripples" e "megaripples" sono asimmetrici e si spostano verso terra, se è di bassa energia, sono invece più frequenti i "ripples" simmetrici. Sia le strutture da "ripples" che quelle da "megaripples" tendono ad essere cancellate dalla bioturbazione e dalle tempeste. La bioturbazione, comunque, è meno intensa nella parte superiore in quanto il fondo è mobile a causa della rimozione della sabbia da parte delle onde normali. Le tempeste, invece, producono un'erosione delle barre litorali durante la fase di massima intensità ed una

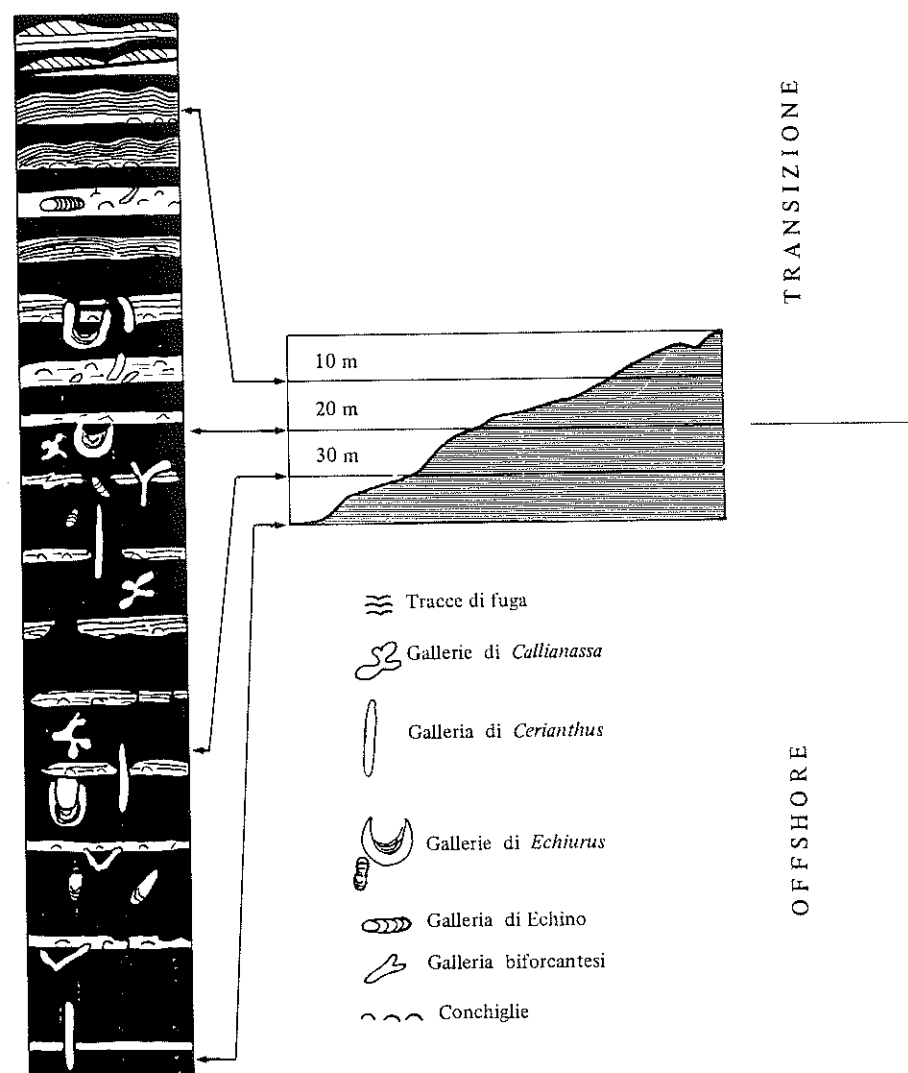


Fig. 71 - Rappresentazione schematica dei depositi di piattaforma e della zona di transizione e relative bioturbazioni (da Reineck&Singh in Ricci Lucchi, 1978).

successiva deposizione nella parte inferiore dello “shoreface” e nella zona di transizione. Gli strati di tempesta (storm layers) tendono ad essere meglio conservati nella parte bassa dello “shoreface”, in quanto sono più spessi e risentono meno dell’azione rielaboratrice delle onde normali, mentre tendono ad essere cancellati e sostituiti da normali “megaripples”, nello “shoreface” superiore. Gli strati di tempesta possono presentare una laminazione piano-parallela, con leggerissime discordanze, oppure una laminazione leggermente ondulata (Fig. 76).

Spiaggia intertidale (foreshore)

Le sabbie della spiaggia intertidale sono in genere a granulometria da medio-fine a media e presentano, nella parte inferiore, strutture simili a quelle della spiaggia

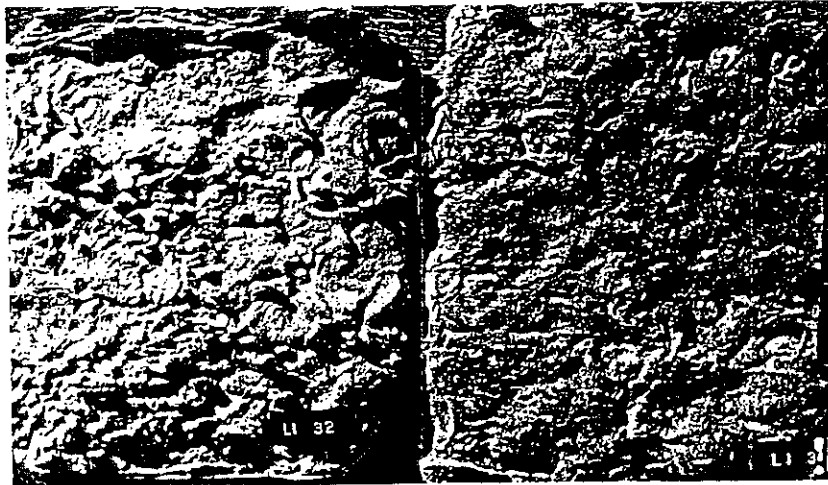


Fig. 72 - Zona di transizione. Campioni di sedimenti siltosi con alta bioturbazione prelevati ad una profondità tra i 9 e i 13 m nel Golfo di Gaeta (da Reineck&Singh, 1986).



Fig. 73 - Shoreface inferiore. Campioni di sabbia finissima prelevati nel Golfo di Gaeta ad una profondità fra i 4 e i 7 m. Si nota un alto grado di bioturbazione ed i ripples tendono a sostituire i megaripples (da Reineck&Singh, 1986).

sottomarina, cioè “ripples” e “megaripples” simmetrici e asimmetrici e stratificazione incrociata. In particolare, se la spiaggia è ad alta energia si formano “megaripples” simmetrici a cresta piatta, mentre se la spiaggia è a bassa energia si formeranno dei “ripples” più piccoli ma ancora simmetrici. Sulla cresta della barra intertidale, invece, si possono formare “ripples” asimmetrici con vergenza verso terra. Tutte queste strutture sono tuttavia effimere perché vengono periodicamente piallate dalle migrazioni delle zone di battigia e di frangenza, oltre che dalle onde di tempesta. La zona più interna della spiaggia intertidale, comunemente chiamata battigia, è liscia e piana. Durante le tempeste e le maree essa è soggetta a spostamenti laterali e ad alternanza di fasi di erosione e di accumulo. Ne deriva una

stratificazione leggermente cuneiforme con prevalente inclinazione verso il mare (Fig. 77). Tale zona è sorprendentemente stabile ed ha un alto potenziale di conservazione. Per questo motivo essa viene generalmente considerata come la più tipica stratificazione di spiaggia.

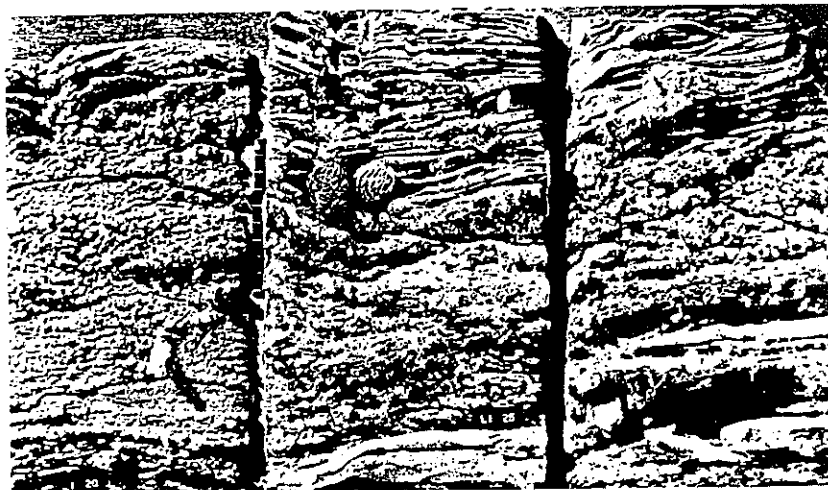


Fig. 74 - Shoreface medio. Campioni di sabbia fine prelevati ad una profondità tra i 2 e i 4 m nel Golfo di Gaeta. Si nota un aumento di bioturbazione. La laminazione è ancora riconoscibile (da Reineck&Singh, 1986).



Fig. 75 - Shoreface superiore. Campioni prelevati ad una profondità tra 0 e 2 m nel Golfo di Gaeta. Si nota una laminazione incrociata risultante da troncatura di megaripples simmetrici. La bioturbazione è sparsa. (da Reineck&Singh).

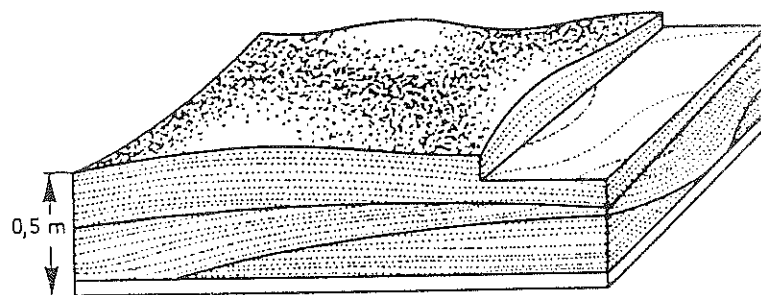


Fig. 76 - Shoreface inferiore. Strati di tempesta con stratificazione ondulata (da Harms, 1975 modificata da Reineck&Singh, 1986).

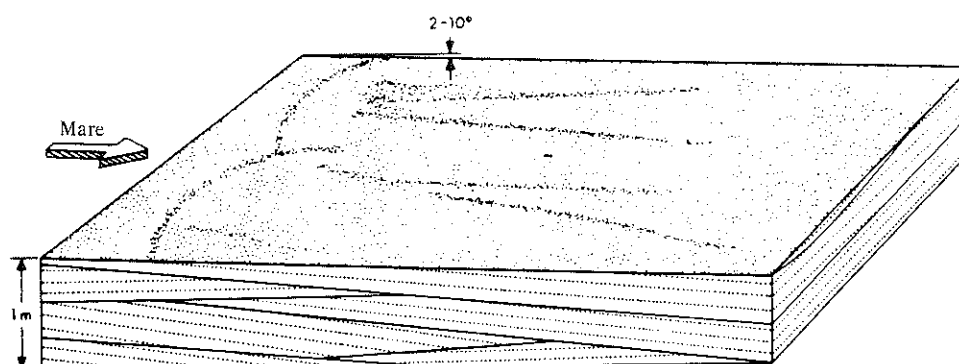


Fig. 77 - Stratificazione cuneiforme a basso angolo con inclinazione prevalente verso il mare (da Harms, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

Spiaggia emersa (backshore)

La spiaggia emersa è costituita da sabbie a granulometria generalmente media e talvolta grossolana. Tali sabbie sono a lamine piane, in prevalenza orizzontali oppure immergenti dolcemente verso terra, troncate da superfici di erosione prodotte da tempeste (Fig. 78). Le onde di tempesta possono formare sulla spiaggia emersa dei berm di tempesta e accumulare gusci di conchiglie e ciottoli in piccoli cordoni.

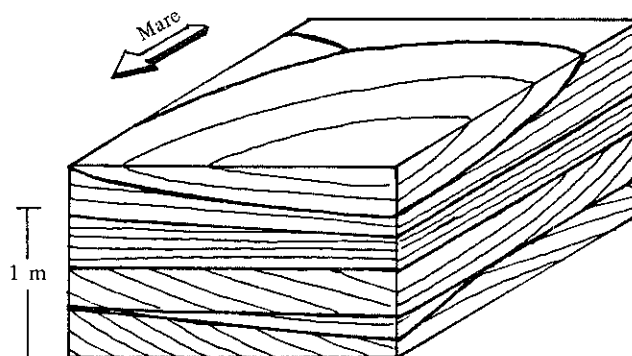


Fig. 78 - Stratificazione e laminazione di spiaggia emersa (da Campbell in Ricci Lucchi, 1978)

Dune costiere

Per concludere il capitolo riguardante le spiagge diamo qualche cenno sulle sabbie delle dune costiere le quali, anche se fanno parte dei depositi eolici, già descritti nel capitolo sull'ambiente desertico, pur tuttavia costituiscono una facies associata alla spiaggia. La sabbia delle dune costiere viene trasportata dalle onde dalle zone di backshore, foreshore e shoreface verso terra e, una volta venutasi a trovare sopra il livello del mare, si asciuga e viene attaccata dall'azione del vento, rielaborata e risedimentata in forma di piccole dune lungo la costa. Tali dune si sviluppano solo se c'è abbastanza rifornimento di sabbia sulla spiaggia emersa e se spira un forte vento continuo, in direzione dominante verso terra. Le dune che si formano presentano la tipica stratificazione incrociata (cross-bedding) con abbondanti superfici di erosione (Fig. 79). Le singole lamine della stratificazione incrociata

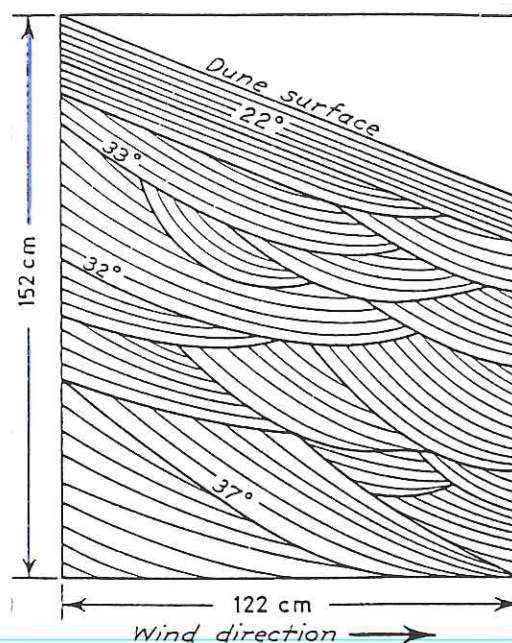


Fig. 79 - Strutture interne delle dune costiere (Isola di Mustang, Texas)
(da McKee, 1957 modificata da Reineck&Singh, 1986).

sono normalmente abbastanza inclinate (30°- 40°). Può tuttavia essere presente anche una laminazione poco inclinata o orizzontale, ma questa è poco comune. Le sabbie delle dune costiere sono ben selezionate (sorted); in genere sono di grana fine o media. Esse sono in definitiva sedimenti di spiaggia, che successivamente il vento rimuove e riaccumula producendo un miglioramento nella selezione dei grani, generalmente con un aumento dei grani medi ed un maggiore arrotondamento dei grani di quarzo, che è il componente principale. Ma le dune costiere non sono sempre costituite da sabbie quarzose. Nei climi caldi esse possono essere costituite

quasi esclusivamente da grani carbonatici (o anche da ooliti) e contengono testimonianze di tipici organismi marini. In ambienti più evaporitici le dune costiere possono essere formate da sabbie costituite da cristalli di gesso derivanti da aree lagunari e di Sabkha. Comunque, sia la stratificazione che le caratteristiche e le dimensioni dei grani delle sabbie carbonatiche e gessose sono simili a quelle delle sabbie quarzose.

Una tipica sequenza completa di spiaggia del passato (Cretaceo superiore dei Pirenei centro meridionali) è illustrata in Fig. 80, a partire dalla facies di piattaforma fino alle dune costiere.

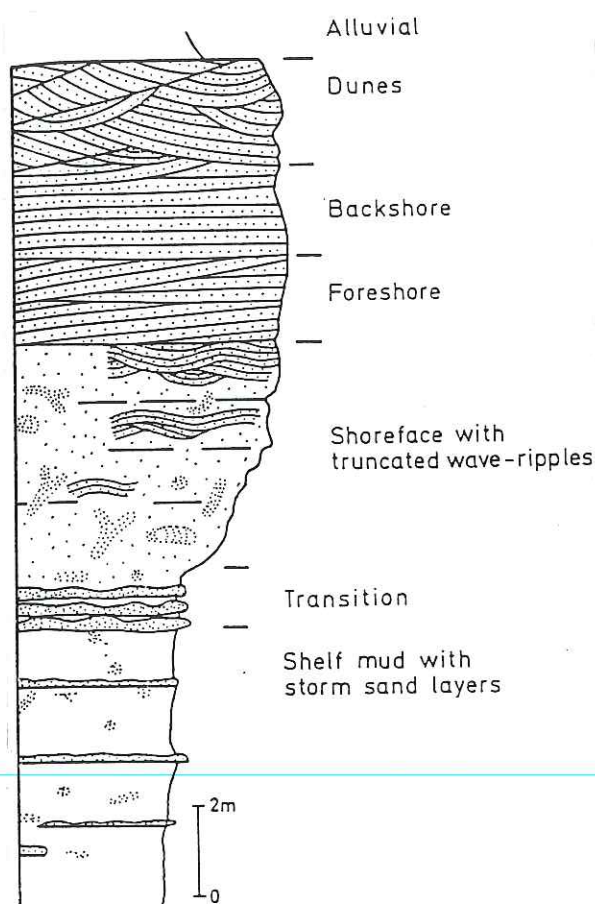


Fig. 80 - Sequenza regressiva (progradazionale) delle arenarie del Cretaceo superiore della zona centro meridionale dei Pirenei (da Ghibaudo e al. in Reineck&Singh, 1986).

Sedimentazione in una laguna

La sedimentazione nella laguna avviene in genere per decantazione dei materiali (silt e argilla) introdotti dal mare attraverso le bocche lagunari durante le maree, o dalle onde di tempesta che scavalcano la barriera, oppure portati da corsi d'acqua

sfocianti nella laguna. La colmataura della laguna dipende dall'equilibrio tra apporti in sospensione e energia della corrente di deflusso che tende a drenare la laguna.

Per quanto riguarda l'origine delle lagune attuali essa è normalmente legata all'innalzamento eustatico del livello marino (scioglimento dei ghiacciai dopo la fine dell'ultima glaciazione). Non si può tuttavia escludere che talvolta la laguna possa essersi formata per isolamento di un tratto di litorale, in seguito alla crescita repentina di una barra subacquea fino alla sua emersione. In tal caso dovremmo trovare però una spiaggia abbandonata sul lato interno della laguna.

La laguna è delimitata verso il mare dal lato posteriore della barriera, che di solito è occupato da dune e da paludi salmastre, e verso terra da una piana alluvionale o deltizia (se nella laguna sfociano corsi d'acqua). Le rive sono occupate da paludi erbacee o da mangrovie nelle zone tropicali (Fig. 69). Le acque della laguna possono essere salmastre, salate o talvolta sovrasature, a seconda del tasso di precipitazione e di evaporazione, per cui anche la fauna e la flora rispecchieranno l'adattamento a tali condizioni. Le condizioni di una laguna sono generalmente ossidanti, come è dimostrato dalla presenza di bioturbazione, ma talvolta sono riducenti (in tal caso si ha conservazione di materia organica nel sedimento).

I depositi più comuni di una laguna sono fanghi argillosi e siltosi; piccole onde prodotte dal vento formano localmente delicate increspature (ripples) nel silt. Quando sono presenti intercalazioni sabbiose, queste sono dovute a piene fluviali, correnti di marea o a tempeste. Sono proprio quest'ultime, infatti, a generare i **ventagli di rotta** (ventagli di washover), i quali danno origine a complessi sabbiosi abbastanza spessi e di forma lenticolare (Figg. 69 e 81). I "ventagli di washover" si originano durante veri e propri uragani, le cui onde gigantesche, scavalcando la barriera, provocano in qualche punto la rottura della stessa e la formazione di un canale che permette il momentaneo ingresso di sabbia dal mare nella laguna. Durante tali uragani il livello del mare può salire fino a 4 metri in uno spazio di

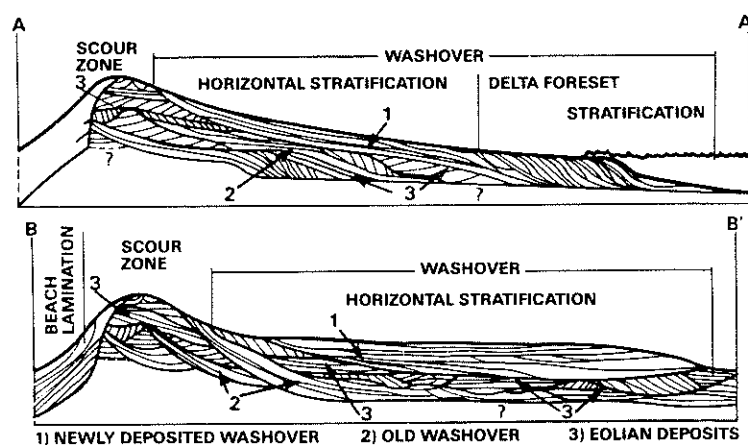


Fig. 81 - Esempio di sequenze di strutture sedimentarie di "washover fans" (da Schwartz, 1973 in O.Serra, Schlumberger, 1985).

tempo compreso tra 2,5 e 5 ore. Piccoli ventagli di washover (prodotti da una singola tempesta) possono avere uno spessore di circa 1 metro ed una estensione di qualche centinaio di metri. Grossi ventagli, invece, (come quelli della costa del Texas) possono essere lunghi fino ad oltre 6 Km. Tali ventagli generalmente sono unità composite, formati da più episodi di tempesta e comprendono diversi canali distributori sfocianti nella laguna. I depositi dei canali distributori sono costituiti da strati sottili (8 - 38 cm) di sabbia suborizzontali. Il massimo spessore di una sequenza di ventaglio di washover è di 1,3 m all'apice e diminuisce verso la laguna, dove termina con "foreset" immergenti verso terra (Fig. 81).

I depositi degli "washover fans" generalmente poggiano su strati argillosi lagunari e sono sovrapposti dai sedimenti fangosi lagunari depositati durante i periodi di calma. Altre caratteristiche dei depositi di "fans" di tempesta comprendono la presenza di conchiglie rimaneggiate, palle di fango ed altri materiali detritici provenienti dal mare aperto e che si concentrano alla base di ciascuna unità deposizionale. Le conchiglie trasportate sono forme di mare aperto, in contrasto con la fauna di ambiente marino ristretto dei depositi fangosi interposti o sovrapposti della laguna. Tale carattere contrastante di fauna può essere molto importante per riconoscere un "washover fan" fra i sedimenti fossili. Un deposito di ventaglio di washover del passato può essere infatti riconosciuto solamente in base al suo rapporto geometrico coi sedimenti di barriera e con quelli di laguna.

Sistemi litorali dominati dalle maree

Come si può facilmente dedurre dai titoli di questo paragrafo, la sedimentazione negli ambienti litorali dominati dalle maree è quasi esclusivamente regolata dall'azione di flusso e riflusso delle maree. Ciò si verifica soprattutto in quelle aree dove le maree hanno una certa intensità (normalmente con un'escursione superiore a 2 metri) ed i sedimenti che ne derivano vengono perciò chiamati **tidaliti**.

Come sappiamo le maree sono generate dall'attrazione lunare e, in minor misura, da quella solare. Il maggior effetto di attrazione si ha quando la terra, la luna ed il sole si trovano sulla stessa linea, cioè durante il novilunio (fase di congiunzione) ed il plenilunio (fase di opposizione). Ma l'intensità delle maree non è uguale in tutte le parti del globo terrestre; infatti ci sono zone dove essa è solo di 20 o 30 cm e altre dove è di diversi metri (la massima escursione di marea di 17 m è stata osservata nella Baia di Fundy nella Nuova Scozia, sulla costa orientale del Canada). Tali differenze sono dovute al fatto che si verificano o meno un effetto di risonanza della costa connesso con il volume d'acqua in gioco e con la profondità dell'acqua. In particolare, si avranno grandi escursioni di marea in baie o bracci di mare non molto profondi collegati ad oceani e piccole escursioni sia nelle isole oceaniche che nei mari chiusi o semichiusi (come il Mediterraneo) e nei laghi.

Le maree, con la loro azione di flusso e riflusso generano delle correnti (correnti di marea) che possono raggiungere notevoli velocità (superiori ad 1 m/sec). La maggiore velocità è raggiunta nei canali erosi nei sedimenti dal flusso e riflusso della marea e che sono appunto chiamati **canali di marea**.

Il principale ambiente litorale dominato dalle maree è quello delle **piane di marea** e verrà descritto in dettaglio con tutte le sue caratteristiche morfologiche, deposizionali e strutturali; sarà invece descritto a parte, come sottoambiente, quello cosiddetto di **canale-delta di marea**.

Piane di marea (tidal flats)

Le piane di marea sono caratterizzate da coste basse, alta escursione di marea, abbondanza di sedimenti e ridotta azione di moto ondoso. Tali piane sono delimitate verso il mare da isole-barriera, cosicché durante l'alta marea esse appaiono come delle grandi lagune (Fig. 82), oppure possono affacciarsi direttamente sul mare aperto (Fig. 83).

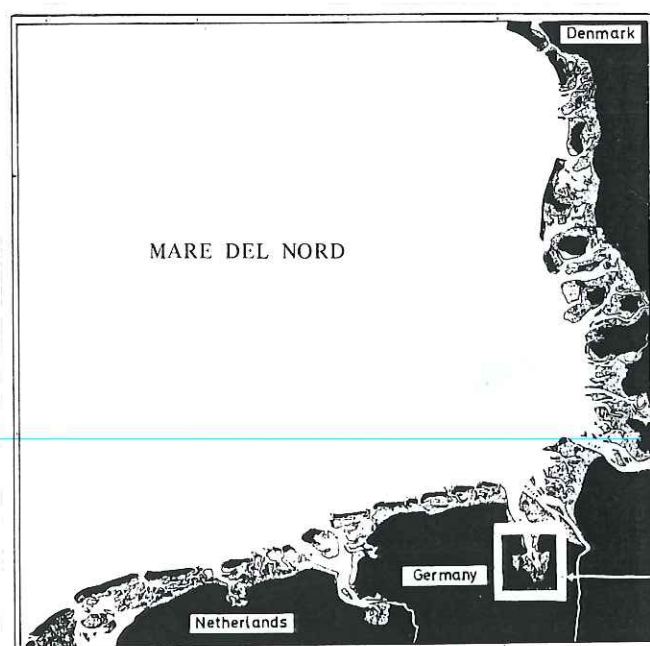


Fig. 82 - Piane di marea lungo le coste dell'Olanda della Germania e della Danimarca (da Reineck&Singh in Ricci Lucchi, 1978).

Gli esempi più tipici attuali e che sono stati meglio studiati si trovano lungo la costa della Germania (Fig. 82), presso la foce del Tamigi e nella Baia di Fundy (Nuova Scozia).

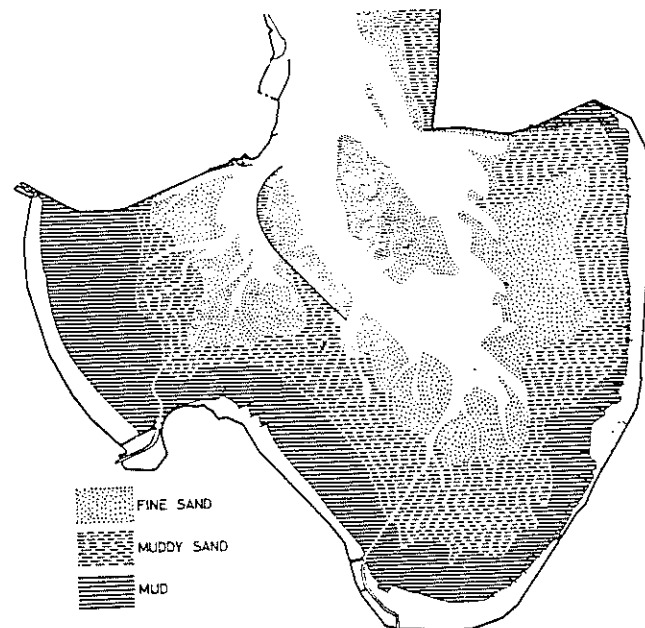


Fig. 83 - Distribuzione dei sedimenti in una piana di marea. Baia di Jade, Germania (da Gadow, 1970 in Reineck&Singh, 1986).

Esempi di sedimenti tidali fossili sono stati rinvenuti, durante le ricerche petrolifere, nel Cretaceo degli Stati Uniti occidentali e nel Mississippiano (Paleozoico) del bacino dell'Illinois. Tali sedimenti si sono dimostrati buoni produttori, se appartenenti alle facies di canale, mentre le facies più fini di bassa energia sono risultate scarsamente produttive.

Le piane di marea vengono normalmente suddivise in tre parti: **subtidale**, **intertidale inferiore**, **intertidale superiore** (chiamata anche da alcuni autori "zona supratidale").

Le piane di marea in genere corrispondono alla **zona intertidale inferiore**, che è compresa tra il livello medio di alta marea (l.m.a.m.) ed livello medio di bassa marea (l.m.b.m.) ed è normalmente chiamata "zona intertidale".

La **zona subtidale** si sviluppa al di sotto del livello medio di bassa marea (l.m.b.m.) e si collega verso il mare con l'ambiente di piattaforma, di cui essa già costituisce una parte.

La **zona intertidale superiore** (supratidale) si sviluppa al di sopra del livello medio di alta marea (l.m.a.m.) e viene quindi inondata solo saltuariamente.

Tutte e tre le zone sono attraversate da canali scavati dalle correnti di marea; essi diminuiscono di dimensione dal mare verso la costa. Tali canali, specialmente quelli più grandi e profondi, trasportano acqua e sedimenti nella piana di marea e perciò vengono anche chiamati "canali tidali".

Sedimenti, processi sedimentari e strutture delle piane di marea

I sedimenti delle piane di marea sono prevalentemente terrigeni e sono costituiti da fango (silt e argilla) e sabbia (generalmente fine); i ciottoli sono rari. Essi sono trasportati dal mare e distribuiti sulla piana di marea dalla corrente di marea, che è limitata ai soli canali durante la bassa marea, e si estende a tutta la piana intertidale, tra la bassa e l'alta marea.

Osservando la generale distribuzione dei sedimenti si nota che essi diventano sempre più fini verso terra. Infatti, generalmente si trova una fascia di sabbia presso il livello di bassa marea, una di fango presso quello di alta marea e una zona intermedia (mixed flat) di sedimenti misti (Fig. 83). Tale zonazione è causata dal diverso valore della velocità della corrente nelle varie zone della piana (più alta verso il mare, più bassa verso terra). Si possono talvolta trovare anche piane occupate da solo fango (mud flat), quando l'apporto è prevalentemente fangoso e l'azione delle correnti di marea e del moto ondoso è debole, oppure piane occupate solamente da sabbia (sand flat), quando l'azione delle maree e del moto ondoso è troppo forte da non permettere la decantazione del fango; in questo caso la piana viene ad essere prevalentemente occupata da barre di sabbia (Fig. 84).

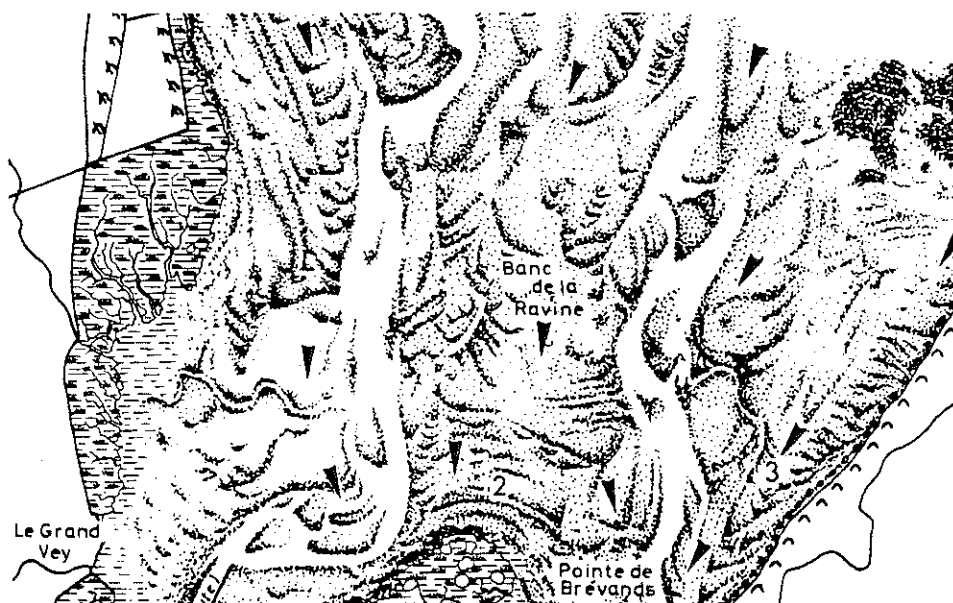


Fig. 84 - Piana di marea sabbiosa con canali intrecciati. Le frecce indicano il senso di spostamento (verso terra) delle barre di sabbia. Baia di Veys, Normandia (da Larssonneur&Dore, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

Reineck, comunque, ha proposto i termini di "sand flat", "mixed flat" e "mud flat" anche per le tre zone illustrate nella Fig. 83.

I canali di marea si ramificano dal mare verso terra , normalmente con andamento poco sinuoso e cambiano spesso posizione (la migrazione è dell'ordine di 25 - 30 m/anno. Nella piane fangose essi assumono un andamento meandriforme o meandriforme intrecciato, se nella piana crescono piante alofite tipo le mangrovie (Fig. 85). Essi sono più larghi e profondi nella parte terminale (verso il mare) e

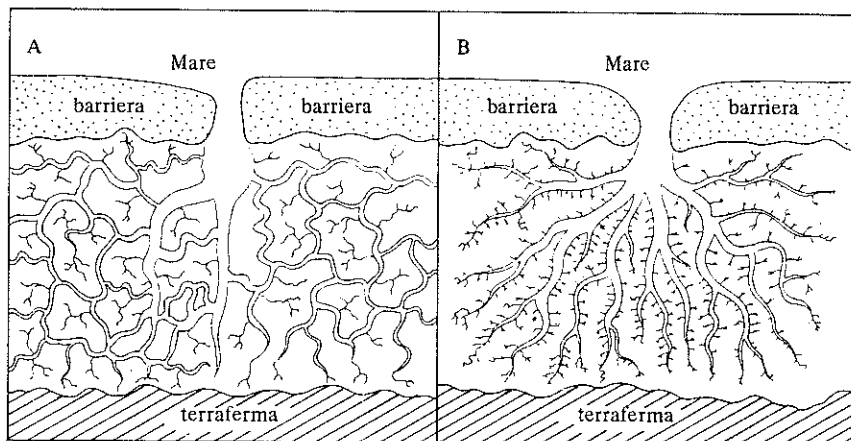


Fig. 85 - Configurazione dei canali in una piana popolata da piante alofite (A) e priva di vegetazione (B) (da Allen, 1965 in Ricci Lucchi, 1978).

diventano sempre più stretti e meno profondi verso terra. Lungo le coste della Germania, dove la piana di marea è stata studiata in dettaglio, i canali di marea sono larghi circa 1 Km, nei pressi dell'inizio della zona intertidale e raggiungono una larghezza di 3 Km verso la parte terminale, nella zona subtidale (Fig. 86). La profondità dei canali è piuttosto variabile. Localmente si possono avere profondità anche di 20 m, ma in generale la profondità dell'acqua aumenta da un valore di circa 6 m, nella parte alta della piana, fino a circa 13 m, nella parte bassa. Tali canali migrano abbastanza lentamente. Homeier (1969), confrontando le carte marine degli ultimi 100 anni, ha trovato che la migrazione media è stata di 27 m/anno verso Nord-Est. Ne consegue che al di sotto dei sedimenti di intercanale (in questa zona costituiti da barre sabbiose longitudinali) si trovano quelli di canale (Fig. 86).

La velocità della corrente di marea è decisamente più elevata nei canali (dove normalmente è dell'ordine di 60 - 100 cm/sec, ma talvolta può raggiungere anche 150 cm/sec) che nelle aree circostanti (dove è dell'ordine di 30 - 50 cm/sec). Ciò determina un accumulo differenziato dei sedimenti nei canali rispetto alle aree circostanti. Nei canali si depositano infatti materiali più grossolani, mentre nelle zone di intercanale materiali decisamente più fini.

Sia i materiali residuali di fondo canale che quelli di riempimento diventano via via più fini man mano che le dimensioni dei canali diminuiscono, cioè passando dalla zona subtidale a quella intertidale.

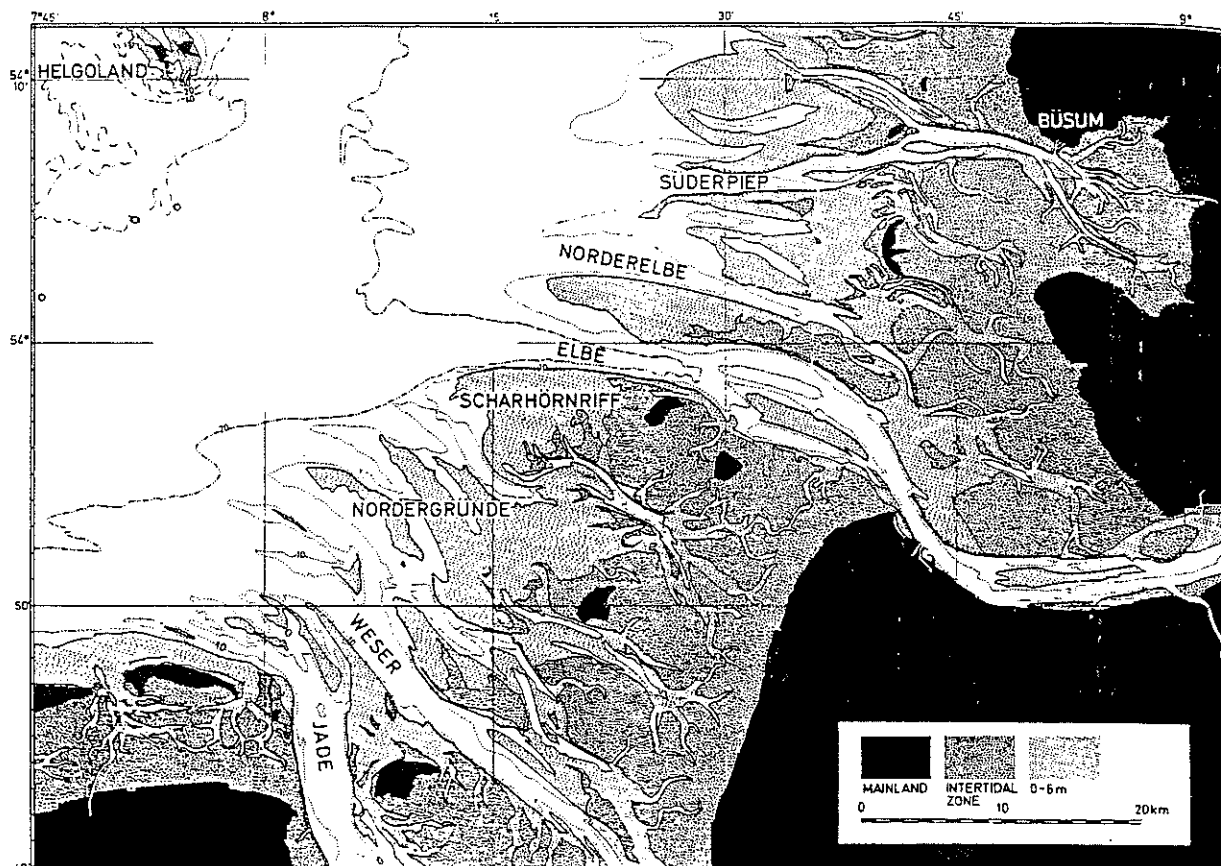


Fig. 86 - Mappa della costa della Germania. Ben evidente il sistema di canali e delle barre di sabbia longitudinali della zona intertidale e subtidale (da Reineck&Singh, 1986).

Poiché, come già detto, i canali tendono a migrare, si può avere un completo rimaneggiamento dei sedimenti della piana. In particolare, si potranno formare barre di meandro come nell'ambiente fluviale, anche se con caratteri diversi. Infatti, nelle barre di meandro delle piane di marea si ha più abbondanza di livelli fangosi che possono talvolta generare fenomeni di collasso gravitativo (Fig. 87).

Andiamo ora ad analizzare in dettaglio le varie zone delle piane di marea:

Zona subtidale

Questa zona viene a trovarsi sotto il livello di bassa marea, quindi rimane costantemente sommersa. Essa è attraversata da canali larghi e profondi separati da secche (barre) sabbiose, che sono la continuazione verso il mare di quelli della zona intertidale. Nei canali si ha sedimentazione di materiali più grossolani (generalmente sabbie medie e grossolane) con stratificazione incrociata. I "foreset" (strati frontali) sono immergenti prevalentemente verso il mare, in quanto la corrente di riflusso è generalmente più forte di quella di flusso; si possono tuttavia trovare anche "foreset" immergenti verso terra (in questo caso la corrente di flusso è prevalente). I sedimenti delle barre di intercanale sono generalmente costituiti da sabbia medio-

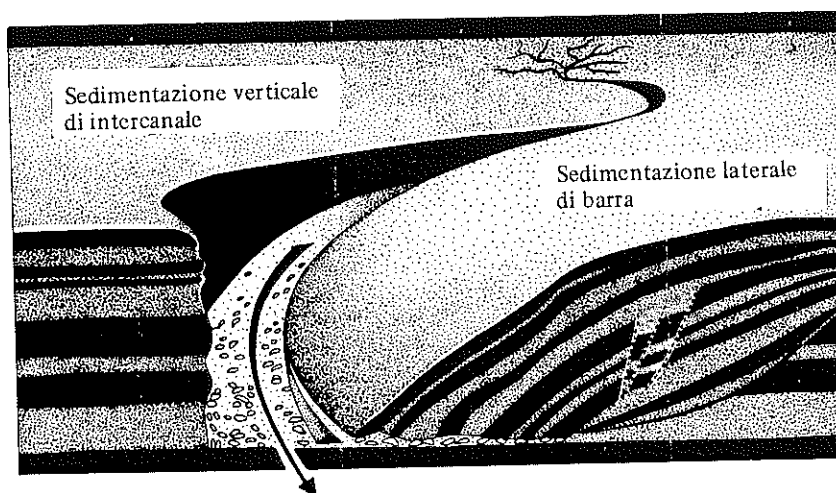


Fig. 87 - Rappresentazione schematica di sedimentazione di una barra di meandro nei canali di marea (da Reineck&Singh, 1973 in Ricci Lucchi, 1978).

fine; localmente possono essere presenti lenti pelitiche indicative di condizioni calme o di zone protette. Poiché i canali tendono continuamente a migrare in senso laterale, i depositi di fondo canale (più grossolani) a stratificazione incrociata andranno a formare uno strato continuo, generalmente dello spessore di 3 - 4 m, ricoperto dalla sabbia più fine delle barre di intercanale (Fig. 88).

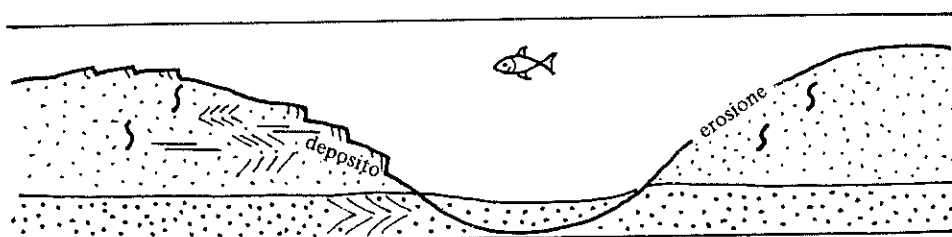


Fig. 88 - Sequenza deposizionale risultante in seguito alla migrazione dei canali (da Reineck&Singh, 1973 in Ricci Lucchi, 1978).

Zona intertidale

E' la zona compresa tra i livelli medi di bassa marea (l.m.b.m.) e di alta marea (l.m.a.m.); quindi rimane alternativamente emersa e sommersa. La zona è pianeggiante, con leggera inclinazione verso il mare. Nei canali, che sono la continuazione di quelli della zona subtidale, la sedimentazione è grossolana quella di fondo (con stratificazione incrociata e "foreset" immergenti prevalentemente

verso il mare) e di meandro quella di crescita laterale (dovuta alla migrazione). Nelle zone di intercanale troviamo: nelle piane sabbiose (sand flat), strati sabbiosi con prevalente laminazione (a ripple) incrociata, dovuta all'azione delle onde e delle correnti e minore bioturbazione (Fig. 89); nelle piane miste (mixed flat), prevalenza di alternanze sottili di sabbia e argilla a laminazione ondulata e lenticolare (flaser); nelle piane fangose (mud flat), prevalenti strati pelitici con intercalate lamine sabbiose di spessore millimetrico o centimetrico e lenti sabbiose isolate; in questa zona, oltre all'elevato grado di bioturbazione, si possono trovare impronte di uccelli e animali terrestri, impronte di pioggia o grandine e di trascinamento. Nei climi più caldi la stratificazione può essere disturbata dalla crescita di cristalli di gesso e di salgemma. Il tasso di sedimentazione nelle piane intertidali attuali può variare da 0 m a 10 m, a seconda del grado di escursione della marea e della disponibilità di sedimenti.

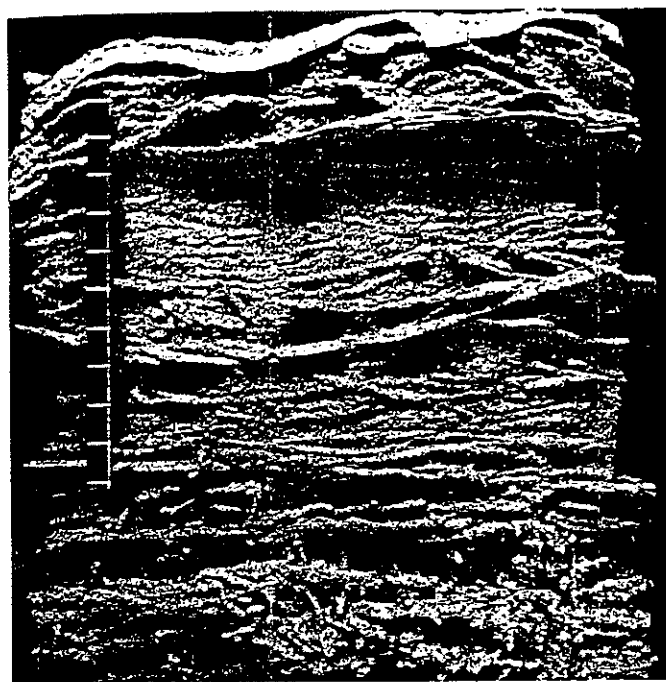


Fig. 89 - Baia di Jade (Germania). Stratificazione incrociata a "ripple" delle sabbie della piana sabbiosa. Nella parte bassa si nota l'effetto di una bioturbazione (da Weimer & Howard & Lindsay, A.A.P.G. 1982).

Zona subtidale

Questa zona rimane normalmente emersa e viene inondata solo durante i picchi massimi di alta marea e durante tempeste particolarmente forti; essa è perciò influenzata dai processi atmosferici e biologici. Nei climi più umidi in essa crescono piante alofite che influenzano la sedimentazione, sia trattenendo i sedimenti, sia

bioturbando con le loro radici le lamine pelitiche (silt e argilla) depositate. I resti di tali piante danno inoltre origine a livelli locali di torba.

Tipiche della zona supratidale sono le paludi salate (salt marsh); tali paludi si inondano soltanto durante le tempeste, in concomitanza con i massimi picchi di alta marea, quindi sono soggette per lunghi periodi ad alta temperatura e ad essiccazione. Esse sono solitamente attraversate da canaletti meandriciformi che durante le fasi di secca sono le uniche zone a rimanere invase dall'acqua; tali canaletti vengono di solito riempiti di un sedimento pilitico-organico. Durante le grandi tempeste le onde possono gettare sulla zona supratidale resti di conchiglie, che si conservano in strati e cordoni.

Nei climi aridi la zona supratidale è di solito priva di vegetazione e in essa si formano incrostazioni di sali evaporitici. I sedimenti pelitici sono scarsi e sono soggetti a intensa fessurazione.

Sequenze deposizionali delle piane di marea

La sedimentazione di una piana di marea avviene generalmente sotto condizioni regressive, anche se talvolta possono verificarsi fasi di condizioni trasgressive. Nel caso di regressione, in una piana di marea associata ad una spiaggia-barriera la sequenza deposizionale risulta con una granulometria decrescente verso l'alto (sequenza positiva) (Figg. 90 e 91), in contrasto con la sequenza di progradazione della spiaggia che invece è negativa (descritta nel paragrafo riguardante i sistemi litorali dominati dalle onde). Da notare che la regolarità della sequenza può essere interrotta, in qualche punto, da superfici di erosione prodotte dai canali e da conseguenti strati diagonali di barra di meandro. Lo spessore massimo dei corpi sabbiosi tidali, in un singolo ciclo deposizionale, è praticamente quello di massima profondità dei canali di marea della zona subtidale (15 m).

Nelle piane di marea a sedimentazione carbonatica, che si sviluppano in zone prive di apporti terrigeni, nella zona intertidale e subtidale si sedimentano particelle indigene tipo ooliti, pellets (carbonatici o fecali), peloidi, tappeti di alghe che litificano in stromatoliti calcaree o dolomitiche, minerali di precipitazione evaporitica.

Sottoambiente tidale - Sistema canale-delta di marea

Questo sottoambiente si individua in corrispondenza delle cosiddette **bocche di marea** (tidal inlet), che non sono altro che i canali che si aprono, in conseguenza delle maree, nelle barriere dei sistemi barriera-laguna e che mettono in comunicazione il mare aperto con la laguna. Poiché la velocità della corrente di marea nei canali è sempre elevata a causa delle dimensioni del canale (piuttosto

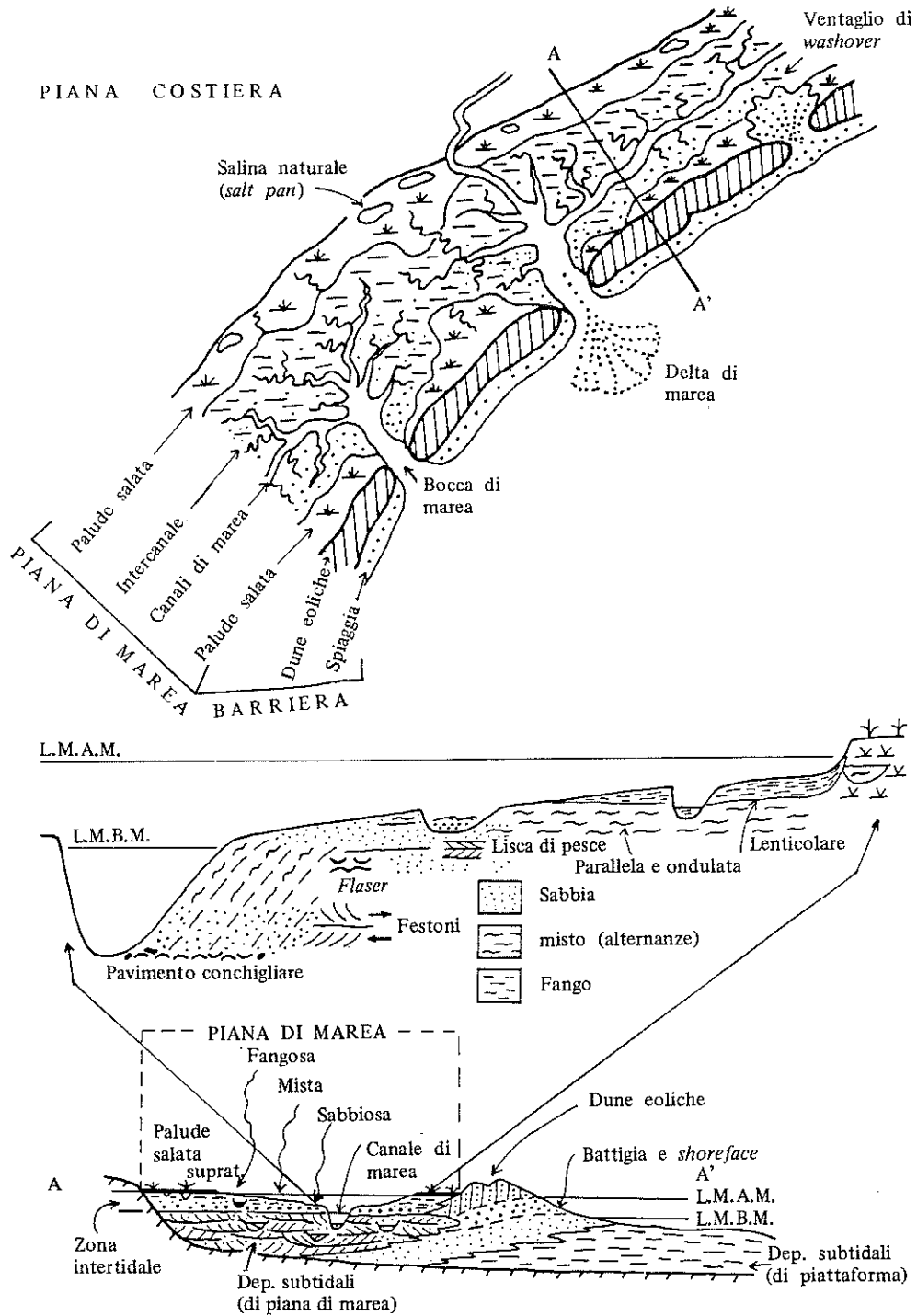


Fig. 90 - Schema di sedimentazione di una piana di marea associata ad una spiaggia-barriera (da Ricci Lucchi, 1978).

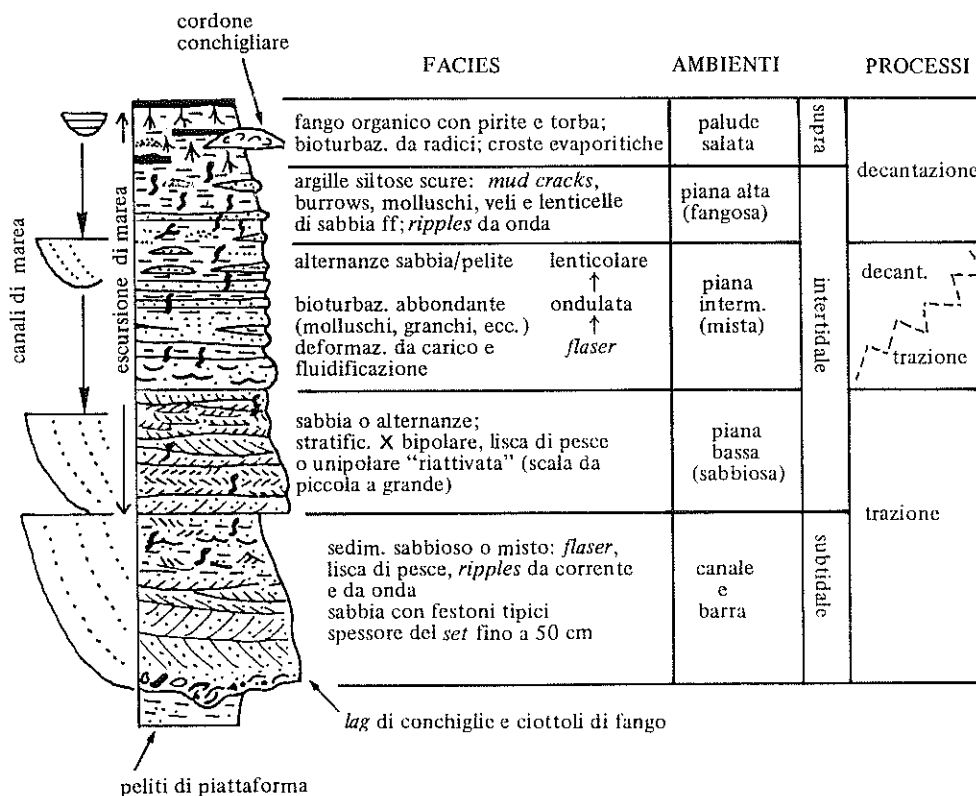


Fig. 91 - Sequenza deposizionale regressiva dei depositi di piana di marea (da Klein, 1970; Ingle, 1975; Coleman & Wright, 1975 in Ricci Lucchi, 1978).

stretto), questo sottoambiente può sussistere anche in condizioni di marea a escursione medio-bassa. Data l'elevata velocità della corrente nel canale si ha quindi prevalentemente trasporto di materiale, mentre all'uscita del canale, sia entro la laguna che nel mare aperto, in conseguenza della diminuzione della velocità si ha soprattutto accumulo. Si formerà un vero e proprio delta (delta di marea) costituito soprattutto da sabbia e attraversato da diversi canaletti distributori che si diramano dal canale principale. A seconda del rapporto tra velocità e trasporto della corrente di flusso e riflusso, si potrà formare un delta nella laguna, nel mare o addirittura in ambedue le estremità del canale (doppio delta) (Fig. 92).

I sedimenti dei delta di marea sono prevalentemente sabbiosi; la sabbia depositata dai canali distributori è organizzata in festoni, mentre quella di intercanale mostra lamine piano-parallele o stratificazione incrociata tabulare. La sabbia ai margini del delta diventa sempre più fine e, nel caso del delta lagunare, si interdigita con i fanghi lagunari.

La profondità dei canali di marea dipende dall'intensità della corrente. Alcuni canali possono essere profondi anche 50 m; in tal caso essendo tale profondità ben al di sotto del limite di azione delle onde e quindi anche della base della barriera, il riempimento del canale può raggiungere uno spessore superiore a quello della barriera. I canali mostrano una sezione trasversale asimmetrica, con un lato più

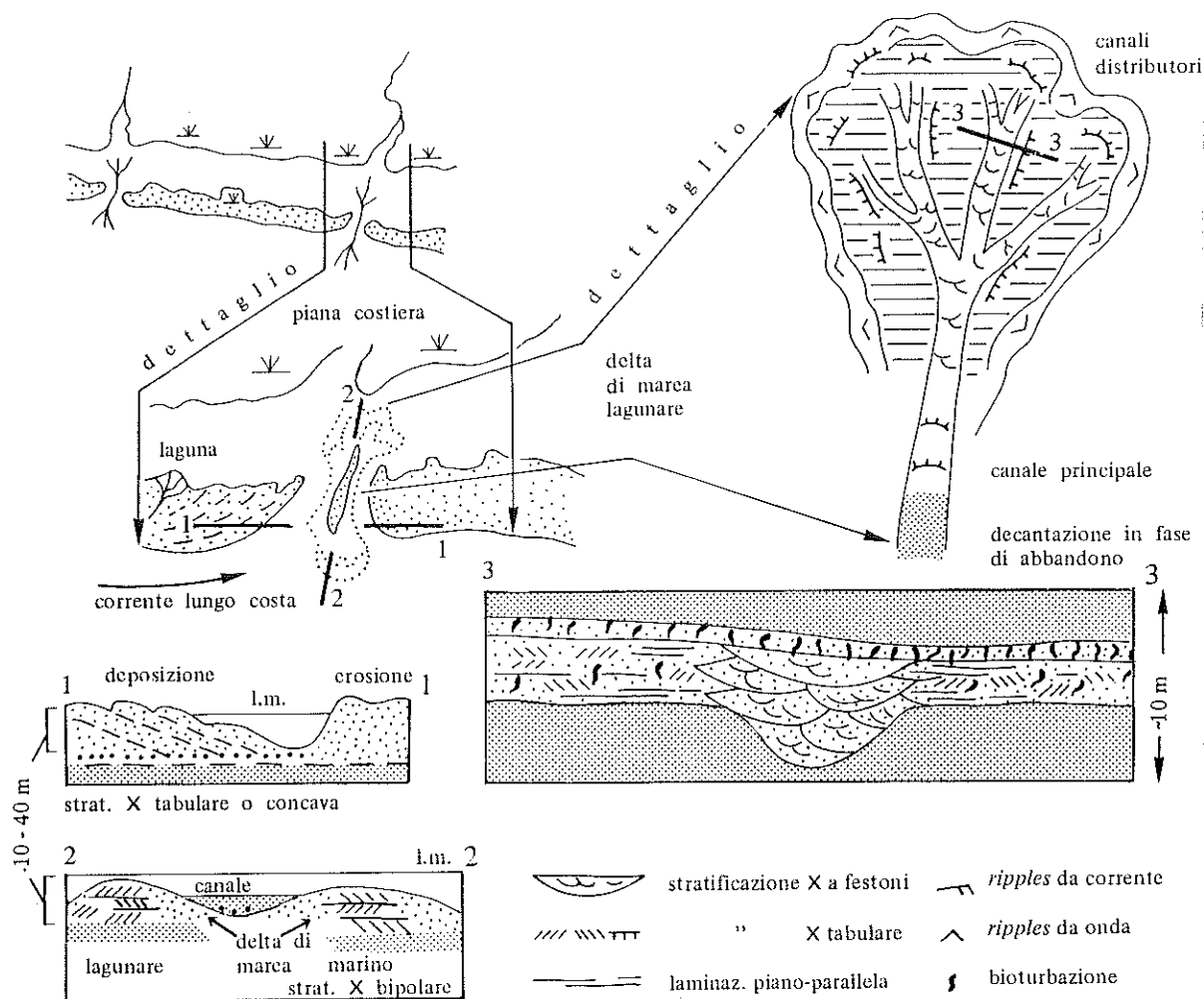


Fig. 92 - Schema che illustra le modalità di formazione e deposizione dei delta di marea (da Le Blanc, 1972; Fisher & Mc Gowen, 1969 in Ricci Lucchi, 1978).

ripido in cui domina l'erosione e l'altro meno inclinato in cui prevale la sedimentazione. Ma se su un lato del canale si verifica erosione e sull'altro sedimentazione, vuol dire che il canale tende a migrare. Questo fatto si determina in conseguenza dell'incontro della corrente lungo costa con quella di marea. Infatti, la corrente di marea incontrando quella lungo costa rallenta e, perdendo energia, deposita i materiali che trasporta in piccoli cordoni arcuati, che vanno ad infilarsi nel lato del canale da cui arriva la corrente lungo costa e tendono ad ostruirlo. La corrente di marea, per mantenere il proprio passaggio è perciò costretta ad erodere l'altro lato del canale. In conseguenza di ciò si ha una completa rielaborazione della sabbia della barriera, con distruzione delle strutture da moto ondoso e sostituzione con strutture da corrente di marea, consistenti in sedimentazione residuale grossolana alla base del canale e stratificazione incrociata decrescente verso l'alto. L'accrescimento del corpo sabbioso sul lato del canale avviene nel senso della

corrente lungo costa, con superfici di strato inclinate nel senso della migrazione. Tale corpo sabbioso mostra caratteristiche deposizionali simili a quelle di un meandro fluviale, ma che da questo si differenzia per la presenza di conchiglie marine e di strutture di corrente bipolari. La continua migrazione del canale e del relativo apparato deltizio può dare origine ad un corpo sedimentario prismatico allungato parallelamente alla costa.