

ROCCE DETRITICHE (TERRIGENE)

Sono prevalentemente **SILICOCLASTICHE** (vedi classificazioni) e derivano dalla degradazione meteorica di rocce preesistenti.

Il materiale prodotto dipende da vari fattori che caratterizzano l'area di provenienza:

litologia delle rocce esposte

tipo di rilievo (morfologia)

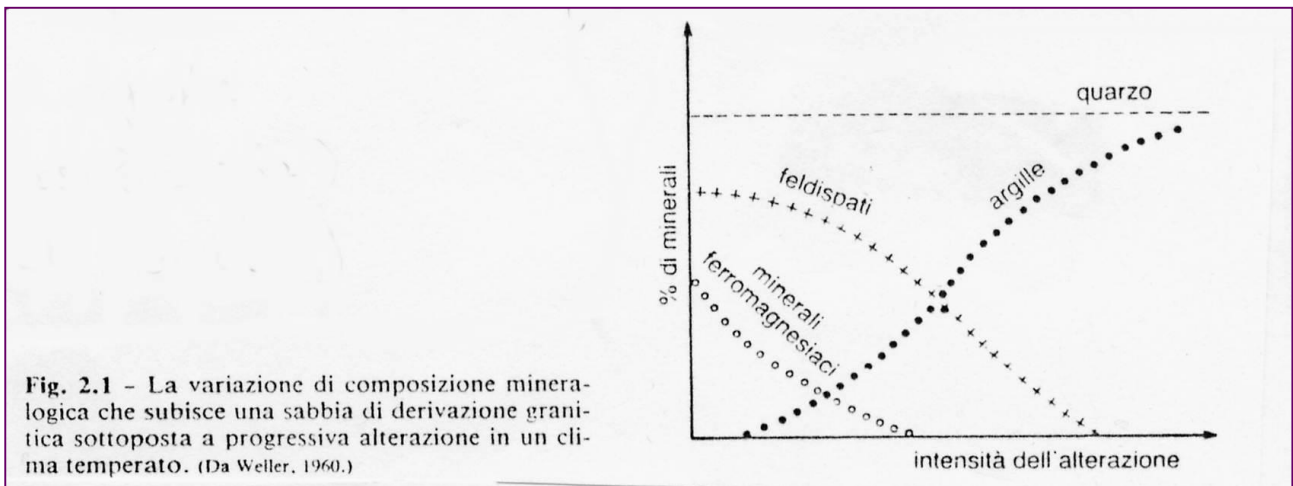
clima (temperatura e grado di umidità)

tempo che gli agenti di alterazione ed erosione hanno a disposizione per agire

attività tettonica

Si tratta di **rocce particellari** (impalcatura granulare = grani detritici (= grani terrigeni, clasti); fra i grani c'è matrice e/o cemento)

La classificazione maggiormente utilizzata è in base alla **granulometria**, che in queste rocce dà indicazioni sulla corrente di trasporto (energia) → **ambiente di deposizione**.



Nella tabella che segue sono elencati i più comuni minerali e frammenti di roccia che costituiscono questo tipo di rocce.

Ricordiamo che i **MINERALI TERRIGENI** possono indicare modalità, durata e intensità del trasporto.

I **MINERALI ORTOCHIMICI** indicano le condizioni chimiche dell'ambiente di deposizione e quelle diagenetiche.

Costituenti principali (>1% circa)

Minerali stabili (grande resistenza alla decomposizione chimica)

Quarzo: costituisce approssimativamente il 65% di un arenite media, il 30% di un'argillite media e il 5% di una roccia carbonatica media.

Selce: costituisce circa l'1-4% delle rocce sedimentarie silicoclastiche

Minerali meno stabili

Feldspati: includono i feldspati potassici (ortoclasio, microclino, sanidino, anortoclasio) ed i plagioclasti (albite, oligoclasio, andesina, labradorite, bytownite, anortite); costituiscono circa il 10-15% di un'arenite media, il 5% di un'argillite media e meno dell'1% di una roccia carbonatica media

Costituenti argillosi e frazione micacea fine: i minerali argillosi comprendono il gruppo della caolinite, il gruppo dell'illite, il gruppo delle smectiti (di cui la montmorillonite è uno dei termini principali) e il gruppo della clorite; la frazione micacea fine è costituita principalmente da muscovite (sericite) e da biotite; questa frazione costituisce approssimativamente il 25-35% del totale dei minerali silicoclastici, ma costituisce più del 60% dei componenti delle argilliti

Costituenti accessori (<1% circa)

Miche grossolane: principalmente muscovite e biotite

Minerali pesanti (peso specifico >2.8)

Minerali stabili non opachi: zircone, tormalina, rutilo

Minerali metastabili non opachi: anfiboli, pirosseni, clorite, granato, apatite, staurolite, epidoto, olivina, titanite (o sfene), zoisite, clinozoisite, topazio, monazite, più circa un centinaio di altri minerali volumetricamente meno importanti

Minerali stabili opachi: ematite, limonite

Minerali metastabili opachi: magnetite, ilmenite, leucoseno

Frammenti di roccia o frammenti litici costituiscono circa il 10-15% dei granuli silicoclastici in una arenite media e la maggior parte dei clasti nei conglomerati; le argilliti contengono pochi frammenti litici di roccia.

Frammenti di rocce magmatiche: possono includere clasti di qualsiasi roccia magmatica, ma i più comuni nelle areniti sono i frammenti a grana fine di rocce vulcaniche e di vetro vulcanico.

Frammenti di rocce metamorfiche: includono clasti di metaquarziti, filladi, argilloscisti, scisti, e meno comunemente, di gneiss.

Frammenti di rocce sedimentarie: nei conglomerati è possibile trovare frammenti di qualsiasi tipo di rocce sedimentaria; nella areniti sono più comuni clasti di arenite fine, di siltite, di argillite; sono rari nelle areniti i clasti carbonatici.

Elementi di origine chimica inclusi i cementi (% variabile)

Silicati: in predominanza quarzo; altri silicati possono comprendere la selce, l'opale, i feldspati e le zeoliti.

Carbonati: principalmente calcite; meno comunemente aragonite, dolomite, siderite; Ossidi di ferro: ematite, limonite

Solfati: anidrite, gesso, barite

Concetto di MATURITA' COMPOSIZIONALE

L'abbondanza di un minerale terrigeno in una roccia sedimentaria dipende da tre fattori:

disponibilità

resistenza meccanica

stabilità chimica: l'ordine di stabilità chimica è circa il rovescio della serie di Bowen

TABELLA 2.2 - *Grado di stabilità chimica dei minerali terrigeni.* (Da Folk, 1980.)

+ stabile ↑	Quarzo, Zircone, Tormalina	
	Selce	
	Muscovite	
	Microclino	
	Ortoclasio	
		Albite
		(*)
	Orneblenda, Biotite	
	Pirosseno	
	Olivina	Anortite
- stabile ↓		

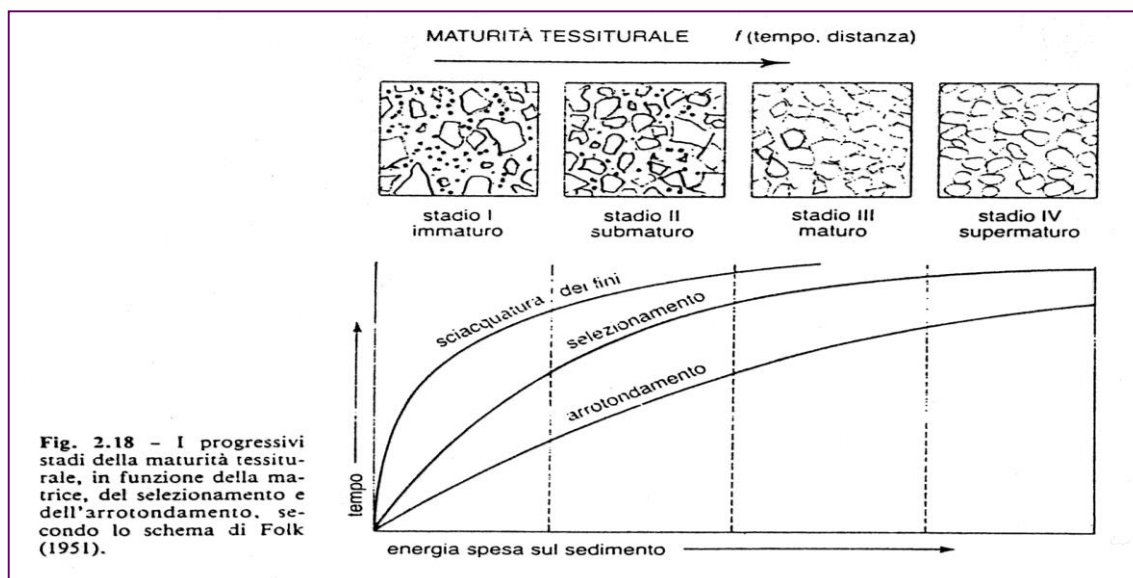
(*) I minerali al di sopra della linea tratteggiata possono formarsi nei sedimenti anche per diretta precipitazione chimica (*minerali autigeni*).

Un sedimento è composizionalmente tanto più maturo quanto più presenti sono i minerali stabili chimicamente e resistenti meccanicamente.

Concetto di MATURITA' TESSITURALE

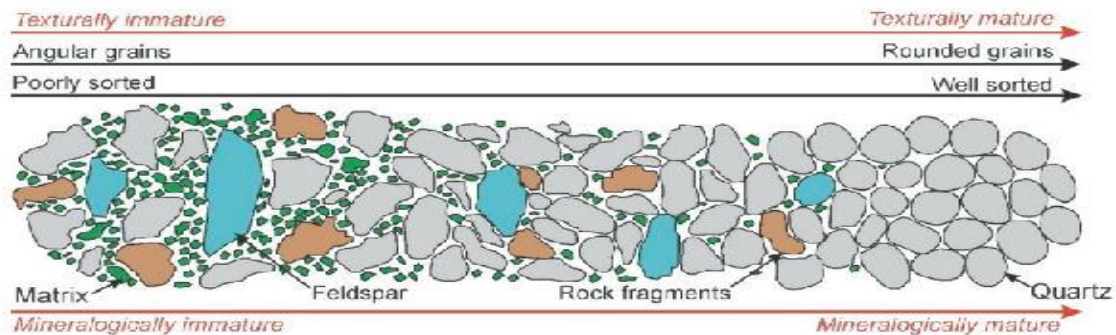
Per Folk (1951) il grado in cui una sabbia è priva del fango interstiziale (matrice), è ben selezionata ed è ben arrotondata. E' un concetto importante per interpretare le caratteristiche dinamiche dell'ambiente di deposizione.

Un sedimento passa attraverso vari stadi di maturità.



La maturità tessiturale si stabilisce in base a: (1) contenuto in matrice; (2) grado di selezionamento (sorting); (3) grado di arrotondamento.

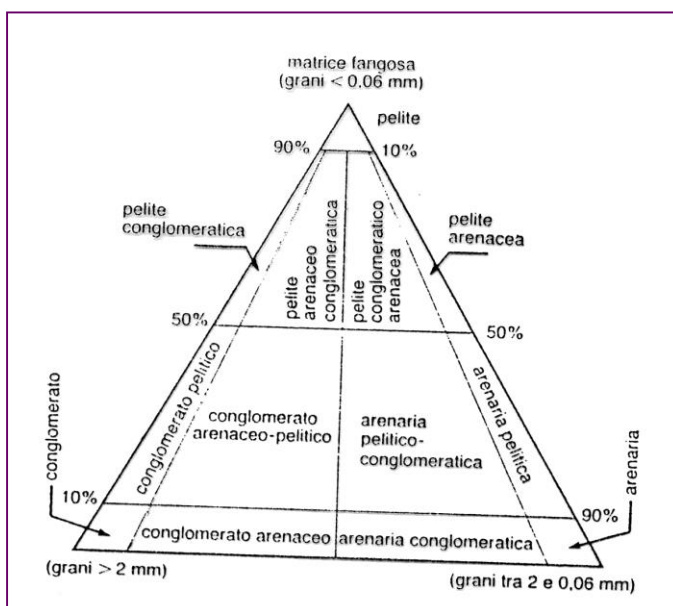
Un sedimento (e.g., arenaria) IMMATURO ha matrice >5%, è mal selezionato con clasti mal arrotondati. Un sedimento SUBMATURO ha poca matrice (<5%), è moderatamente selezionato con clasti moderatamente arrotondati. Un sedimento MATURO non ha matrice, è ben selezionato con clasti ben arrotondati. Nel grafico della figura sottostante la maturità di un sedimento aumenta da sinistra a destra.



CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE DETRITICHE

Le rocce detritiche (terrigena) sono classificate principalmente in base alle dimensioni dei grani che costituiscono l'impalcatura granulare, ma si considera anche il rapporto tra granuli e matrice

Dimensione granuli	Nome sedimento	Nome roccia	Classe granulometrica
Maggiori di 2 mm	Ghiaia e Pietrisco	Conglomerati e Breccie	Ruditica
Tra 2 e 0.0625 mm	sabbia	Arenite	Arenitica
Tra 0.0625 e 0.004 mm	silt	Siltite	Siltitica
Minori di 0.004 mm	argilla	Argillite	Argillitica



Terminologie utilizzate per le rocce sedimentarie terrigena (da Bosellini 1989)

RUDITI (termine antico, ma ancora usato) → CONGLOMERATES **(termine anglosassone)**

Granuli >2 mm

Termini usati: **CONGLOMERATO** se i granuli sono arrotondati

BRECCIA se i granuli non sono arrotondati

Sono i prodotti più grossolani dell'erosione. In genere subiscono un trasporto limitato

I granuli sono soprattutto frammenti litici

La matrice è data da granuli di quarzo, feldspati, miche, minerali argillosi

Il cemento è calcitico o siliceo

CLASSIFICAZIONE:

Quando è possibile riconoscere la provenienza degli elementi che costituiscono la roccia si parlerà di conglomerati e breccie:

INTRAFORMAZIONALI (provenienza all'interno del bacino di deposizione)

EXTRAFORMAZIONALI (provenienza esterna al bacino)

Intraformazionale=**INTRABACINALE** → indica processi deposizionali o tettonici sin sedimentari (si tratta per lo più di breccie)

Extraformazionale (più frequenti) =**EXTRABACINALE**. Si distinguono in:

ORTOCONGLOMERATI (<15% di matrice)

PARACONGLOMERATI (>15% di matrice)

I conglomerati in si possono essere:

MONOMITTICI(monogenici) = unica litologia degli elementi

OLIGOMITTICI = alcune litologie caratteristiche

POLIMITTICI (poligenici) = litologia composita

ARENITI

Rocce i cui granuli hanno dimensioni comprese fra 2 mm e 62.5 um (microns).

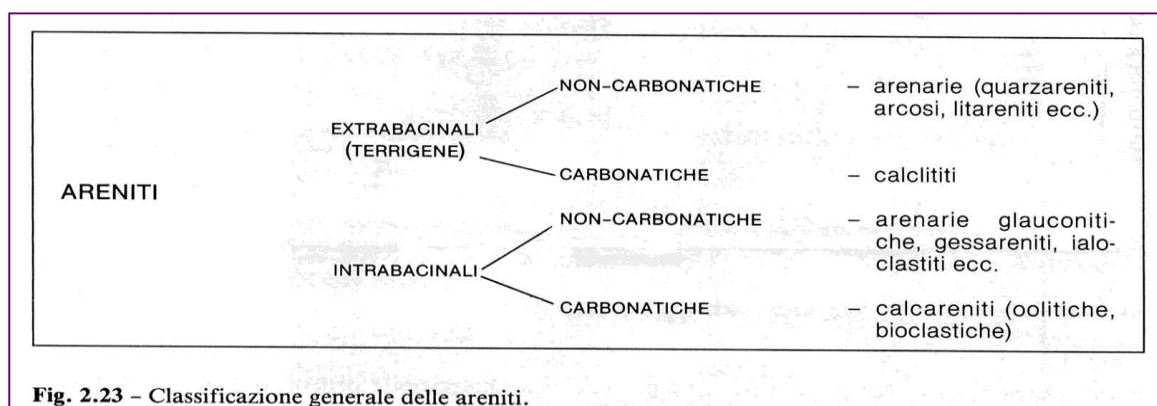


Fig. 2.23 – Classificazione generale delle areniti.

LE ARENARIE in senso stretto sono le areniti silicoclastiche cioè arenarie terrigene.

Ci sono più di 50 modi di classificare le arenarie.

Nell’ambito di questo corso è adottata la classificazione proposta da **Pettijhon et al**, 1975; 1987. La classificazione considera la matrice e si basa sull’individuazione di 3 indici

SANDSTONES 291

TABLE 48. Classification of Sandstones^a

Cement or Matrix		Detrital Matrix Prominent (over 15%) to Predominant. Chemical Cement Absent		Detrital Matrix Absent or Scanty (under 15%) Voids Empty or Filled with Chemical Cement	
		Sand or Detrital Fraction	Feldspar Exceeds Rock Fragments	GRAYWACKES	Feldspathic graywacke
Rock Fragments Exceed Feldspar	Lithic graywacke		Arkose		Subarkose or feldspathic sandstone
Quartz Content	Variable; generally < 75%		< 75%	> 75% < 95%	Protoquartzites
					Chert < 5%
					Chert > 5%
					> 95%

^a Volcanic tuffs and intraformational calcarenites not included.

PS: il termine ortoquartzite proposto dall’autore è oggi sostituito da quarzoarenite.

PS: Le arenarie (sandstones) si classificano al microscopio, identificando almeno 400 grani, e usando le carte di comparazione visiva per la percentuale. Macroscopicamente l’applicazione della

classificazione è limitata: si può provare ad usare la classificazione se i grani sono sufficientemente grandi da essere visibili e riconoscibili ad occhio nudo o con la lente.

CLASSIFICAZIONE DEL PETTIJOHN: gli indici

1) indice di provenienza: da' indicazioni sulla roccia madre; si ottiene dal rapporto feldspato/frammenti di roccia (esclusa la selce)

Siccome

rocce plutoniche \Rightarrow degradazione \rightarrow granuli monomineralici

rocce sopracrostali \Rightarrow degradazione \rightarrow aggregati cristallini (frammenti di roccia)

PS: r. effusive, sedimentarie, metamorfiche di basso grado sono rocce sopracrostali

Allora:

prevalenza di feldspati \rightarrow derivazione da roccia plutonica

prevalenza di frammenti di roccia \rightarrow derivazione da roccia sopracrostale

PS: il feldspato tende a scomparire a causa di fenomeni chimici, mentre il frammento di roccia scompare causa fenomeni meccanici.

2) indice di maturità: da' indicazioni sull'intensità e la durata del trasporto.

Si considera il costituente più maturo: quarzo per le rocce plutoniche e selce per le sopracrostali.

Quindi $Qz/F \rightarrow$ rocce plutoniche

Selce/frammenti di roccia \rightarrow rocce sopracrostali
(esclusa la selce)

3) indice di fluidità: da' indicazioni su densità e viscosità del mezzo

è dato dal rapporto

granuli/matrice

dove i granuli indicano la densità del materiale, mentre la matrice indica la densità del fluido che trasporta i sedimenti

se il rapporto è alto (+granuli) la separazione è rapida e totale (posizione nello schema verso destra) – fra i granuli ci sarà cemento, se il rapporto è piccolo (+matrice) la separazione è lenta ed incompleta (grovacche) – fra i granuli ci sarà matrice.

PS: In questa classificazione le arenarie sono suddivise in 2 gruppi principali basati sulla tessitura, ossia a seconda che la sabbia sia composta da soli grani (*arenite*) o contengano + del 15% di matrice (*wackes*= è un termine che non ha traduzione. Sta ad indicare una roccia con pochi grani). Fra le areniti, il termine di *quarzo-arenite* è applicato a rocce con $Q \geq 95\%$, un tipo di roccia definito una volta ortoquarzite (quarzite è l'equivalente metamorfico di basso grado). *Arenite arcosica* si riferisce ad una arenite con + del 25% di feldspato, che eccede il contenuto in frammenti di roccia. *Litharenite*

quando sono i frammenti di roccia a superare il 25%. Le arenite arcose si suddividono in *arkose* e *arkose litiche*. Due tipi di roccia transizionali con la quarzo arenite sono le subarcose e le subarenite. Quando in una litharenite i frammenti di roccia sono di *shale* o *slate* (prodotti metamorfici di basso e bassissimo grado) si parla di *phyllarenite*, e di *calclitite* se i frammenti di roccia sono calcarei.

Le *wackes* sono un gruppo transizionale fra le arenite e le peliti. Le + comuni sono le *greywackes* (termine intraducibile e riportato con la sua traslitterazione: grovacche) (*feldspatiche e litiche*). Il termine di *arkosi wacke* è usato per arcose con una significativa presenza di matrice. *Quartz wackes* è quarzo + un po' di matrice.

GROVACCHE (litiche o feldspatiche): matrice presente
cemento scarso o assente
Q<75% (rocce immature)

caratteristica: gradazione dei granuli, da più grossolani a più fini salendo stratigraficamente

sono il prodotto di correnti di torbida; deposito sinorogenetico

ARENARIE ARCOSE: prevalenza di feldspati (>25%) sui frammenti di roccia
matrice scarsa o assente
cemento prevalente

interruzione del processo di alterazione del feldspato per:

- fatto climatico (clima estremo, assenza di acqua)
- contatto con l'acqua di breve durata dovuto a trasporto rapidissimo

deposito sinorogenetico

ARENARIE LITICHE: prevalenza di frammenti di roccia (>25%) sui feldspati
matrice scarsa o assente
cemento prevalente

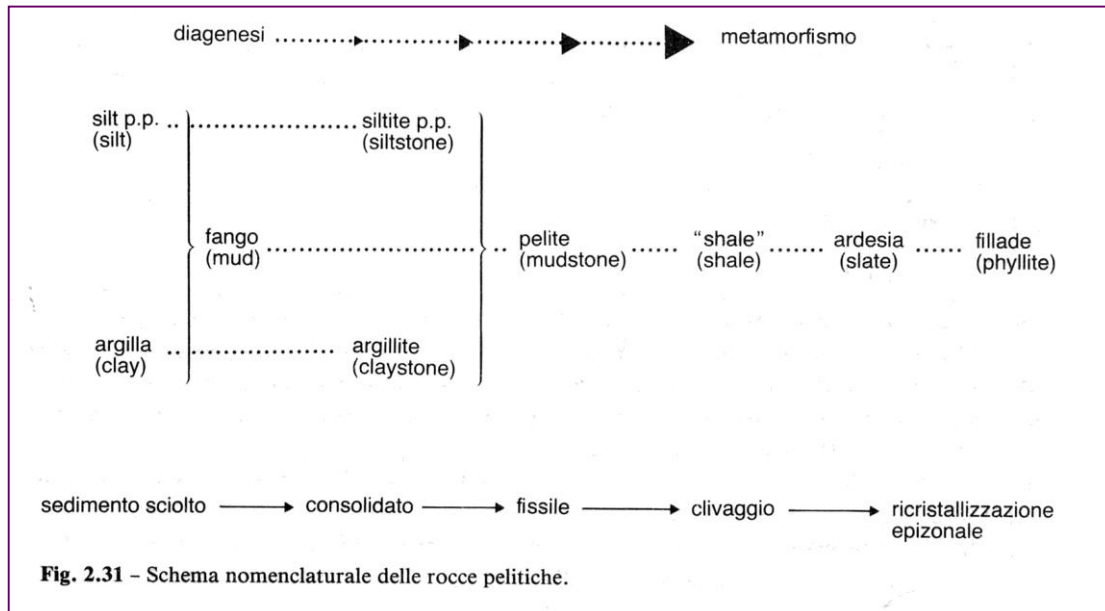
caratteristiche di ambiente costiero
ambiente orogenico successivo alle arenarie arcose

QUARZOARENITI: altissimo grado di arrotondamento
grani ben classati
Q>90%

Sono l'effetto di un trasporto lunghissimo o di più trasporti

LUTITI (PELITI) → MUDSTONE

Materiale di granulometria inferiore a 62.5 µm. Miscele di minerali argillosi e minerali detritici fini. Caratteristica di queste rocce (anche se non sempre presenti) sono le laminazioni. Dal punto di vista granulometrico si suddividono in silt (siltiti) e argilla (argilliti).



Composizione mineralogica:

siltiti: granuli monomineralici e minerali argillosi

argilliti: minerali argillosi

Le argilliti possono essere :

RESIDUALI, sono primarie, restano vicine alla roccia madre (suoli):

- lateriti e bauxiti (Al e Fe; clima caldo umido)
- crostoni carbonatici (Ca; regione arida)

TRASPORTATE, sono secondarie

La pigmentazione è dovuta a:

- 1- minerali ferriferi...rosso, verde
- 2- carbonio libero (sostanza organica)...nero

Esempi di argilliti:

Red beds: sedimenti pelagici di ambiente diagenetico ossidante

Black shale: di ambiente diagenetico riducente

SEDIMENTI E ROCCE CARBONATICHE

- sedimenti terrigeni → meccanismo di trasporto, disponibilità della sorgente
- sedimenti carbonatici → fattori biologici e chimici

SEDIMENTI CARBONATICI	SEDIMENTI TERRIGENI
La maggior parte dei sedimenti si forma in ambienti tropicali poco profondi.	Il clima non è determinante, i sedimenti si trovano ovunque ed a tutte le profondità.
La maggior parte dei sedimenti è di origine marina.	I sedimenti sono sia terrestri che marini.
La granulometria dei sedimenti generalmente riflette le dimensioni degli scheletri di organismi e delle parti dure calcificate.	La granulometria dei sedimenti rispecchia l'energia idraulica dell'ambiente.
Corpi di sabbie carbonatiche di acqua poco profonda sono il risultato primario della fissazione localizzata fisico-chimica o biologica del carbonato di calcio.	Corpi sabbiosi di acqua poco profonda sono il risultato di una interazione di correnti e di onde.
Costruzioni localizzate di sedimenti, che non siano accompagnate da cambiamenti nel regime idraulico, modificano le caratteristiche dei circostanti ambienti sedimentari.	Cambiamenti negli ambienti sedimentari determinano generalmente da vasti cambiamenti nel regime idraulico.
I sedimenti sono di solito cementati sul fondo marino.	I sedimenti rimangono inconsolidati nell'ambiente di deposizione e sul fondo del mare.
La periodica esposizione dei sedimenti durante la deposizione dà luogo ad una intensa diagenesi. <i>diagenesi precoce</i>	La periodica esposizione dei sedimenti durante la deposizione lascia depositi relativamente privi di diagenesi. <i>diagenesi tardiva</i>
Le strutture caratteristiche delle differenti facies sedimentarie vengono obliterate durante il metamorfismo di basso grado.	Le strutture caratteristiche delle facies sedimentarie possono conservarsi durante il metamorfismo di basso grado.

il 90% dei sedimenti carbonatici deve la sua origine direttamente a processi biologici

Dal Paleozoico ad oggi → variazione tipi di organismi

→ variazione composizione chimica dell'acqua.

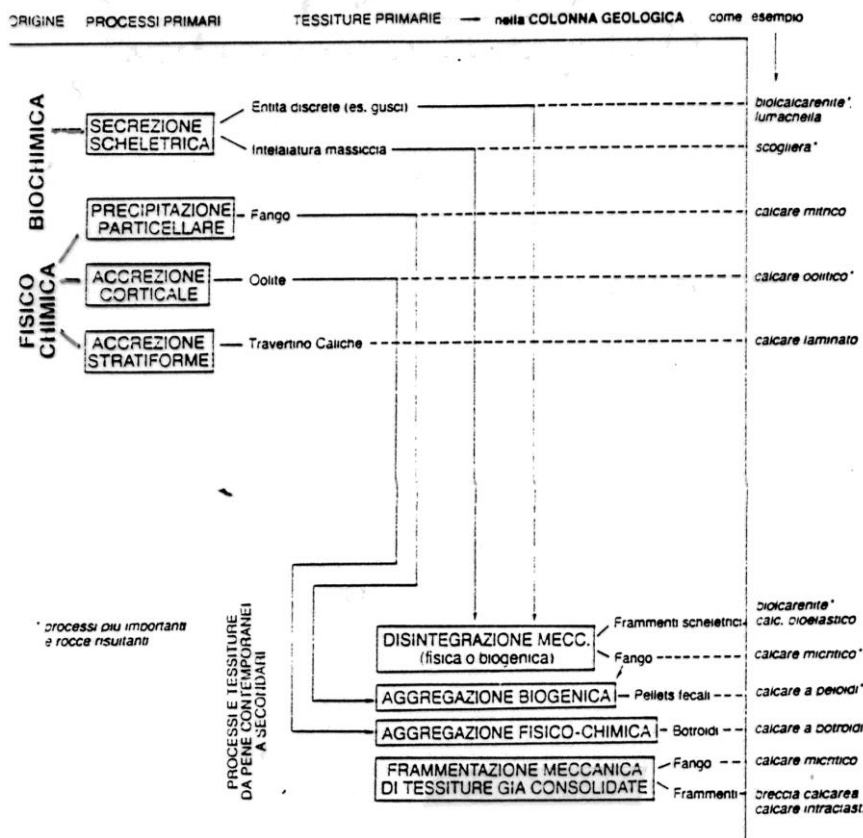
Carbonati bassa profondità: aree tropicali

Carbonati profondi: in fondo agli oceani (accumulo di organismi carbonatici planctonici)

Esistono anche i carbonati di acque fredde!

Principali caratteristiche dei sedimenti carbonatici:

- >50% di minerali carbonatici
- strettamente connessi con il mondo biologico
- produzione e deposizione locale
- possono avere una diagenesi precoce
- geneticamente comprendono un ampio spettro di processi



Composizione Mineralogica

Calcite (CaCO_3)

Aragonite (CaCO_3)

Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)

sono i principali minerali carbonatici

inoltre: siderite, magnesite, rodocrosite

costituenti minori: minerali argillosi, ossidi di ferro, sostanza bituminosa, pirite, quarzo, feldspati, selce

CALCITE

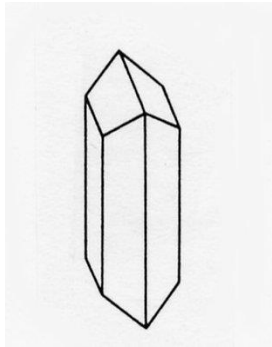
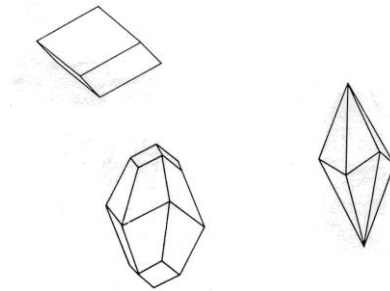
CaCO_3

sistema trigonale

cristalli romboedrici (a), scalenoedrici (b),

prismatici (c)

tipico minerale sedimentario, è stabile anche in ambiente metamorfico (marmo); rare le calciti primarie di origine ignea (carbonatiti)



ARAGONITE

CaCO_3

sistema ortorombico

cristalli prismatici

allungati

minerale sedimentario in condizioni metastabili (depositi di sorgenti calde, depositi biogenici ed evaporitici). Si trasforma in calcite stabile. Stabile in poche rocce metamorfiche.

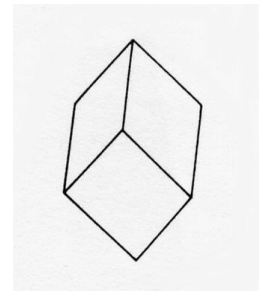
DOLOMITE

$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

sistema trigonale

cristalli romboedrici

minerale sedimentario presente in rocce metamorfiche di derivazione sedimentaria e come prodotto di trasformazione di rocce ultrafemiche



Si riconoscono essenzialmente due tipi di sedimento/roccia carbonatica:

1. materiale carbonatico a TESSITURA PARTICELLARE (depositato meccanicamente)
2. materiale carbonatico ACCRESCIUTO IN SITU (biocostruito e precipitato chimicamente)

dal p.v. composizionale:

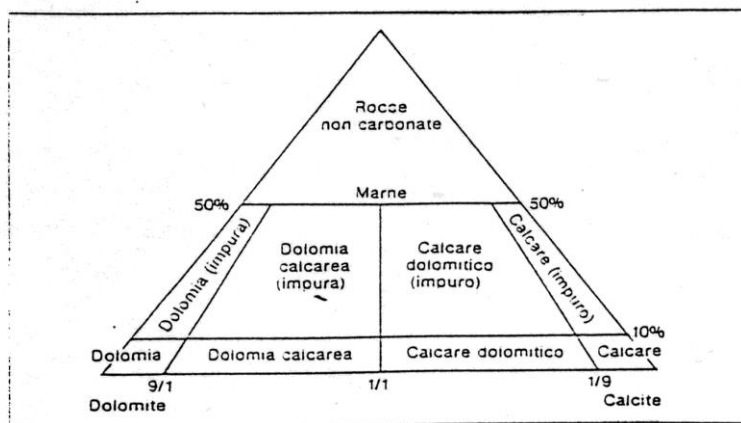


Figura 1.1. Diagramma composizionale per la terminologia delle rocce carbonatiche. Un termine composizionale appropriato (siliceo, marnoso, carbonioso, argilloso, ecc.) dovrebbe essere usato, se possibile, al posto della parola «impuro/a» (ridisegnato da Bosellini, Mutti, Ricci Lucchi, 1989).

LA SEDIMENTAZIONE CARBONATICA ATTUALE

Mari tropicali: massima produttività carbonatica.

- Salinità media 35x mille
- $T > 25^\circ$
- No sedimenti in sospensione
- Elevata penetrazione della luce

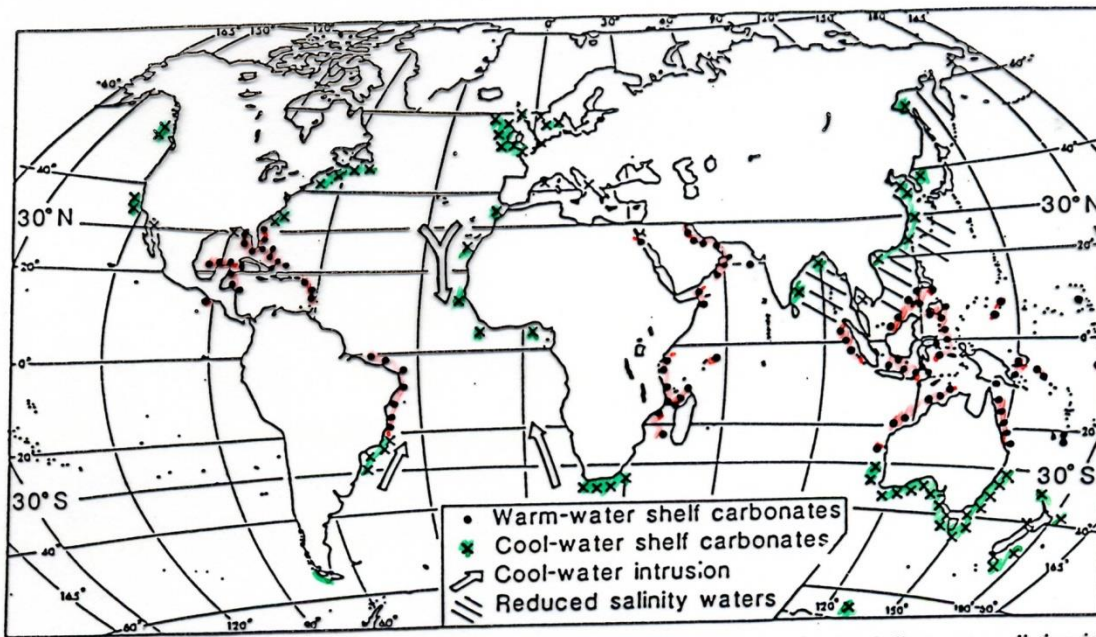


Fig. 3. Schematic representation of the distribution of modern-marine carbonate sediments in shallow water, distinguishing (sub)tropical and non-tropical occurrences (cf. Fig. 1). Sources of information include Lees (1975), other references mentioned by contributors to this Special Issue, and unpublished data.

da NELSON 1978

Carbonati TROPICALI: lat 0-30° N/S; T_{H_2O} in estate $> 25^\circ$

TEMPERATI: lat 30-50° N/S; T_{H_2O} in estate $> 10-25^\circ$

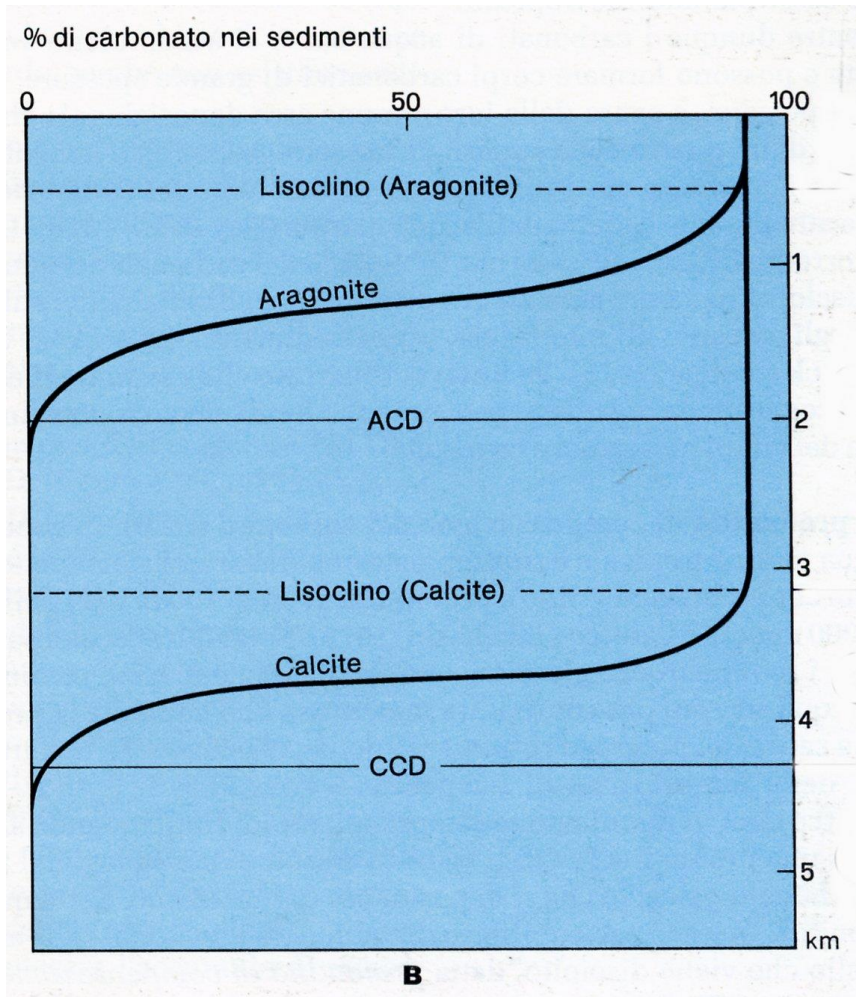
POLARI: lat $> 50^\circ$ N/S; T_{H_2O} in estate $< 10^\circ$

La precipitazione del carbonato

L'acqua (calda) ricca in $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ libera CO_2 e precipita CaCO_3 (calcite ed aragonite come minerali) secondo la formula



**CONCETTO DI CCD E ACD ossia il
LIVELLO DI COMPENSAZIONE DEI CARBONATI
(LIVELLO DI COMPENSAZIONE DELLA CALCITE
E LIVELLO DI COMPENSAZIONE DELLA ARAGONITE)**



Variazioni CCD nel tempo

IPOTESI

→ variazione lmm:

+lmm → +calcite

-lmm → + aragonite

→ attività tettonica

+attività → + calcite
(formazione dorsali oceaniche = basalti = + Mg)

+ stabilità → + aragonite

CCD più profonda all'equatore (4500-5000m); Pacifico -3500 (oceano più vecchio; + acidulo, + aggressivo) Atlantico -5500

Nei mari tropicali e subtropicali esistono due diverse condizioni ambientali in cui si verifica una estesa deposizione di sedimenti carbonatici

bassi fondali: tasso di sedimentazione alto → 100cm/1000y

acque profonde: basso tasso di sedimentazione → 10cm/1000y (decantazione plancton calcareo)

associazione tropicale → alghe verdi, coralli, grani non scheletrici anche abbondanti

associazione mari temperati e freddi → molluschi, foraminiferi, no grani non scheletrici

ATTENZIONE!!!!!!!!!!

Le particelle carbonatiche che si accumulano sul fondo del mare sono costituite da **CALCITE** (<4moli% di $MgCO_3$ → Low MgCalcite), da **CALCITE ARRICCHITA IN MAGNESIO** (>4moli% di $MgCO_3$, in genere 12-19 moli% → High MgCalcite) o da **ARAGONITE**

High MgCalcite e aragonite precipitano in ambienti tropicali attuali di acqua bassa e sono fasi instabili cioè si devono trasformare in una fase stabile

HMgCalcite è instabile per l'immiscibilità del sistema $CaCO_3$ - $MgCO_3$: differente raggio ionico

Low MgCalcite è più stabile nell'acqua marina attuale, ma è meno frequente

High MgCalcite e aragonite si trasformano in Low MgCalcite durante la diagenesi

PS: lo stato di immiscibilità fra $CaCO_3$ e $MgCO_3$ favorisce la formazione di un composto intermedio: la dolomite $CaMg(CO_3)_2$

Figura 1.2. Composizione mineralogica di gusci e scheletri carbonatici (compilato da vari Autori).

ORGANISMO	MINERALOGIA				
	ARAGONITE	ARAGONITE E CALCITE	CALCITE <i>Low</i>	Mg-CALCITE <i>High Mg Calcite</i>	Mg-CALCITE E ARAGONITE
Molluschi					
Gasteropodi	•	•			
Bivalvi	•	•	•		
Pteropodi	•				
Cefalopodi	•			○	
Brachiopodi			•	○	
Coralli					
Sclerattini	•				
Rugosi e tabulati			•	•	
Spugne			•	•	
Briozoi	•			○	•
Echinodermi				•	
Anellidi	•			•	•
Artropodi					
Decapodi				•	
Ostracodi			•	○	
Cirripedi			•	○	
Foraminiferi					
bentonici	○			•	
planctonici			•		
Algne					
Rodoficee	•			•	
Cloroficee	•				
Carofite			•		
planctoniche (Coccoliti)			•		

Diversi sono i tipi di grani che possono costituire l'impalcatura granulare:

- scheletri interi e/o in frammenti
- ooidi
- pisoidi
- peloidi
- botroidi
- noduli algali : rodoliti
oncoidi

GRANI DI ORIGINE SCHELETRICA

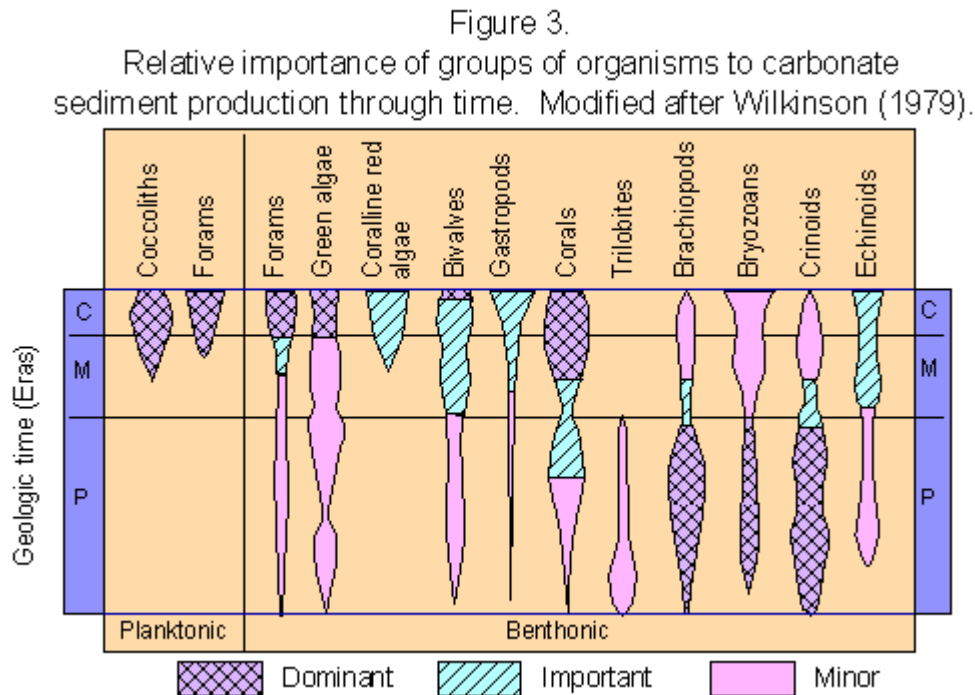
Si tratta di scheletri interi o in frammenti (bioclasti) di organismi. Tenendo presente la loro originaria mineralogia, si può prevedere come possono fossilizzare. Nel sedimento/roccia carbonatica essi sono il grano più frequente e generalmente più abbondante.

PS: esistono organismi produttori e organismi costruttori di materiale carbonatico

OGGI: i produttori sono: alghe verdi (nelle piattaforme); i foraminiferi planctonici (nelle profondità). Entrambi concorrono alla formazione del fango carbonatico.

Gli organismi costruttori sono soprattutto i coralli (scogliere).

I gruppi fossili più comuni che vanno a costituire le rocce carbonatiche sono: i molluschi, i coralli, gli echinodermi, i foraminiferi e le alghe calcaree, i gasteropodi ecc. La loro abbondanza relativa nel tempo geologico è variata, come illustrato nello schema a fianco (P è Paleozoico, M è Mesozoico e C è Cenozoico)



GRANI DETRITICI

Sono frammenti derivati da carbonati preesistenti. La loro origine è per rottura di un sedimento spesso debolmente cementato (--> intraclasti) o per disgregazione di rocce più antiche da lungo tempo litificate (-->extraclasti... questi possono essere sia carbonatici che di altre rocce).

Extra ed intraclasti geneticamente diversi.

In teoria:

Gli intraclasti non subiscono trasporto o quasi; sono più spigolosi ed irregolari

Gli extraclasti subiscono trasporto e sono più tondeggianti.

In pratica:

essendo il materiale carbonatico molto malleabile anche gli intraclasti si trovano spesso arrotondati.

Però nel 90% dei casi i grani detritici di roccia carbonatica sono intraclasti.

Gli intraclasti si riconoscono come tali fino a dimensioni di 200 micron. Più piccoli ricadono nella categoria dei peloidi.

PELOIDI

Termine poligenetico. Comprende granuli sferici, subsferici, a bastoncino, generalmente equidimensionali entro uno stesso deposito. Dimensioni da una decina di micron fino ad alcuni mm.

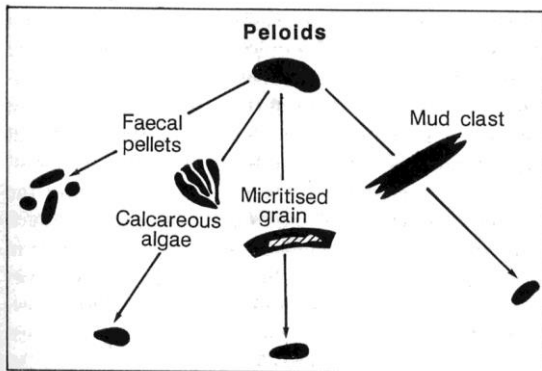
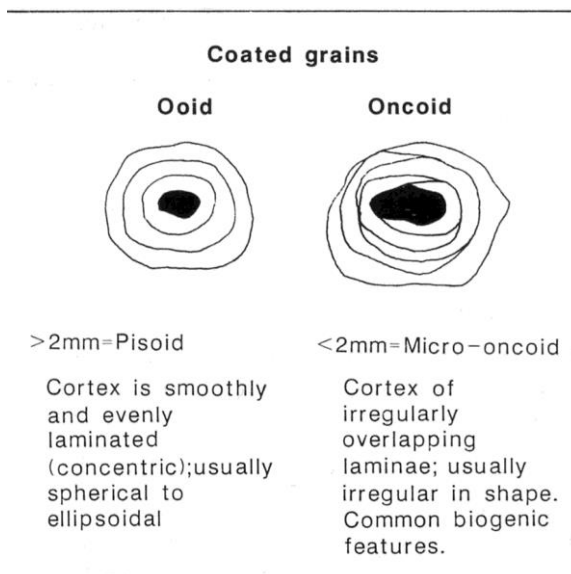


Fig. 1.7 Origins of peloids.

Origine (vedi figura):

- clastici di fango (microintraclasti; dimensioni <math><200\text{ um}</math>)
- coproliti o fecal pellets (i più frequenti) di organismi filtratori e limivori
- frammentazione di alghe calcaree
- grani micritizzati



GRANI RIVESTITI

Ooidi
(Pisoidi)
Oncoidi

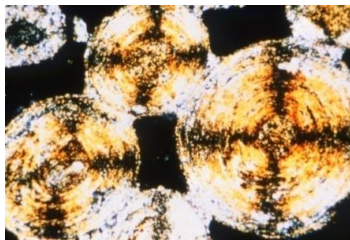
OOIDI: granuletti ovoidali di dimensioni comprese tra i 0,2-2mm (2 mm è una soglia convenzionale), ben selezionati entro uno stesso deposito.

grano=ooide, roccia con ooidi= oolite

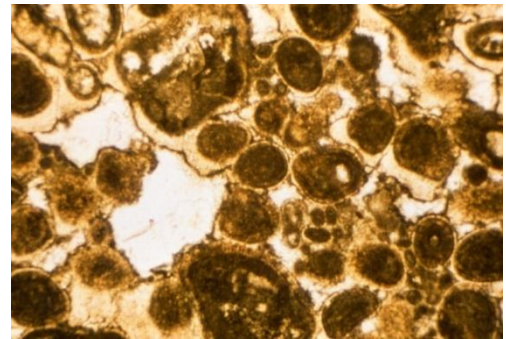
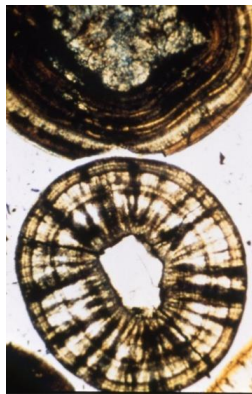
Sono costituiti da un NUCLEO ed un INVILUPPO CORTICALE (lamelle concentriche abbastanza regolari attorno al nucleo)

MECCANISMO: precipitazione chimica; gli ooidi attuali si formano soprattutto alle Bahamas: ambiente marino, bassi fondali, precipitazione chimica di aghetti di aragonite da acque calde ricche in carbonato di calcio. Le acque sono agitate e questo favorisce la precipitazione del carbonato. Si sviluppano per accrescimento attorno ad un nucleo. L'adesione è favorita dalla mucillagine algale.

Sono riconoscibili 3 tipi di struttura interna (vedi figura) legate all'ambiente di formazione degli ooidi:

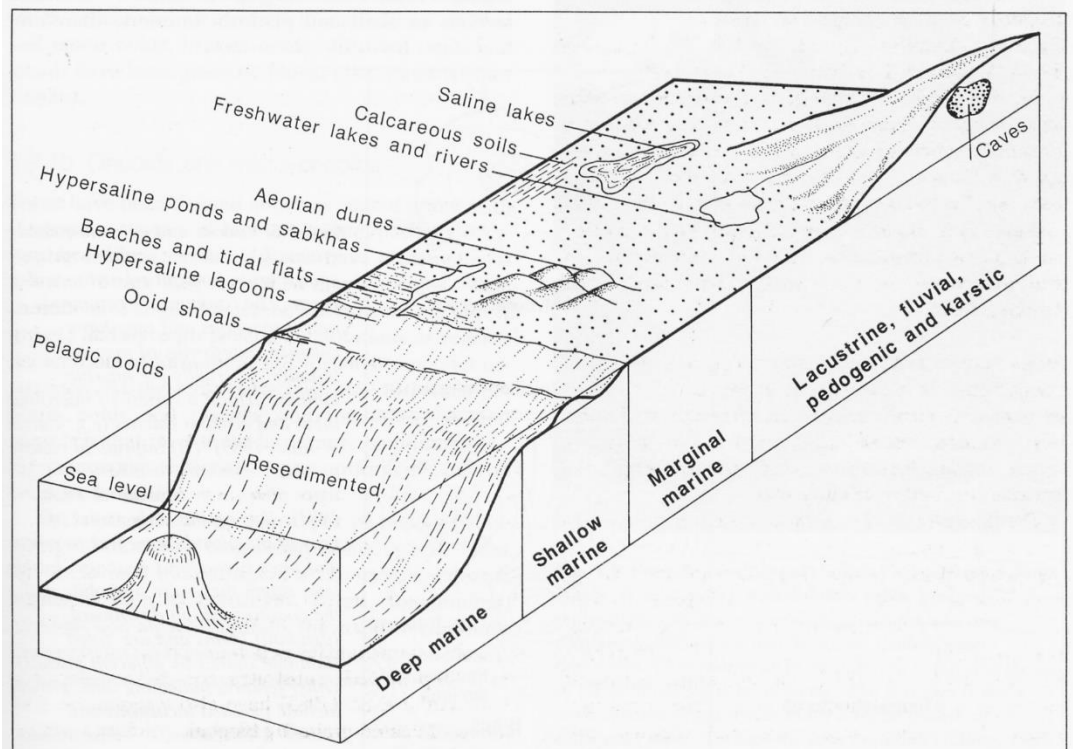


TANGENZIALE, FIBROSO
RAGGIATA (o RADIALE),
MICRITICA



Queste strutture sono visibili solo al microscopio!!

Fig. 1.4 Sites of formation and deposition of coated grains.



Nella figura a lato, i diversi ambienti in cui si possono trovare/formare gli ooidi

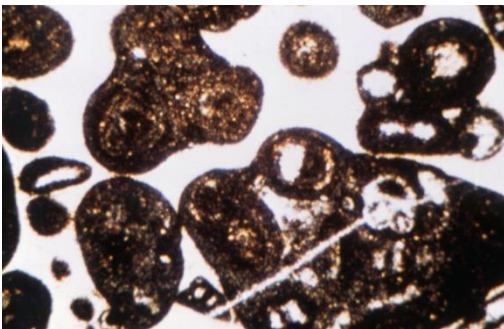
ONCOIDI: corpuscoli tondeggianti di dimensione >2 mm la cui origine è da imputare a cianobatteri (ex alghe cianoficee) (MECCANISMO: intrappolamento biomeccanico).

Hanno una struttura interna più irregolare rispetto agli ooidi: questo è dovuto al fatto che sono alghe la cui forma di crescita è legata alle correnti presenti

PS: attenzione: meccanismo di formazione diverso dagli ooidi che si formano per precipitazione chimica)

Se le dimensioni sono < 2 mm si parla di microoncoidi (molto rari)

PISOIDI: dimensioni >2 mm; struttura e forma come gli ooidi. Generalmente NON sono marine. Ambiente: grotta (perle di grotta), sorgenti termali, suoli bauxitici e calcarei



BOTROIDI o LUMP

Sono grani aggregati. Si formano in aree marine attuali a sedimentazione carbonatica per aggregazione di grani dovuta a precipitazione inorganica o per effetto di alghe incrostanti

NODULI ALGALI

Sono grani la cui formazione è dovuta ad intrappolamento biomeccanico.

Fra i noduli algali ricordiamo le **RODOLITI:** alghe coralline che si formano per secrezione di CaCO_3 attorno ai frammenti algali o tra le cellule del tessuto organico. L'accrescimento è irregolare in ambienti tranquilli, riparati e/o profondi. La forma invece è sferica in ambienti più turbolenti

Anche gli **ONCOIDI** sono in realtà dei noduli algali, ma di alghe cianoficee.

Nella figura sottostante un esempio di dove si possono trovare i vari grani (e quindi le rocce) in un tipico ambiente tropicale.



CARBONATI ACCRESCIUTI IN SITU

Sono carbonati che NON subiscono trasporto!!!
Geneticamente si riconoscono 4 tipi fondamentali:

BIOLITITI (BOUNDSTONE secondo il Dunham): Impalcature rocciose costruite dagli organismi che si trovano nella loro posizione originaria di crescita. Le cavità e gli spazi tra gli organismi possono essere riempite da cemento, fango e/o frammenti degli stessi organismi (es: scogliere).

STROMATOLITI; strutture organo-sedimentarie prodotte da cianobatteri (ex alghe verdi).

Possono essere TABULARI (sopratidali e intertidali; raramente subtidali) oppure COLONNARI (intertidali e subtidali)

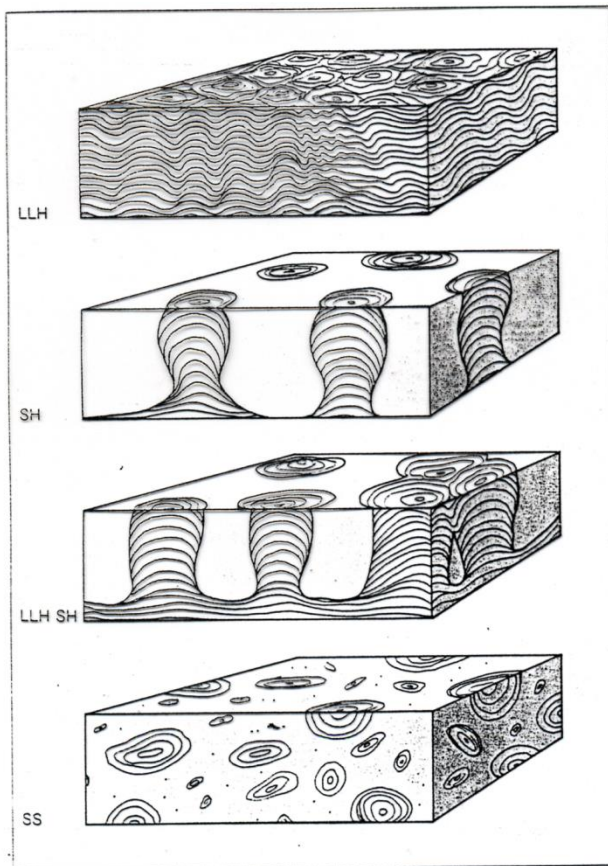


Figura 1.18. Alcune tipiche morfologie stromatolitiche. La classificazione (sulla sinistra) è da Logan *et al.*, 1964.

CARBONATI CONCREZIONATI: si formano allo stato roccioso per precipitazione chimica inorganica. Sono carbonati continentali

- TRAVERTINI
- SPELEOTEMI (stalattiti e stalagmiti)

SUOLI CALCAREI: si formano in climi semiaridi e caldo-umidi tropicali per diagenesi subaerea (pedogenesi) di rocce carbonatiche preesistenti

Es: caliche; nari; crostoni

FANGO E MICRITE

Il **fango** che costituisce la **matrice** dei carbonati attuali è carbonatico. Nelle rocce il fango prende il nome di **micrite**. Quindi la micrite è il fango carbonatico

TABELLA 3.3 – *Limite granulometrico della matrice carbonatica secondo vari Autori.*

AUTORE	LIMITE DELLA MATRICE in micron	MOTIVO DELLA SCELTA
Folk (1959, 1962)	4	genetico
Stockman et al. (1967)	15	arbitrario
Dunham (1962)	20	pratico
Leighton e C. Pendexter (1962)	30	pratico
		← in campagna, con la lente, non si possono riconoscere grani sotto questi limiti
Powers (1962)	60	arbitrario
Plumley et al. (1962)	60	arbitrario
Nelson et al. (1962)	62	arbitrario
Matthews (1966)	62	arbitrario
Ginsburg (1956)	125	pratico
Purdy (1963)	125	pratico
		← è impossibile distinguere le varie particelle scheletriche sotto questo limite
questo libro	31	comportamento idrodinamico

Nella tabella sono riassunti i limiti granulometrici della matrice carbonatica secondo vari autori e il motivo della scelta. L'ultima riga (questo libro) si riferisce al testo di Bosellini, Mutti, Ricci Lucchi.

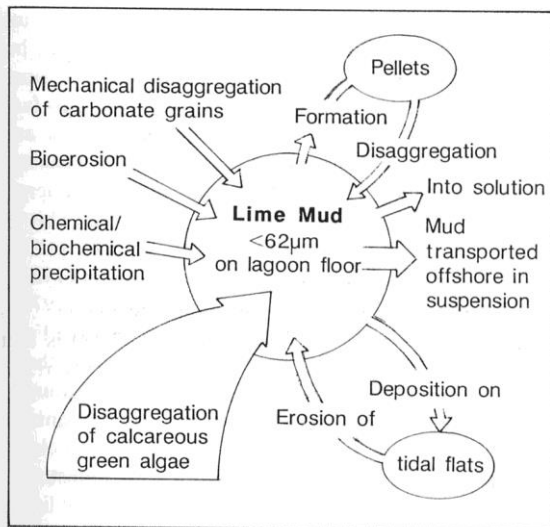


Fig. 1.13 Lime mud budget for the Bight of Abaco, Bahamas. Based on Neumann & Land (1975) and Tucker (1981).

Per Folk, il primo ad aver introdotto il termine di MICRITE (calcite microcristallina), la matrice carbonatica è di precipitazione chimica diretta. In realtà studi successivi hanno dimostrato che i fanghi carbonatici devono la loro origine a diversi processi (vedi figura a lato)

CLASSIFICAZIONE DELLE ROCCE CARBONATICHE PARTICELLARI

La filosofia: Un sedimento organogeno NON esprime necessariamente il grado di energia meccanica e l'efficacia selettiva di tale energia.

in linea generale, l'ammontare di micrite o fango carbonatico in un calcare (e non la dimensione dei grani) riflette il grado di agitazione: fanghi carbonatici tendono ad essere depositati per esempio in lagune tranquille, nelle piane tidali e nei mari profondi, in bacini ed in aree di peri-piattaforma. L'incremento di agitazione induce ad una diminuzione di micrite e ad un incremento del *fabric grain-supported* oltre che del contenuto di cemento. Le interpretazioni devono essere fatte con attenzione anche perché un fango si può essere accumulato in ambienti di alta energia, intrappolato e stabilizzato da alghe marine o da tappeti microbialitici che non lasciano traccia nel sedimento dopo la diagenesi, e la micrite può precipitare come cemento durante la diagenesi.

Esiste una classificazione per le rocce carbonatiche basata sulle dimensioni (Grabau), ma in linea di massima non è ambientale (quindi non dà indicazioni di energia), ma solo descrittiva:

Classificazione dimensionale di GRABAU (1913)

Vengono utilizzati gli stessi limiti granulometrici di Wentworth adottati per i sedimenti terrigeni.

TABELLA 3.4 – Scala granulometrica dei carbonati

mm	TESSITURA GRANULARE		MOSAICI CRISTALLINI AUTIGENI		
4	fine	Calcirudite	grossolanamente cristallini medio cristallini		
2					
1	molto gross.	Calcarenite			
	0.5			grossolana	
0.25	media				
0.125	fine				
	0.062			molto fine	
0.031	grossolana			Calculutite	finemente cristallini
	0.016				
0.008	fine				Micrite
	0.004	molto fine			
	.		criptocristallini		

NON è una classificazione ambientale, ma solo descrittiva!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!

Più appropriate sono invece le classificazioni di Folk (1962) e di Dunham (1962; successivamente modificata da Embry & Klovan, 1971) in quanto considerano **il rapporto granuli/matrice** e quindi si valuta la corrente di rimozione (nessuno dei due, infatti, considera la granulometria dei grani)

FOLK (1959, 1962)

Per Folk due sono i principali tipi di roccia carbonatica

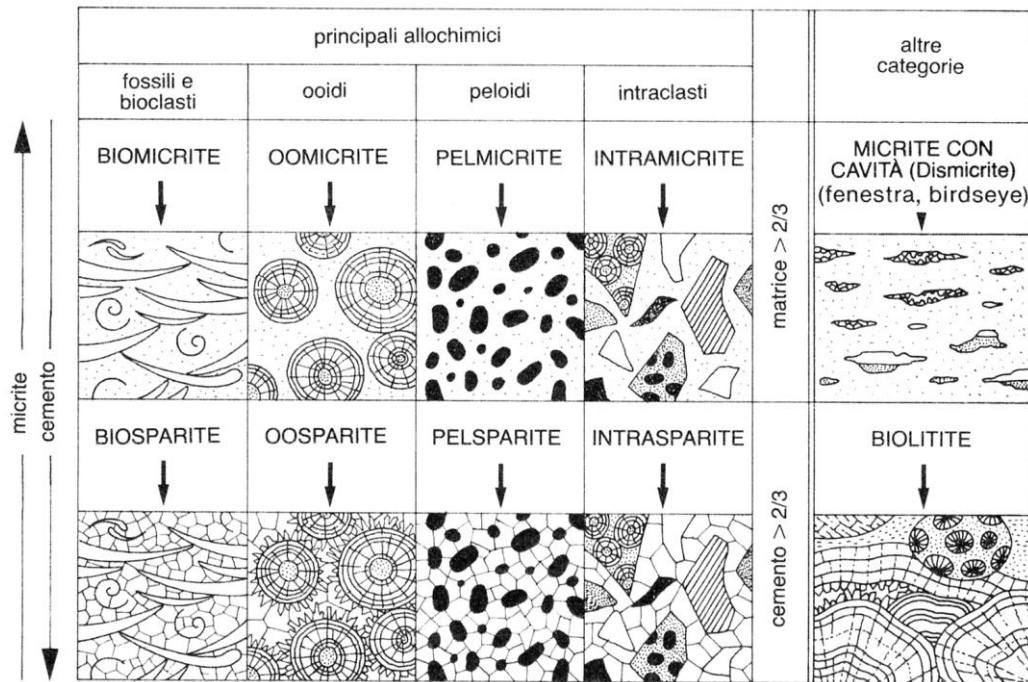


Fig. 3.35 - La classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

rocce ortochimiche: se i granuli sono < 10%: MICRITI = rocce cioè costituite da fango carbonatico inteso come precipitato chimico diretto. In realtà quest'ultimo è un concetto superato e quindi sarebbe più corretto chiamarle "fangose", piuttosto che micriti.

rocce allochimiche: se i grani sono > 10%. In questo caso sono previste due situazioni

- 1) con prevalenza di micrite (fango);
- 2) con prevalenza di cemento (calcite spatice o spatite) (elemento SEMPRE diagenetico e non deposizionale!!!)

Il cemento carbonatico è la calcite spatice cioè un precipitato chimico nelle porosità: quindi una roccia originariamente porosa che non aveva fango carbonatico nelle porosità e quindi un sedimento depositato in un ambiente a più energia (si considera il cemento fra i grani e non quello, per es, in un guscio).

Quindi Folk riconosce tre principali costituenti: allochimici (grani), la matrice (micrite) e la spatite (cemento) (micrite e calcite spatice sono considerati ortochimici).

Quattro sono le categorie di allochimici: peloidi, ooidi, bioclasti ed intraclasti. Quindi quattro principali famiglie di calcari sono riconosciute **allochimici cementati da calcite spatice, allochimici con matrice micritica e senza allochimici o con piccole chiazze (patches) di sparite** che sono micriti parzialmente ricristallizzate. Infine i calcari che mostrano strutture organiche coerenti in situ (e quindi praticamente senza alcun trasporto di sorta) sono definiti **biolititi**. Può essere aggiunto un

termine granulometrico come per esempio biosparrudite per descrivere una sparite bioclastica grossolana (per Folk, 1mm è il limite minimo della rudite).
 Un'altra categoria sono le **dismicriti** cioè le micriti con cavità.

Più usata è la classificazione di Dunham che è basata sul *fabric* della roccia o del sedimento carbonatico e sulla presenza di un **apparato biologico** (*binding*).

Tre le grosse suddivisioni: calcari fango-sostenuti (*matrix-supported*) (PS per Dunham la micrite ha dimensioni <20 um), grano-sostenuti (*grain-supported*) e apparato biologico (*biologically bound*).
 Inoltre c'è una quarta categoria: i carbonati cristallini: quando la tessitura deposizionale non è riconoscibile (per es. una dolomia secondaria).

DUNHAM (1962, e successive modifiche)

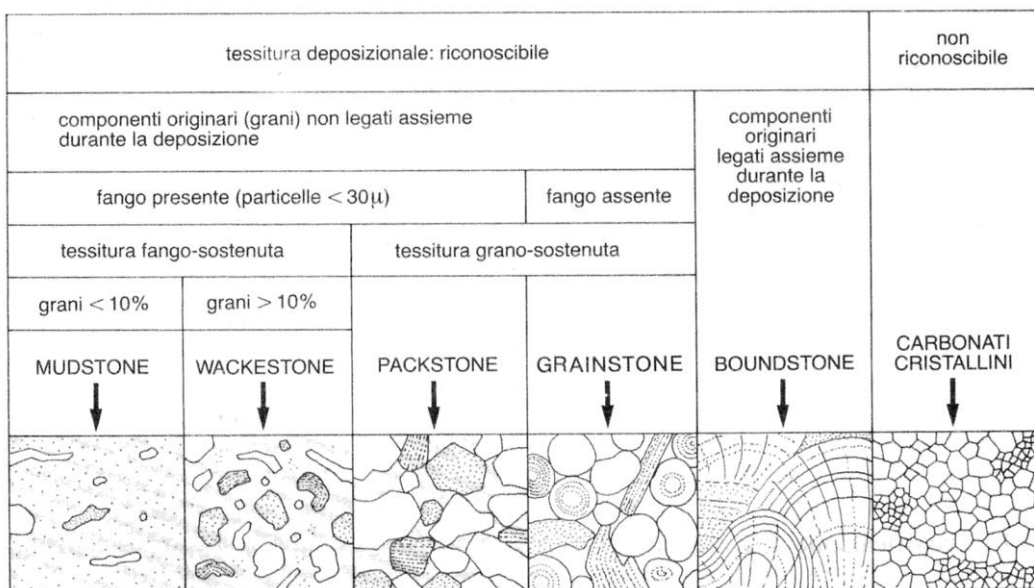


Fig. 3.36 - La classificazione delle rocce carbonatiche di Dunham (1962), in accordo alla tessitura deposizionale.

Le due classificazioni di Folk e Dunham si possono abbinare (per descrivere i grani) perchè in quella di Dunham le classi di grani non esistono.

Di seguito una ulteriore spiegazione relativa alle due classificazioni.

Lo schema classificativo di Folk (1959, 1962) (fig. 3.35) è basato sulla constatazione che la maggior parte delle rocce carbonatiche è costituita da tre componenti: a) gli allochimici (grani o particelle), nei quali sono compresi i vari tipi già descritti precedentemente (intraclasti, ooliti, grani scheletrici, peloidi ecc.), b) la matrice, costituita da micrite, e) il cemento, principalmente calcite spatica (*sparry calcite*). Gli allochimici vengono identificati da una abbreviazione (*bio* per i grani scheletrici, *oo* per le ooliti, *pel* per i peloidi, *intra* per gli intraclasti) che costituisce il prefisso qualificante della roccia, seguito dal termine *micrite* o *sparite* a seconda se è dominante la matrice o il cemento (fig. 3.35). Possiamo così avere *biomicriti*, *oomicriti*, *pelmicriti*, *intramicriti* e, analogamente, *biospariti*, *oospariti* ecc. Se la roccia è costituita da due o più allochimici si possono combinare termini in serie, quali *oopelsparite*, *biointrapelmicrite*... e chi più ne ha più ne metta. Con un'ulteriore modificazione si possono anche introdurre i termini granulometrici di Grabau, come in *biosparrudite* o *intramicrudite*. Altre due categorie introdotte da Folk sono le *biolititi*, cioè calcari accresciuti *in situ* (stromatoliti, rocce algali e coralligene) e le *dismicriti* (contrazione di *disrupted micrite*), le quali non sono altro che calcari a *birdseye* e *fenestrate* (v. cap. 4).

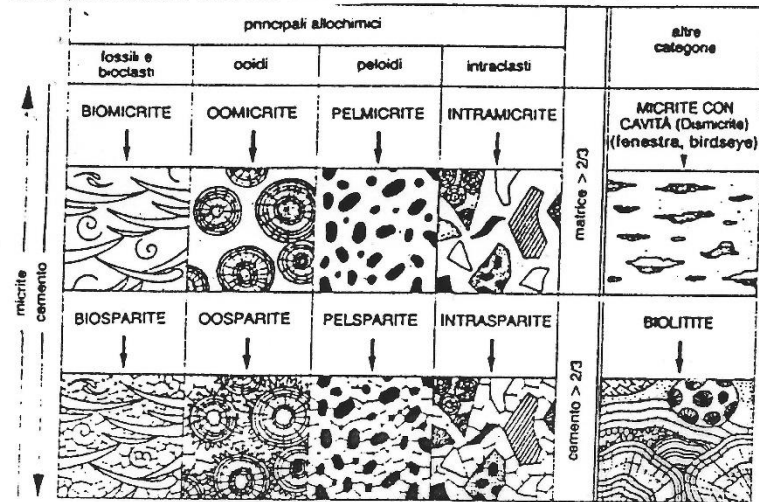


Fig. 3.35 - La classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

La classificazione di Dunham (1962) (fig. 3.36), che per la sua semplicità ed il suo profondo significato geologico è quella maggiormente adottata, sia nel campo accademico che in quello industriale, divide i carbonati sulla base dell'originaria tessitura deposizionale; il cemento perciò, che viene inserito in fase diagenetica, non è considerato un criterio classificativo e, di conseguenza, la classificazione è applicabile sia a sedimenti attuali, sciolti, che a rocce antiche.

Dunham fa una distinzione fondamentale tra i carbonati granosostenuti, in cui le particelle o i grani sono in contatto l'un l'altro, e quelli fangosostenuti, in cui i grani sono

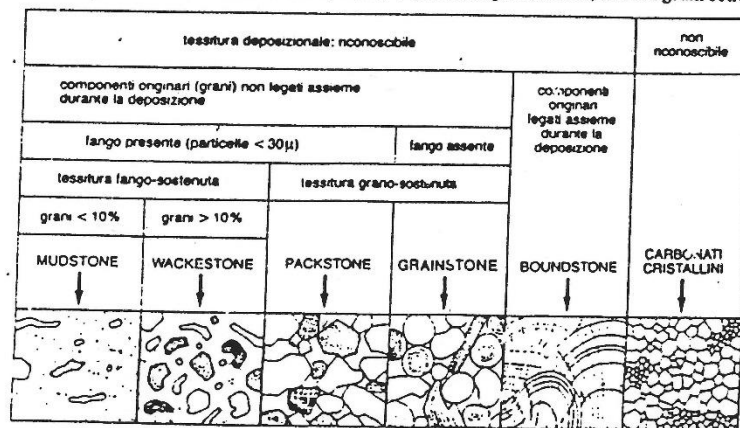
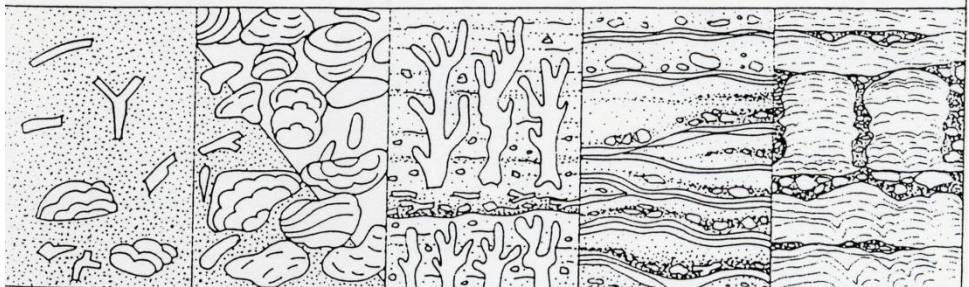
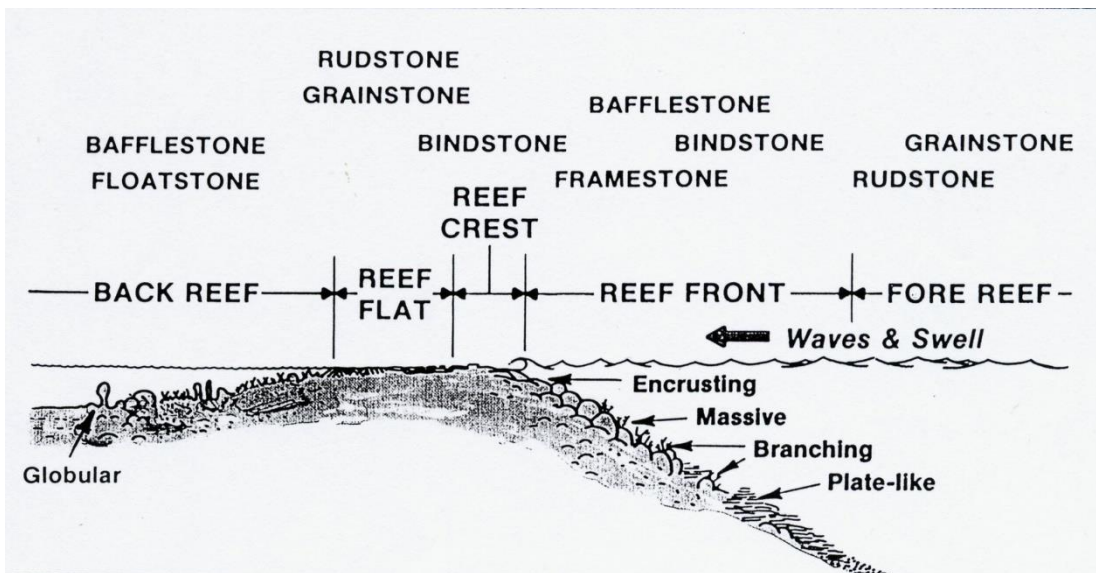


Fig. 3.36 - La classificazione delle rocce carbonatiche di Dunham (1962), in accordo alla tessitura deposizionale.

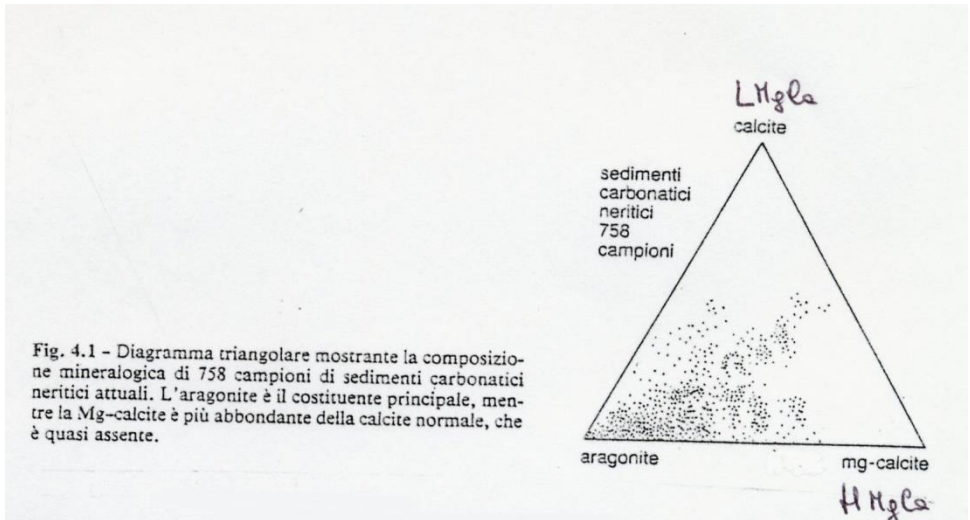
dispersi e flottanti nella matrice di fango carbonatico (fig. 3.37). I carbonati granosostenuti sono detti *grainstone* quando non esiste matrice, e quindi negli originari vuoti intergranulari è precipitato il cemento, e *packstone* quando tra i grani esiste anche una certa percentuale di micrite; i *wackstone* sono calcari le cui particelle, che devono costituire più del 10% della roccia, sono disperse nella matrice, mentre i *mudstone* sono micriti PURE

La classificazione di Dunham è stata successivamente integrata da **Embry and Klovan** (1971) che hanno incluso i tipi di roccia che si trovano nei depositi di reef (scogliera). Tale classificazione non è di facile applicazione.

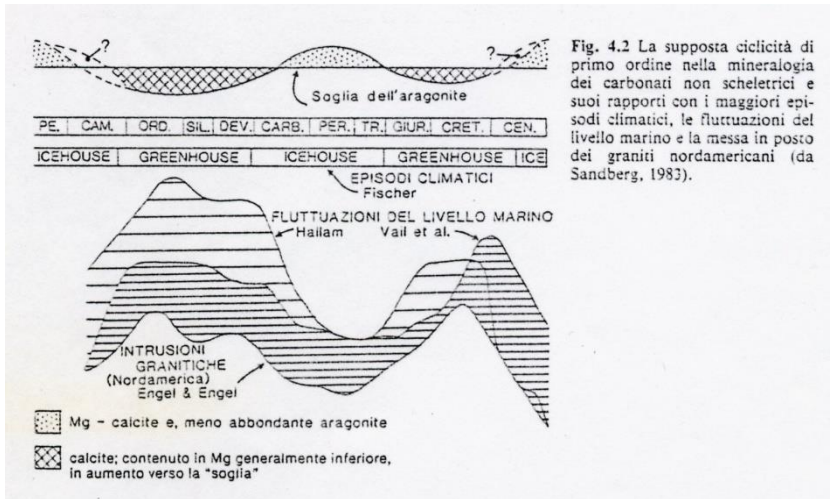
ALLOCTONI		AUTOCTONI		
I singoli componenti non sono legati organicamente durante la deposizione. Più del 10% dei grani è > 2 mm		I vari elementi sono già legati tra loro durante il processo sedimentario da organismi che:		
Elementi flottanti in matrice	Elementi sostenuti da componenti > 2 mm	agiscono come diaframmi	incrostanto e legano	costruiscono una rigida impalcatura
FLOATSTONE	RUDSTONE	BAFFLESTONE	BINDSTONE	FRAMESTONE

I PROCESSI DIAGENETICI NELLE ROCCE CARBONATICHE



distribuzione dei carbonati attuali



La composizione chimica delle acque marine è cambiata nel tempo

IPOTESI:

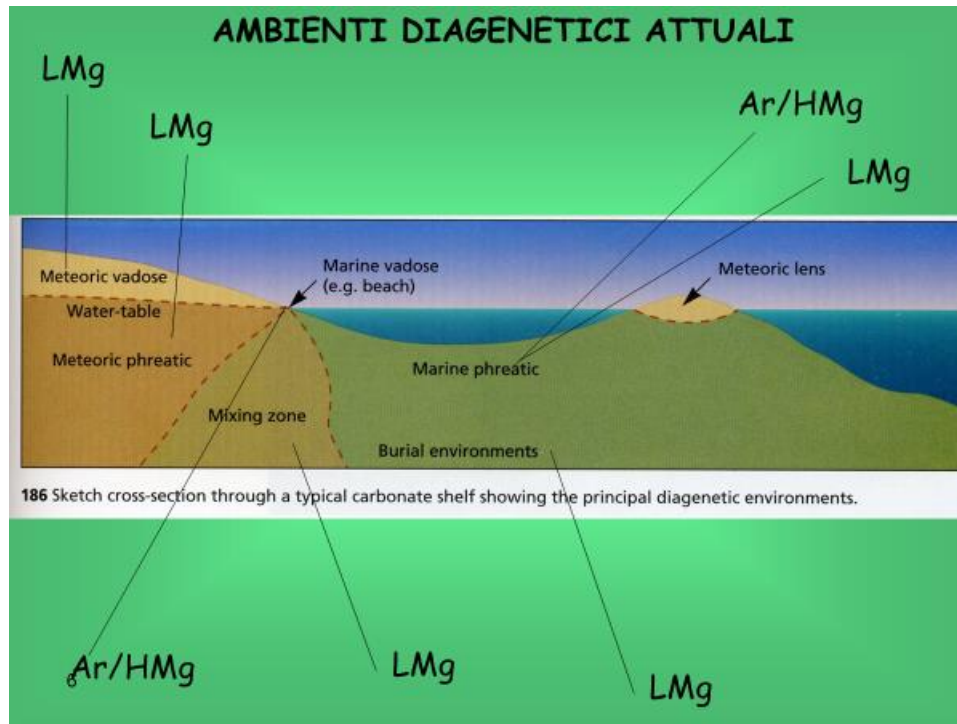
- variazione del livello medio mare (lmm):
 - +lmm → +calcite (LMg)
 - lmm → + aragonite (+ evaporiti)
- attività tettonica
 - +attività → + calcite (formazione dorsali oceaniche =basalti=+ Ca)
 - + stabilità → + aragonite

I concetti chiave sono:

- 1) La diagenesi nei sedimenti carbonatici inizia ad operare immediatamente dopo la deposizione
- 2) La maggior parte della diagenesi avviene nelle acque basse e nella zona di transizione mare-terra
- 3) La diagenesi può essere precoce (es: bird eyes) o tardiva (es: stiloliti): nella diagenesi precoce le strutture deposizionali si conservano dopo la diagenesi proprio perché i pori sono cementati, in quella tardiva in genere no!

**Diagenesi precoce → massimo 50 m di profondità
(collegamento con l'ambiente di deposizione)**

**Diagenesi tardiva → 3-4000 m di profondità
(NON c'e' collegamento con l'ambiente deposizionale)**



I processi diagenetici che coinvolgono le rocce carbonatiche sono riconducibili a:

DISSOLUZIONE - CEMENTAZIONE - TRASFORMAZIONE NEOMORFICA

Inoltre, **DOLOMITIZZAZIONE E SILICIZZAZIONE**

DISSOLUZIONE

Ambiente subaereo: cavità e vuoti per asporto di parti costituite da minerali carbonatici più solubili (porosità secondaria)

Ambiente subacqueo: dissoluzione del carbonato via via che sedimenta (acque fortemente sottosature in CaCO_3 e basso tasso di sedimentazione)

CEMENTAZIONE

Modalità di cementazione diversa a seconda che il fenomeno avviene sotto l'acqua del mare, in spiaggia o in condizioni subaree.

IL CEMENTO NON HA SIGNIFICATO DEPOSIZIONALE. Tuttavia, dal cemento precoce posso risalire all'ambiente di deposizione

Il CEMENTO carbonatico

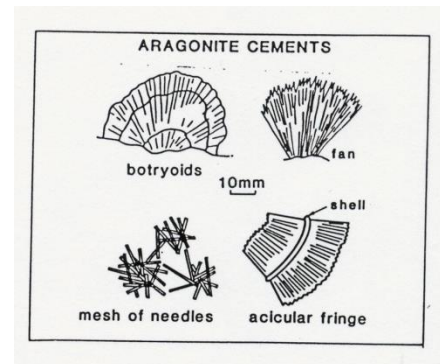
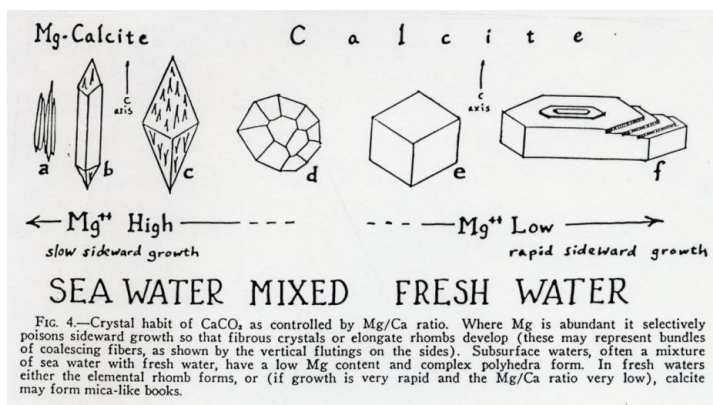
Concetto di ambiente vadoso e ambiente freatico

Cemento: nuovi cristalli che vanno ad occupare uno spazio prima riempito da fluidi, acqua o aria, e quindi pori. La porosità può essere primaria oppure secondaria. La cementazione può avvenire, come già abbondantemente detto, precocemente.

Dalla **composizione mineralogica** del cemento (LMgCa – HMgCa – Aragonite che hanno **forme** diverse) si deduce la composizione del fluido circolante, mentre da come il cemento si sviluppa nelle porosità (**geometria** del cemento) si può dedurre se il cemento si è formato in una zona vadosa o freatica.

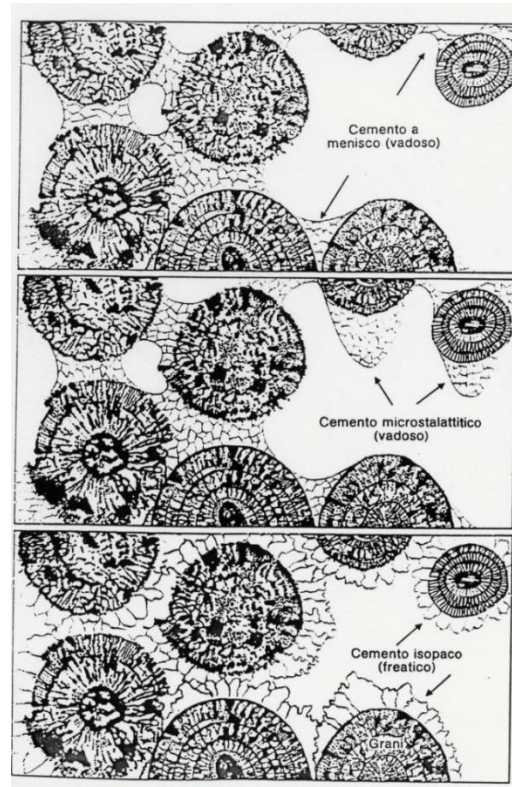
La differenza fra i cementi marini e continentali sta nel diverso chimismo e quindi nella forma dei cristalli di cemento. **FORMA** e **GEOMETRIA** del cemento indicano quindi se il cemento è marino o continentale (FORMA) distinguendo fra vadoso e freatico (GEOMETRIA)

A puro titolo di esempio nelle figure che seguono le forme dei cementi carbonatici



.....e le geometrie...

Queste caratteristiche sono visibili esclusivamente al microscopio e saranno oggetto di studio nell'ambito del corso di Geologia Stratigrafica e Sedimentologia.



TRASFORMAZIONI NEOMORFICHE

Avvengono in ambiente "umido"!!

- **Trasformazioni polimorfiche (INVERSIONE).** Es: aragonite in calcite (CALCITIZZAZIONE)
- **RICRISTALLIZZAZIONE:** rimane la mineralogia originaria, cambia l'abito cristallino. Es: HMgCalcite in LMgCalcite

In genere la micrite HMgCalcite subisce una **AGGRADAZIONE NEOMORFICA**: aumento della taglia.

ALTRI PROCESSI DIAGENETICI

COMPATTAZIONE

Costipamento ossia riduzione delle porosità. Origine: sovraccarico.

La compattazione può essere **MECCANICA** (impacchettamento serrato dei grani. Può avvenire subito dopo la deposizione) o **CHIMICA** (richiede alcune centinaia di metri di seppellimento; es stiloliti).

MICRITIZZAZIONE

Processo attraverso il quale i margini dei grani carbonatici vengono rimpiazzati da micrite: il fenomeno può avvenire all'interfaccia (o subito sotto) acqua/sedimento.

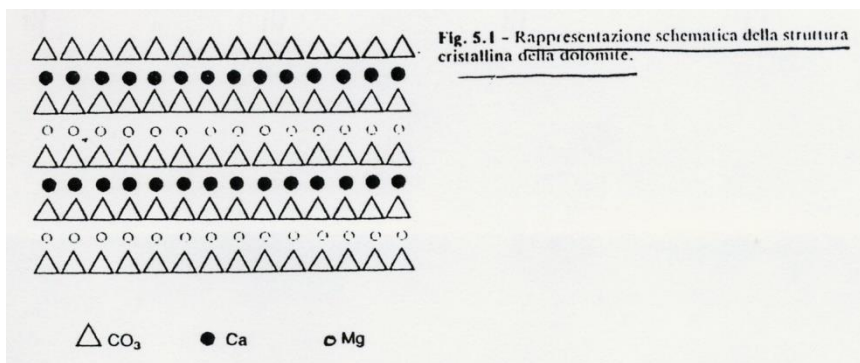
DOLOMIE E DOLOMITIZZAZIONE

La **DOLOMIA** è una roccia carbonatica composta prevalentemente dal minerale **DOLOMITE**. La dolomite è un carbonato doppio di Ca e Mg $\rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

La dolomite può essere di precipitazione diretta (**dolomia primaria** – rara) oppure può essere un prodotto di sostituzione (**metasomatismo**) (**dolomia secondaria** – più frequente).

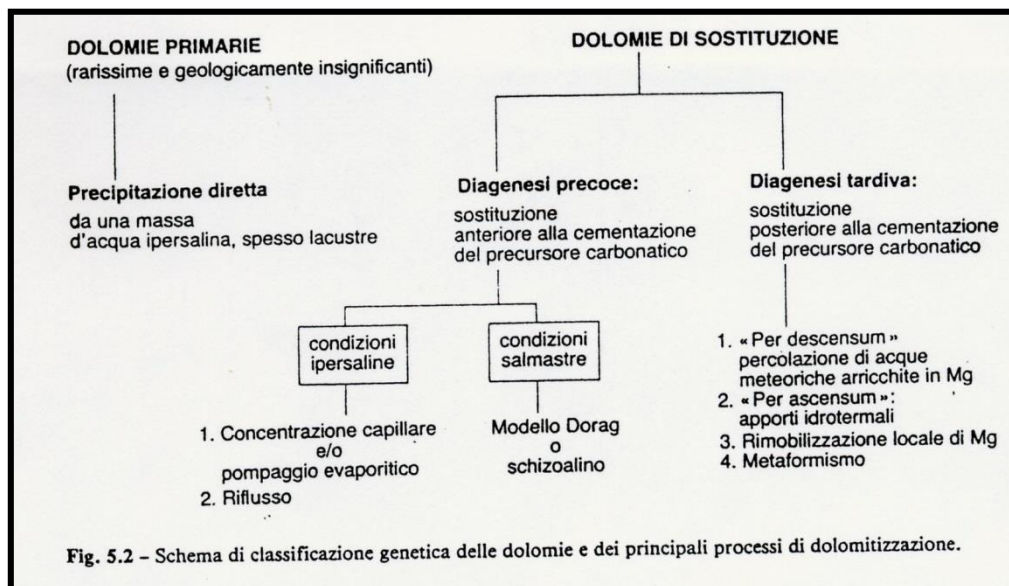
La maggior parte delle dolomie antiche è di sostituzione.

Le **dolomie secondarie** sono rocce importanti dal punto di vista economico in quanto serbatoi di idrocarburi. Sono importanti anche dal punto di vista stratigrafico in quanto occupano una parte cospicua della colonna stratigrafica (sono pre-cambriche, paleozoiche, mesozoiche).



La dolomite ha una struttura cristallina complicata, ma molto ordinata: due ioni Ca e Mg che si alternano con lo ione carbonato (CO₃²⁻)

DOLOMITIZZAZIONE = sostituzione di ioni Ca con ioni Mg; la dolomia è quindi soprattutto un prodotto diagenetico.



La dolomite ha una struttura interna più compatta della calcite. Questo implica che, a parità di peso la dolomite ha una struttura cristallina più compatta del 12-13% rispetto la stessa quantità di calcite, e quindi una porosità abbastanza alta. La dolomitizzazione tende a produrre (sostituzione Ca \rightarrow Mg) ed a preservare gli spazi porosi. E' per questo che è importante come roccia serbatoio.

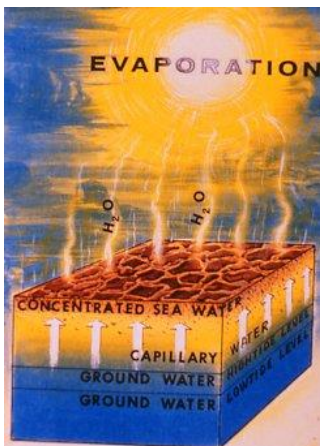
MODELLI DI DOLOMITIZZAZIONE PRECOCE

Sulla base del chimismo del fluido dolomitizzante si possono distinguere *modelli ipersalini* e *modelli salmastri*.

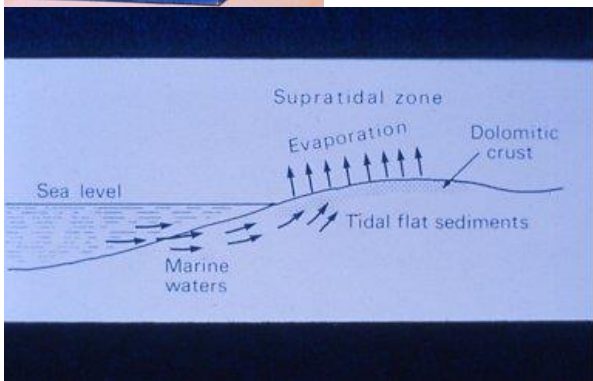
Modello Ipersalino

Le soluzioni ipersaline necessarie ad aumentare il rapporto Mg/Ca vengono prodotte tramite evaporazione e conseguente movimento ascensionale dei fluidi attraverso il sedimento che può esplicarsi con meccanismi differenti:

- *concentrazione capillare e/o pompaggio evaporitico*
- *riflusso*



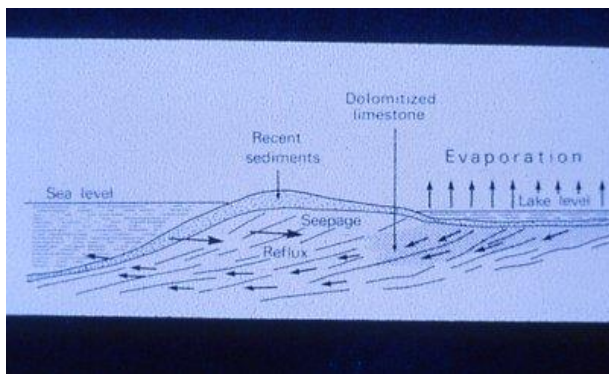
Nel primo meccanismo si presuppone l'esistenza di una piana di marea retrostante una laguna; in condizioni climatiche aride, nei momenti di intensa evaporazione e ridotto rifornimento idrico, nelle aree sopratidali si innesca un movimento di risalita delle acque con sviluppo di evapotraspirazione. La perdita d'acqua è rimpiazzata dalla continua introduzione nel sistema di nuova soluzione di derivazione marina (nei settori più esterni della piana tidale) o continentale: l'evaporazione lascia, come residuo, una salamoia interstiziale che può raggiungere valori di salinità 5 volte superiori all'acqua marina normale e rapporti Mg/Ca pari anche a 40:1. Con queste condizioni esistono le premesse allo sviluppo della dolomitizzazione dei sedimenti attraverso i quali passano (e ristagnano) tali salamoie.



In questo sviluppo ricopre una grande importanza la antecedente precipitazione di gesso, poiché non solo permette di fissare il calcio (essendo un solfato di calcio), elevando ancor di più il rapporto Mg/Ca, ma soprattutto rimuove lo ione solfato che inibisce lo sviluppo della dolomitizzazione.

I sedimenti dolomitizzati di queste aree tidali sono dolomie microcristalline caratterizzate da laminazioni algali, fratture e poligoni da

essiccamento.



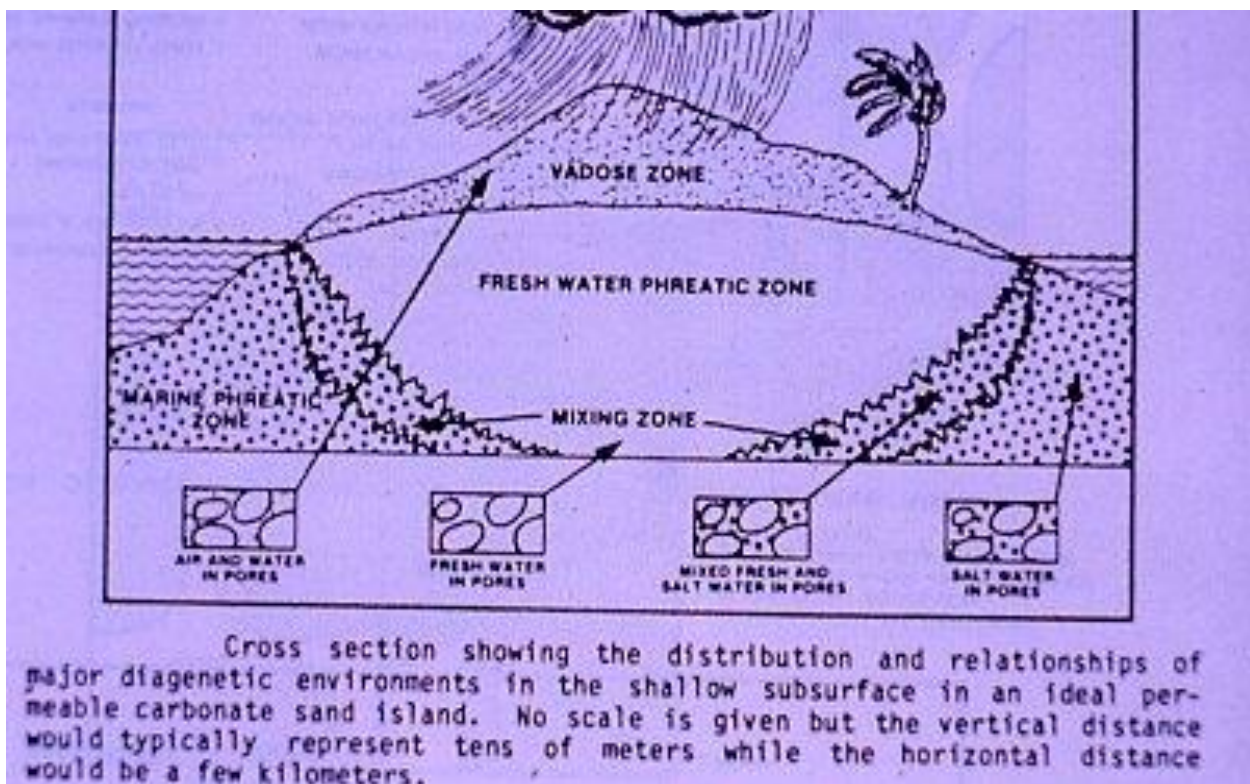
Nel meccanismo del *riflusso*, si presuppone l'esistenza di una piattaforma carbonatica bordata da barriere (scogliere organogene, barre litorali...) che racchiudono lagune interne, più o meno ristrette. Se il clima è arido, nei settori più interni di tali lagune si vengono a concentrare, per successive evaporazioni, dense salamoie ipersaline che poi, per gravità, tendono a rifluire verso mare; la presenza delle barriere limiterebbe il riflusso libero determinando il ristagno delle salamoie nelle parti più depresse delle lagune. Le salamoie così

formati, nel tentativo di rifluire verso mare, percolerebbero attraverso i sedimenti dolomitizzandoli.

Modello Salmastro

In questo modello si spiega come acque salmastre derivate dalla miscela di acque ipersaline e dolci siano in grado di dolomitizzare efficacemente le rocce attraversate. La diluizione di salamoie da parte di acque dolci, provoca una drastica diminuzione della salinità, mantenendo quasi costante il rapporto Mg/Ca, e le soluzioni risultanti rientrano nel campo di stabilità della dolomite.

In condizioni ipersaline bisogna raggiungere valori molto elevati nel rapporto Mg/Ca affinché si verifichi la precipitazione di dolomite invece di aragonite e/o calcite, mentre in condizioni salmastre, al contrario, la dolomite cristallizza con rapporti molto minori: basti pensare che sono sufficienti percentuali di acqua marina comprese tra il 5% e il 50% affinché si abbia sovrassaturazione della dolomite e quindi si verifichi la precipitazione di tale minerale.



Gli ambienti in cui possono aversi queste situazioni sono gli ambienti **schizoalini** cioè, ad esempio, gli ambienti costieri periodicamente interessati da acque "dolci" meteoriche, in seguito alle quali è possibile l'instaurarsi di acquiferi di acque dolci sotterranee che quindi diventano potenziali aree di dolomitizzazione.

In letteratura geologica, il modello qui descritto è noto come "modello Dorag" e spiega l'origine di quelle dolomie che non sono associate a rocce evaporitiche, oppure di quelle di cui non esistono evidenze di alti strutturali o piattaforme carbonatiche. Questo modello comunque è per lo più congetturale, e molto criticato.

MODELLI DI DOLOMITIZZAZIONE TARDIVA

Le conoscenze sulla dolomitizzazione diagenetica tardiva sono incomplete. Diversi i modelli proposti. I più ricorrenti:

1. Per **descensum**: percolazione di acque meteoriche arricchite in magnesio derivante dalla lisciviazione meteorica di successioni carbonatiche ricche in Mg calcite
2. Per **ascensum**: risalita del fluido-soluzione dolomitizzante. Si tratta di risalita idrotermale attraverso faglie. Il calore proviene dalla messa in posto per es. di un plutone. Questo modello, secondo alcuni autori, spiega gran parte delle dolomie tardive, ma non tutte. La dolomite che cristallizza è per lo più idiomorfa, con grossi cristalli (>200 um), spesso zonati (dolomie sellate - *saddle dolomite* – si forma a temperature relativamente elevate – 50-150°C – e testimoniano l'importanza dei processi termali nella dolomitizzazione tardiva).

Quindi, un elemento che ci consente di dire se una dolomia è precoce o tardiva è se la dolomia segue le faglie o altre discontinuità: infatti, poiché le faglie sono posteriori alla messa in posto dei carbonati, la dolomia è tardiva ed il meccanismo che ha innescato la dolomitizzazione può essere stato per esempio un evento vulcanico (per esempio l'ammasso del Latemar nelle Dolomiti).

La dolomia precoce, invece, segue ed è in accordo con le strutture deposizionali; inoltre, dal punto di vista petrografico, la dolomite precoce è per lo più microcristallina, associata a laminazioni algali e varie strutture da essiccamento.

La dolomitizzazione è un processo che tende a distruggere le strutture calcaree originarie.

Tuttavia a volte ci può essere una conservazione → **dolomitizzazione selettiva**: si tratta di sostituzione disomogenea guidata da disomogeneità originarie (strutture organiche, variazioni di porosità etc). A volte rappresenta i primi stadi di un processo di dolomitizzazione non portato a compimento.

CLASSIFICAZIONE COMPOSIZIONALE DELLE DOLOMIE in base al contenuto di Mg – Ca:

	% CaCO ₃	% CaMg(CO ₃) ₂
CALCARE	100-95	0-5
CALCARE MAGNESIACO	95-90	5-10
CALCARE DOLOMITICO	90-50	10-50
DOLOMIA CALCAREA	50-10	50-90
DOLOMIA	10-0	90-100

DEDOLOMITIZZAZIONE

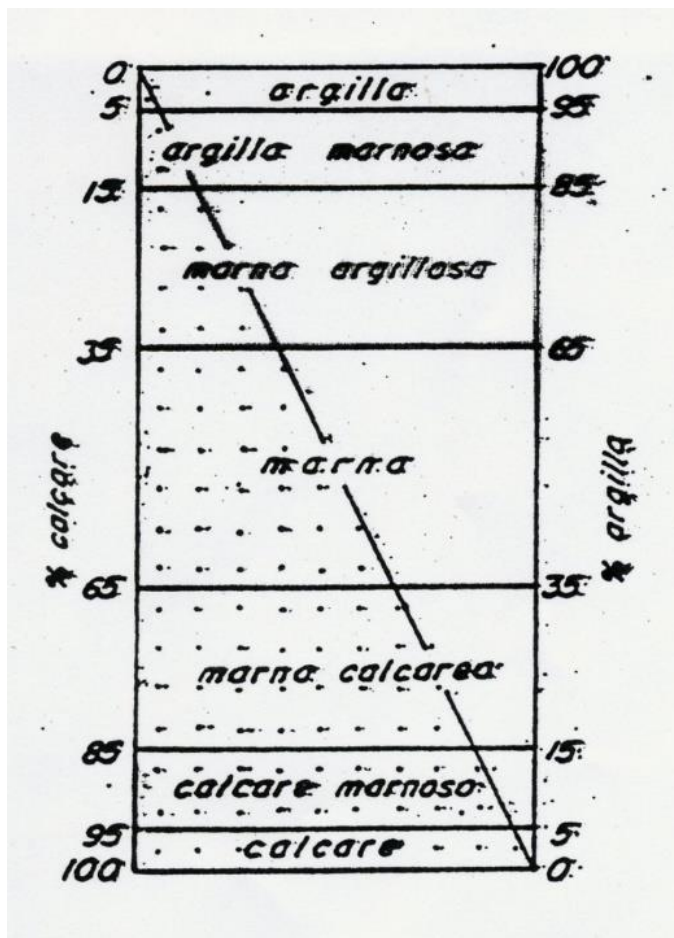
Ossia calcitizzazione della dolomite. La calcite va a ri-sostituire la dolomite (completamente, ma più spesso in modo parziale). Si attua generalmente in zone superficiali, quando la dolomite entra a contatto con le acque meteoriche, a basse temperature e basse pressioni parziali di CO₂.

La dedolomitizzazione si verifica al microscopio.

ROCCE A COMPOSIZIONE MISTA

Calcari (dolomie) marnosi, marne calcaree (dolomitiche), marne

Seguendo lo schema seguente, le rocce carbonatiche in cui è presente una certa quantità di materiale terrigeno (in genere della dimensione dell'argilla) vengono classificate in base alla percentuale di questo "elemento" estraneo alla sedimentazione carbonatica.



SEDIMENTI SILICEI E SELCI

I sedimenti silicei attuali sono costituiti prevalentemente da silice biogenica (diatomee, radiolari, spugne).

I sedimenti silicei prevalgono sotto il CCD, ma melme a diatomee si trovano anche in acque dolci e depositi lacustri.

Le rocce silicee sono:

- leggerissime, porose, friabili, bianche-giallognole. Costituite da diatomee e radiolari (diatomiti, radiolariti)

ES: farina fossile (ambiente lacustre); tripoli (ambiente marino)

- compatte, dure, di vario colore → SELCI (CHERT): roccia monomineralica (SiO_2) (il colore viene dato dalla presenza di impurità come ferro, sostanza organica ecc)

Le **selci** possono essere

nodulari → origine diagenetica (sostituzione di originaria micrite: dissoluzione di gusci silicei e riprecipitazione di SiO_2 sotto forma di opale CT prima nei vuoti e poi grani e matrice carbonatici vengono sostituiti. In questo caso il precursore carbonatico conserva la sua struttura originale.

stratiformi → origine biogenica (accumulo di organismi silicei)

esistono poi le rocce silicee miste, generalmente associate ai calcari → **calcari selciferi**

diagenesi della silice per seppellimento (concetto di maturazione della selce)

OPALE A	OPALE C – T (cristobalite-tridimite)	QUARZO MICROCRISTALLINO
OPALE BIOGENICO AMORFO	METASTABILE	e CALCEDONIO

MATURAZIONE DELLA SELCE →

E' un processo molto lento

LE EVAPORITI

Depositi salini che si formano per precipitazione diretta da soluzioni concentrate dette SALAMOIE (BRINE).

Ambiente: marino e continentale (bacino endoreico)

Importanti geologicamente: GESSO ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$)
ANIDRITE (CaSO_4)
SALGEMMA (NaCl)

Organismi rari (alghe cianofitiche – cianobatteri) o assenti (ambiente tossico)

I minerali evaporitici più comuni sono gesso, anidrite e salgemma:

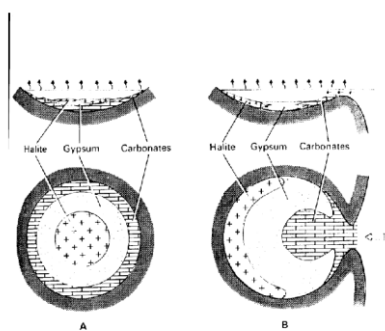
Gesso: $\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O}$ - solfato di calcio idrato che precipita direttamente dall'acqua marina.

Anidrite CaSO_4 - solfato di calcio anidro (gesso anidro) che deriva dalla disidratazione del gesso. Il passaggio gesso-anidrite avviene con una riduzione di volume pari al 38% ed aumento di porosità. Il passaggio è reversibile (gesso->anidrite->gesso).

Salgemma NaCl - cristalli cubici tipicamente salati. In natura si incontra più raramente del gesso o anidrite perché il punto di saturazione e precipitazione di salgemma richiede elevati gradi di isolamento del bacino di sedimentazione. Precipita direttamente dall'acqua marina dopo il gesso.

TIPI di EVAPORITI

Evaporiti singenetiche-deposizionali (primario)



Nucleazione di sali all'interfaccia acqua-aria e poi decantazione sul fondo del bacino. Sono subacquee, stratificate con grande estensione laterale e spessore regolare.

Costituite principalmente da salgemma e gesso cristallino fine laminato. Si formano in bacini perenni, lagune o laghi perenni, specchi d'acqua effimeri.

Evaporiti di diagenesi precoce

Si formano sotto l'interfaccia deposizionale per evaporazione delle soluzioni interstiziali in ambiente arido. Precipitano quindi in un sedimento ospite; la loro crescita può preservare o obliterare le strutture precedenti. Costituite principalmente da gesso (in condizioni più umide da sub a sopratidali), anidrite (in condizioni più secche, generalmente con crescita di noduli che spingono lateralmente il sedimento ospite). Il salgemma è raro, solo in croste. Queste evaporiti, spesso associate a dolomie, sono tipiche di ambienti di sabkha.

Sabkha: piane sopratidali in clima arido, come ad esempio lungo la costa sudoccidentale del Golfo Persico. In una sabkha, la precipitazione può avvenire su vasta scala, entro il sedimento preesistente, soprattutto nella frangia capillare che sta sopra la tavola d'acqua.

Le evaporiti diagenetiche precoci si formano anche in aree desertiche, anche montane, in depressioni temporaneamente riempite da acque ipersaline.

Evaporiti di diagenesi tardiva

Successive alla litificazione, per stress tettonico.

Si possono formare per variazioni delle condizioni chimico-fisiche all'interno di un sedimento antico sepolto in zone sottoposte a regime di stress tettonico (faglie, pieghe). Soluzioni interstiziali impregnanti il sedimento possono dare origine a corpi evaporitici localizzati e discordanti. Le evaporiti diagenetiche di diagenesi tardiva sono corpi deformati che non indicano, quindi, direttamente l'ambiente primario di formazione. Un aspetto spettacolare delle evaporiti diagenetiche tardive è la formazione di diapiri, legati alla risalita di salgemma che, in virtù della sua bassa densità, intrude le rocce incassanti fino a volte sfondare la copertura sedimentaria e giungere alla superficie.

Evaporiti clastiche

Per frammentazione di precedenti depositi evaporitici (gessareniti)

Esperimento di Usiglio (1849)

sequenza dei minerali evaporitici che si depositano per evaporazione di acqua marina.

Da un litro di acqua marina con salinità del 38.4 per mille a 12.5°C si depositano in sequenza:

0.11gr di carbonato di calcio (CaCO₃) quando il volume è ridotto a 1/2

1.74gr di gesso quando il volume è ridotto a 1/5

29.64gr di salgemma e 2.47gr di MgSO₄ quando il volume è ridotto a 1/10

3.31gr di MgCl₂, 0.55gr di NaBr e 0.53gr di KCl quando il volume è ridotto a 1/20 Per far depositare un metro di sali dobbiamo far evaporare 64.6 metri di acqua marina. Per un metro di gesso, un chilometro di acqua marina. Quindi, per avere notevoli spessori di evaporiti (e.g., sali messiniani), dobbiamo avere evaporazione e continuo apporto di nuova acqua marina, e subsidenza del bacino di sedimentazione delle evaporiti calibrata alla velocità di sedimentazione delle evaporiti.

Nella figura le abbondanze relative dei vari sali precipitati per evaporazione di acqua marina in laboratorio (A) ed osservate nei sedimenti fossili (B,C)

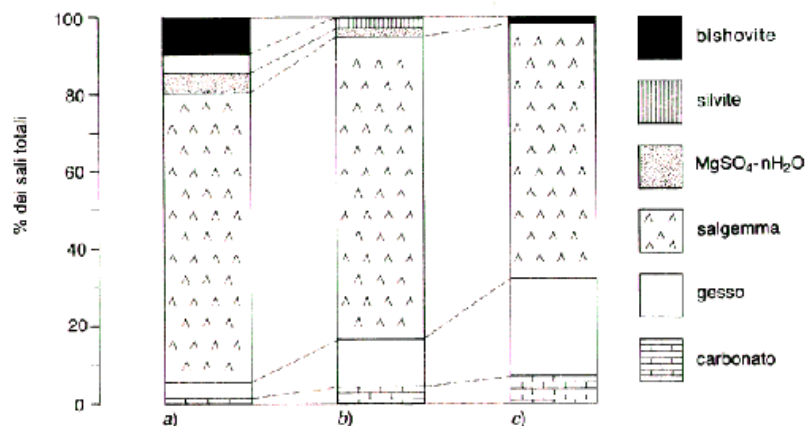


Fig. 6.5 - Abbonanza relativa dei principali sali. (a) precipitati in condizioni sperimentali per evaporazione di acqua marina normale; (b) presenti nella successione permiana dello *Zechstein*; (c) presenti mediamente nei depositi evaporitici. Si noti l'eccesso di carbonati e solfati nelle successioni fossili. (Borchert e Muir, 1964; Schmalz, 1969.)

Le ROCCE ORGANICHE (CENNI)

Quasi tutte le rocce sedimentarie contengono un variabile contenuto di sostanza organica di origine animale, vegetale o mista che per la maggior parte si decompone (condizioni subaeree e ambienti subacquei)

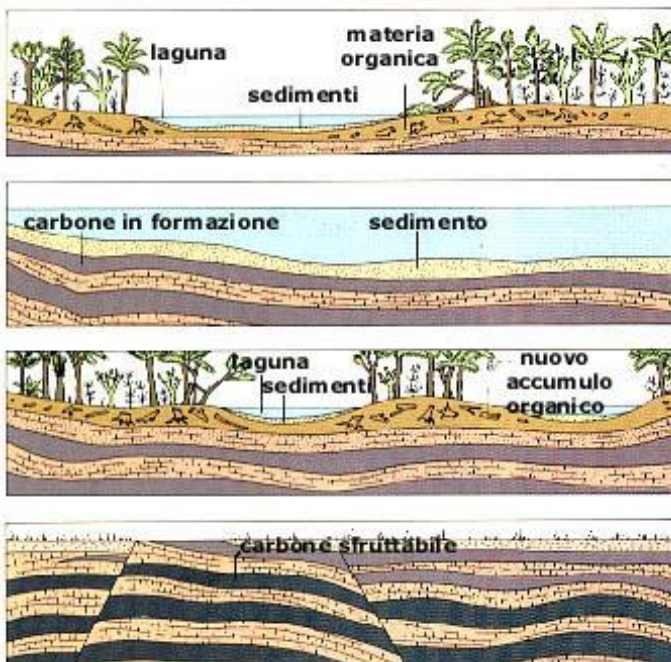
Quando i processi ossidanti della diagenesi precoce non distruggono queste sostanze, esse possono concentrarsi, trasformarsi e rimanere nei sedimenti porosi o dare origine a rocce accumulate prevalentemente in situ

Gli ambienti naturali sono prevalentemente ossidanti e la presenza della sostanza organica è limitata (si concentra nei sedimenti più fini)

Concetto di **AMBIENTI ANOSSICI o EUXINICI**

CARBONI (di origine vegetale)

Il carbone nasce attraverso una progressiva eliminazione dai resti vegetali di H e O e conseguente arricchimento indiretto di Carbonio



TORBA, LIGNITI, LITANTRACI, ANTRACITI, GRAFITE = Carbonio puro

La distinzione è fatta in base al contenuto di C, al potere calorifico (combustione completa di 1 kg) ed all'età in:

torbe	50-60 % (Carbonio)	5.000 cal	recenti (età)
carbonizzazione allo stadio iniziale di piante erbacee; spesso in ambienti lacustri quaternari con resti di vertebrati. Interesse per studio di paleoclimi (pollini fossili)			
ligniti	50-80%	5.000-6.000 cal	cenozoiche
ricche di resti legnosi			
litantraci	70-90%	7.000-8.000 cal	meso-paleozoiche
tipiche del Carbonifero: climi tropicali con sviluppo di foreste ad alberi a squame, felci e prime conifere			
antraciti	95%	8.000-9.000 cal	paleozoiche
talora inizio di metamorfismo; se spinto → grafite			

PELITI GRIGIE E NERE

Fanghi neri-nerastri, grigi originatisi per deposito di organismi planctonici, materiali argillosi e avanzi di animali superiori in acque stagnanti o poco mosse

Ambiente di formazione: laghi, lagune, mari chiusi, oceani (condizioni pelagiche)

Caratteristiche: sostanza organica >3%
spesso laminati minutamente (fissilità)
scarsa o assente la fauna

SAPROPELITI (o SAPROPEL): sostanza organica >10%

BLACK SHALE: sostanza organica 3-10%

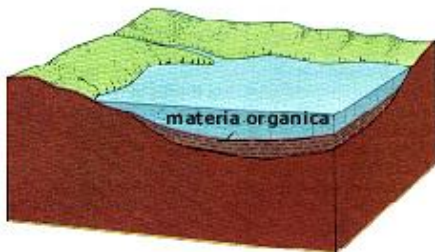
Entrambe sono potenziali rocce madri di idrocarburi.

IDROCARBURI (di origine animale e vegetale, con intervento di microorganismi – batteri anaerobi)

COMPOSTI CHIMICI FORMATI ESCLUSIVAMENTE DA CARBONIO E IDROGENO

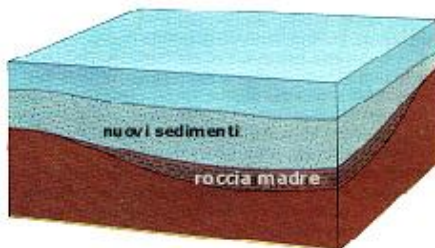
In base alle proporzioni fra i due componenti ed alla struttura molecolare che formano, si dividono in : PARAFFINE, NAFTENI, AROMATICI, RESINE E ASFALTENI

Il petrolio e' una miscela di questi idrocarburi



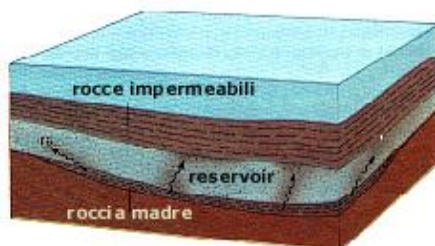
ROCCIA MADRE: deposito di materia organica in acque poco profonde, tranquille, non ossigenate, riducenti. E' una roccia che contiene concentrazioni di carbonio organico tali da poter produrre successivamente del petrolio in quantità apprezzabili (0.5% rocce detritiche; 0.3% rocce carbonatiche)

MIGRAZIONE: risalita vs l'alto degli idrocarburi



ROCCIA SERBATOIO (magazzino, reservoirs): accumulo di idrocarburi, assieme ad acque salate, per migrazione da rocce madri fino ad incontrare una trappola: stratigrafica (roccia porosa-serbatoio coperta da rocce impermeabili) o tettonica (piega anticlinale).

TRAPPOLA: struttura (morfologica, strutturale, stratigrafica etc) che consente la preservazione degli idrocarburi



Una buona quantità e qualità della materia organica rappresenta il primo requisito della **roccia madre**. Una apprezzabile porosità deve essere la principale dote di una **roccia serbatoio**. Perché ci sia un giacimento deve esserci una **trappola**

I **microroganismi** attuano le prime modificazioni della materia organica (spoglie vegetali e animali): primi agenti della **naftogenesi**. Profondità: superficie fino circa 2000 metri; temperature non superiori a 70°-100° C; formazione di kerogene, materiale organico che si trova nelle rocce madri e che rappresenta una tappa evolutiva intermedia tra sostanza organica originale e gli idrocarburi che seguono.

Aumentando la profondità di seppellimento – circa fino a 3000 metri – e la temperatura –circa fino a 150°C, si entra nella cosiddetta “**finestra dell’olio**” e il kerogene inizia a liberare idrocarburi che, essendo più leggeri del fluido circostante che si trova in rocce e sedimenti, inizia la sua migrazione (**migrazione primaria**) verso l’alto entrando in tutti gli interstizi e cavità che trova.

Una volta liberati, gli idrocarburi devono essere immagazzinati in **serbatoi** (comunque pori della roccia)