

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 incoerenti nell'ambiente di deposizione e sul fondo del mare.
La periodica esposizione dei sedimenti durante la deposizione da 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

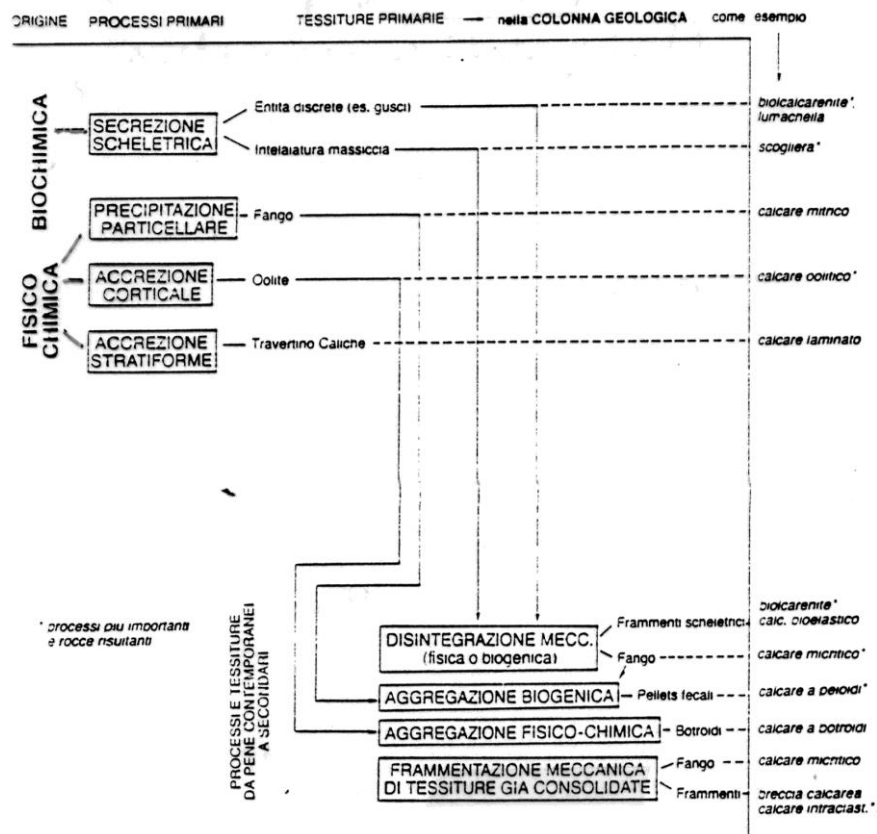
Dal Paleozoico ad oggi → variazione tipi di organismi

→ variazione composizione chimica dell'acqua.

Prevalgono i carbonati bassa profondità (aree tropicali), ma ci sono anche i carbonati profondi, che si trovano in fondo agli oceani (accumulo di organismi carbonatici planctonici) entro il CCD, ed 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

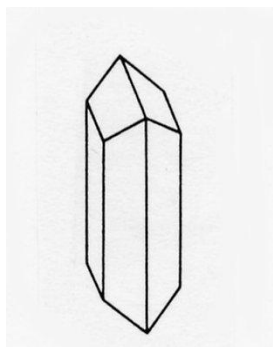
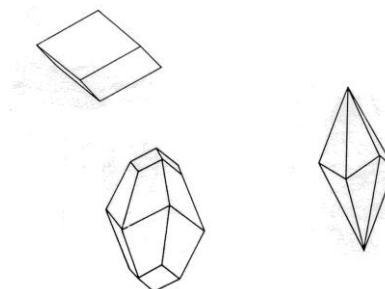
CaCO_3

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.

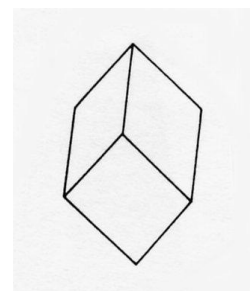
DOLOMITE

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

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 carbonatico:

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

dal p.v. composizionale:

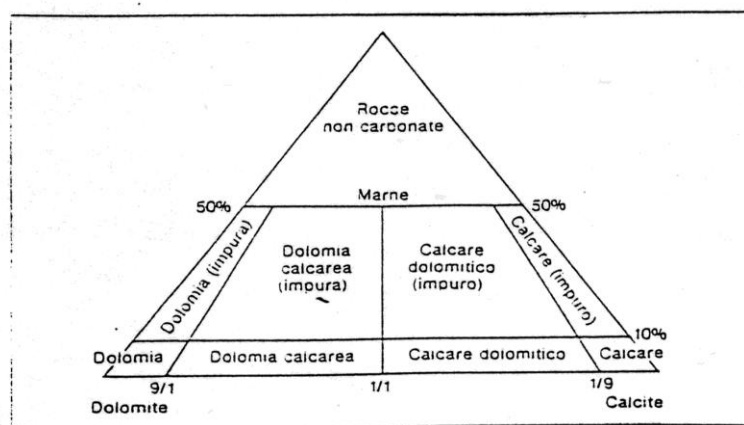


Figura 1.1. Diagramma composizionale per la terminologia delle rocce carbonatiche. Un termine composizionale appropriato (siliceo, marnoso, carbonioso, argilloso, ecc.) dovrebbe essere usato, se possibile, al posto della parola «impuro/a» (ridisegnato da Bosellini, Mutti, Ricci Lucchi, 1989).

LA SEDIMENTAZIONE CARBONATICA ATTUALE

Nelle zone di piattaforma continentale (piattaforma carbonatica) dei caldi mari tropicali si ha la massima produttività carbonatica.

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

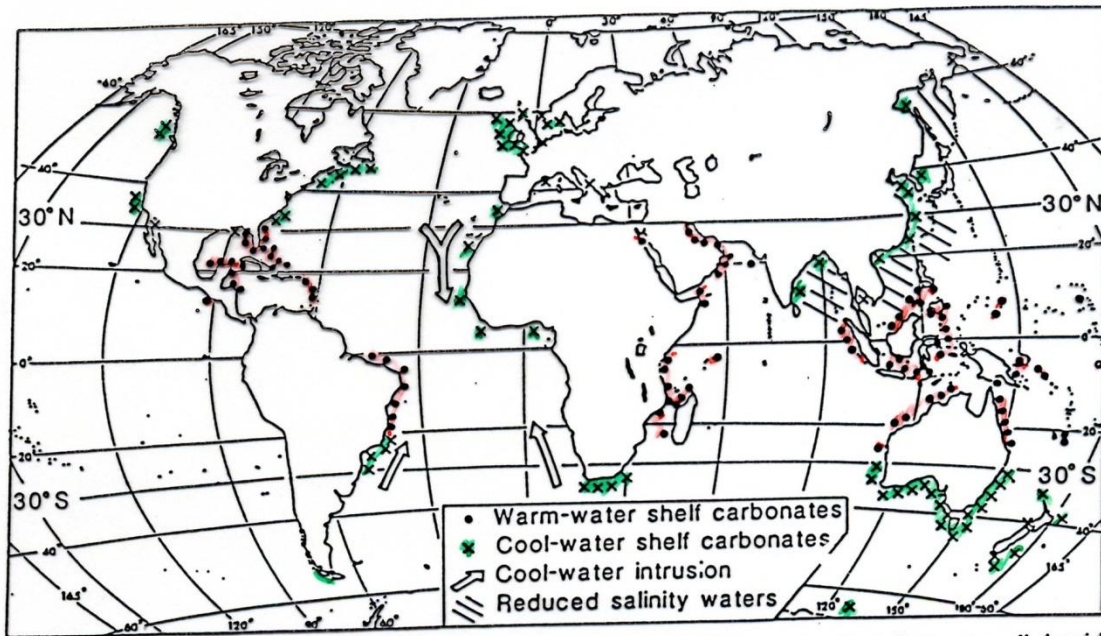


Fig. 3. Schematic representation of the distribution of modern-marine carbonate sediments in shallow water, distinguishing (sub)tropical and non-tropical occurrences (cf. Fig. 1). Sources of information include Lees (1975), other references mentioned by contributors to this Special Issue, and unpublished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

da NELSON 1978

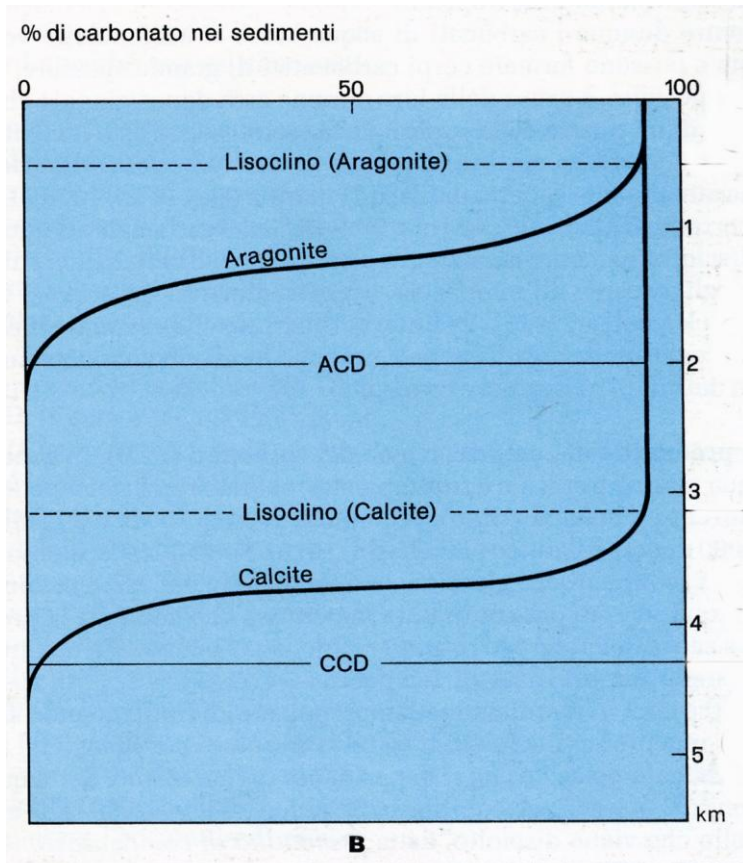
Carbonati TROPICALI: lat $0-30^{\circ}$ N/S; T_{H_2O} in estate $> 25^{\circ}$

Ma, in particolari condizioni, possiamo trovare i carbonati anche ad altre latitudini:

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

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

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



Perché c'è la CCD

Acque superficiali oceaniche soprasature rispetto ai carbonati:

- Sono a bassa pressione
- Sono relativamente calde
- La CO₂ è sottratta dalla soluzione per effetto della fotosintesi del fitoplancton
- Alto tasso di produzione e rilascio di carbonati biologici (plancton calcareo non fotosintetico e fitoplancton)

Acque profonde:

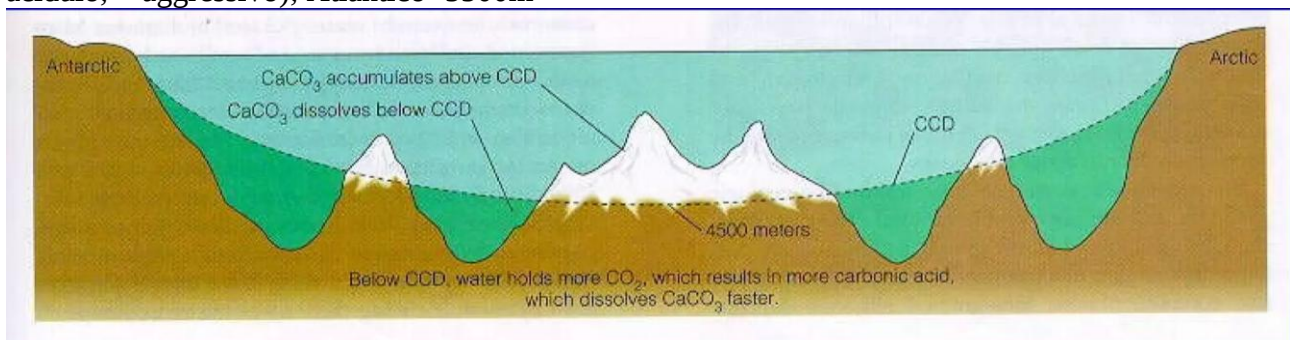
- Sono ad alta pressione
- Sono fredde
- Sono ricche di CO₂ che deriva dalla decomposizione della materia organica
- Sono sottosature in carbonati e quindi fortemente aggressive nei confronti del carbonato

La CCD dipende da

- Gradiente di temperatura delle acque
- Presenza o meno di correnti profonde e quindi molto fredde
- Produttività superficiale (alta produttività di carbonati biogenici tende a saturare l'acqua abbassando la CCD)
- Morfologia dei fondali (incanalamento acque gelide di fondo alimentate dalla fusione dei ghiacciai polari)

CCD meno profonda in corrispondenza delle fasce polari e più profonda in quelle intertropicali

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



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 (maggiore produzione di carbonato)

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

Le associazioni di carbonati alle varie latitudini varia:

la tipica associazione tropicale prevede: alghe verdi, coralli, grani non scheletrici anche abbondanti

la tipica associazione dei mari temperati e freddi è invece data da: molluschi, foraminiferi, no grani non scheletrici

ATTENZIONE!!!!!!! esistono diverse forme di calcite

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

Nello schema sottostante sono riportate le composizioni mineralogiche tipiche dei gusci di alcuni dei più comuni organismi a guscio carbonatico (i pallini neri pieni rappresentano la composizione più comune, quelli vuoti invece, la più rara)

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

● mineralogia comune ○ meno comune o rara					
ORGANISMO	MINERALOGIA				
	ARAGONITE	ARAGONITE E CALCITE	CALCITE <i>Low</i>	Mg-CALCITE <i>H 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)			●		

I GRANI CARBONATICI: GLI ALLOCHIMICI

I grani carbonatici vengono detti anche **allochimici**. Diversi sono i tipi di grani (allochimici) 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

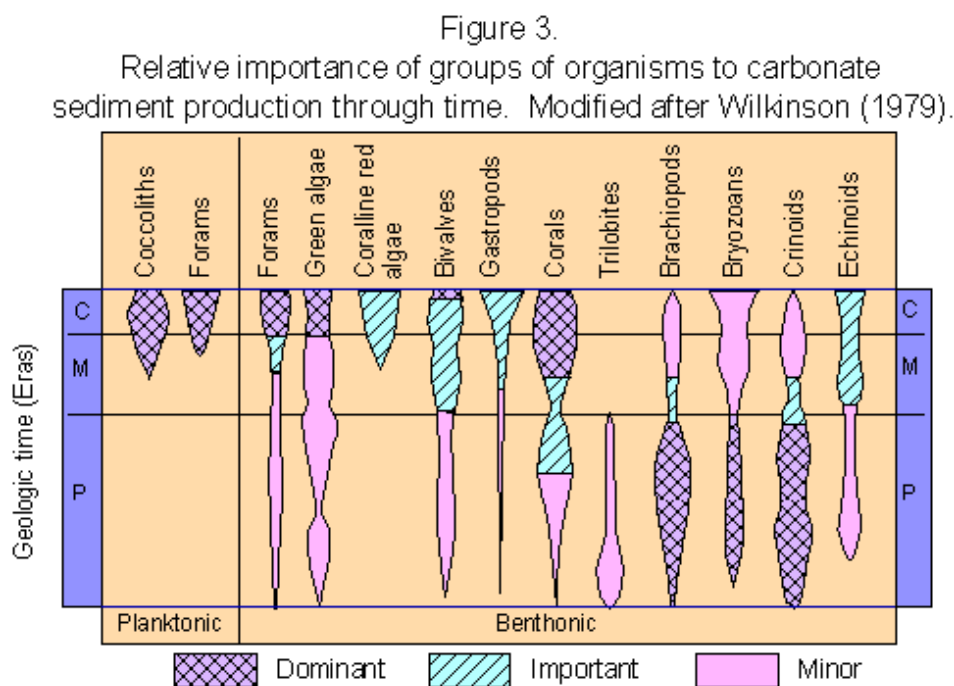
il grano più frequente e generalmente più abbondante (del resto, come detto prima, le rocce carbonatiche sono soprattutto il risultato di un accumulo di organismi a guscio carbonatico).

Inoltre, 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, particelle di dimensioni più piccole di 62.5 µm.

Gli organismi costruttori sono soprattutto i coralli (che spesso costruiscono le scogliere).

In generale, 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 qui sotto (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 disaggregazione di rocce più antiche da lungo tempo litificate (-->extraclasti... questi possono essere sia carbonatici che di altre rocce).

Extra ed intraclasti sono geneticamente diversi. In teoria:

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

Gli extralasti 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, cioè sono un prodotto di produzione locale.

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 e sono generalmente equidimensionali entro uno stesso deposito. Dimensioni: da una decina di micron fino ad alcuni mm.

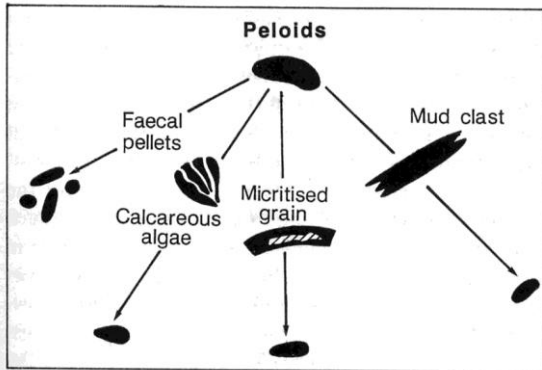
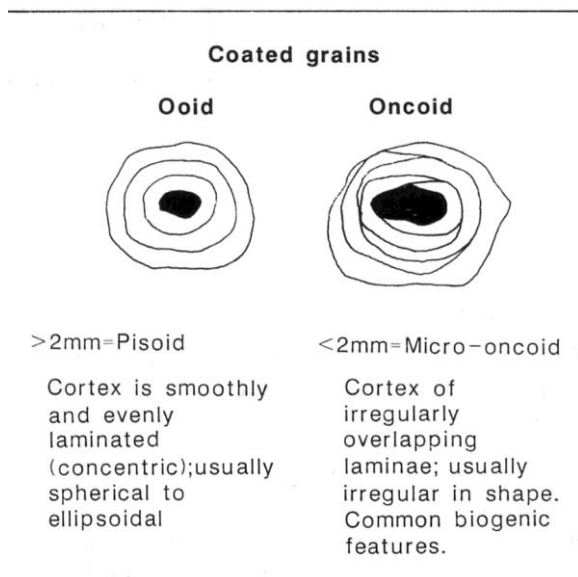


Fig. 1.7 Origins of peloids.

Diverse possono essere le origini (vedi figura):

- clastici di fango (microintraclasti; dimensioni <200 um)
- 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, roccia oolitica

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.

Al microscopio sono riconoscibili 3 tipi di struttura interna (vedi figura) legate all'ambiente di formazione degli ooidi: TANGENZIALE, FIBBROSO RAGGIATA (o RADIALE), MICRITICA.

Ognuna di queste strutture è legata a diverse condizioni ambientali. L'argomento sarà affrontato in altri corsi dedicati.

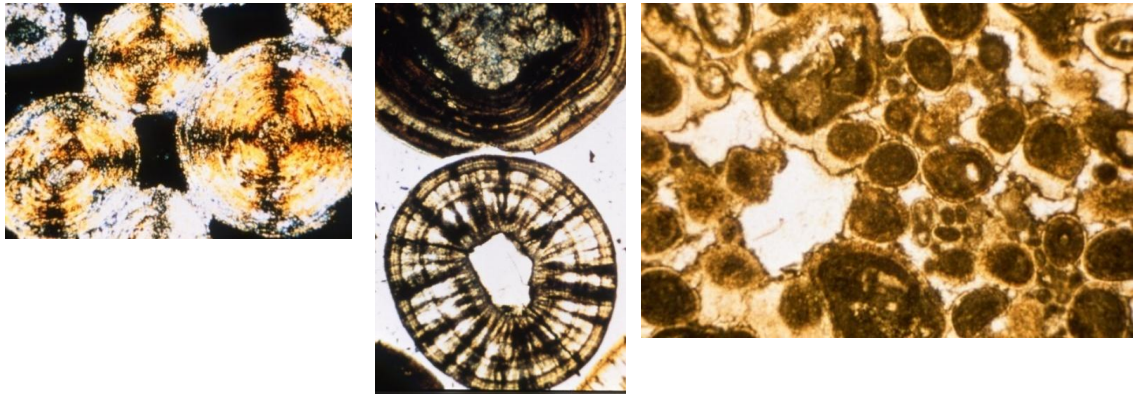
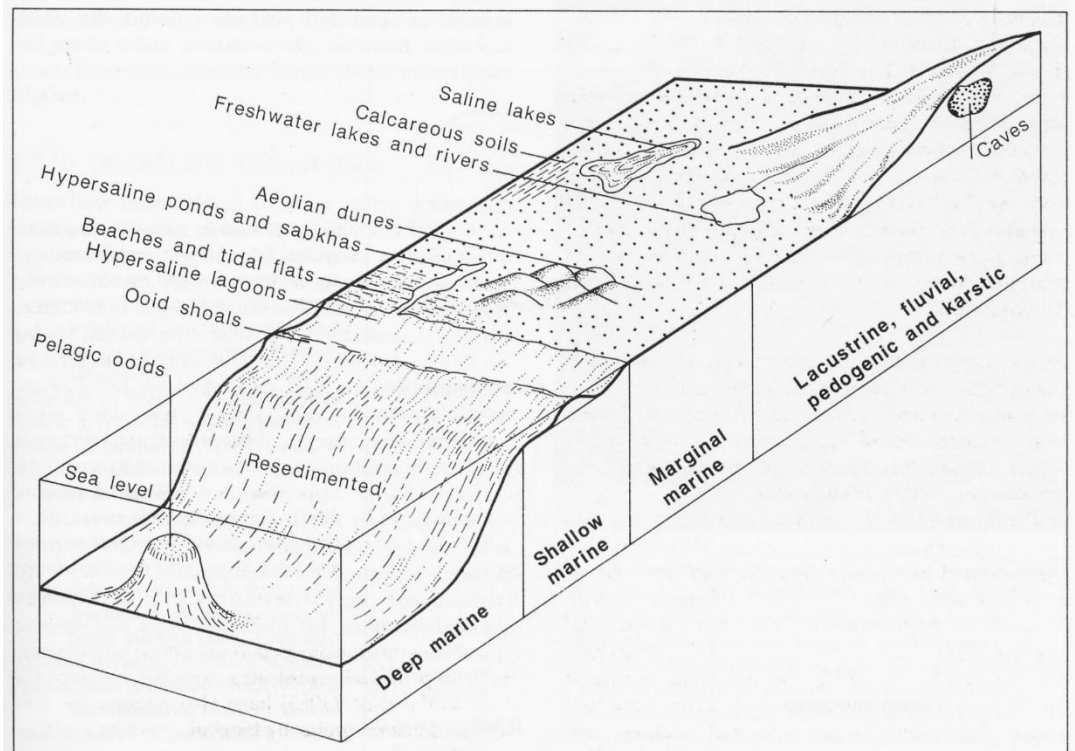


Fig. 1.4 Sites of formation and deposition of coated grains.



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

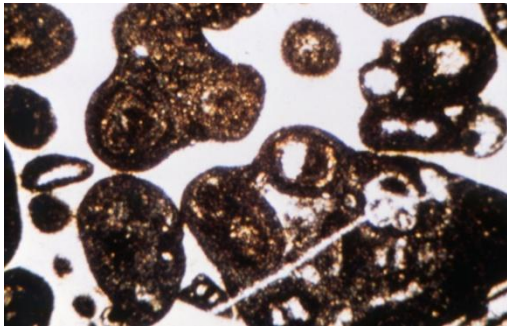
ONCOIDI: sono corpuscoli tondeggianti di dimensione >2 mm la cui origine è da imputare a cianobatteri (MECCANISMO: intrappolamento biomeccanico).

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 invece si formano per precipitazione chimica

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

PISOIDI: struttura e forma come gli ooidi, ma di dimensioni >2 mm. 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. Nell'immagine accanto sono evidenti dei botroidi costituiti da aggregati di ooidi.

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 cianobatteri.

Nella figura sottostante un esempio di associazione dei 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 Dunham, 1962): sono 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: le scogliere

STROMATOLITI; strutture organo-sedimentarie prodotte da cianobatteri.

Possono essere TABULARI (sopratidali e intertidali; raramente subtidali) oppure COLONNARI (intertidali e subtidali). Le stromatoliti sferiche sono di fatto le oncoliti. Le stromatoliti sono trattate con maggior dettaglio nel corso di paleontologia.

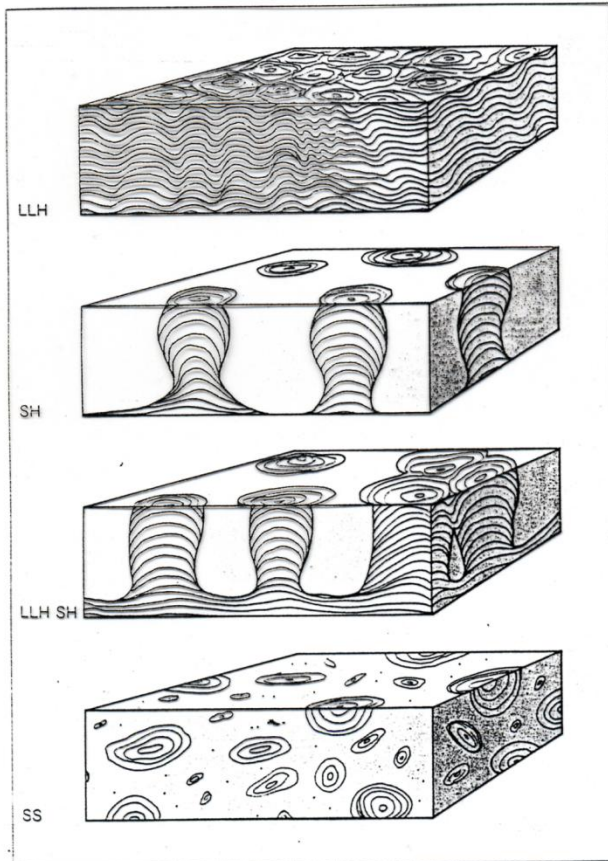


Figura 1.18. Alcune tipiche morfologie stromatolitiche. La classificazione (sulla sinistra) è da Logan *et al.*, 1964.

CARBONATI CONCREZIONATI: si formano direttamente allo stato roccioso per precipitazione chimica inorganica. Sono carbonati continentali. I principali tipi sono:

- TRAVERTINI
- SPELEOTEMI (stalattiti e stalagmiti)

SUOLI CALCAREI: si formano in climi semiaridi e caldo-umidi tropicali per diagenesi subaerea (pedogenesi) di rocce carbonatiche preesistenti. L'origine è legata ad un eccesso di evaporazione rispetto alla precipitazione. Il movimento dominante dell'umidità è verso l'alto. Caliche, nari, crostoni calcarei, calcrete sono alcuni dei nomi (sinonimi) relativi a questi depositi induriti di carbonato di calcio.

FANGO E MICRITE

Il **fango** che costituisce la **matrice** dei carbonati attuali è carbonatico. Nelle rocce il fango prende il nome di **micrite** (contrazione di calcite microcristallina). **Quindi la micrite è il fango carbonatico** nelle rocce carbonatiche.

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.

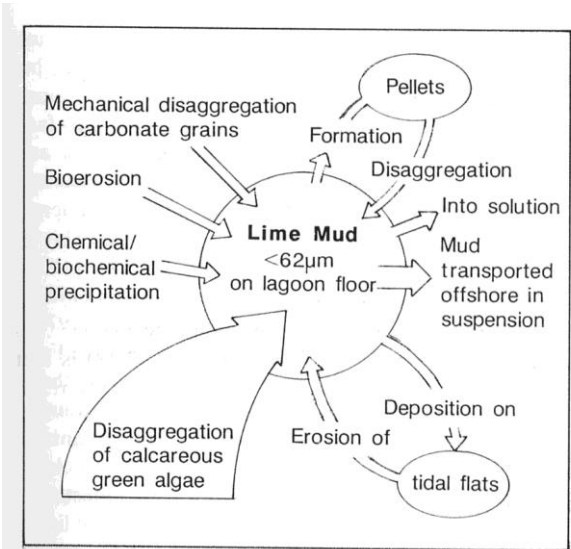


Fig. 1.13 Lime mud budget for the Bight of Abaco, Bahamas. Based on Neumann & Land (1975) and Tucker (1981).

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, 1913), 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 (1922) adottati per i sedimenti terrigeni.

TABELLA 3.4 – Scala granulometrica dei carbonati

mm	TESSITURA GRANULARE		MOSAICI CRISTALLINI AUTIGENI	
4		Calcirudite	grossolanamente cristallini	
2	fine			
1	molto gross.	Calcarenite		
0.5	grossolana			
0.25	media			
0.125	fine			
0.062	molto fine			
0.031	grossolana			
0.016	media			
0.008	fine	microcristallini		
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

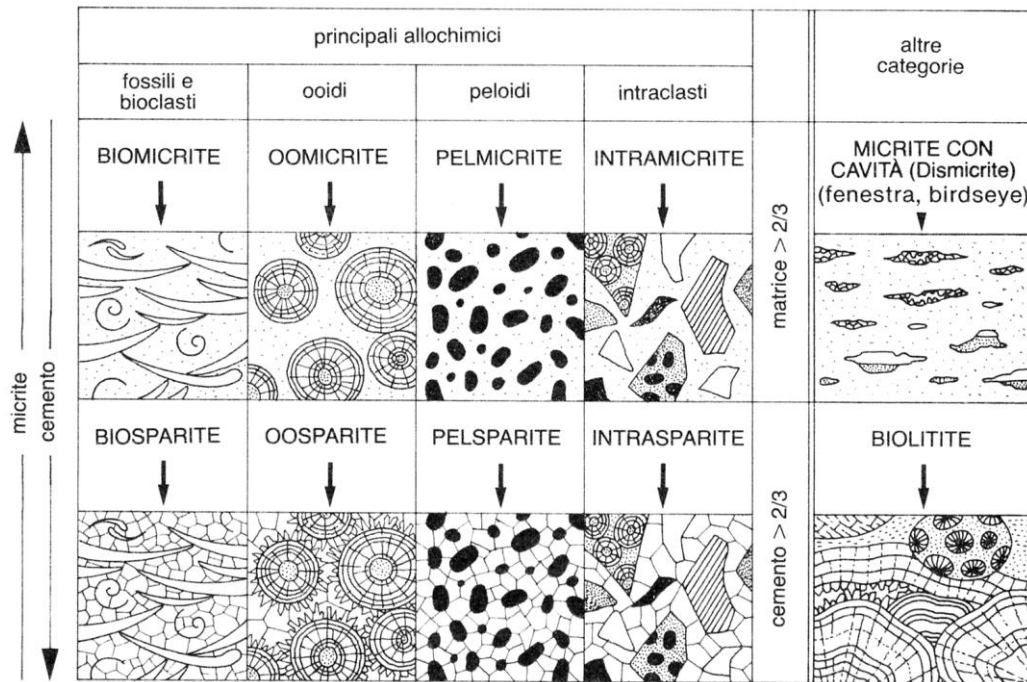


Fig. 3.35 – La classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

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 spatica o spatite) (elemento SEMPRE diagenetico e non deposizionale!!!)

Il cemento carbonatico è la calcite spatica 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 spatica 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 spatica**, **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.

DUNHAM (1962, e successive modifiche)

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 µm), grano-sostenuti (*grain-supported*) e apparato biologico (*biologically bound*). Inoltre, Dunham prevede la possibilità di una quarta categoria: i carbonati cristallini (quando la tessitura deposizionale non è riconoscibile (per es. una dolomia secondaria)).

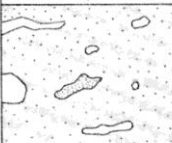
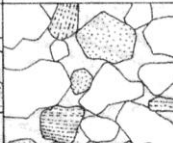
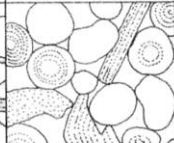
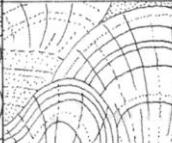
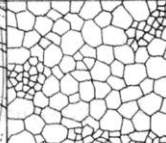
tessitura deposizionale: riconoscibile					non riconoscibile
componenti originari (grani) non legati assieme durante la deposizione				componenti originari legati assieme durante la deposizione	
fango presente (particelle < 30μ)			fango assente		
tessitura fango-sostenuta		tessitura grano-sostenuta			
grani < 10%	grani > 10%				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CARBONATI CRISTALLINI
↓	↓	↓	↓	↓	↓
					

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, c) 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 *fenestrae* (v. cap. 4).

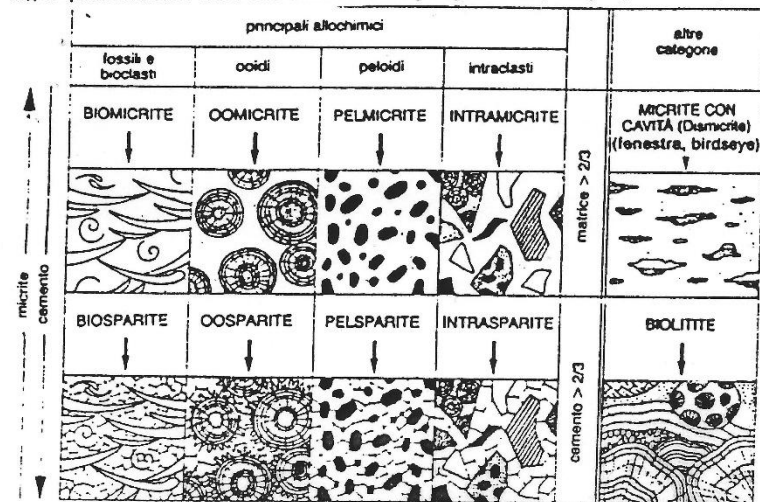


Fig. 3.35 - La classificazione delle rocce carbonatiche secondo la terminologia proposta da Folk (1959, 1962).

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

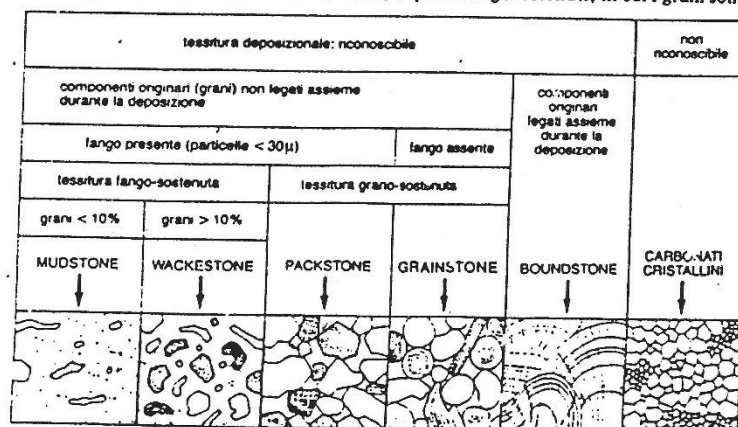
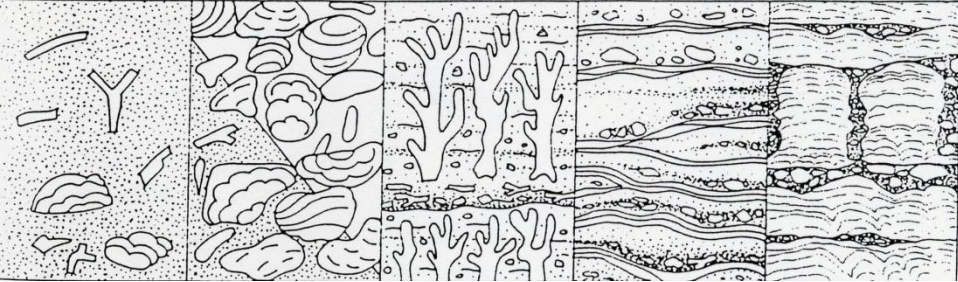
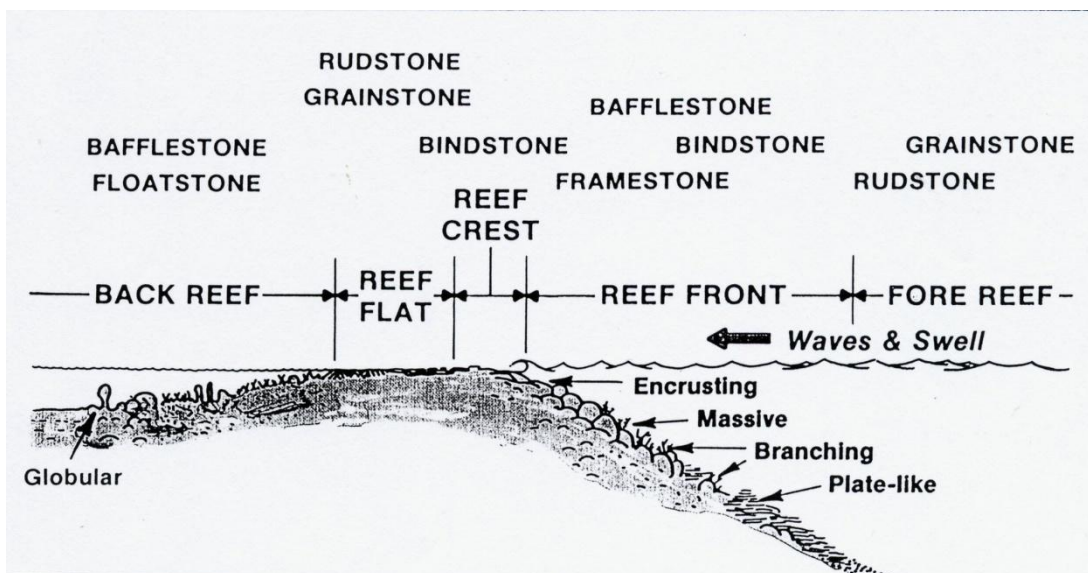


Fig. 3.36 - La classificazione delle rocce carbonatiche di Dunham (1962), in accordo alla tessitura deposizionale.

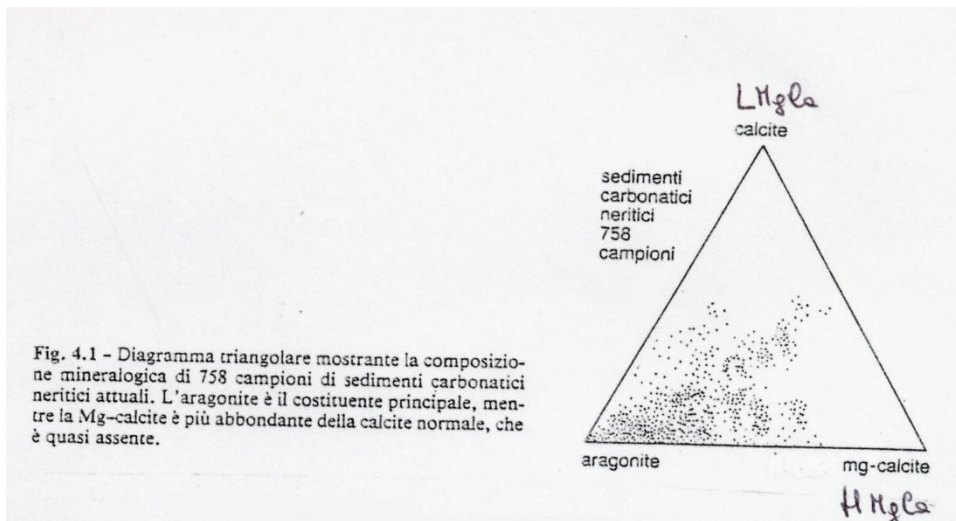
dispersi e flottanti nella matrice di fango carbonatico (fig. 3.37). I carbonati granosostenuti sono detti *grainstone* quando non esiste matrice, e quindi negli originari vuoti intergranulari è precipitato il cemento, e *packstone* quando tra i grani esiste anche una certa percentuale di micrite; i *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 nel fossile.

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

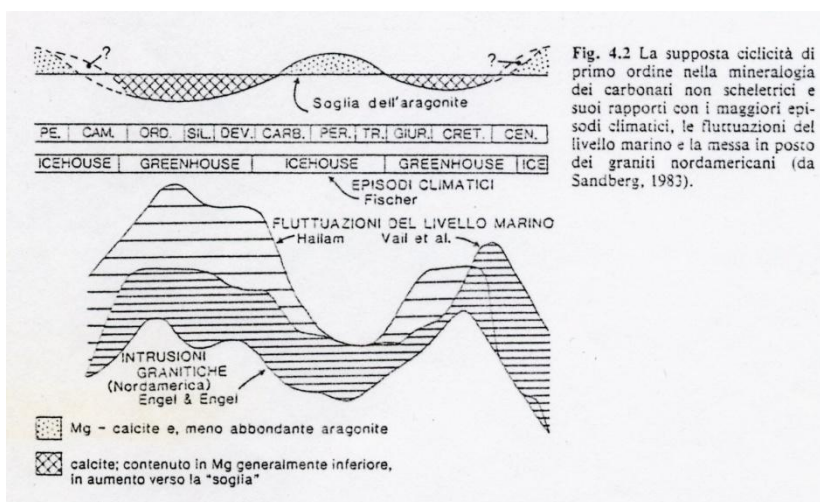



I PROCESSI DIAGENETICI NELLE ROCCE CARBONATICHE



distribuzione dei carbonati attuali: l'aragonite è il minerale che preferenzialmente si forma.

Questa condizione però nel passato era diversa: la composizione chimica delle acque marine è, infatti, cambiata nel tempo.



DIAGENESI: SOMMATORIA DEI FENOMENI CHIMICO FISICI E BIOLOGICI CHE TRASFORMANO IL SEDIMENTO IN ROCCIA PRIMA DI ARRIVARE AL METAMORFISMO.

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!

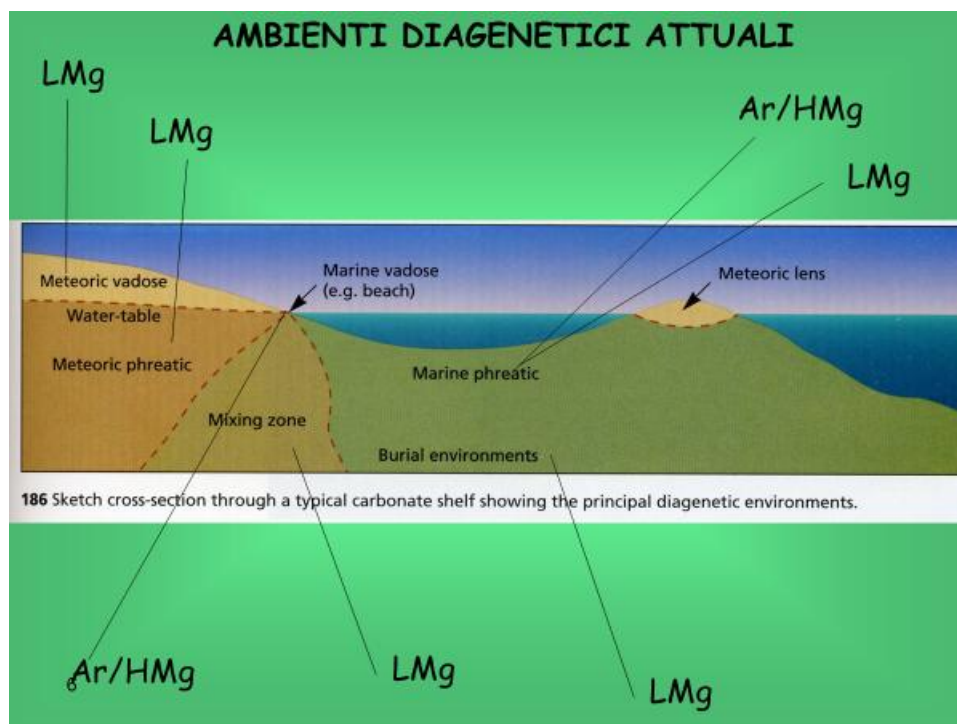
**Diagenesi precoce → massimo 50 m di profondità
(collegamento con l'ambiente di deposizione)**

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

Le conoscenze sulla diagenesi si basa sugli studi dei moderni ambienti diagenetici. Ma ci sono dei limiti dovuti a:

1. Non c'è costanza del chimismo delle acque
2. Nell'ultimo milione di anni c'è stato un drastico, anche se incostante, abbassamento del lmm per cui molte sequenze carbonatiche di piattaforma sono state esposte alle acque meteoriche ed alla carsificazione.

Gli ambienti diagenetici attuali e le loro caratteristiche chimiche sono riassunti nella figura qui sotto. Non vanno confusi gli ambienti diagenetici con gli ambienti per es di sedimentazione anche se a volte convivono.



I processi diagenetici che coinvolgono le rocce carbonatiche sono riconducibili essenzialmente ai seguenti processi:

DISSOLUZIONE - CEMENTAZIONE - TRASFORMAZIONE NEOMORFICA

Inoltre, **COMPATTAZIONE, MICRITIZZAZIONE,
DOLOMITIZZAZIONE E SILICIZZAZIONE**

DISSOLUZIONE

Si attua in:

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

La modalità di cementazione è diversa a seconda che il fenomeno avvenga sotto l'acqua del mare, in spiaggia o in condizioni subareee.

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

IL CEMENTO CARBONATICO

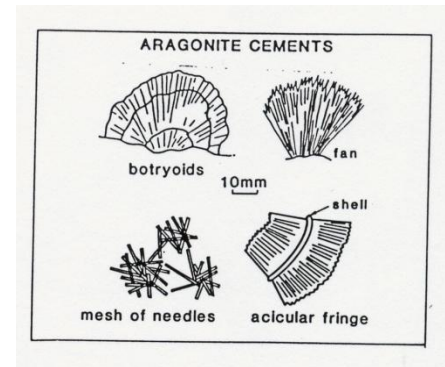
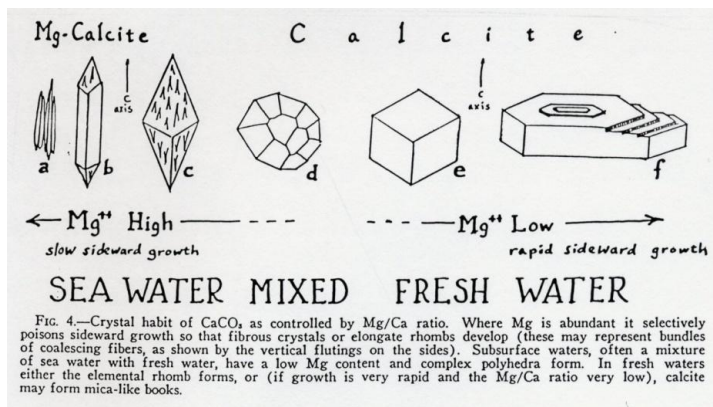
E' importante aver presente i concetti di ambiente vadoso e ambiente freatico

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.

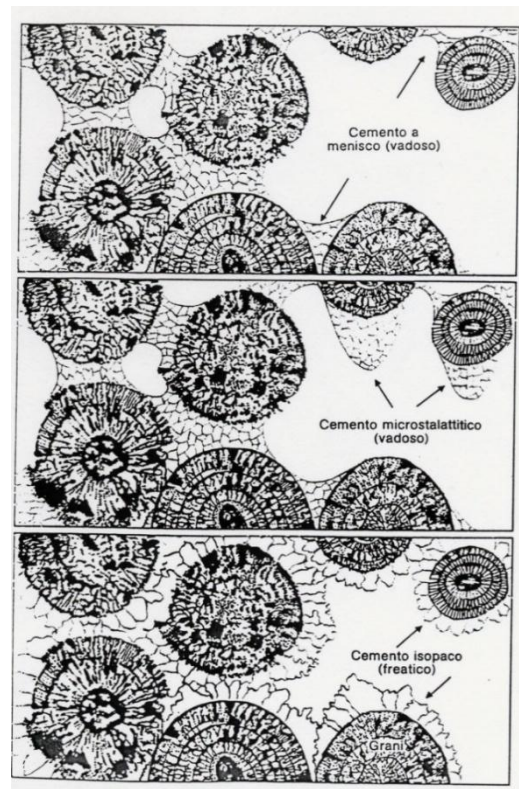
La differenza fra i cementi marini e continentali sta nel diverso chimismo e quindi nella forma dei cristalli di cemento. FORMA e GEOMETRIA del cemento indicano quindi se il cemento è marino o continentale (FORMA) distinguendo fra vadoso e freatico (GEOMETRIA)

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



.....e le loro 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

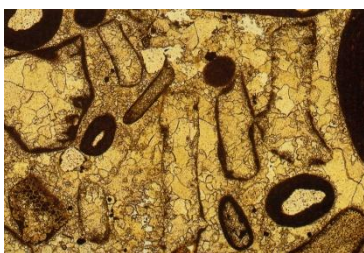
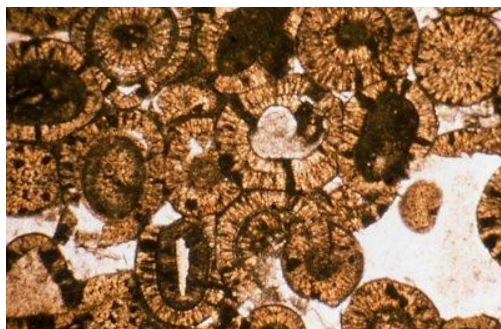
In genere la micrite HMgCalcite subisce una **AGGRADAZIONE NEOMORFICA:** aumento della taglia.

ALTRI PROCESSI DIAGENETICI spesso associati ai quelli sopra citati sono:

COMPATTAZIONE

Costipamento ossia riduzione delle porosità. Origine: sovraccarico. Ci può anche essere una componente tettonica (spinte compressive che agiscono perpendicolarmente alla stratificazione).

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 (dolomie secondarie). La **DOLOMITIZZAZIONE** è la sostituzione di ioni Ca con ioni Mg; la dolomia è quindi soprattutto un prodotto diagenetico.

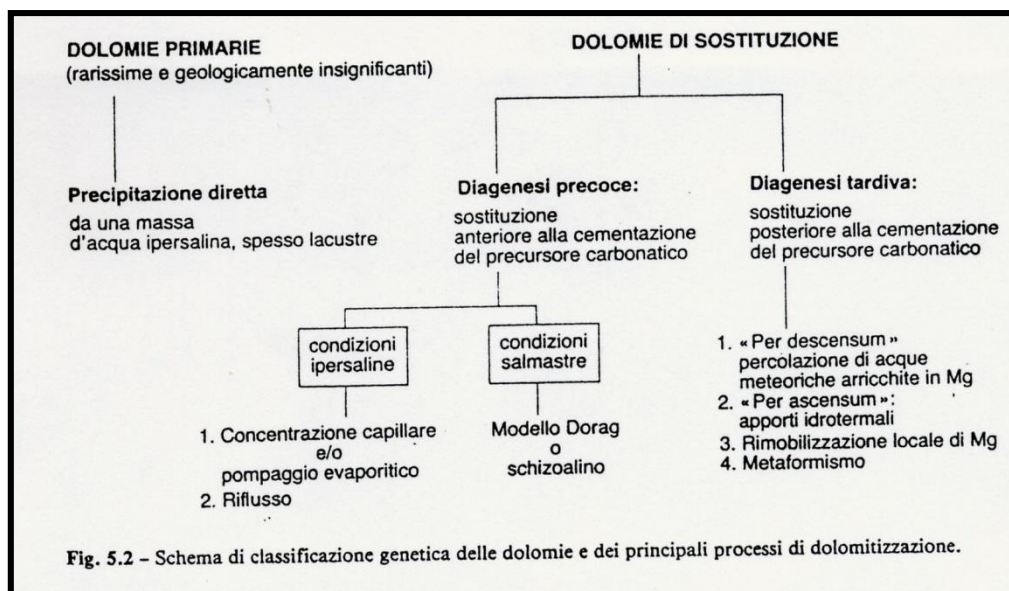
Le **dolomie secondarie** sono rocce importanti dal punto di vista economico in quanto serbatoi di idrocarburi. Sono importanti anche dal punto di vista stratigrafico in quanto occupano una parte cospicua della colonna stratigrafica (sono pre-cambriche, paleozoiche, mesozoiche).

Le caratteristiche delle rocce dolomitizzate sono: preservazione ed aumento della porosità, eventuale presenza di idrocarburi nelle porosità (le rocce dolomitiche sono ottime rocce serbatoio), scomparsa degli organismi che rimangono come calchi: queste caratteristiche sono spesso evidenti anche sul campione macroscopico e mi permettono quindi di riconoscerle e distinguerle da un calcare.

La struttura cristallina della dolomite è complicata ma molto ordinata: due ioni Ca e Mg che si alternano con lo ione carbonato (CO_3^{2-}) (Mg/Ca=50/50).

Per questo motivo è più facile trovare una dolomite non ordinata (protodolomite) caratterizzata da $\text{Mg/Ca} = 42/58$, da una struttura cristallina meno ordinata, metastabile. È considerata *forma iniziale o intermedia* della dolomite. Spesso si forma più facilmente della dolomite a temperatura ambiente, motivo per cui è considerata una fase precursore.

Sono stati proposti diversi modelli di dolomitizzazione, riportati nello schema sottostante. Per avere la dolomitizzazione è importante che ci sia: una soluzione ricca in Mg (acqua di mare, miscelazione acqua meteorica/marina, trasformazione da HMgCa a LMgCa , minerali argillosi) ed un meccanismo di circolazione idraulica da portare a contatto la soluzione dolomitizzante con il sedimento.



Come si vede dallo schema soprastante, le dolomie primarie si formano per precipitazione diretta e sono rarissime, mentre la dolomia secondaria può essere distinta in precoce e tardiva. Quella precoce si può formare in due ambienti diversi tra loro: in un ambiente con salinità maggiore del 36/1000 (ambienti ipersalini), dove il rapporto Ca/Mg è alto e che presenta una bassa concentrazione dello ione SO_4^{2-} ; oppure in un ambiente schizoalino caratterizzato da forti variazioni di salinità.

In pratica, negli ambienti in cui si formano depositi carbonatici (fanghi carbonatici, frammenti di coralli, foraminiferi...), in certe condizioni, c'è una sostituzione del Ca da parte del Mg e quella che originariamente si era formata come calcite diventa dolomia.

Dolomitizzazione diagenetica precoce: modello ipersalino. Sono proposti diversi modelli che si basano su studi effettuati in uno dei posti più studiati per questi fenomeni: le piane tidali aride che vengono invase dal mare che si ritira in base alle maree con un ordine di grandezza dai 5-20km. In parte l'acqua in superficie evapora richiamando per capillarità altra acqua dal basso e quindi il precursore carbonatico è continuamente attraversato dall'acqua di mare che facilita lo scambio dello ione Ca-Mg e lentamente il fango carbonatico diventa fango dolomitico. La successiva diagenesi porterà alla compattazione del fango dolomitico e a trasformarlo in dolomia.

Processi simili possono avvenire anche in condizioni di laguna (condizioni salmastre, modello schizoalino) dove l'evaporazione rende l'acqua più densa, tende a scendere e/o si infila verso il basso o attraversa la scogliera di depositi calcarei trasformandoli in dolomitici. Questo modello comunque è per lo più congetturale, e molto criticato.

La **dolomitizzazione tardiva** avviene quando i calcari ormai sono solidificati, ma le loro fratture e piani di strato possono essere attraversati da acque cariche di ioni Mg che le trasformano in dolomie. Più si va indietro nella storia geologica, più è facile trovare meno rocce calcaree e più rocce dolomitiche, quest'osservazione è un'ulteriore prova che le dolomie siano rocce secondarie di origine 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 µm), spesso zonati.

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.

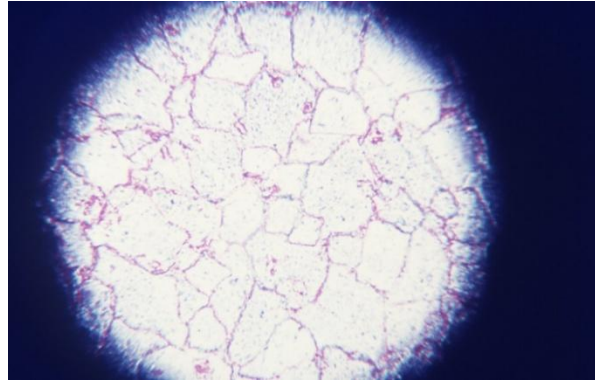
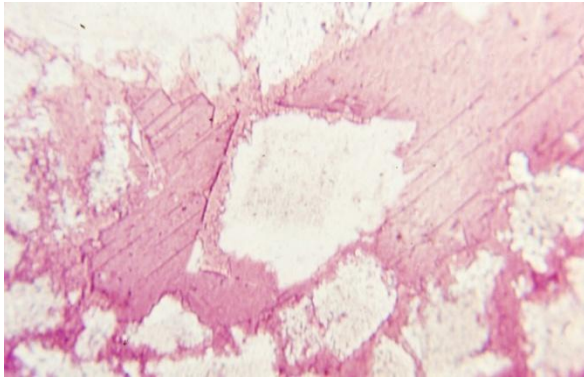
CLASSIFICAZIONE COMPOSIZIONALE delle DOLOMIE in base al contenuto di Mg – Ca:

	% 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 e generalmente è “centripeta”.



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.

