

DIAGENESI NELLE ROCCE CARBONATICHE

La diagenesi è la sommatoria dei fenomeni chimico-fisici che trasformano il sedimento in roccia, prima di arrivare al metamorfismo. Comincia nell'ambiente marino e continua in quello di seppellimento cioè l'ambiente soggetto a subsidenza (sprofondamento). Ambiente di seppellimento e deposizionale non coincidono. Per convenzione l'ambiente di seppellimento arriva fino a 10 km di profondità, dopo di che per aumento della temperatura (>100-150°C) e della pressione si entra nell'ambiente metamorfico.

Anche nella diagenesi le rocce carbonatiche son ben differenti da quelle silicoclastiche: Le carbonatiche sono intrabacinali e quindi si sono formate (precipitate) nell'ambiente in cui si sono depositate. Ciò comporta che i minerali carbonatici sono più o meno in equilibrio chimico con le acque dell'ambiente di deposizione. Ciò non avviene per le silicoclastiche che sono rocce extrabacinali (per lo più). E poi le carbonatiche sono costituite da poche specie mineralogiche principali (aragonite, calcite, dolomite) (mentre le silicoclastiche hanno un grande varietà mineralogica) che sono facilmente suscettibili alla diagenesi (soprattutto dissoluzione, ricristallizzazione e rimpiazzamento, ma anche attacco da parte di organismi) rispetto ai minerali silicoclastici.

Come per le rocce silicoclastiche però, anche le carbonatiche subiscono lo stesso regime diagenetico: La diagenesi nelle rocce carbonatiche può essere così invasiva che importanti informazioni sull'ambiente di deposizione possono essere perse. Un cambiamento molto importante può riguardare la porosità: la porosità può aumentare con i processi di dissoluzione e diminuire con la compattazione e cementazione.

AMBIENTI DIAGENETICI

Si sono distinti tre grandi **ambienti diagenetici**: marino, meteorico vicino alla superficie, seppellimento (*burial*). Nell'ambiente **marino** la diagenesi avviene sopra e subito sotto la pavimentazione marina sia in acque basse che profonde, che anche nella zona intertidale-sopratidale: si parlerà di ambiente vadoso e freatico. E' caratterizzata da acque a salinità normale, ma anche ipersaline se sono presenti ambienti evaporitici. **Chimismo** dell'ambiente diagenetico marino → +Mg +Na (ambiente vadoso e freatico) → Ca HMg e aragonite

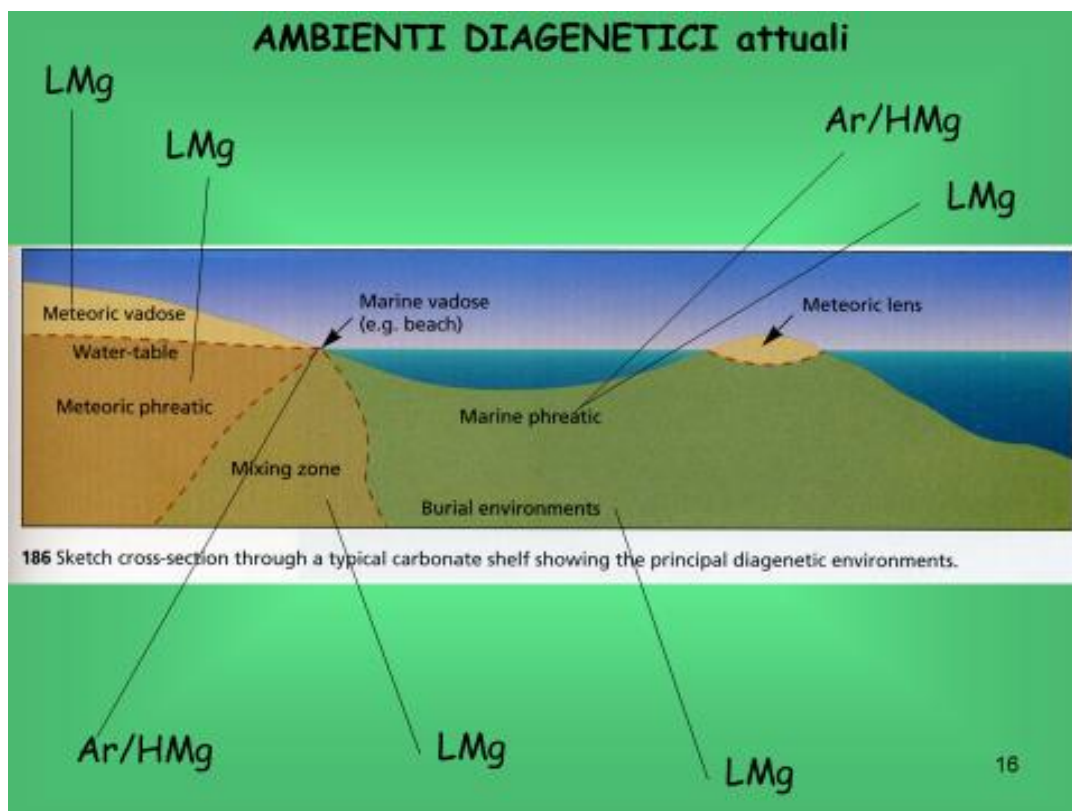
Lungo la linea di costa e nelle acque basse e vicino all'interfaccia acqua sedimento le acque sono *mixed marine-meteoric*. **Chimismo** dell'ambiente diagenetico: LMg. Nella mixing-zone la dissoluzione appare più importante della precipitazione.

La diagenesi **meteorica** può avvenire sui sedimenti poco dopo la loro deposizione se c'è la progradazione della linea di riva oppure uno scarso abbassamento del livello marino, o ancora può avvenire più tardi (ambiente telogenetico), quando il calcare viene sollevato dopo il seppellimento: anche in questo ambiente diagenetico si distingue un ambiente vadoso ed uno freatico. Le acque sono dolci. La dissoluzione è molto importante. **Chimismo** dell'ambiente diagenetico meteorico → -Mg -Na (ambiente vadoso e freatico) → Ca LMg

L'ambiente di **seppellimento**, il meno conosciuto, avviene sotto la superficie del sedimento, a profondità comprese fra 10 e alcune centinaia di metri, cioè sotto la zona interessata dai processi di superficie, fino a quando prendono il sopravvento le reazioni metamorfiche di deidratazione e la ricristallizzazione in massa. I sedimenti che arrivano in questo ambiente hanno generalmente subito altre diagenesi (precoce e/o media, di ambiente di acqua bassa e/o meteorico). E' in questo ambiente, in questa zona diagenetica, però, che i carbonati hanno la loro massima residenza e quindi subiscono ulteriori processi diagenetici. **Chimismo** dell'ambiente diagenetico di seppellimento → -Mg +Na → Ca LMg.

In linea di massima meteorico e marino sono precoci, quello di seppellimento è tardivo.

PS: Alcuni autori mettono la *mixing zone*, dove le acque marine e quelle meteoriche vengono a contatto come un ambiente di **seppellimento** "basso", cioè **vicino alla superficie**.



Ci sono **due tipi di diagenesi**: precoce e tardiva (o profonda): la precoce interviene nei primi metri, massimo 50m, e si esplica con un cemento precoce, che si attacca ai singoli grani del sedimento. Questi ambienti di diagenesi precoce hanno uno stretto legame con l'ambiente di deposizione e quindi il cemento serve anche per diagnosticare l'ambiente di deposizione. L'ambiente di seppellimento non ha collegamento con quello deposizionale; il cemento che si forma dà indicazioni sul fatto che si è formato a 3000-4000 metri di profondità.

Choquette e James (1987), hanno scoperto che, in linea di massima, sul fondo del mare la diagenesi opera in 10^1 fino a 10^4 anni, in ambiente meteorico si evolve fra 10^3 e 10^5 anni, mentre in quello di seppellimento può continuare anche per 10 fino a 100 milioni di anni (anche se alla fine i processi avvengono in modo molto più lento).

Gli ambienti diagenetici passano uno all'altro verticalmente e lateralmente (basta considerare i cambiamenti del livello marino, i movimenti verticali dovuti alla tettonica etc). La sequenza degli eventi diagenetici e dei tipi di cemento può essere prevista.

Sono stati fatti molti studi sui moderni ambienti diagenetici marini e meteorici ed i dati raccolti aiutano a ricostruire calcari (antichi). Tuttavia l'attuale non dà le risposte a tutte le domande per due motivi: il chimismo delle acque non è rimasto costante nel tempo e quindi nemmeno i cementi, inoltre, in conseguenza al drastico abbassamento del l.m.m. nell'ultimo milione di anni molte sequenze carbonatiche di piattaforma sono state esposte alle acque meteoriche ed alla carsificazione ed i sedimenti recenti di acque basse marine sono dei sottili rivestimenti (pochi metri di spessore) per lo più vecchi di solo 5000 anni.

PROCESSI DIAGENETICI

Possono essere distinti **6 grossi processi**: **cementazione**, **micritizzazione ad opera di microrganismi**, **neomorfismo**, **dissoluzione**, **compattazione** e **dolomitizzazione**. La diagenesi dei carbonati coinvolge soprattutto minerali carbonatici (aragonite, calcite e dolomite), ma anche altri minerali (quarzo, feldspati, min. argillosi, fosfati, ossidi di ferro e solfati, oltre che min. evaporitici).

Cementazione: è il maggior processo diagenetico che porta un sedimento sciolto ad una roccia ed avviene principalmente quando c'è un significativo passaggio, attraverso i pori, di fluido soprassaturo rispetto alla fase cemento. La mineralogia del cemento dipende dalla chimica delle acque oltre che dal rifornimento di carbonato. I più comuni cementi nelle rocce carbonatiche sono dati da calcite Low e High Mg, aragonite e dolomite; più rari siderite, ankerite, anidrite, gesso etc. La cementazione dei calcari richiede un enorme input di CaCO_3 ed un efficiente meccanismo di flusso per la completa litificazione. La sorgente del CaCO_3 varia con l'ambiente diagenetico: nel regno marino è l'acqua di mare, mentre nel meteorico e nel seppellimento è la dissoluzione del sedimento stesso. I cementi sono quindi diversi e non sono sempre facili da identificare.

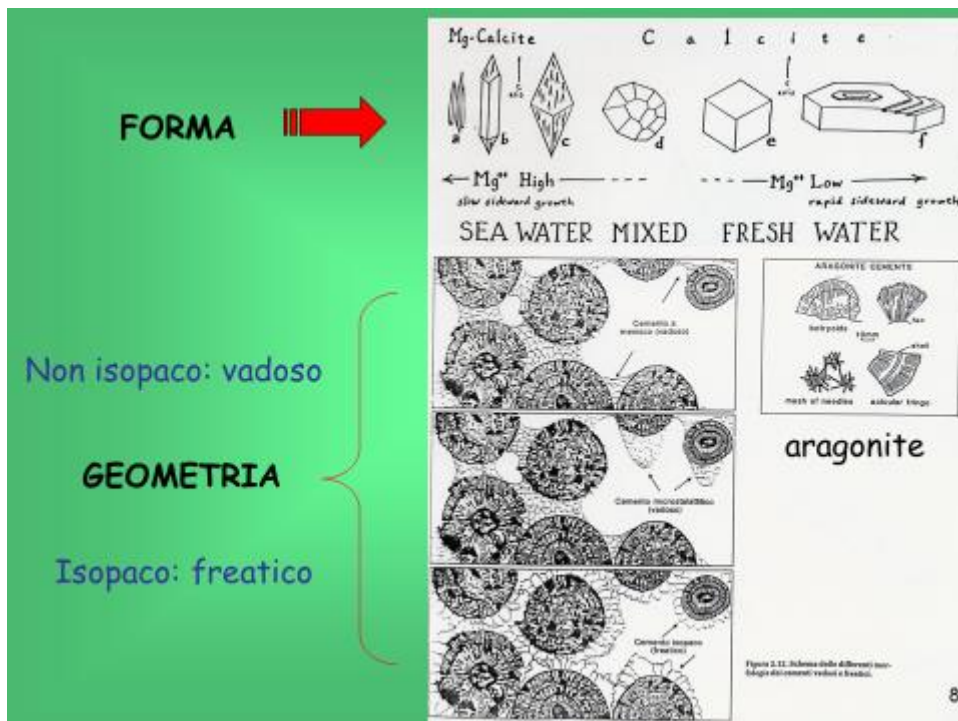
Si osserva la cementazione degli ambienti attuali per spiegare gli ambienti passati.

Cemento = crescita di cristalli sulle superfici dei grani o su quelle interne dei pori e delle cavità. Se c'è circolazione dei fluidi ci può essere cemento. I cristalli che si formano (precipitazione da una soluzione) vanno ad occupare uno spazio prima riempito da fluido o da aria.

La **composizione mineralogica** del cemento dipende dalla composizione del fluido circolante → alla composizione mineralogica è legata la **forma** del cemento, mentre la **geometria** del cemento dipende dalla zona vadosa o freatica nella quale si forma il cemento.

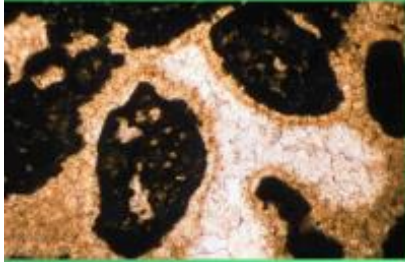
La differenza fra cementi marini e cementi continentali sta nella forma (diverso chimismo), non nella geometria

FORMA E GEOMETRIA del cemento indicano quindi se il cemento è marino o continentale (**FORMA**) distinguendo fra vadoso e freatico (**GEOMETRIA**)

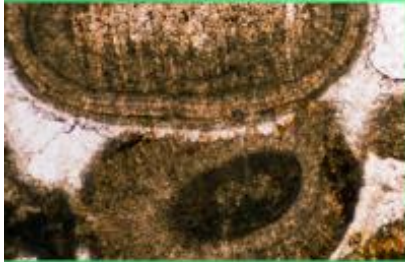


I cementi tipici dell'ambiente diagenetico marino (acque basse e acque profonde)

Le caratteristiche generali per il riconoscimento di **cementi marini moderni** nei calcari sono:



- sono cementi di prima generazione
- possono formare orli isopachi attorno ai grani o alle pareti delle cavità o non-isopachi (ambiente vadoso o freatico)



- sono/erano generalmente fibrosi in natura
- possono essere tagliati da fori o includere frammenti scheletrici
- ad essi segue la chiara calcite spatica

29

Alcuni esempi di cementi marini.

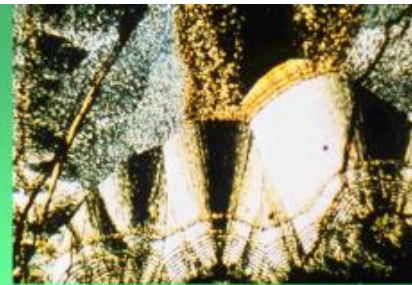
Cementi marini attuali
Aragonite-HMgCalcite

29

piattaforma tropicale

banchi sabbiosi

REEF



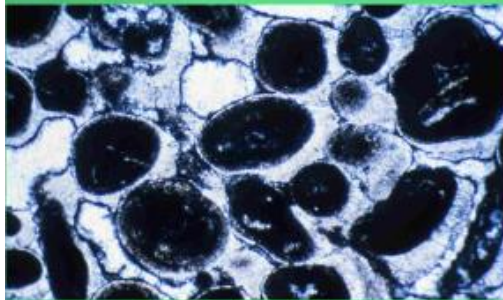
il cemento è aragonitico
botridale



il cemento è isopaco, marino,
aragonitico e HMg

30

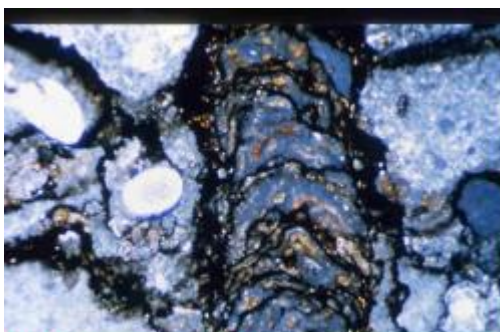
beachrock



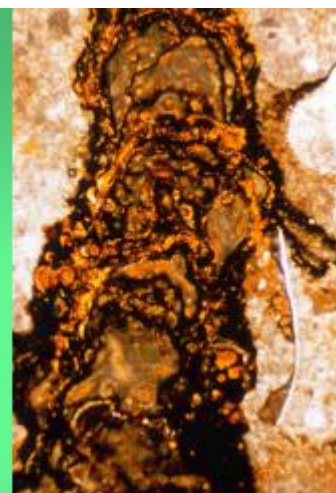
Cemento:
soprattutto marino
fibroso, e per lo più
vadoso (non isopaco)
Attualmente per lo
più aragonitico o
HMgCa.

La micritizzazione
dei grani è comune
nelle beachrocks.

16

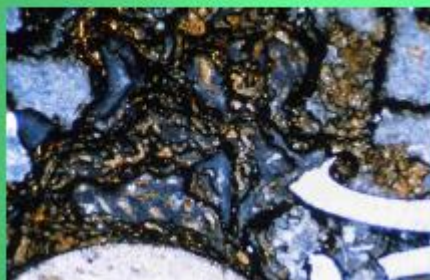


Hardgrounds (crostoni mineralizzati)
mineralogia: LMgCa



acque profonde

prevale la dissoluzione!!



32

Ambiente diagenetico meteorico: un sedimento carbonatico depositato inizialmente in ambiente marino, può venire a contatto con le acque meteoriche attraverso:

- riempimento di un bacino carbonatico basso fino ad arrivare sopra il lmm
- abbassamento del lmm (e successiva esposizione del carbonato)
- uplift e successiva esposizione di vecchi carbonati

Le acque meteoriche comunemente sono sottosature rispetto la più parte dei minerali carbonatici.

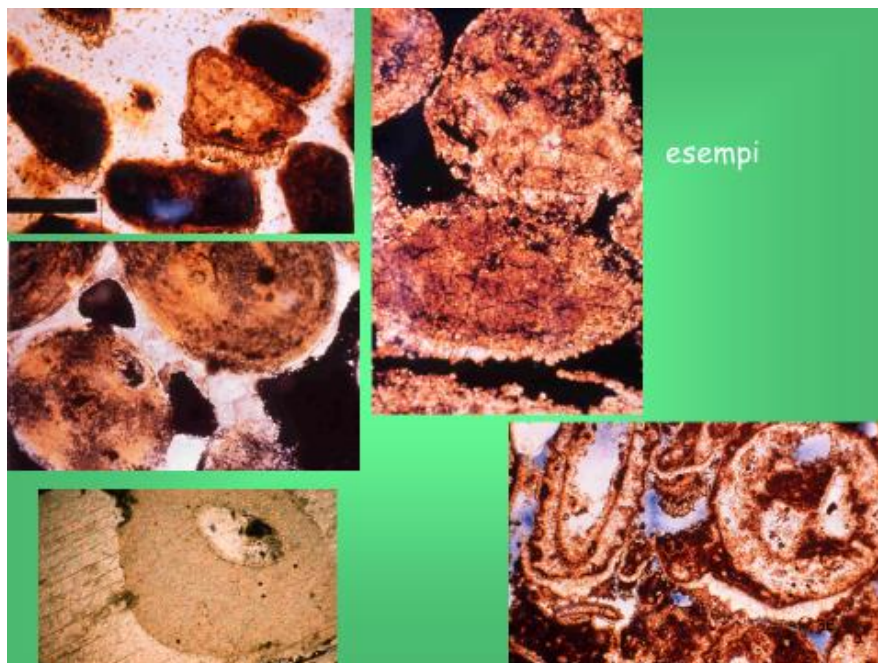
Aragonite e HMgCa vengono alterate causa acidità delle acque meteoriche, mentre LMgCa è + stabile, ma può subire una dissoluzione totale o parziale a causa delle acque meteoriche.

La LMgCa può comunque precipitare in condizioni meteoriche quando le acque diventano soprasature rispetto la calcite (x es x dissoluzione della calcite).

Nell'ambiente diagenetico meteorico, la cementazione calcitica nella zona vadosa da' luogo ad un cemento grossolano (taglia grossa) nei buchi creati dalla dissoluzione o nei grani o fra i grani. Tende ad essere "equant", ma non isopaca.

Nella zona freatica tutti i pori sono riempiti di acqua meteorica che si mescola con acqua marina in aree costiere, e acqua connata in aree interne. In pratica acque con diverso chimismo. Le acque si muovono orizzontalmente.

processi diagenetici: no osservazioni dirette. Diagenesi molto intensa causa presenza costante di acqua in costante movimento. Carsificazione intensa (dissoluzione), ma anche cementazione che avviene nelle parti più profonde. I cementi fratici meteorici sono isopachi (LMgCa) con dimensioni maggiori rispetto quelli della zona vadosa. Comune il cemento sintassiale sugli echinodermi



PS: un modo per riconoscere un cemento vadoso *freshwater* da quello marino (entrambi possono avere *texture* a menisco o pendente) è che il primo è calcitico, il secondo HMg o aragonitico fibroso

Il **SILT VADOSO** può esser un ulteriore elemento di riconoscimento in quanto legato ad acque dolci vadose ed esposizione subaerea.

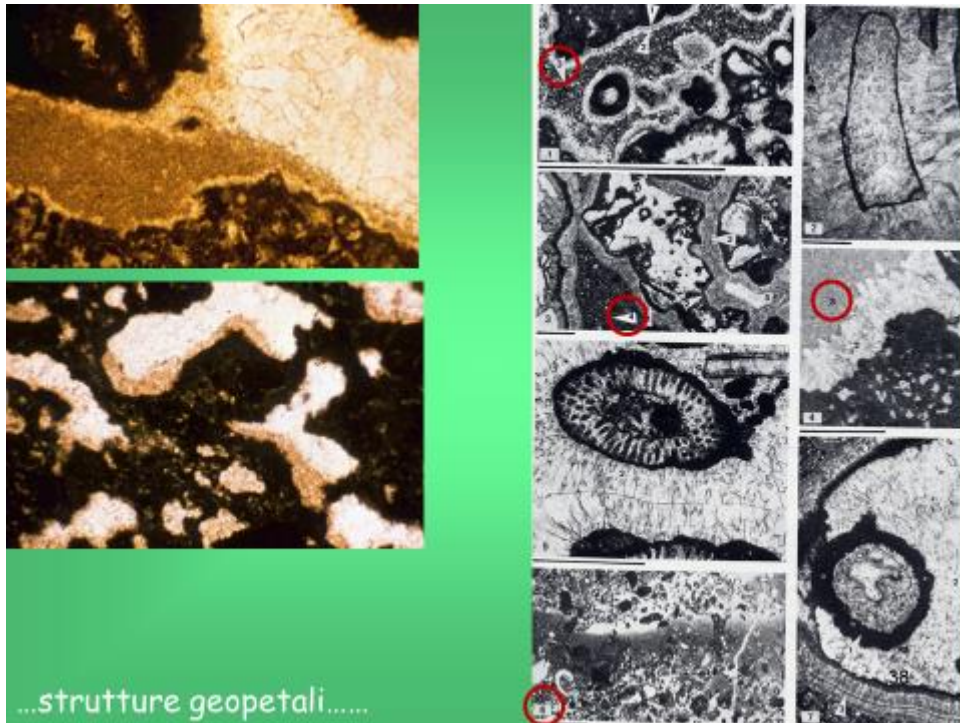
IL SILT VADOSO

Criteri:

1. sedimento con dimensioni del silt depositato meccanicamente nei vuoti di soluzione, interstizi o vuoti primari
2. Il cristallo siltoso differisce dal sedimento circostante ordinario nella sua relazione con il cemento, nella sua presenza in vuoti secondari e nella sua tessitura

3. La sedimentazione interna in genere viene dopo della precipitazione di cementi a drusa o fibrosi
4. Il silt vadoso in genere è ricoperto da cemento a blocchi
5. Particelle scheletriche sono rare o assenti entro il silt vadoso

Si pensa che il silt vadoso si sia formato all'interno di rocce carbonatiche preesistenti durante una emersione tardiva.

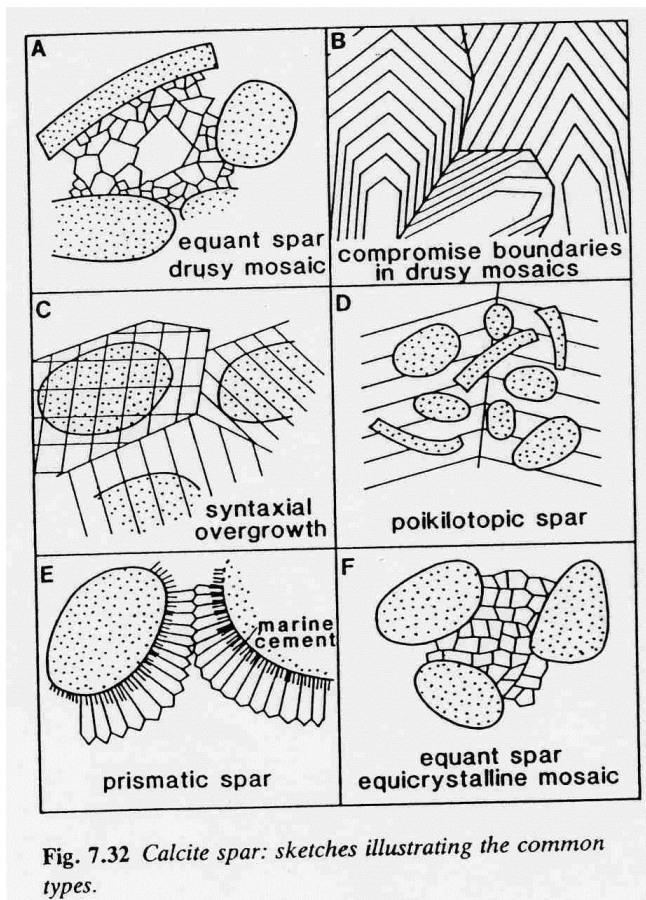
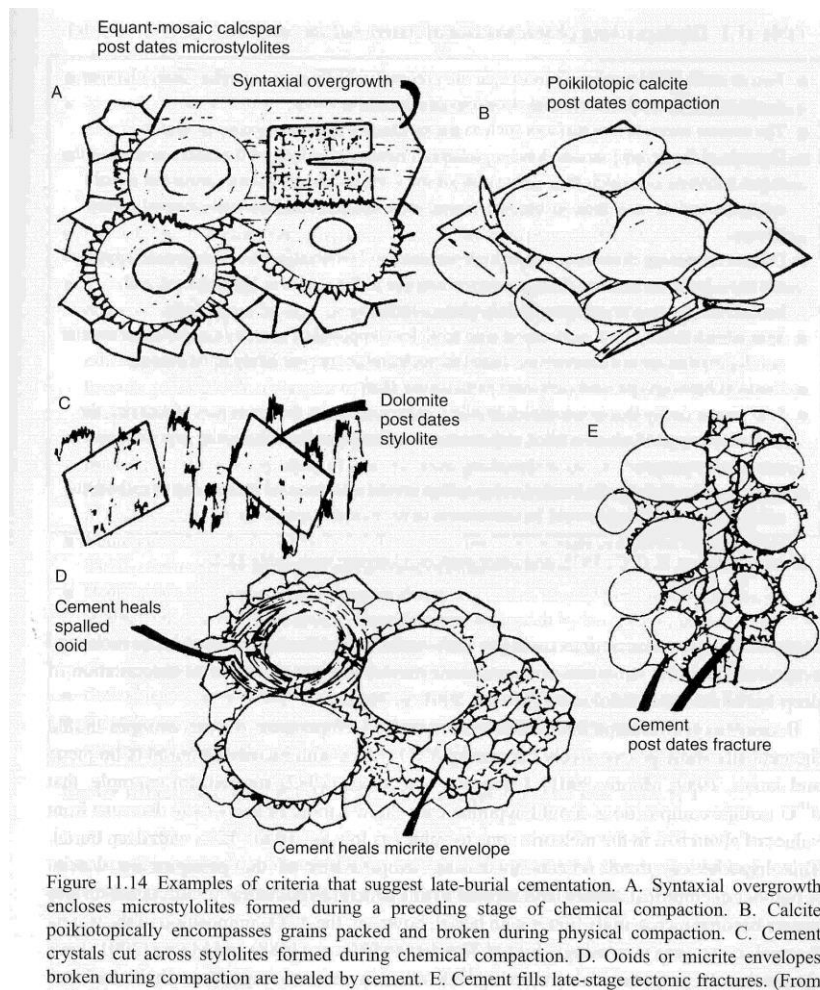


Nella diagenesi per seppellimento il sedimento ha il massimo tempo di residenza (anche milioni di anni). Inoltre si ha un aumento della temperatura ed un aumento di pressione (sia litostatica che idrostatica).

I carbonati subiscono

1. compattazione, ri-orientazione fisica dei grani, deformazione dei grani (compattazione fisica),
2. stiloliti (compattazione chimica)
3. **cementazione** che avviene su rocce carbonatiche poco cementate e fini come i chalk (grana fine, 1-10 microns, mare profondo) che sui carbonati grossolani. Questi cementi sono in genere ricchi in Mn e Ferro
4. neomorfismo
5. rimpiazzamento
6. dissoluzione

Nella figura che segue le strutture tipiche dell'ambiente di seppellimento.



Nella figura a lato: la calcite spatica a **drusa** è un tipico cemento di riempimento dei pori con incremento di dimensioni dei cristalli verso il centro della cavità. Il mosaico, nel dettaglio, si presenta come nella figura 7.32 B con i cristalli che hanno una orientazione preferenziale degli assi ottici in senso perpendicolare al substrato (immagine in catodoluminescenza - *consente di mettere in evidenza le varie fasi del cemento attraverso diverse colorazioni: (dal rosso scuro al giallo).* Questa luminescenza è data dagli elementi in tracce: Mn favorisce la luminescenza, Fe la deprime. L'accumulo differenziato dei due elementi è il frutto della variazione dei diversi fattori fisici e chimici, tra cui l'Eh, all'atto della deposizione)

In C: dove i grani di echinodermi, e altri elementi composti di un singolo cristallo di calcite, sono presenti in un calcare, allora il cemento sparitico può precipitare in modo **sintassiale** (in continuità ottica) sopra il grano per produrre una rapida crescita (*overgrowth*). I cristalli di calcite spatica sono comunemente zonati come risultato di sottili variazioni nei contenuti di Fe e Mn. Il cemento può essere di seppellimento (cristalli "limpidi") oppure marino, meteorico o di mixing-zone.

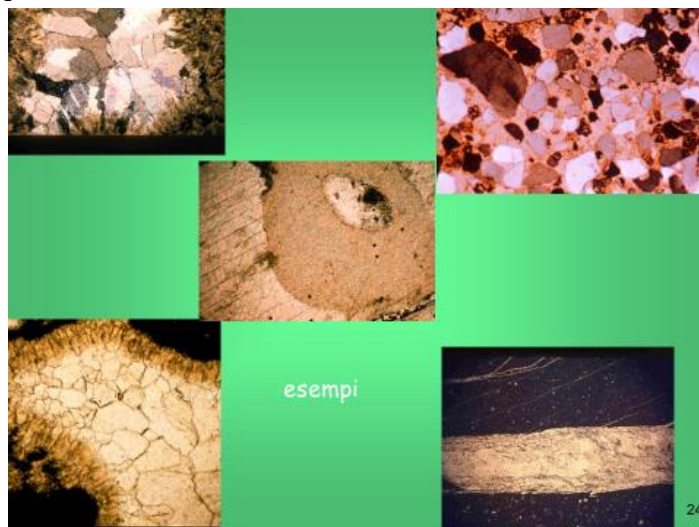
In D: il cemento pecilitico. Il cemento di calcite, come indicato in figura può anche prendere la forma di grandi cristalli **pecilitici** (cemento di seppellimento) che includono più grani. I grandi cristalli sono il

risultato di un basso tasso di nucleazione e lenta crescita, forse a causa dei fluidi nei pori solo appena saturi di CaCO_3 . E' un tipo di cemento presente nelle arenarie e nelle rocce carbonatiche.

In E: la **calcite prismatica**. Grossi ed allungati cristalli che seguono le cavità o si formano a seguito del cemento marino fibroso. E' seguito dalla calcite spatica. In qualche caso la calcite prismatica si accresce sul cemento marino o sul bioclasto. A volte può essere anche *early burial*, ma non è comune.

In F: il mosaico *equant-equicristalline*. Non è un cemento comune. Invece si presenta così un prodotto neomorfico di un precedente cemento (in questo caso però in genere ci sono dei relitti).

Di seguito alcuni esempi



In linea di massima, la LMg deep sea è riconoscibile per l'associazione di organismi (planctonici), ma dal punto di vista ottico, la sparite meteorica (precoce) e quella burial (tardiva) sono uguali.

Quindi bisogna cercare di riconoscerla.

Diversi sono i criteri per determinare se una calcite spatica è *burial*: per es se ci sono evidenze di una compattazione chimica (stiloliti) o meccanica (grani fratturati e ooidi inclusi entro la calcite spatica e contatti suturati e concavi-convessi fra i grani prima della precipitazione della calcite spatica), fratture che incrociano il cemento. Oppure *micrite envelope* rotta e collassata entro la calcite spatica, il cemento poikilitico che involuppa i grani. O ancora, il cemento che va a riempire i pori di dissoluzione o le fratture

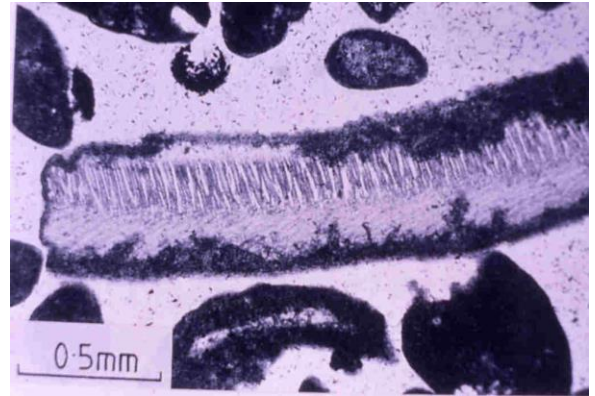
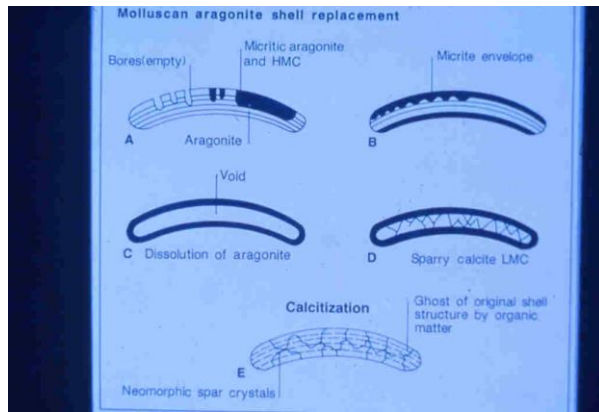
Neomorfismo: termine introdotto da Folk (1965) per descrivere i processi di sostituzione e ricristallizzazione dove ci può essere stato un cambio di mineralogia.

I processi neomorfici avvengono in presenza di acqua attraverso la dissoluzione e riprecipitazione. (sono processi "umidi").

Il termine comprende una serie di processi che porta un carbonato instabile a trasformarsi in carbonato stabile (**inversione**) o alla modificazione di un abito cristallino senza variazione di mineralogia (**ricristallizzazione**).

INVERSIONE: è il cambiamento di un minerale nel suo polimorfo. Per es aragonite in calcite: questa trasformazione avviene, in ambiente diagenetico, sempre in presenza di un fluido. In queste condizioni la trasformazione sembra procedere attraverso la soluzione della aragonite e una simultanea precipitazione di calcite: questo viene detto da alcuni autori **CALCITIZZAZIONE** e in generale questa trasformazione avviene in condizioni umide e viene detta **trasformazione polimorfica**.

Nella figura sottostante le modalità attraverso le quali l'aragonite si trasforma in calcite LMg. Questo processo coinvolge grani scheletrici, ooidi ed altri grani oltre che i cementi, sempre aragonitici.



Bioclasti e ooidi composti originariamente da aragonite sono ora (fossili) soprattutto costituiti da sparite a drusa sono il prodotto della **dissoluzione** di aragonite e successiva precipitazione di calcite nei vuoti. Dove la calcite spatica non è precipitata, allora sono presenti i loro stampi. Quando **i grani sono stati sostituiti da calcite senza che sia intervenuta la fase di “vuoto”, processo che viene detto calcitizzazione**. Dove questo è avvenuto, le caratteristiche da segnalare sono:

- relitti di strutture interne delle conchiglie, preservate attraverso inclusioni di sostanza organica e minuti cristalli aragonitici
- un mosaico irregolare di piccoli e larghi cristalli di calcite, con limiti intercrystallini ondulati, curvi o netti
- un colore bruno alla sparite neomorfica dovuto a residuale materia organica, che porta ad un pseudo-pleocroismo dei cristalli.

La trasformazione neomorfica preserva una tessitura relitta dell'aragonite. Si può comunemente osservare la presenza di resti di sostanza organica o comunque di materiale insolubile. Quindi se la dissoluzione dell'aragonite avviene con produzione di pori dovuta alla soluzione di grani carbonatici di varia origine o cementi, seguita da precipitazione di calcite nei vuoti risultanti, in questo caso non si parla di trasformazione polimorfica, ma di **dissoluzione/cementazione**. In neomorfo infatti non prevede la formazione di vuoti/cavità poi riempiti da cemento. Il risultato mineralogico è sostanzialmente uguale, ma la tessitura dell'aragonite primaria non è preservata! Comunque con un normale microscopio ottico è difficile riconoscere se uno o l'altra.

RICRISTALLIZZAZIONE

Cioè trasformazione di calcite HMg in calcite LMg. Non c'è cambiamento mineralogico. In genere si verifica un **aumento della taglia della micrite (neomorfismo aggradante)**. All'inizio c'è un fango che poi passa lateralmente con contatti sfumati a cristallini di micrite più grandi → pseudosparite (10-50um)/microsparite (4-10 um).

Come si riconosce:

- I contatti non sono netti: nuvola di contatti sfumati con la micrite circostante (*se c'è sparite, intesa come cemento tardivo, i contatti sono netti con la cavità circostante e in genere c'è la struttura a drusa. In questo caso non è neomorfismo*). I confini intercrystallini nel caso di neomorfismo sono irregolari o curvi (*embayments*), che contrastano con i limiti piani del cemento spatico.
- I grani spatici hanno una distribuzione dimensionale molto irregolare, con uno sviluppo a chiazza del mosaico più grossolano.
- I grani scheletrici “flottano” in una sparite grossolana.

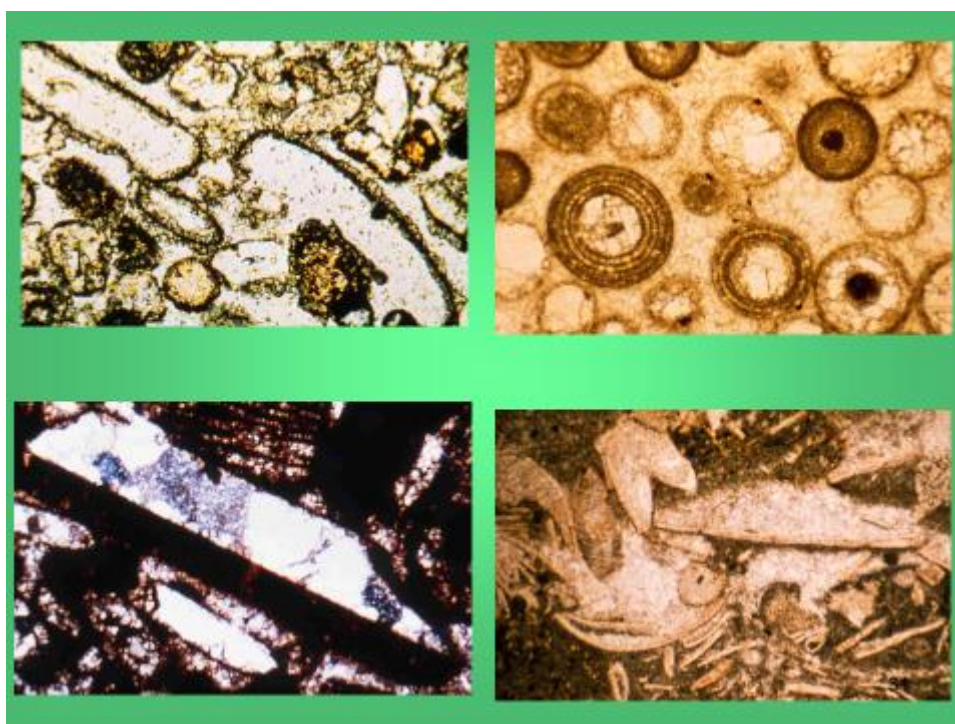
Mentre la sparite è un cemento tardivo, la micrite aggradante è un fenomeno di neomorfismo, cioè di modificazione diagenetica che ha fatto ingrossare la taglia della micrite originaria: in genere si ha su materiale HMg e **rappresenta una situazione di bassa profondità, di piattaforma**. Nelle micriti pelagiche, formate da coccoliti, non ho questa situazione: i coccoliti sono LMg (stabile).

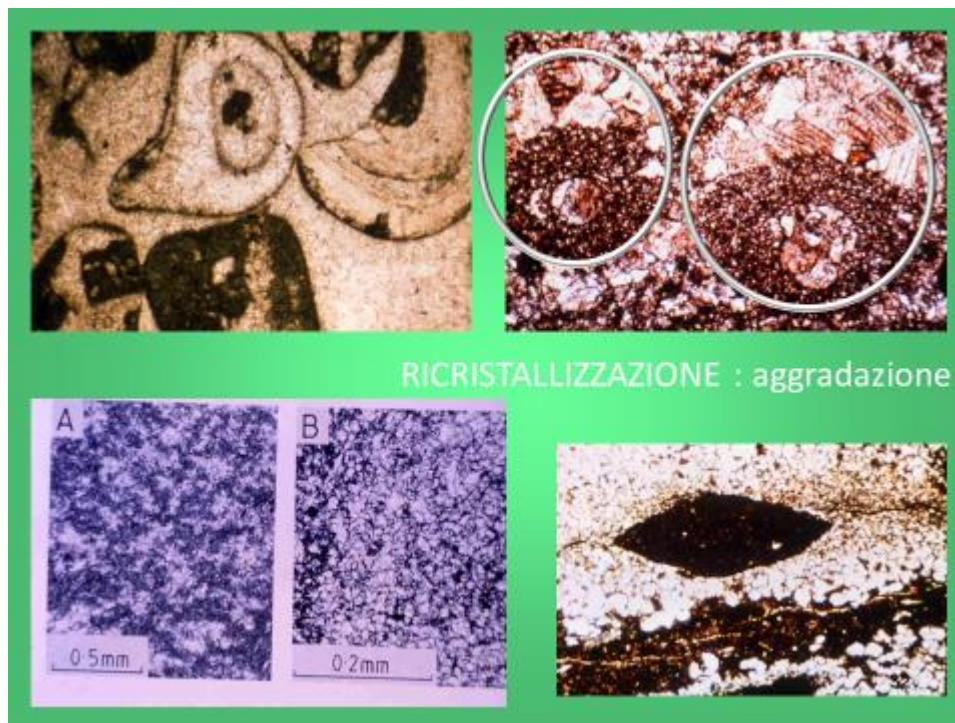
Quando troviamo questa situazione nella sezione sottile, non possiamo parlare di grainstone, ma bisogna risalire a quello che era prima.

PS: ci vogliono circa 8000 anni (ma anche + o di -, dipende dall'ambiente) per trasformare aragonite e HMg in LMg



immagini con esempi vari di inversione e ricristallizzazione





Mentre il neomorfismo sembra essere un processo minore nell'ambiente diagenetico sulla pavimentazione marina e considerevole in quello meteorico dove ci sono aragonite e HMgCa che vengono alterate in calcite, **il neomorfismo è importante nell'ambiente diagenetico di seppellimento.**

E' comunque difficile distinguere una calcite neomorfica da una di cemento proprio perché le 2 presentano spesso fabric simili (vedi tabella).

Table 11.2 *Distinguishing characteristics of neomorphic calcite*

- Radial-fibrous fabrics are present.
- Neomorphic spar embays (nibbles) detrital micrite; embayments tend to be sawtoothed; relicts of micrite may appear as wisps or threads in spar.
- Spar transects skeletal grains, ooids, or other carbonate grains; grains may be only partially replaced by spar, preserving some of the internal structure of the grain (e.g. the fibrous structure of aragonitic fossils), or they may be replaced entirely, thus preserving only the outline or form of the grain.
- Crystal size of spar may vary irregularly and patchily from place to place; however, equigranular fabrics also occur.
- The presence of undigested silt, clay, or organic matter trapped in spar, or the presence of dusty relicts of earlier cement fringes; sparry calcite cement is commonly free of such cloudy impurities.
- Abnormally loose packing (floating relicts), as shown by patches of micrite, skeletal grains, or other carbonate grains entirely surrounded by spar; this criterion must be used with caution because grains that do not appear to be in contact in the two-dimensional plane of a thin section may actually be in contact in three dimensions, in which case the spar may be cement.
- Patches of spar in the midst of homogeneous micrite may indicate neomorphic spar; however, such patches may also form by filling of small burrows, gas-bubble holes, etc. by sparry calcite cement.
- Intercrystalline boundaries tend to be curved or wavy, in contrast to the plane boundaries typical of sparry calcite cements.
- Neomorphic spar displays few enfacial junctions between crystals in contrast to cement spar, which commonly contains high percentages of enfacial junctions.
- Neomorphic syntaxial rims may contain cloudy impurities, display sawtoothed margins, or transect adjacent carbonate grains; syntaxial rims surrounded by micrite may appear to be neomorphic; however, cathodoluminescence study may reveal that the rims formed by displacive crystallization or by filling of solution cavities around grains.
- Cathodoluminescence may show relicts of earlier cement fabrics or other replaced fabrics.
- Crystals may be separated by concentrations of impurities that were expelled by growing crystals and displaced to line compromise boundaries.

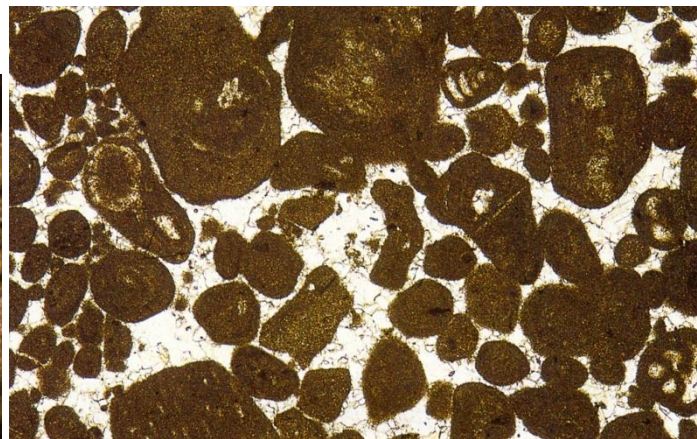
Source: Bathurst R.G.C., 1975, 1983, and other sources. Compare with Table 11.1.

Table 11.1 *Distinguishing characteristics of sparry calcite cement*

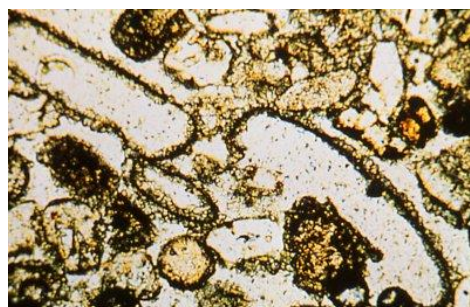
- Two or more distinct generations of spar are present (unlikely in neomorphic spar); the spar is commonly clear and free of relict structures or impurities.
- The cement encrusts free surfaces such as the surfaces of carbonate grains or molds.
- Crystals of the cement mosaic have a preferred orientation of longest diameters normal to the initial substrate on which they grew; size of the crystals increases away from the initial substrate, and crystals tend to become larger, more blocky, and less well oriented (drusy fabric)
- Cement fabrics are characterized by a high percentage of enfacial junctions (an enfacial junction is a triple junction between three crystals where one of the angles is 180 degrees), and boundaries between crystals are mainly plane interfaces.
- Spar fabrics that occur in association with particles composed of micrite (e.g. pellets or micrite envelopes) that are not themselves altered to neomorphic spar are likely to be cements.
- Contacts between spar and carbonate particles are sharp.
- Spar lines a cavity that is incompletely filled, or spar occupies the upper part of a cavity, the whole lower part of which is filled with more or less flat-topped, mechanically deposited micrite (geopetal structure).
- The presence of distinctly banded zones within crystals, as revealed by staining or cathodoluminescence; such zones would be uncommon in neomorphic spar.

Source: Bathurst, R.G.C., 1975, and other sources. Compare with Table 11.2.

Micritizzazione biologica: processo per cui i bioclasti vengono alterati sul pavimento marino o subito sotto da alghe endolitiche, funghi e batteri. Questo processo dà come risultato la formazione di avvolgimenti micritici (*micrite envelope*) attorno a bioclasti (che hanno quindi i bordi marcatamente scuri) e grani completamente micritizzati (per esempio gli ooidi a microstruttura micritica). La *micrite envelope* gioca un importante ruolo durante la diagenesi poiché consente il mantenimento della forma di un grano bioclastico aragonitico dopo la dissoluzione dell'aragonite stessa. In genere la forma irregolare di questi grani micritizzati consente di distinguerli dai fecal pellets micritici.



Molti calcari hanno subito **dissoluzione (che non è un processo neomorfico!!! da non confondere)** come risultato del passaggio nei pori di fluidi sottosaturi rispetto alla fase carbonatica presente. Questo è il maggiore processo negli ambienti diagenetici in prossimità della superficie, meteorici, e può condurre alla carsificazione, ma può anche avvenire sul pavimento marino e durante il seppellimento profondo. I grani individuali possono essere sciolti, specialmente se sono costituiti da una mineralogia instabile. La porosità secondaria creata dalla dissoluzione dei carbonati è importante in alcuni serbatoi di idrocarburi.



La **compattazione** può essere meccanica o chimica.

L'incremento della pressione di sovraccarico porta alla compattazione nei sedimenti e se ne riconoscono due categorie: meccanica e chimica. La compattazione meccanica può avvenire subito dopo la deposizione, mentre quella chimica normalmente richiede più di alcune centinaia di metri di seppellimento.

Vari possono essere gli effetti della compattazione meccanica: per esempio in sedimenti granulari porta ad un impacchettamento serrato dei grani e ad un appiattimento di bioclasti allungati lungo il piano dell'intervallo. Come incrementa la pressione litostatica, può avvenire la rottura dei bioclasti e i grani micritici possono divenire schiacciati e deformati. Se c'è del cemento precoce attorno ai granuli, esso può essere espulsa e per es. grani oolitici si possono aggregare.

La compattazione può portare alla formazione di *skeletal packstones* a partire da *skeletal wackestones*, come risultato di un impacchettamento più serrato dei grani.

La compattazione chimica è il risultato di un incremento di solubilità al contatto fra i grani e lungo le interfacce dei sedimenti al di sotto di uno stress applicato. Questo è soprattutto il risultato di un sovraccarico, ma anche uno stress tettonico porta ad effetti di pressione e dissoluzione. Il risultato è la presenza di stiloliti e/o di un fabric stretto.

In un *grainstone* con niente o poco cemento precoce si sviluppano fra i grani contatti concavo-convessi e suturati. Se la pressione di dissoluzione fra i grani è intensa allora si può produrre un fabric stretto. Questo può accadere a scala microscopica, come in *grainstones* oolitici o bioclastici, oppure alla macroscale, fra intraclasti, fossili e noduli precocemente diagenizzati (litificati) e tane riempite in un sedimento fangoso compatto. Si può produrre una tessitura a stilobreccia.

Le stiloliti sono superfici di sutura con indiscriminatamente grani, cemento o matrice tagliati. L'argilla, i minerali di ferro e la sostanza organica, il residuo insolubile della dissoluzione dei carbonati, sono generalmente concentrati lungo le stiloliti. In molti carbonati argillosi le suture di dissoluzione sono piane, ondulate e anastomizzate di residuo insolubile. Dove abbondano, viene utilizzato il termine *flaser limestone*.



La pressione di dissoluzione è un importante processo che accentua i piani di strato e può anche portare allo sviluppo di pseudo piani di strato. **I calcoli hanno dimostrato che un considerevole quantitativo di CaCO_3 può essere liberato dalla pressione di dissoluzione, così che questo processo è spesso citato come uno delle principali risorse di CaCO_3 per la cementazione carbonatica, soprattutto di calcite spatica tardo diagenetica.**

Rimpiazzamento: processo simile alla trasformazione polimorfica “wet”, ma coinvolge minerali di diversa composizione.

In pratica si tratta della dissoluzione di un minerale e quasi contemporanea precipitazione di un altro minerale di diversa composizione (se la composizione è la stessa NON è un rimpiazzamento)

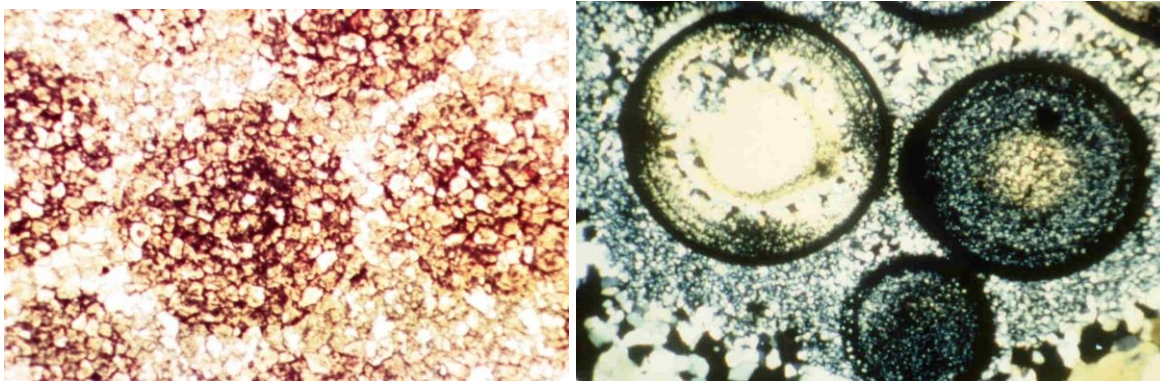
Per la calcite/aragonite i minerali più comuni sono silice, pirite, ematite, apatite, anidrite, dolomite.

Il fabric può essere distruttivo o conservativo. Può avvenire in tutti gli ambienti diagenetici.

In realtà il termine di rimpiazzamento viene ampiamente usato come sinonimo di sostituzione in qualsiasi caso, anche di neomorfismo!!!!

La **dolomitizzazione** è il maggiore processo di alterazione per molti calcari e la dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), può essere precipitata *near-surface* (in prossimità della superficie) ed in ambiente di seppellimento. Vengono proposti diversi modelli per la dolomitizzazione, ma l'argomento è ancora molto dibattuto.

La **silicizzazione** prevede la sostituzione del carbonato con la silice. Tende a conservare la tessitura originale.



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 precipitare direttamente da un fluido ricco in Mg (**dolomia primaria**) oppure può essere un prodotto di sostituzione (metasomatismo-rimpiazzamento) (**dolomia secondaria**).

PS: metasomatismo = trasformazione di un minerale in un altro senza fusione (senza passare per la fase di soluzione)

La dolomia in generale rappresenta il prodotto della DOLOMITIZZAZIONE, cioè della sostituzione di ioni Ca con ioni Mg e quindi è soprattutto un prodotto diagenetico.

La dolomitizzazione è un processo che tende a distruggere le strutture calcaree originarie e questo succede soprattutto quando è grossolana la dimensione dei cristalli dolomitici.

POROSITA' DELLE DOLOMIE

Il meccanismo di sostituzione prevede che due moli di calcite siano sostituite da una mole di dolomite
Il 13% della porosità è generata da questo tipo di sostituzione

A dolomitizzazione completata e se continua il rifornimento di soluzione dolomitizzante, può esserci una diminuzione di porosità



aumento di taglia dei cristalli
→ occlusione parziale o totale della porosità



OVERDOLOMITIZATION (Lucia, 1983)

Generalmente, durante il seppellimento la porosità delle dolomie decresce meno rapidamente di quella dei calcari

2

LE DOLOMITI (di sostituzione) AL MICROSCOPIO

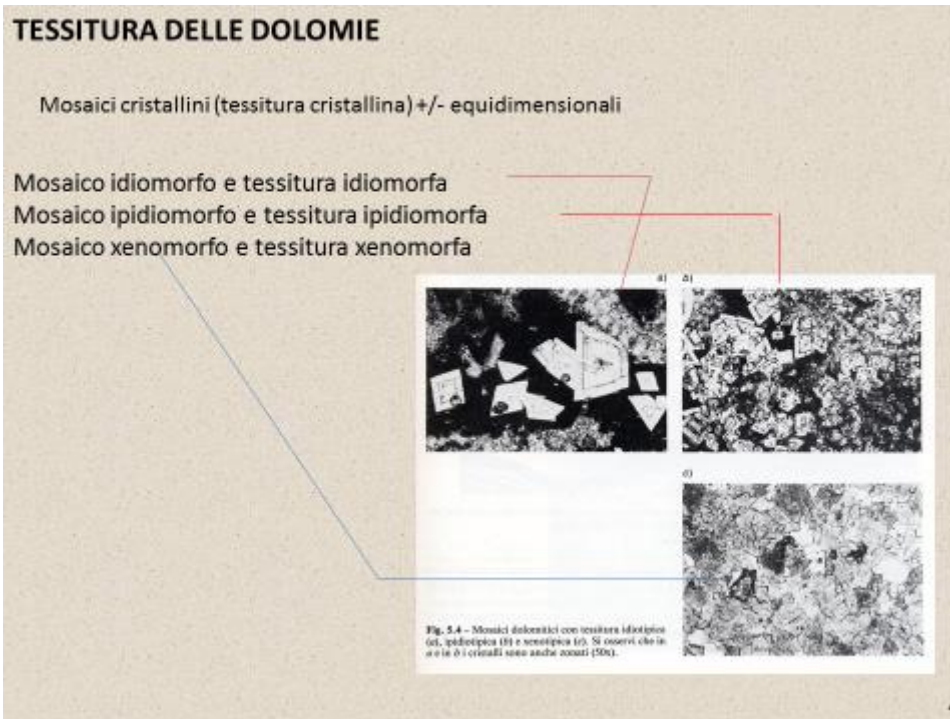
Dolomite e calcite si trovano comunemente associate in molte rocce carbonatiche. La dolomite può essere facilmente identificata attraverso la diffrattometria a RX, ma otticamente, in sezione sottile, non è così semplice.



TESSITURA DELLE DOLOMIE

Per quanto riguarda la tessitura, le dolomie hanno mosaici cristallini (tessitura cristallina) più o meno equidimensionali i cui singoli romboedri hanno dimensioni variabili dal micron alle centinaia di micron.

La dolomite ha una forte tendenza all'idiomorfismo, cioè a formare un perfetto abito romboedrico. Comuni sono anche i romboedri zonati.



La dolomite con cristalli romboedrici comunemente ha contorni netti, dritti fra i cristalli: **planar dolomite** (Sibley & Gregg 1987), **dolomite idiotipica** vecchia denominazione (stessi autori nel 1984).

La dolomite anedrale, non-romboedrica è chiamata **nonplanar dolomite (dolomite xenotipica, vecchia denominazione)**: cristalli con contorni curvi, lobati, dentellati o indistinti.

All'interno di queste definizioni ci sono altre subcategorie come riportato nello schema sottostante.

dolomite planare euedrale i cristalli sono ben formati (romboedrici). Gli spazi intercristallini o sono riempiti da un altro minerale, in genere calcite, o sono vuoti (pori). La tessitura che si vede viene anche definita saccaroide. I contatti fra un cristallo e l'altro in genere formano un angolo di 160°.

Nella **dolomite planare sub-euedrale** i cristalli sono da subeuedrali ad anedrali e poca è la porosità.

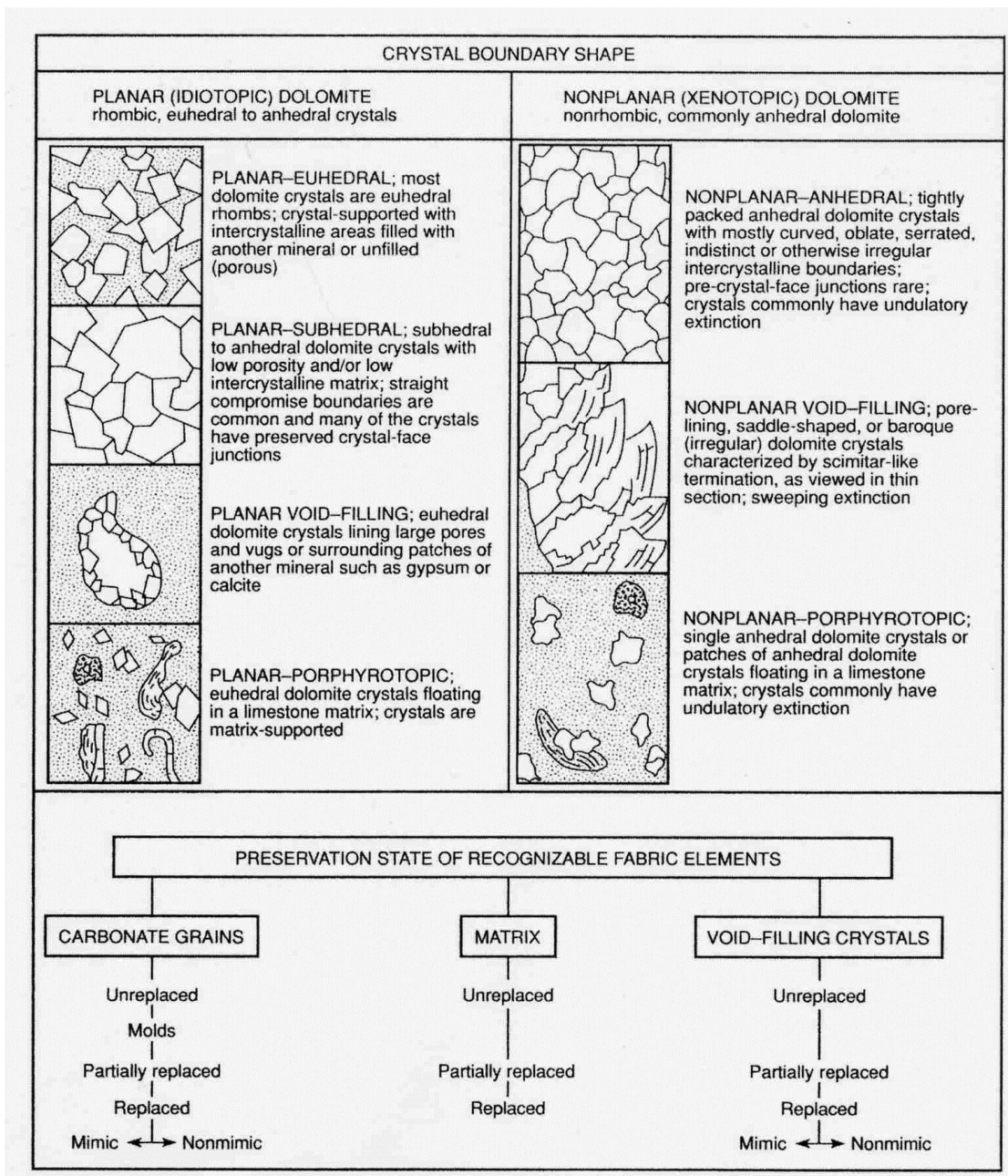
Planar void-filling dolomite: cristalli euedrali di dolomite che riempiono parzialmente un poro/buco: i cristalli quindi finiscono in un "open space". Questa dolomite può essere un cemento, ma in genere invece è il prodotto di rimpiazzamento dei margini di un grano carbonatico con dissoluzione del centro del grano. Oppure può essere il rimpiazzamento dell'originale cemento.

Planar-porphrotopic dolomite: quando qualche rombo di dolomite flotta in micrite.

Nonplanar-anhedral dolomite: cristalli di dolomite per lo più anedrale. I contatti fra i cristalli sono lobati, incurvati, "serrati" o indistinti. Nei cristalli sono abbondanti le inclusioni e comunemente l'estinzione è ondulata.

Nonplanar void filling dolomite: dolomite a forme irregolari o a forma "saddle" (sella) che riempiono (o che si "affacciano" in) un buco. La **saddle dolomite** (o baroque dolomite) è una particolare varietà di dolomite. Assomiglia ad una scimitarra!

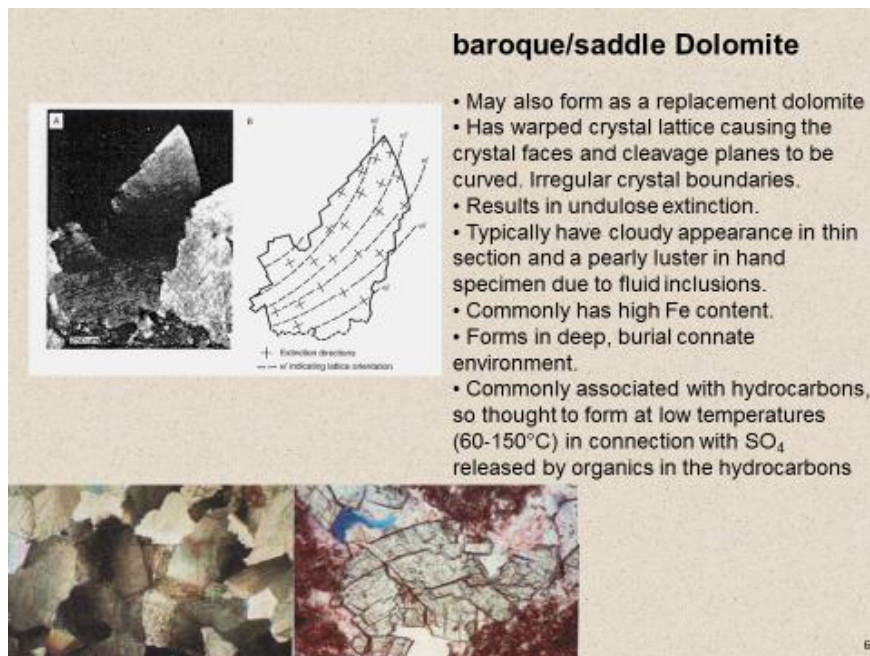
Nonplanar-porphrotopic dolomite: i cristalli, a differenza di quella planare sono anedrali. I cristalli si sono probabilmente formati per rimpiazzamento di fango micritico.



La dolomitizzazione tende a cancellare sia le tessiture che il fabric del precursore calcareo. 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. In figura/tabella i dettagli.

Mimic (che imita) = preservazione di forma e struttura interna del grano carbonatico (i cristalli di dolomite sono piccoli) (una volta si diceva **relitto**)

Si parlerà di **fantasmi** se non si riesce a ricondurre alla forma originaria.



La dolomite può essere **zonata**: ciò è dovuto a inclusioni nella porzione centrale del cristallo dovute probabilmente al rimpiazzamento del precursore micritico oppure può essersi accresciuta in un poro prima occupato da un grano carbonatico disciolto. Il bordo esterno del cristallo è limpido.

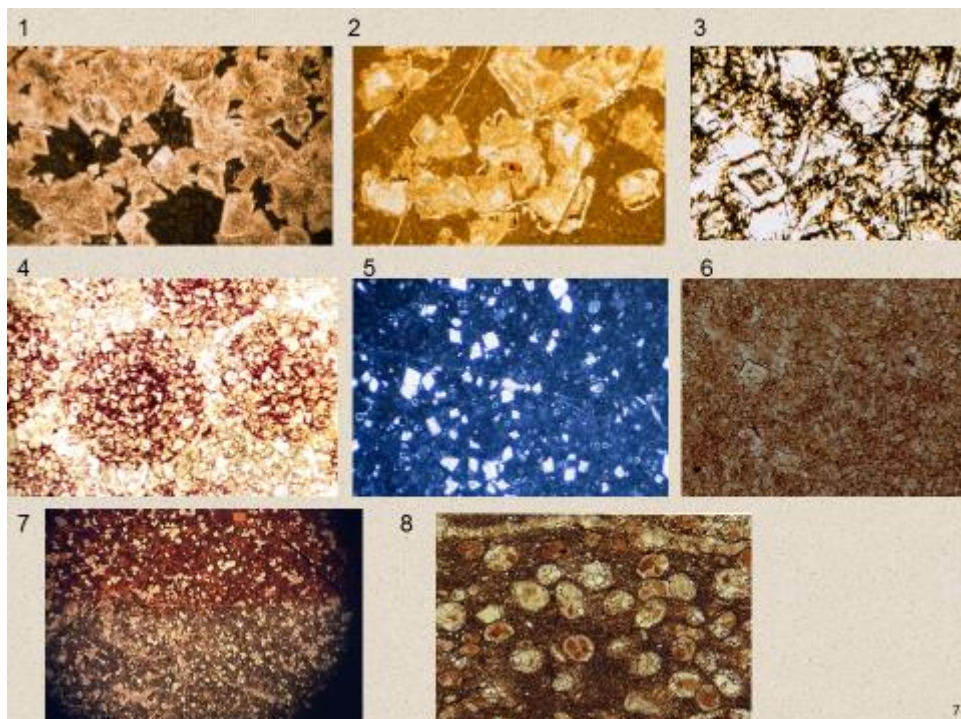
A volte la zonatura può essere legata a una differenza di composizione fra centro e bordo cristallo (per es + ferro al centro che ha sostituito il magnesio) (la dolomite può contenere %Fe che sostituisce il Mg nel reticolo (Ankerite) → romboedri rossastri)

Ancora un appunto sulle caratteristiche dei cristalli di dolomite:

le **dolomie pure** hanno una tessitura cristallina a grana grossa; dimensioni dei cristalli >mm; difficilmente esistono tracce della tessitura originaria dei depositi calcarei da cui derivano; di rado in sezione sottile si riconoscono relitti dei grani.

Nei calcari dolomitici la dolomite è a romboedri perfetti spesso torbidi per inclusioni (memoria della originale tessitura calcarea)

Nelle dolomie calcaree ci sono molti romboedri e poche plaghe calcaree: le parti dolomitizzate perdono qualunque tessitura originaria.



DEDOLOMITIZZAZIONE

→ calcitizzazione della dolomite. La calcite va a ri-sostituire le dolomite (completamente, ma più spesso in modo parziale). Si attua generalmente in zone superficiali, a basse temperature e basse pressioni parziali di CO_2 .

Questo fenomeno compare in genere in associazione con gesso o pirite ossidata ed è quindi aiutato dalla presenza di ioni solfato (che arrivano appunto da pirite – solfuro di Fe $\rightarrow \text{FeS}_2$ - e gesso – solfato di calcio idrato) che tendono a combinarsi con Mg derivante dalla dolomite per formare CaCO_3 e MgSO_4 (solfato di magnesio). Il tutto avviene ad opera di acque meteoriche che entrano in contatto con la dolomia e che lisciviano gesso o la pirite. La dedolomitizzazione si verifica al microscopio, osservando la struttura dei cristalli.

PS: cemento dai bordi verso l'interno, la dolomitizzazione dal centro verso l'esterno (centrifuga)

