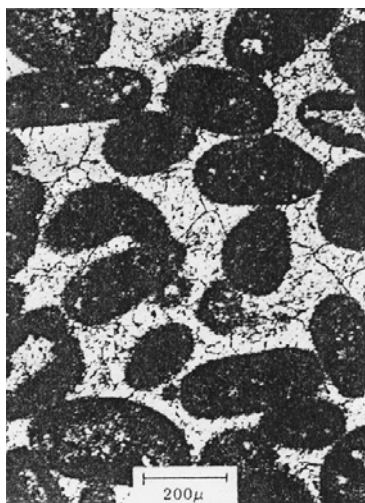


# Rochas carbonatadas



## Índice

- Introdução
- Técnicas de Estudo
- Ambientes de Sedimentação
- Sedimentação carbonatada
- Factores de Controlo
- Partículas carbonatadas
- Minerais comuns
- Tipo de Estruturas
- Fácies de Wilson

## INTRODUÇÃO

As rochas carbonatadas são formadas pela diagénese de sedimentos ricos em carbonatos (>80%), sedimentos estes que foram depositados, essencialmente, através da precipitação química em solução aquosa. Apesar da actual percentagem de afloramentos ser semelhante à das rochas gresosas, o estudo dos calcários é muito mais importante, nomeadamente nos seguintes aspectos:

- 1) Contêm a maior parte do registo fóssil, um elemento importante para determinar a idade relativa das rochas;
- 2) São uma ferramenta muito útil na interpretação de ambientes sedimentares;
- 3) Constituem jazigos minerais não metálicos, principalmente no domínio da Indústria da Construção;

Acresce ainda que, podem constituir importantes reservatórios de fluidos, nomeadamente de hidrocarbonetos, quando apresentam elevada permeabilidade.

Do ponto de vista da Engenharia Civil, o reconhecimento do afloramento de rochas carbonatadas é muito importante, uma vez que a sua presença pode constituir um factor de risco, pela eventual presença de cavernas subterrâneas, proporcionada pela elevada dissolução dos carbonatos.

Os minerais mais comuns nas rochas carbonatadas são a calcite ( $\text{CaCO}_3$ ), a dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) e a aragonite ( $\text{CaCO}_3$ ). Estes minerais encabeçam os três grandes grupos de minerais carbonatados (Fig. 1); os dois primeiros cristalizam no sistema romboédrico hexagonal, enquanto o terceiro cristaliza no sistema ortogonal.

Grupo da calcite	Grupo da dolomite	Grupo da aragonite
Calcite (Ca)	Dolomite (Ca,Mg)	Aragonite (Ca)
Magnesite (Mg)	Anquerite (Ca,Mg,Fe,Mn)	Cerussite (Pb)
Rodocrosite (Mn)		Estroncianite (Sr)
Siderite (Fe)		Viterite (Ba)

Smithsonite (Zn)		
Romboédricos		Ortorrômnicos

Fig.1 - Principais grupos de carbonatos presentes nas rochas carbonatadas.

A maioria dos sedimentos carbonatados resulta de processos químicos e bioquímicos, ocorrentes em ambiente marinho de águas pouco profundas, límpidas e quentes.

A distribuição mundial deste tipo de sedimentos, mostra que a sua deposição ocorre principalmente em águas equatoriais associadas a correntes marinhas quentes (Fig. 2).

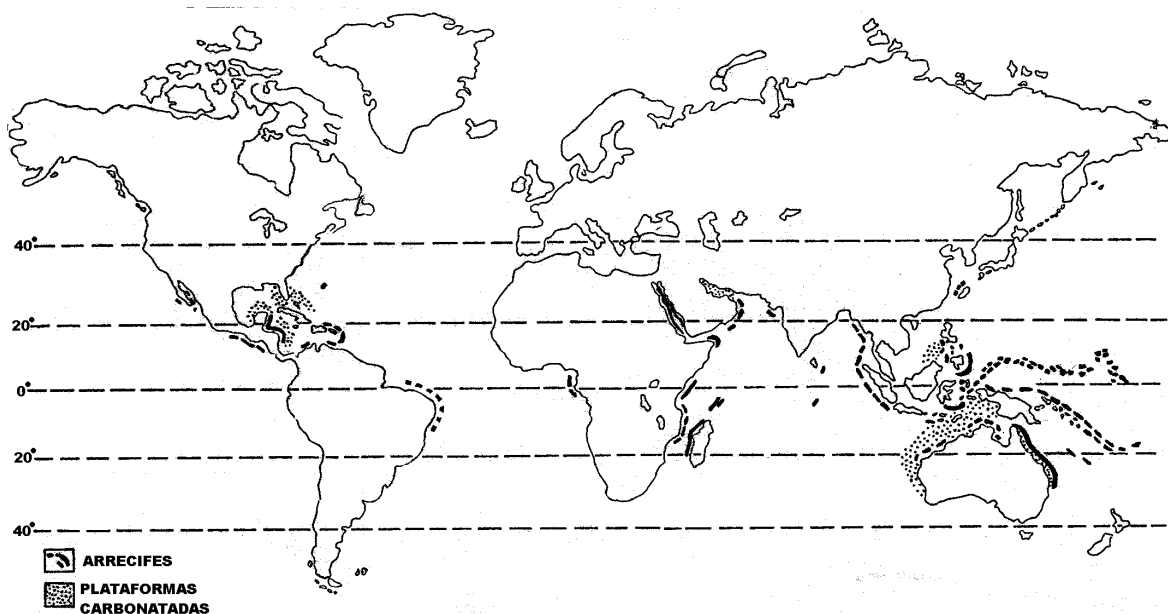


Fig.2 - Distribuição mundial de sedimentos carbonatados actuais.

A deposição actual dos sedimentos carbonatados marinhos de plataforma é relativamente circunscrita ao contrário do que aconteceu noutras épocas geológicas. Restringe-se a dois tipos principais de depósito:

- próximos ou ligados ao continente, como acontece no Golfo Pérsico, na baía da Flórida ou na plataforma noroeste da Austrália;
- afastados do continente, como na plataforma das Bahamas, na Grande Barreira Recifal da Austrália ou em muitos atóis do Pacífico.

Não se observam, na actualidade, os extensos mares que existiram durante o Paleozóico e o Mesozóico (Fig. 3).

Os sedimentos carbonatados também podem ser depositados a partir de ambientes associados aos fundos marinhos, a bacias evaporíticas, a lagos e a certos tipos de solos. Os depósitos antigos mostram o mesmo tipo de diversidade de ambientes de formação; não obstante este aspecto, a maioria dos afloramentos calcários corresponde a ambientes de plataforma e de águas quentes.

Os depósitos marinhos actuais de carbonatos podem ser correlacionados com três fácies específicas: recifal, de areias carbonatadas e lagunar.

TIPO DE RECIFE	MONTÍCULOS DE LIMO	RAMPAS RECIFAIS	COMPLEXOS RECIFAIS
Quaternário	Crinóides Esponjas Corais	Corais Plancton Marinho?	Corais Algas Vermelhas
Terciário	?	Numulítídeos Foraminíferos Algas Vermelhas	Corais Algas Vermelhas
Cretácico	Esponjas	Rudistas Estromatólitos	Estromatólitos Corais?
Jurássico	Esponjas Algas	Corais	Corais Algas Vermelhas
Triássico	Esponjas	Corais Esponjas Algas Vermelhas	?
Pérmico	Briozoários Braquiópodes Esponjas calcárias Crinóides	Tubífidos Calcários Algas	Esponjas calcárias Algas
Carbonífero	Algas Filóides Briozoários Crinóides	Algas Calcárias Tubiphytes Crinóides	?
Devónico	Corais Briozoários Crinóides	Corais Estromatólitos	Estromatólitos
Silúrico	Corais Briozoários Crinóides	Estromatólitos	?
Ordovícico	Briozoários Esponjas Corais	Crinóides?	?
Cámbrico	Arqueociatídeos	Arqueociatídeos	?
Precámbrico	?	Estromatólitos	?

Fig.3 - Grupos de organismos em plataformas carbonatadas no decorrer do tempo geológico.

Nas fácies recifais deposita-se principalmente material biogénico, dominado por celenterados, algas, moluscos e equinodermes. As areias carbonatadas caracterizam-se pelo desenvolvimento de oólitos que se originam por precipitação inorgânica da aragonite em domínios pouco profundos e de corrente máxima; o limo carbonatado deposita-se como acículas de aragonite, de origem orgânica, na dependência da actividade das algas, ou inorgânica, por precipitação directa na água. Os calcários associados aos evaporitos e aos depósitos lagunares são constituídos por uma grande variedade de litologias, desde as rochas limosas não fossilíferas às areias carbonatadas com abundância de material esquelético (restos de corais, moluscos, briozoários, braquiópodes), incluindo as oolíticas. As sequências calcárias evaporíticas representam áreas de baixa salinidade, que estão regularmente ligadas ao mar.

Os componentes anteriores são indicadores confiáveis de ambientes pouco profundos; no entanto, se as condições originais mudarem, estes podem deslocar-se para ambientes muito mais profundos por tracção ou através das correntes de turbidíticas. Este tipo de calcários apresenta, geralmente, uma combinação de diferentes fácies de plataforma e/ou interestratificação de limos ou areias detríticas e estratificação gradativa. Por outro lado, em ambientes de águas profundas,

encontram-se grandes acumulações de esqueletos de plancton calcário e de partículas esqueléticas sob a forma de limos biogénicos (oozes).

As analogias com os depósitos actuais de rochas carbonatadas para a interpretação dos calcários antigos são difíceis de estabelecer, pois as acumulações primárias de material carbonatado foram modificadas texturadamente devido aos fenómenos diagenéticos, que alteram a fábrica e a mineralogia original, através de cimentação, percolação intergranular de soluções, difusão, recristalização, etc.

Os calcários e as dolomias encontram-se em todas as épocas, desde o Precâmbrico até ao Holocénico, embora nas últimas existam em menor abundância. Os afloramentos calcários de Steeprock no Canada e de Balawayan na África do Sul são assinaláveis pois têm cerca de 2 600 Ma. Os calcários e as dolomias do Precâmbrico e do Paleozóico Inferior em Portugal (ex. Anticlinal Borba - Vila Viçosa - Estremoz) encontram-se metamorfozados.

Nas áreas cratónicas estáveis, os calcários encontram-se amplamente distribuídos e podem atingir espessuras consideráveis (5000 metros), formando parte de miogeossinclinais marginais. Nos eugeossinclinais estão geralmente ausentes, a menos que tenham sido depositados ou transportados por correntes de turbidíticas.

## TÉCNICAS DE ESTUDO

As rochas carbonatadas compreendem cerca de 25 a 35% do registo estratigráfico. São rochas complexas devido à grande variedade de constituintes e à substituição e recristalização subsequentes. As técnicas e os métodos de estudo para este tipo de rochas incluem:

- 1) **Dissolução por ataque ácido** (*etching*): A rocha polida é submersa em ácido clorídrico diluído durante 5 minutos, revelando a distribuição dos elementos relativamente insolúveis tais como: areia, limo, argilas, glauconite, fosfatos, quartzo, feldspatos, pederneira (silex) e pirite. Também pode revelar a morfologia da calcite, seja esta esparítica, limo, fósseis, intraclastos, etc.
- 2) **Impressões em acetato** (*peels*): A superfície da amostra é alisada ligeiramente ou polida e é atacada com reagentes, que tingem os carbonatos de forma diferenciada. Com recurso ao microscópio petrográfico conseguem-se observar detalhes texturais semelhantes aos das lâminas delgadas (Fig. 4).
- 3) **Resíduos insolúveis**: neste caso a rocha calcária é totalmente dissolvida revelando os seus constituintes insolúveis, os quais são descritos com a lupa binocular ou com o microscópio petrográfico.
- 4) **Lâminas delgadas**: permitem efectuar o estudo petrográfico mais completo que pode incluir: classificação, tipo de rocha, presença de matriz ou cimento, descrição de microfácies, etc. Em caso do estudo de microfauna, como a de foraminíferos planctónicos, tintínideos, fusulinídeos, etc., torna-se imprescindível a ajuda de um especialista.

Para distinguir a calcite da dolomite utiliza-se a técnica da coloração com alizarina. Verte-se uma gota sobre a amostra, que é depois lavada com água corrente; se é calcite, tingem-se de vermelho, se é dolomite, não se tingem.

Actualmente podemos contar com outras técnicas mais especializadas: petrografia de luminescência, microscopia electrónica e análise por microsonda electrónica.

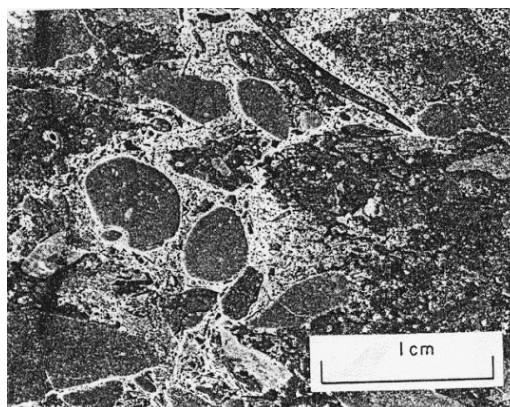


Fig.4 - Fotografia de uma superfície polida de calcário, obtida directamente de uma impressão em acetato. A amostra apresenta agregados de limo calcário do tamanho da areia. Formação Tribes Hill (Ordovício Inferior). Segundo Friedman (1978).

## **AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO CARBONATADA**

Os carbonatos podem formar-se em diferentes tipos de ambientes: marinhos, lacustres, depósitos de caliche ou calcritos, águas doces, espeleotemas e na dependência de processos eólicos.

### **AMBIENTES MARINHOS**

O ambiente marinho carbonatado de transição apresenta uma distribuição global actual restrita quando comparada com a de outros períodos geológicos da história da Terra. Durante o Ordovício, o Devónico, o Mississipiano e o Cretácico os mares carbonatados atingiram uma extensão muito mais vasta.

Existem diferenças fundamentais entre os depósitos carbonatados terrígenos e os marinhos. Enquanto os terrígenos são produto da alteração química e física das rochas preexistentes, que foram posteriormente transportados para a bacia sedimentar, os sedimentos carbonatados marinhos derivam de uma precipitação “in situ” no interior da própria bacia.

No ambiente marinho existe uma produção considerável de carbonato que permanece na proximidade do lugar onde ocorre a precipitação, devido à presença de organismos que não só segregam o  $\text{CaCO}_3$ , como também o utilizam para a construção das suas conchas ou esqueletos (Fig. 5). Para além disso, deve ter-se em consideração que parte dos sedimentos carbonatados produzidos no ambiente marinho, podem sofrer transporte pelo vento, pelas ondas, pelas correntes, etc., nas áreas continentais, no bordo da plataforma ou nas profundidade marinhas.

Em geral, as plataformas dos ambientes carbonatados desenvolvem-se em áreas onde o fornecimento de componentes terrígenos não existe ou é mínimo; esta é uma das razões pela qual existem, actualmente, poucas áreas com estas características. O acarreo de componentes terrígenos na maioria das margens continentais afecta directamente o crescimento dos organismos produtores de carbonatos, especialmente o dos construtores de recifes. Como resultado, os recifes desenvolvem-se em áreas onde não existe uma fonte de componentes terrígenos, como é o caso do Golfo Pérsico, a Plataforma de Yucatán e as Bahamas. Nestas plataformas existe um equilíbrio dinâmico entre a produção de carbonatos e a subsidência, que permite a existência de espessas acumulações, mantendo ao mesmo tempo a profundidade adequada para o fornecimento contínuo de  $\text{CaCO}_3$ .

Constituintes	A	B	C
Algas calcárias	22.8	25.1	18.0
Moluscos	15.8	17.5	12.2
Foraminíferos	11.7	9.0	17.3
Corais	9.0	9.3	8.2
Espículas	3.6	4.3	2.1
Tubos de gusanos	1.8	1.4	3.0
Crustáceos	1.2	1.4	0.7
Briozoários	0.3	0.4	Traços
Limo	13.2	13.9	11.7
Argila (com acículas aragoníticas)	10.2	7.8	14.8
Minerais (> quartzo)	2.8	3.9	0.5
CaCO <sub>3</sub>	5.5	5.3	6.0
Oólitos	0.8	0.4	1.6
Péletes	1.3	Trazas	3.8
Agregados	0.2	---	0.8
Total	100.2	99.7	100.7

Fig 5 - Distribuição dos constituintes dos sedimentos carbonatados modernos. A) 50 amostras da Florida e 24 das Bahamas. B) 50 amostras da Florida. C) 24 amostras das Bahamas. Adaptada de Pettijhon (1975).

**Características do ambiente marinho.**- o ambiente marinho divide-se em duas zonas (Fig. 6):

A) A **zona bentónica**, que inclui o piso ou fundo oceânico, vai desde a linha de costa até às grandes profundidades. As formas marinhas que aí vivem, fixando-se no substrato, deslizando sobre este, enterrando-se nos sedimentos ou movendo-se na água, são conhecidas como organismos bentónicos. Nesta zona distinguem-se, a zona de **litoral**, compreendida entre a maré alta e maré baixa (franja intermarés), a zona de **sublitoral**, localizada sobre a plataforma continental e a zona **batial**, localizada sobre o talude continental; a zona **abissal** que corresponde às planícies abissais e a **hadal** às fossas mais profundas.

B) A **zona pelágica** representa a porção aquosa dos mares. Dentro do ambiente pelágico, a zona **nerítica** é o corpo de água que vai desde a zona costeira até os limites da plataforma continental, e a zona **oceânica** corresponde às maiores profundidades das bacias oceânicas.

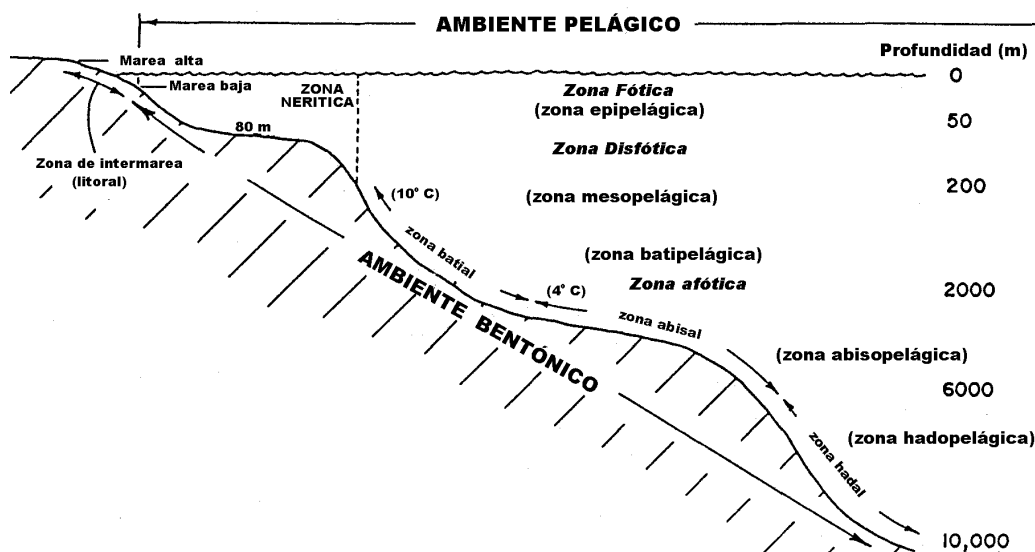


Fig. 6 - Perfil esquemático mostrando as subdivisões ecológicas do fundo oceânico e da coluna de água marinha. Simplificado de Friedman (1978).

**Processos químicos e físicos** - A composição da água do mar nos diversos oceanos é relativamente semelhante; apesar do elevado número de elementos químicos, cerca de 99% do volume total dos iões presentes na água do mar é constituído por um conjunto restrito de seis iões (Fig. 7). Os elementos mais abundantes são o Cl e o Na, pelo que a composição química da água é expressa geralmente nos valores destes dois iões.

Ião	Proporção(%)
Cl <sup>-</sup>	55.1
Na <sup>+</sup>	30.6
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	7.7
Mg <sup>2+</sup>	3.7
Ca <sup>2+</sup>	1.2
K <sup>+</sup>	1.1
Total	99.4

Fig. 7 - Iões predominantes nas águas marinhas. Segundo Friedman (1978)

A composição química da água marinha é expressa através da salinidade, que é comumente referida em partes por mil (‰). A salinidade média é de 35 ‰ e varia de região para região. Enquanto o fornecimento constante de água doce pelos rios e pela chuva reduz a salinidade, a forte evaporação em climas áridos fá-la aumentar. Outras características químicas importantes da água do mar, que influenciam a deposição do carbonato de cálcio, são: o pH, a quantidade de gases dissolvidos (O e OH) e o Eh.

O **pH** é o logaritmo negativo de base 10 do ião hidrogénio de uma solução e permite caracterizar as soluções como alcalinas ou ácidas. O pH da água dos rios varia desde ligeiramente alcalino a ligeiramente ácido. Na zona superficial dos oceanos, o pH é quase constante com um valor médio de 8.3. Quando o pH da água do mar diminui, o carbonato de cálcio dissolve-se, pelo que em águas quentes e em mares pouco profundos a dissolução da aragonite e da calcite por processos inorgânicos quase não se observa (Fig. 8).

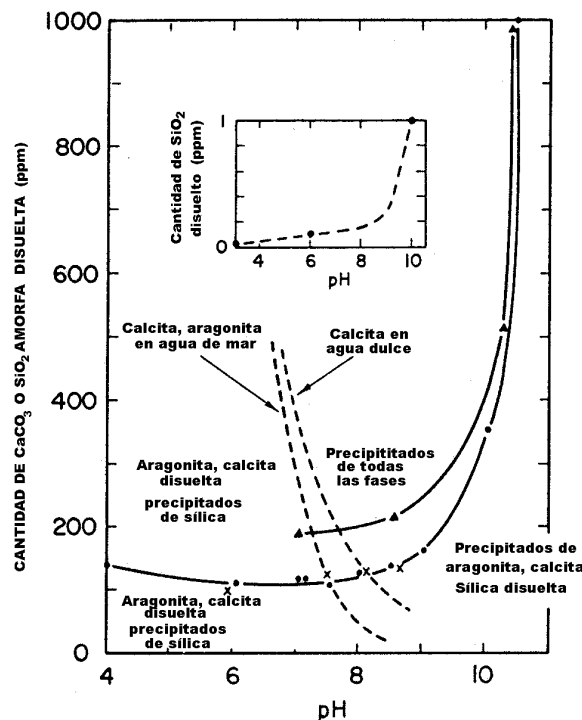


Fig. 8 - Efeito do pH (aproximadamente 25 °C) sobre a solubilidade do CaCO<sub>3</sub>, do quartzo e da sílica amorfa. Adaptada de Friedman (1978).

No que respeita à quantidade de **gases dissolvidos**, verifica-se que o aumento da profundidade promove a dissolução do carbonato de cálcio. Este aspecto está relacionado com o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> e a diminuição do pH à medida que aumenta a profundidade.

O **Eh ou potencial redox** é uma medida relativa da intensidade de oxidação ou redução em solução, isto é, a concentração de electrões numa solução. Se bem que os processos de oxido-redução sejam comumente biológicos, existem casos onde predomina o efeito químico.

Nos ambientes sedimentares, o Eh e o pH são interdependentes, daí que conhecendo os limites de estabilidade da água, se pode definir, num diagrama com Eh como ordenada e o pH como abcissa, os campos correspondentes a esses ambientes.

A produção de sedimentos carbonatados ocorre tipicamente em regiões quentes, pouco profundas e em latitudes baixas; Contudo, a sua produção pode ocorrer também em climas mais frios. Com base nas posições latitudinais reconhecem-se dois grupos dominantes de organismos - nos tropicais são os corais e as algas verdes, enquanto nas latitudes altas são os moluscos e os foraminíferos, incluindo também os corais *ahermatípicos* de águas frias.

Os processos físicos tais como a fotossíntese, a respiração, a evaporação, a chuva e o fornecimento de água doce pelos rios, afectam a formação dos carbonatos. A estes processos adicionam-se a gravidade, a ondulação, as marés, as correntes e a bioturbação.

**Tipos de ambientes carbonatados recentes.**- De acordo com as fácies sedimentares dominantes consideram-se cinco tipos de ambientes: construções de recifes orgânicos, sedimentos recifais e acumulações de sedimentos, bancos orgânicos, acumulações de limo calcário e planícies de marés ou *sabkas*.

- 1) **Construções de recifes orgânicos.**- o recife corresponde a uma estrutura carbonatada resistente às ondas. Neste domínio consideram-se dois termos relacionados, **biostroma** e **bioherma**. O primeiro refere-se à acumulação de restos biogénicos em camadas (ex. crescimento de algas); enquanto o segundo se refere a uma acumulação "in situ" de organismos sedentários, formando, por vezes, montículos. Consequentemente, nem todos os recifes são biohermas.

A amplitude anual da temperatura nos recifes actuais varia entre 15 e 32 °C; enquanto que a da salinidade varia entre 35,000 e 37,000 ppm. A variação relativamente pequena de salinidade é característica de áreas marinhas com abundância de organismos, uma vez que a maior parte destes é muito sensível às mudanças de salinidade e não consegue sobreviver a estas durante muito tempo.

A flora calcária dos recifes é dominada por duas famílias de algas: as verdes (Codiácea) e as vermelhas (Corolinácea) (Fig. 9). A fauna é extremamente variada e consiste principalmente em corais, moluscos, equinodermes, foraminíferos, anelídeos, briozoários e crustáceos.

Em geral, o recife está dividido em três partes principais (Fig. 10):

- a) a frente do recife é a área de crescimento do recife em profundidade e de efectiva penetração da luz (0-50 metros, dependendo da latitude e da turbidez da água). O sedimento nesta parte do recife é composto por gravilhas fracamente classificadas e por areias provenientes da desintegração recifal. Nas partes mais baixas ocorre cimentação por cristais de carbonato fibroso, enquanto que nas porções superiores a cimentação é condicionada pelo crescimento das algas.



b) o recife principal consiste numa série de recifes vivos e montículos rochosos separados por domínios de águas mais profundas onde se geram *ripple marks* nas gravilhas e nas areias carbonatadas. São recifes típicos de relevo topográfico irregular acima dos 20 metros. Os principais elementos estruturais são os corais do tipo *Acropora palmata*, que crescem quase 2 centímetros por ano, assim como detritos de gravilha e de areia resultantes das acumulações de outros corais e hidrozoários do tipo *Millepora alcicornis*, para além das algas incrustantes.

c) a parte posterior do recife é a que faz a ligação ao continente e na qual o piso marinho está coberto de tapetes de algas ou de pequenas manchas recifais. As primeiras são do género *Thalassia* e proporcionam um habitat protegido para uma grande variedade da algas calcárias (*Halimeda*, *Penicillus* e *Goniolithon*) e corais (*Porites*).

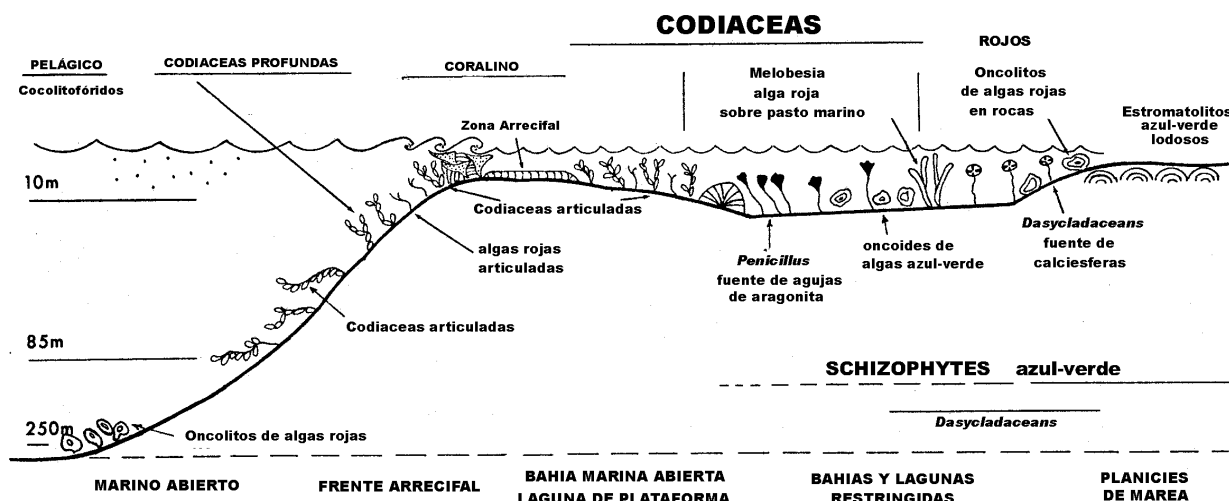


Fig. 9 - Ecologia das algas marinhas calcárias. Mostram-se os ambientes de deposição ao longo de um perfil ideal numa margem da plataforma carbonatada. Adaptada de Wilson (1975).

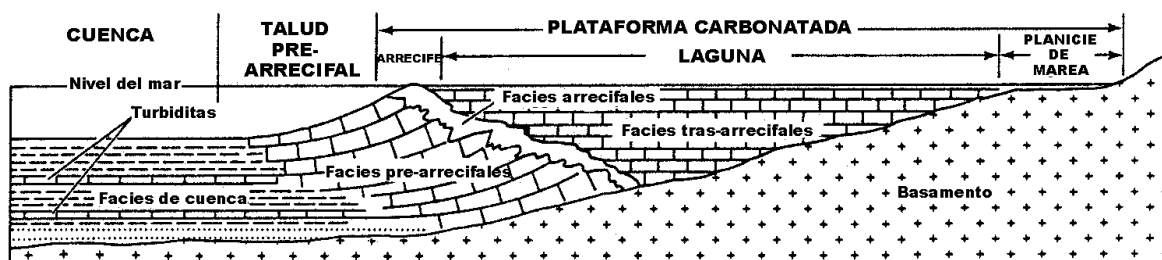


Fig. 10 - Secção esquemática mostrando os ambientes principais de depósito nas imediações de um recife. Adaptada de Friedman (1978).

- 2) **Sedimentos recifais** - uma das características mais notórias dos sedimentos recifais é a sua origem biogénica exclusiva; a totalidade dos sedimentos produzidos deriva de cinco grupos principais de organismos: corais, algas coralinas, algas verdes, foraminíferos e moluscos. Mesmo assim, encontram-se variações locais nas partículas não biogénicas como os oóides e os intraclastos. Os sedimentos recifais incluem também partículas carbonatadas acumuladas em bancos ou acumuladas por transporte físico, principalmente em barras, dunas e planícies deltaicas.

Apeasar do tamanho de grão mais abundante no recife ser o arenoso, também se encontram gravilhas fracamente classificadas. A textura dos sedimentos recifais é o

resultado de três factores principais: o tipo de organismos que constrói a estrutura, a actividade das ondas e a desintegração produzida pelos mesmos organismos.

Os produtos de desintegração biogénica do material recifal determinam uma parte importante do volume e da textura dos sedimentos. Os numerosos organismos que se alimentam do recife produzem péletes, que passam a incorporar também os sedimentos. Outros, como o ouriço e a estrela de mar, são destruidores, uma vez que desgastam, por raspagem, a superfície recifal. Por outro lado, os holoturídeos ou “pepinos do mar”, alimentam-se das partículas desagregadas no fundo marinho. Os gasterópodes são considerados como os principais produtores de péletes. Os organismos **horadantes** como os pelecípodes, as bactérias, as esponjas e as algas, contribuem para a desintegração dos sedimentos e para a formação da estrutura do recife.

Nos depósitos actuais são comuns os oóides, que se encontram em domínios de fluxo constante e em níveis elevados de agitação. Os oóides formam-se a profundidades inferiores aos 5 metros, algumas vezes na região intermarés, ao largo das plataformas (Bahamas) ou próximos dos canais de maré (Costa Trucial do Golfo Pérsico); pelo que as correntes de maré são os processos dominantes para as fácies oolíticas.

As acumulações eólicas em ambientes subaéreos são comuns ao longo da plataforma carbonatada costeira, e apresentam semelhanças com as acumulações terrígenas, sob o ponto de vista da morfologia e da estratificação interna. A ocorrência é idêntica à de outros sedimentos gerados acima do nível do mar. Sequências deste tipo, que podem apresentar cimentação, são conhecidas como eolianitos. Actualmente encontram-se nas Bahamas, nas Bermudas, na Península de Yucatán e na costa sudeste da Austrália.

- 3) **Bancos orgânicos** - As partículas detríticas biogénicas podem acumular-se pela acção das ondas e correntes, assim como por aprisionamento, especialmente por organismos bentónicos. Estes bancos orgânicos apresentam uma grande diversidade de formas e tamanhos, dependendo da profundidade da água, dos processos locais, do afluxo terrígeno, etc. As partículas esqueléticas incluem: equinodermes, moluscos, algas, foraminíferos, briozoários e corais. Os foraminíferos planctónicos podem ser abundantes na plataforma externa e constituem bons indicadores para determinar a profundidade. A bioturbação é muito intensa, excepto nas marcas de ondulação e na estratificação entrecruzada quando estas estão presentes nos depósitos.

Estes bancos podem ser locais e ter apenas alguns metros de espessura ou então estender-se ao longo de centenas de quilómetros e constituir acumulações de centenas de metros de sedimentos carbonatados. Exemplos deste tipo de depósito são identificados no Devónico e no Cretácico.

- 4) **Acumulações de limo calcário** - O limo calcário ocupa extensas áreas em ambientes modernos, tal como, provavelmente, deve ter sucedido no passado. O mineral primário é a aragonite, que se apresenta como grãos em forma de acículas e com alguns micrones de comprimento. Forma-se em áreas marinhas pouco profundas protegidas da ondulação e das correntes, com profundidade inferior aos 4 metros.

Nestes ambientes, o substrato é muito mais estável, apresentando uma espessa camada algácea (*Thalassia*) e de algas verdes (*Penicillus*, *Halimeda*). Os moluscos também são comuns, e representam a fracção mais grosseira dos sedimentos. Apesar do sedimento ser predominantemente limo, existe uma fracção mais grosseira, arenosa.

Alguns autores consideram que o limo é derivado principalmente da alga *Penicillus*, que produz partículas da aragonite em forma de agulha; no entanto, a desintegração de conchas de moluscos pode produzir o mesmo efeito.

Tipicamente estes depósitos apresentam intensa bioturbação devido à fauna inferior e às raízes. O resultado é uma fácies limosa, maciça e sem estrutura.

Extensas áreas de plataforma são constituídas por acumulações de péletes ovóides, provavelmente de origem fecal. Devido às alterações diagenéticas e dificuldades em determinar a sua origem, estas estruturas são designadas genericamente por pelóides ou peletóides.

Os limos calcários pouco profundos dominam actualmente os ambientes carbonatados dos bancos das Bahamas e da baía de Florida.

- 5) **Planícies de maré e Sabkas** – No conjunto dos ambientes carbonatados, este termo geral é utilizado para os ambientes do domínio intermarés; no entanto o termo *sabka* corresponde a planícies de marés controladas pelo vento e pelo nível da água subterrânea. Este aspecto é visível na região do Médio Oriente, onde os ventos fortes têm a capacidade de remover os sedimentos detríticos do domínio intermarés, por falta de coerência.

As marés produzidas pelo vento constituem um aspecto importante para a dinâmica destas planícies, onde são comuns: camadas de algas, sinais de dessecação, minerais evaporíticos e dolomite. O resultado combinado da elevada evaporação e da influência marinha, conduz a salinidades extremas que dão lugar à precipitação de gesso.

A característica mais notável destes ambientes é o desenvolvimento das algas estromatolíticas, tal como ocorre na Baía de Shark no oeste da Austrália, que representa a melhor localidade de estudo para este tipo de algas. Estas algas são comuns nos registos geológicos e inserem-se no conjunto das estruturas orgânicas mais antigas conhecidas (Fig. 11). A margem oeste da ilha da Andros no Banco da grande Bahama, é uma das planícies de maré carbonatada mais extensas do mundo, com mais de 150 quilómetros na direcção norte-sul. Esta costa caracteriza-se pela baixa energia e por marés lunares de 17 a 41 centímetros na Primavera.



Fig. 11 - Formas estromatolíticas no oeste da Austrália. Cada corpo tem uma altura de 30 a 40 cm. Segundo McRae (1977).

O sabka desenvolve-se como resultado da deposição do limo calcário e dos detritos biogénicos através de processos diagenéticos primários. O crescimento de minerais evaporíticos como o gesso e a anidrite, juntamente com a dolomite, desempenham um papel importante na formação destes depósitos. As águas subterrâneas podem atingir a saturação, formando gesso e precipitando halite na zona superficial. O sudeste do Golfo Pérsico está limitado por planícies carbonatadas extensas de intermarés e supramarés ou sabkas costeiros. O sabka melhor conhecido é o que se estende quase 200 quilómetros ao longo da costa da Abu Dhabi.

## AMBIENTES CONTINENTAIS

Os ambientes continentais estão representados pelos depósitos de tufos, travertinos (calcários formados por evaporação em nascentes e rios) e margas.

O tufo é um material fino, poroso e esponjoso que se apresenta como um depósito pouco espesso. Os carbonatos são depositados sobre as plantas em crescimento e comumente ficam com as impressões de folhas ou caules, numa estrutura reticulada e débil. Estes sedimentos restringem-se, essencialmente, a depósitos quaternários. Os tufos mais densos e melhor preservados encontram-se actualmente associados com lagos ligeiramente hipersalinos, como o lago Pyramid de Nevada e o lago Bonneville. Alguns depósitos de tufo formam montículos ou domos ao longo de lagos antigos pouco profundos.

O travertino é um calcário mais denso e bandado, comum nas cavernas calcárias onde se formam as estalactites e estalagmites. Tal como os tufos, está associado a depósitos recentes, relativamente pequenos. As águas calcárias frias ou quentes das nascentes, podem depositar calcite na sua periferia. As localidades mais famosas por apresentar este tipo de calcários são Mammoth, Hot Springs e o Parque Yellowstone nos Estados Unidos.

As margas são rochas calcárias e argilosas fracamente cimentadas que se acumulam actualmente em lagos de água doce. Certas plantas como o *Chara*, típica deste tipo de lagos, podem obter o dióxido de carbono em solução por fotossíntese, precipitando o carbonato de cálcio como uma cobertura nas folhas ou nos caules das plantas. Esta cobertura liberta-se lentamente para ser depositada posteriormente no fundo do lago.

A caliça pode encontrar-se em ocorrências geológicas como nódulos pequenos ou camadas contínuas nas partes superiores dos ciclos aluviais depositados em condições climáticas áridas. Algumas caliças quando observadas ao microscópio apresentam corpos pisolíticos em anéis concêntricos de calcite preenchendo fissuras; assim como em substituição de quartzo detrítico e de feldspato em estruturas bandadas concêntricas, semelhantes às produzidas por algas. Este tipo de pseudooncólitos e corpos pisolíticos consideram-se relacionados com pisólitos de solos bauxíticos e lateríticos.

Na zona vadosa (Figs. 12 e 13) formam-se grandes lâminas concêntricas, com alguns centímetros de diâmetro, unidas por cimento de calcite espática. Estas estruturas são conhecidas também como “pérolas de caverna” da caliça vadosa de água doce.

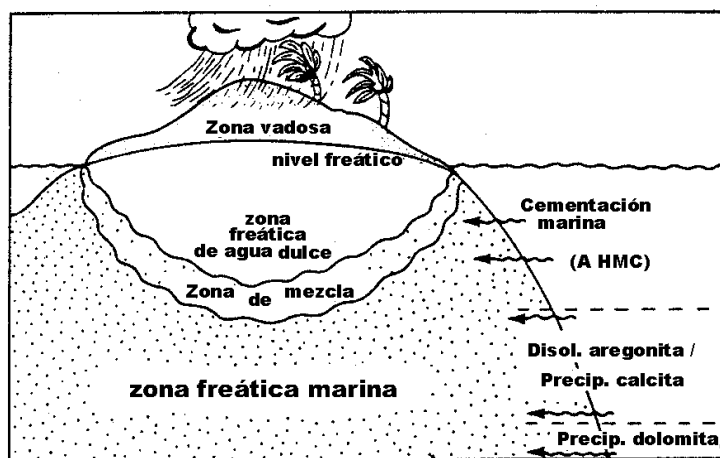


Fig. 12 - Ambientes diagenéticos de uma plataforma isolada, atol ou margem de plataforma, onde se representa uma ilha com a presença de lençóis de água “doce”. Adaptada de Longman (1981).



Fig.13 - Ambientes diagenéticos carbonatados de uma plataforma com aquíferos confinados. Adaptada de Longman (1981).

### SEDIMENTAÇÃO CARBONATADA RECENTE

O estudo dos ambientes carbonatados baseia-se principalmente na geologia marinha (processos ao nível dos solos marinhos, movimentos das correntes de águas frias e tropicais, tipos de deposição no mar, etc.), e na estratigrafia, com a interpretação dos antigos ambientes de sedimentação.

Em termos gerais, definem-se três domínios principais de acumulação de sedimentos carbonatados, na base da formação dos calcários e das dolomias: (1) Mares epireicos; (2) margens de plataforma; e (3) bacias oceânicas profundas. Os depósitos carbonatados antigos mais amplamente distribuídos correspondem aos do primeiro tipo, e são considerados como equivalentes aos ambientes sedimentares carbonatados recentes.

- (1) **Mares epireicos ou epicontinentais** – correspondem a extensas áreas nas partes centrais dos continentes; tais como as que existiram no cratão da América do Norte durante o Paleozóico e o Cretácico (Fig. 14).

Considerando a grande quantidade de calcários de origem marinha, assim como a sua abundância em fósseis e estruturas primárias, é provável que a profundidade máxima destes mares não tenha sido superior a 30 metros, com um declive muito pequeno, de cerca de 2 cm/km, em comparação com o valor médio actual do talude das plataformas continentais que é de 125 cm/km.

As pequenas profundidades dos mares epireicos torna-os pouco vulneráveis à acção das marés lunares, que nos oceanos são responsáveis pela turbulência e pela mistura de águas, observando-se aí apenas a acção da ondulação provocada pelos ventos locais. Considera-se também que este tipo de ambiente correspondia a um meio fisicamente restrito e que devido à falta de abertura franca à bacia oceânica existiria uma deficiência de nutrientes, de tal forma que o desenvolvimento dos recifes era pouco provável. Este último facto parece ser um indicador de que a sedimentação das partículas carbonatadas predominava largamente sobre o crescimento recifal nos mares epireicos

Os sedimentos carbonatados na parte central destes mares tendem a ser micríticos; no entanto nas margens dominam os sedimentos de dimensão arenosa, incluindo fósseis, e nas áreas pouco profundas são comuns os limos peloidais. Nas planícies intermarés e na região supramarés, originam-se depósitos de gesso e de dolomite.

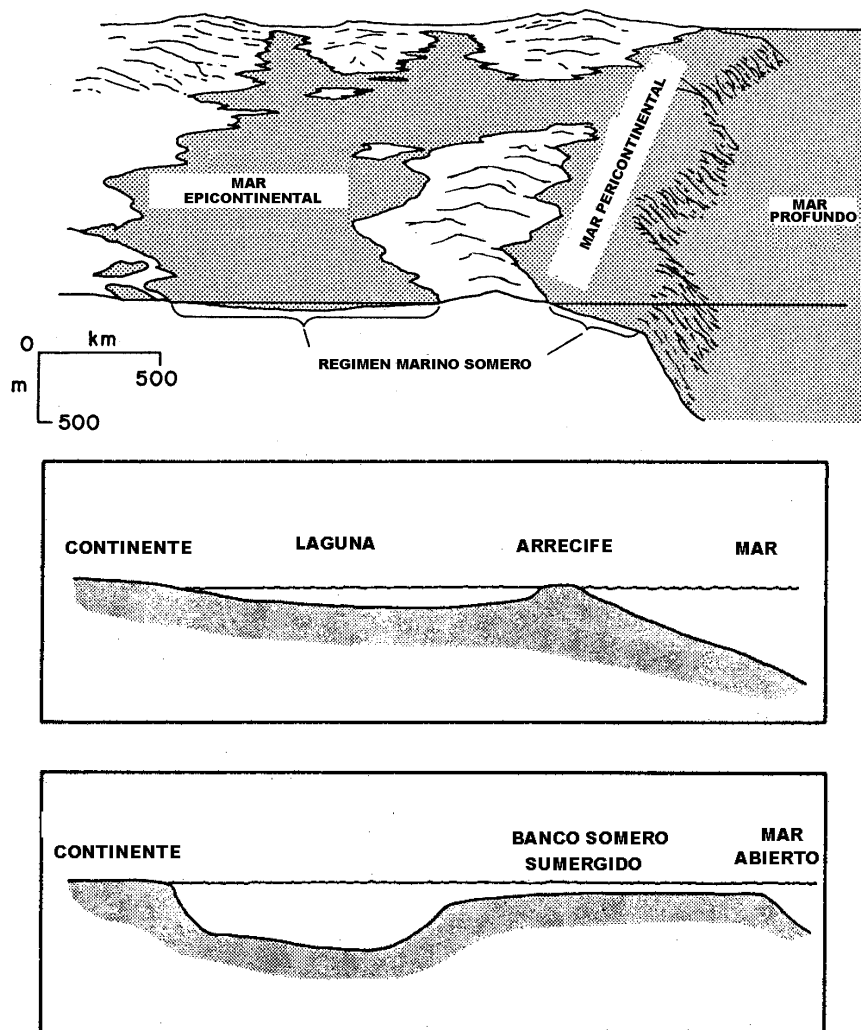


Fig. 14 - Vista esquemática dos mares epicontinentais (epireicos) e pericontinentais (de plataforma). A) Características gerais; B) Laguna entre a margem de um bloco continental e um recife; C) Banco pouco profundo submerso rodeado por águas mais profundas. Simplificado de Friedman (1978).

- (2) **Margens de plataforma.**- As condições ideais para o desenvolvimento de recifes resumem-se essencialmente: a) ao transporte de águas frias para lugares mais quentes e agitados, sendo o  $\text{CO}_2$  transportado ou libertado; b) à elevação de águas frias de áreas oceânicas relativamente profundas e ricas em nutrientes. Estas condições estão presentes nas orlas das plataformas continentais ou no bordo do talude continental.

Existem exemplos actuais deste tipo de depósitos nos recifes do sudeste da Florida, na Grande Barreira Recifal, ao longo da costa oeste da Austrália, e os crescimentos recifais circulares (atóis) que rodeiam parcialmente muitos vulcões no Oceano Pacífico nas baixas latitudes. Incluem-se nos recifes de plataforma em áreas marginais, as plataformas das Bahamas e da Florida, o Golfo de Batamano no sudeste de Cuba, o banco de Campeche e Yucatán, a plataforma continental das Honduras (Fig. 15) e a costa Trucial do Golfo Pérsico.

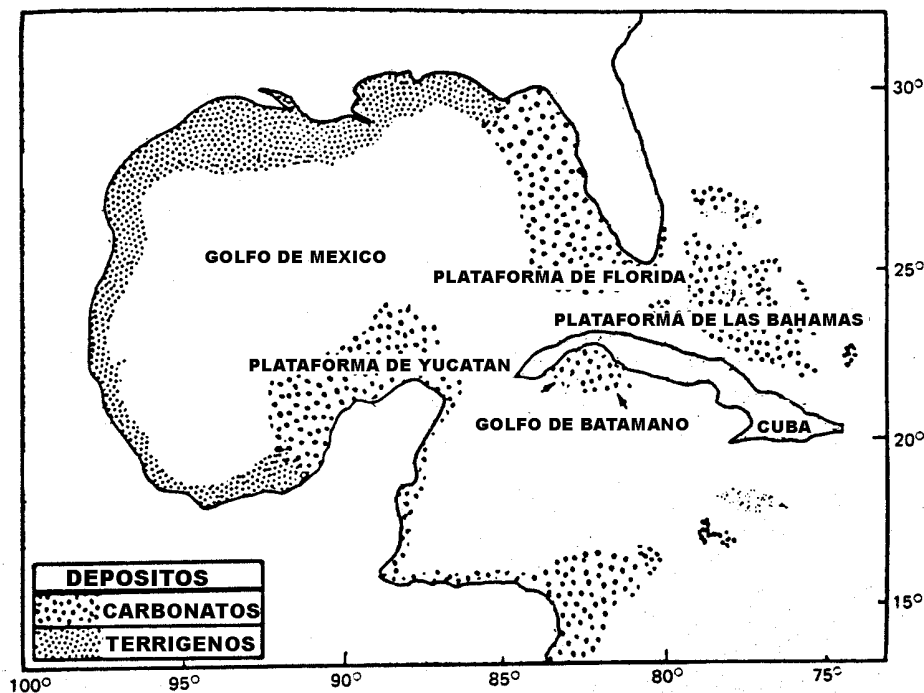


Fig. 15 - Distribuição geral dos ambientes marinhos pouco profundos no Golfo de México e no Mar das Caraíbas. Segundo Davis (1992).

- (3) **Bacias oceânicas profundas.**- actualmente, observa-se a deposição de grande quantidade de sedimentos carbonatados nas profundidades oceânicas. Os depósitos do Holocénico são constituídos por conchas de foraminíferos planctónicos como *Globigerina*, partes duras de cocolitoforídeos e de moluscos planctónicos designados por pterópodes. Cerca de 48% do fundo oceânico está coberto por sedimentos, onde os restos destes organismos representam, pelo menos, um terço das partículas.

A acumulação do carbonato de cálcio nas profundidades marinhas é controlada por dois factores principais:

### Profundidade

A água do mar é mais fria em profundidade do que à superfície, e por outro lado, as águas frias têm maior capacidade de dissolução do dióxido de carbono do que as águas quentes. O aumento do  $\text{CO}_2$  provoca um enriquecimento em ácido carbónico ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ), que é responsável pela dissolução das conchas de calcite e de aragonite durante a queda para o fundo marinho. Algumas conchas resistem até aos 5000 metros. O aumento da pressão hidrostática nestas profundidades promove o aumento da solubilidade do  $\text{CaCO}_3$ . A profundidade abaixo da qual o  $\text{CaCO}_3$  atinge a saturação é conhecida como **nível de compensação da calcite**, que se regista a cerca de 5000 metros nas regiões equatoriais; mas sobe gradualmente no sentido da superfície do mar em latitudes mais altas, devido às temperaturas mais baixas das regiões polares (Fig. 16).

### Temperatura

A água dos mares pouco profundos, nas latitudes baixas (áreas tropicais), encontra-se sobressaturada em carbonatos, de tal forma que os organismos marinhos não encontram aí dificuldade em remover os iões de cálcio e de bicarbonato que necessitam para a formação das suas conchas ou esqueletos.

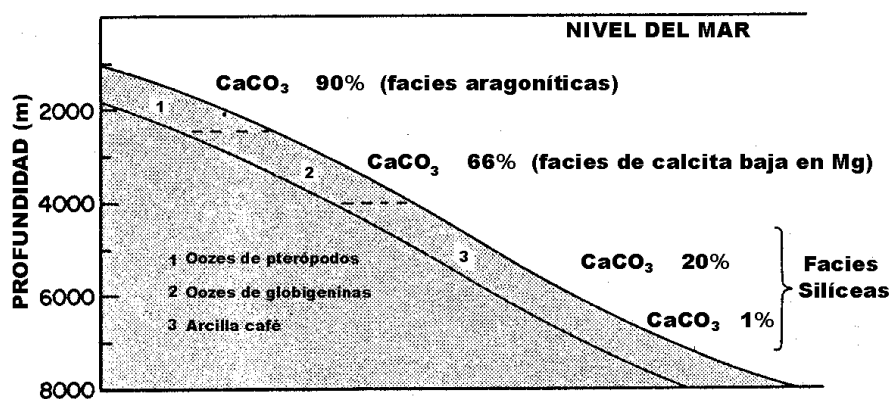


Fig. 16 - Perfil esquemático geral onde se mostra o desaparecimento progressivo do  $\text{CaCO}_3$  em sedimentos sobre o fundo oceânico equatorial, com o aumento da profundidade. A aragonite metaestável, como é o caso das conchas de pterópodos, desaparece a menores profundidades em comparação com a calcite pobre em magnésio, como é o caso dos esqueletos de globigerina. A sílica insolúvel predomina nas grandes profundidades. Adaptada de Friedman (1978).

## FACTORES QUE CONTROLAM A PRECIPITAÇÃO E A DISSOLUÇÃO DOS CARBONATOS

As rochas carbonatadas originam-se em grande parte por deposição, no ambiente marinho, de material calcário à base de carapaças e esqueletos de animais marinhos; assim como por desintegração e acumulação de algas. Só uma proporção mínima se formou por precipitação directa do água de mar.

O carbonato de cálcio cristaliza sob a forma de dois polimorfos: calcite (hexagonal) e aragonite (ortorrômbica). Destes, a calcite é a forma mais estável e, por isso mesmo, é a menos solúvel. À superfície da água a 25 °C e em contacto com  $\text{CO}_2$  atmosférico, a solubilidade da calcite é de cerca de 15 ppm; enquanto que a da aragonite é de 16 ppm.

Os estudos geoquímicos mostram que a faixa mais superficial da água do mar está sobressaturada em calcite (2.8X) relativamente à aragonite (1.9X); estes dados sugerem que deveria ocorrer uma precipitação contínua de cristais de calcite e de aragonite; que, contudo, não se verifica. Do ponto de vista químico, existem duas razões que explicam a dificuldade da precipitação inorgânica directa da calcite a partir da água de mar:

- 1) Do ponto de vista energético, é muito difícil a nucleação de um cristal a partir de uma solução aquosa. É necessário um grau de sobressaturação muito elevado; a dificuldade de nucleação de quartzo nos rios, onde se observa sobressaturação de sílica, é idêntica.
- 2) A ausência de nucleação de carbonato de cálcio deve-se, também, à grande quantidade de magnésio presente na água do mar, quase 1300 ppm. As propriedades cristaloquímicas dos iões cálcio e magnésio são tão semelhantes que é difícil que se verifique a nucleação de calcite pura. Mais de 17000 ppm (7% mole  $\text{MgCO}_3$ ) de iões de magnésio incorporam-se, como impureza, nos cristais de calcite, diminuindo a estabilidade do mineral; a calcite formada dissolve-se prontamente.

Com base no exposto podemos colocar a seguinte questão: De onde provém a calcite e a aragonite dos calcários marinhos? A resposta pode estar na desintegração dos fragmentos fósseis calcários incluindo animais e algas, com excepção dos oólitos. Os organismos vivos marinhos com estrutura calcária não têm dificuldade para retirar ou remover os iões de cálcio do água do mar



sobressaturada, para formar as suas partes duras. De facto, alguns animais calcários contêm 25000 ppm de  $Mg^{2+}$  nos seus esqueletos, como os briozoários e os equinodermes.

Contudo, outros organismos que segregam calcite são capazes de discriminar iões Mg e quase não contêm magnésio nas suas conchas, como é o caso dos braquiópodes. No entanto tanto, uma acumulação fresca de conchas calcíticas e partes duras de organismos podem conter iões magnésio; Por outro lado, a estrutura cristalina da aragonite não aloja quantidades significativas de iões magnésio, mas pode apresentar quantidades importantes de estrôncio. Algumas conchas aragoníticas contêm, em média, cerca de 9 000 ppm de  $Sr^{2+}$  (1% mole  $SrCO_3$ ). Alguns animais são capazes de separar camadas de calcite e aragonite e captar quantidades significativas de magnésio e de estrôncio como os cefalópodes.

Nos ambientes carbonatados recentes, os péletes e oólitos são formados por aragonite; pelo contrário, os intraclastos devido à sua origem diversificada, são constituídos por aragonite, calcite, dolomite ou combinações destes. Muitos dos cristais de calcite e a totalidade da dolomite dos intraclastos são produto de recristalização e de substituição da aragonite preexistente.

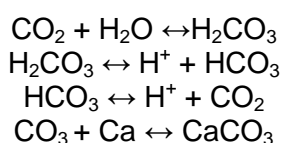
De acordo com Kinsman (em Bathurst, 1971) é provável que os limos aragoníticos da laguna de Abu Dhabi do Golfo Pérsico sejam de origem inorgânica ou de oóides, uma vez que não existem vestígios de moluscos ou algas codiáceas, e os corais são muito limitados.

Apesar de se terem encontrado alguns fósseis com conchas aragoníticas do Paleozóico, é muito difícil encontrar aragonite em rochas antigas. Em todos estes casos, as conchas foram rapidamente cobertas por sedimentos, cinzas volcânicas ou restos de matéria orgânica, ficando assim protegidos da acção da água durante a diagénese.

A chave para entender as transformações diagenéticas ocorrentes nos cristais de carbonato de cálcio, reside na composição química das águas com as quais estão em contacto e na sua relação o espaço poroso interpartículas (**fig. 23**).

## **MECANISMOS DE EQUILÍBRIO DO CARBONATO DE CÁLCIO**

A solubilidade do carbonato de cálcio depende principalmente da concentração de iões hidrogénio (pH), que por sua vez é controlada pela pressão parcial do dióxido de carbono de acordo com as seguintes reacções:



O resultado final resume-se na seguinte equação:



A última equação amostra como o dióxido de carbono é o gás responsável pela dissolução (ou evita a formação) da calcite e da aragonite na água. Considera-se que existem 5 mecanismos básicos segundo os quais diminui a quantidade de dióxido de carbono e ocorre a precipitação do carbonato de cálcio:

- 1) Aumento de temperatura - Todos os gases são menos solúveis em águas quentes, por este motivo, os sedimentos carbonatados formam-se principalmente em mares tropicais e subtropicais, em comparação com as latitudes frias ou próximo das regiões polares e as profundidades marinhas.

- 2) Agitação da água – As margens cratônicas são caracterizadas pela forte agitação do mar; esta agitação, que ocorre a menos de metade da longitude donda da superfície de onda beneficia a formação de organismos calcários.
- 3) Aumento de salinidade - O dióxido de carbono é menos solúvel nas águas salinas do que nas águas doces, por isso, o aumento da salinidade por evaporação, aumenta a inibição da precipitação do carbonato de cálcio.
- 4) Actividade orgânica - Um recife é uma comunidade simbiótica de plantas (algas) e animais (principalmente corais em mares actuais, mas briozoários, esponjas e rudistas em mares antigos). As plantas e os animais têm metabolismos contrastantes relativamente ao CO<sub>2</sub>; as plantas consomem o CO<sub>2</sub>, durante a fotossíntese, enquanto que os animais o libertam. Deste modo, como a fotossíntese ocorre durante o dia, o CO<sub>2</sub> produzido é absorvido pelos animais causando a precipitação de CaCO<sub>3</sub> (formação de material conquífero) e o crescimento do recife. Durante a noite, a actividade das plantas diminui, aumentando o conteúdo de CO<sub>2</sub> na comunidade, o que faz com que o crescimento do recife diminua.
- 5) Variação da pressão na zona vadosa - A água da chuva contém algum dióxido de carbono; ao atravessar o solo, a pressão parcial do dióxido de carbono torna-se superior à da atmosfera - a água no solo é então mais enriquecida em CO<sub>2</sub>. Se a água do solo encontra uma cavidade, onde a pressão do CO<sub>2</sub> é semelhante à do ar, verifica-se a libertação do CO<sub>2</sub> água, ocorrendo a formação das estalactites e das estalagmites.

## PARTÍCULAS CARBONATADAS

Os componentes das rochas carbonatadas englobam-se em dois grandes tipos: Aloquímicos e Ortoquímicos.

Os aloquímicos (alos = diferente do normal) correspondem à fracção da rocha constituída pelos sedimentos depositados mecanicamente, estes incluem:

- (1) **Fósseis (bioclastos)**.- são componentes esqueléticos importantes das rochas carbonatadas, que actuam tanto como ligações entre crescimentos contínuos de algas, como agentes de deposição e aprisionamento do limo carbonatado. Os principais são: algas, foraminíferos, ostracódes, espículas de esponjas, corais, briozoários, trilobites, equinodermes, moluscos e braquiópodes.
- (2) **Péletes** - são estruturas pequenas esféricas ou elípticas sem estrutura interna. São agregados homogêneos, por vezes equidimensionais, de calcite microcristalina. O seu tamanho varia de 0.03 a 0.15 milímetros. Considera-se que representam produtos fecais de organismos aquáticos (Fig. 17). Os termos pelóides, pseudopelóides ou peletóides utilizam-se quando se têm estruturas do tipo dos grãos arredondados micríticos ou de microesparite de origem incerta. Quando são de origem algácea são designados por pelóides algáceos.

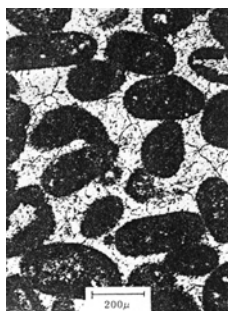


Fig. 17 Pelóides (provavelmente péletes fecais) cimentados por calcite. Bathurst (1971).

- (3) **Oólitos, pisólitos e oncólitos.**- As **oólitos** são partículas carbonatadas quase esféricas que apresentam uma estrutura concêntrica interna e têm diâmetros que variam entre 0.25 a 2.00 milímetros. Estas estruturas originam-se pela acção das ondas e de correntes contínuas, em locais onde se verifica a rápida deposição de calcite, a partir de um núcleo que pode ser um fragmento fóssil, um pélete ou um grão detrítico. Um oólito pode formar-se em diferentes ciclos de abrasão alternando com crescimento no mesmo lugar do depósito. O crescimento ocorre, provavelmente, por precipitação a partir de soluções, como no caso das estalactites (Figs. 18, 19, e 20). Nas Bahamas, as oólitos desenvolvem-se em canais de maré e de correntes ou em dunas submarinas próximo da costa onde se regista uma alta energia.

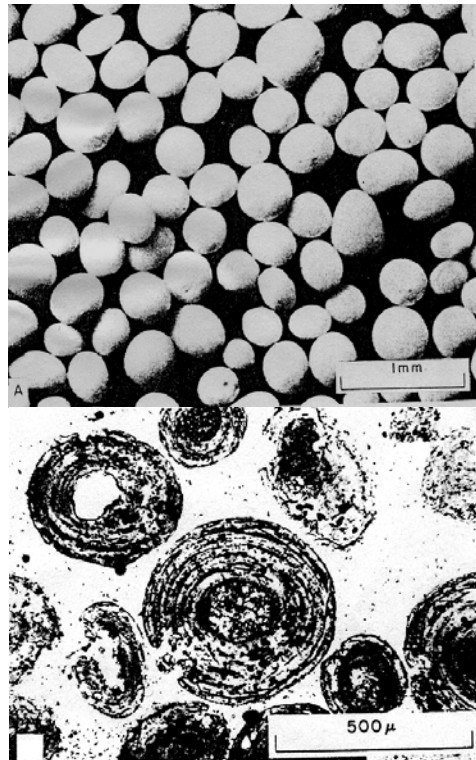


Fig. 18 A) Características exteriores de oóides observadas com o microscópio binocular (Bahamas). B) Microfotografia de secções de oóides, os núcleos são de quartzo (Mar Vermelho). Friedman (1971)

Os **Pisólitos** têm estruturas internas semelhantes à dos oólitos; no entanto, têm forma mais irregular e diâmetros superiores a 2 milímetros. Ainda que a diferença entre os pisólitos e os oólitos seja o tamanho e a forma irregular, a origem dos primeiros é controversa. Dunham (1969) considera que os pisólitos são parte da camada de caliza da zona vadosa dos solos; enquanto que Prae e Esteban (1977) sugerem que estes se formam também por precipitação inorgânica de salmouras. Contudo, estes constituintes não são observados nos ambientes carbonatados recentes.

Os **oncólitos** são essencialmente idênticos aos pisólitos em amostra de mão. Contudo, em lâmina delgada os oncólitos apresentam uma estrutura filamentosa característica de incrustações algáceas, pelo que se considera que estes têm uma origem orgânica desenvolvida num ambiente marinho de salinidade normal. Estes constituintes são muito comuns em ambientes carbonatados recentes.

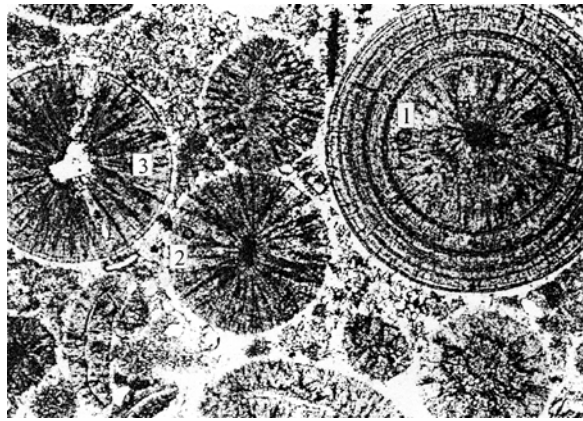


Fig. 19 - Ooesparito mostrando a estrutura interna dos oóides. Formação Warrior (Câmbrico), Pensilvânia. (1) oólito radial-concêntrico; (2) oólito radial; (3) oólito radial com duas camadas concêntricas. Friedman (1978).

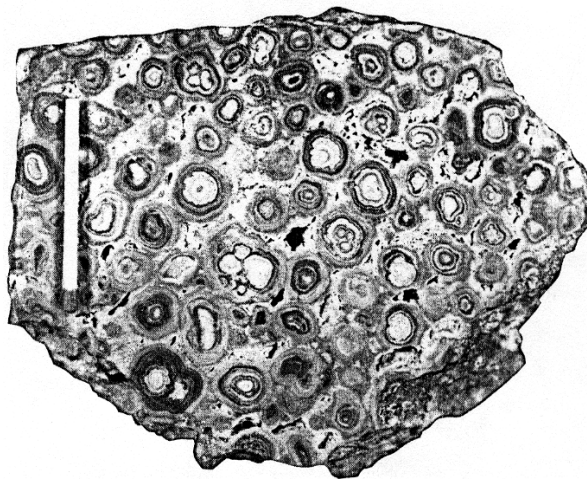


Fig. 20 - Pisólitos da Formação Transill (Pérmico), Novo México. Friedman (1978).

- (4) **Litoclastos** - representam fragmentos penecontemporâneos de calcários litificados que foram destruídos, retrabalhados e redepositados por correntes. Quando isto ocorre dentro da bacia de deposição são designados por **intraclastos**; quando os fragmentos de calcário provêm de fora da bacia de depósito são designados por **extraclastos**.

Os intraclastos podem ser qualquer tipo de calcário (micrito, biomicrito, intraesparito, etc.) e variam de tamanho, desde a areia de grão fino até aos grandes blocos, o que leva à formação de conglomerados e brechas calcários. Consoante foram remobilizados pelas correntes, tempestades ou devido à instabilidade tectónica do depósito.

Os ortoquímicos (orthos = correcto, próprio) são essencialmente precipitados químicos normais formados dentro da bacia de depósito ou dentro da mesma rocha, e que apresentam pouca ou nenhuma evidência de ter sido alvo de transporte significativo. São de dois tipos:

- (1) **Calcite microcristalina (micrite)**. - Apresenta-se em cristais do tamanho da argila (1–5 microns de diâmetro), afanítica e escura em amostra de mão e ligeiramente opaca em lâmina delgada. O cor pode variar de branco a pardo escuro dependendo da quantidade de impurezas, principalmente de matéria orgânica.

A micrite é considerada um precipitado químico normal; pode formar-se inorganicamente por aquecimento, evaporação ou agitação ligeira, mas principalmente por precipitação de algas, bactérias ou outro tipo de organismos.

As algas calcárias actuais como *Penicillus* e *Halimeda* apresentam uma estrutura interna com acículas de aragonite com alguns micron de comprimento; quando o organismo morre, o tecido orgânico desintegra-se libertando as acículas na zona litoral ou no fundo marinho. Posteriormente estas acículas recristalizam podendo fazer parte dos calcários de grão fino (mudstone).

Os cristais que têm entre 5 e 10 micron são designados por microesparite.

- (2) **Cimento de calcite espática (esparite)** - Apresenta-se sob a forma de grãos ou cristais com dimensão superior a 10 micron e distingue-se da micrite, para além do seu tamanho, pela transparência em amostra de mão.

A esparite preenche o espaço poroso, sob a forma de cimento precipitado "in situ"; esta precipitação pode ocorrer num intervalo reduzido de anos. Em algumas áreas litorais as areias carbonatadas são cimentadas do mesmo modo que a areia de praia; a esparite resulta da recristalização dos cristais mais finos de calcite.

Embora os componentes básicos dos calcários sejam os aloquímicos e os ortoquímicos, a maioria das rochas carbonatadas contém impurezas clásticas tais como misturas de argila, limo e areia, que são designadas por terrígenas. A presença destes elementos nos meios carbonatados é indicadora de influencia eólica e continental.

Para além do quartzo autigénico, identificam-se nos calcários dois tipos de quartzo detrítico: A) Quartzo de dimensão grande, arredondado e polido, típico de dunas costeiras e de praia que foi retrabalhado num ambiente marinho pouco profundo. Actualmente, este tipo de quartzo deposita-se nas linhas de costa da plataforma carbonatada, tal como sucede no Golfo Pérsico, distribuído ao longo da costa sul da Península do Qatar, onde pode superar os 10% (Wilson, 1975). B) Quartzo e feldspato anguloso do tamanho do limo, provavelmente de origem eólica. Um exemplo deste tipo de depósitos encontra-se nas areias recentes do Golfo Pérsico. Nesta zona os componentes terrígenos são transportados pelo vento a mais de 400 km de distância (Wilson, 1975).

A elevada resistência das areias de quartzo justifica o seu aparecimento generalizado em ambientes carbonatados, sem que este mineral sofra abrasão ou dissolução apreciáveis.

No registo geológico esta mistura de detritos e carbonatos contém traços de tório detrítico. O transporte de material radioactivo pela acção do vento encontra-se documentado no Devónico Superior da Bacia Williston de Dakota do Norte nos Estados Unidos (Wilson, 1975), onde se encontram camadas de dolomite limosa e argilosa em depósitos de sabkas.

A presença da argilas nos carbonatos indica a deposição em águas tranquilas e profundas. Nos recifes, a deposição de material argiloso inibe a produção orgânica do carbonato de cálcio.

O aparecimento de camadas de cinzas volcânicas (bentonite) nos depósitos carbonatados, é muito útil como "nível marcador". Tal como sucede nas sequências ordovícicas do geosinclinal dos Apalaches e nas pérmicas e cretácicas do Texas. (Wilson, 1975).

## MINERAIS COMUNS NAS ROCHAS CARBONATADAS

### A) Minerais carbonatados

As rochas carbonatadas contêm três minerais essenciais: **calcite, aragonite e dolomite**. No entanto, alguns calcários podem conter alguma porção de ankerite ou siderite. A calcite e a dolomite são difíceis de distinguir entre si, mas a aplicação de alzarina, permite distinguir a calcite pela sua cor rosada.

Nos sedimentos carbonatados actuais, os organismos construtores de recifes utilizam calcite e aragonite nas suas estruturas esqueléticas. As calcites dos calcários têm composição próxima da estequiométrica,  $\text{CaCO}_3$ , não contendo praticamente ferro ou magnésio. Por outro lado, alguns invertebrados contêm uma proporção considerável de  $\text{MgCO}_3$  em solução sólida - são as chamadas calcites magnesianas, que contêm mais de 18% de  $\text{MgCO}_3$ . Estas calcites são metaestáveis e não são muito comuns em calcários mesozóicos e mais antigos.

A dolomite está intimamente associada com a calcite, mas em lâminas delgadas o hábito romboédrico típico da dolomite permite fazer a distinção destes minerais. Estabeleceu-se que a dolomite é essencialmente um produto secundário da substituição da calcite ou da aragonite, produzindo conchas dolomitizadas de origem pós-deposicional; mas também existe dolomite primária (Fig. 21). Quando as dolomites são ricas em ferro, é possível observar o zonamento dos cristais romboédricos (Fig. 22).

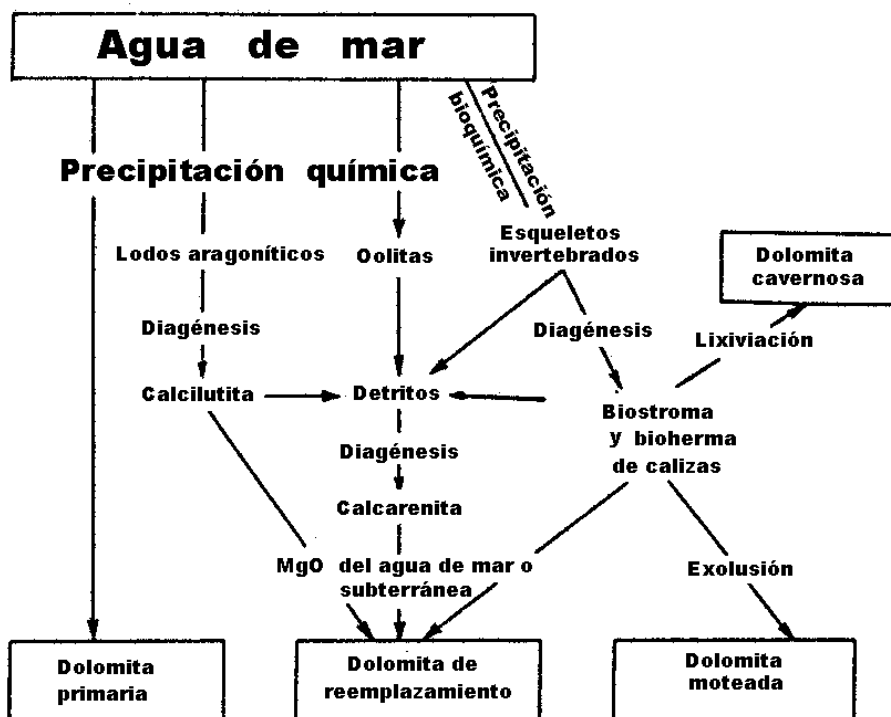


Fig. 21- Origem da dolomite. Adaptada de Pettijhon (1975).

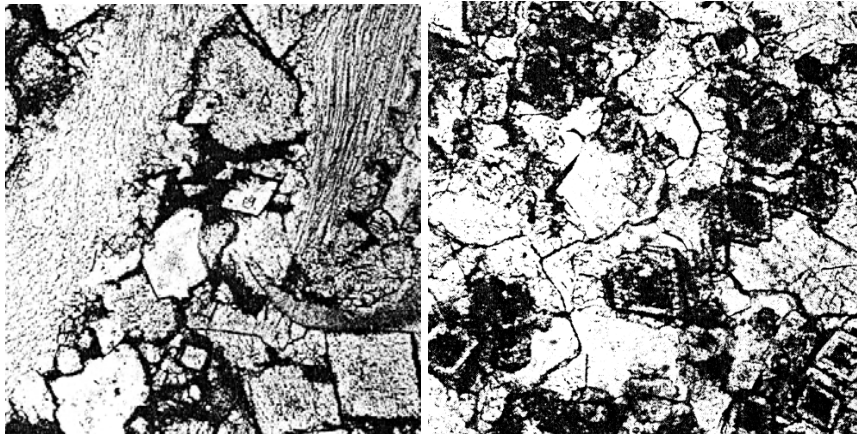


Fig. 22 - Cristais romboédricos de dolomite observados ao microscópio petrográfico. Pettijhon (1975).

A aragonite, cujo nome provém da cidade espanhola de Aragão onde foi definida, é o polimorfo do carbonato de cálcio que cristaliza no sistema ortorrômbico. Distingue-se da calcite pela sua maior densidade, maior dureza e por não apresentar clivagem cruzada. O carbonato de cálcio segregado pelos moluscos sob a forma de aragonite, transforma-se em calcite no lado exterior da concha. A instabilidade da aragonite, faz com que esta seja encontrada apenas em materiais recentes, havendo algumas exceções. Deste modo, as conchas aragoníticas podem transformar-se em calcite em poucos anos. Como resultado desta transformação observam-se a perda da estrutura interna e a presença de um mosaico de cristais anédricoss.

Os oólitos de aragonite sofrem uma recristalização semelhante, podendo converter-se em mosaicos de calcite micrítica, com a perda da sua estrutura original.

Demostrou-se experimentalmente que as águas carbónicas cálcicas, precipitam aragonite ou calcite consoante a sua temperatura - calcite em águas frias e aragonite em águas quentes. O nácar (madrepérola) de muitas conchas é aragonítico. Para além disso, a aragonite é precipitada em fontes hidrotermais, onde pode estar associada a camadas de gesso e depósitos de ferro, adquirindo formas idênticas aos corais, denominadas flores de ferro.

#### B) Silica e silicatos

Embora os calcários sejam constituídos predominantemente por minerais carbonatados, podem apresentar um conteúdo variável em outros minerais, nomeadamente os siliciosos (ex. **calcedónia**). Estes minerais podem encontrar-se disseminados ou constituir segregações nodulares de pederneira (silex) nos calcários e nas dolomias (Fig. 23).

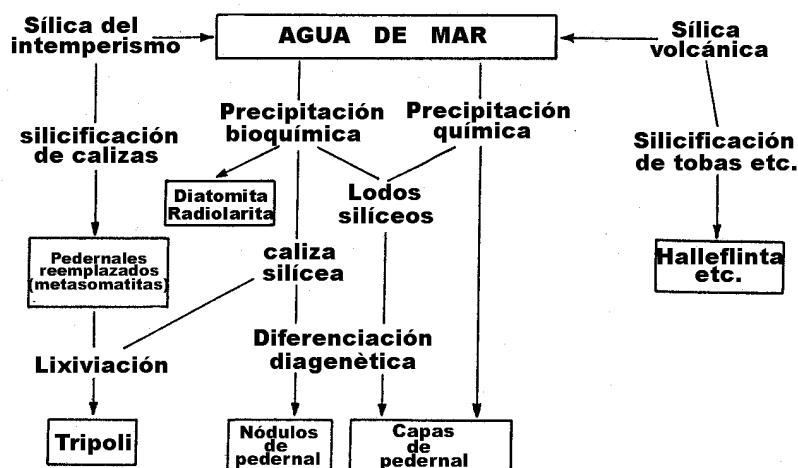


Fig. 23 – Formação da pederneira (silex) e de outros sedimentos siliciosos. Pettijhon (1975).

Se a calcedónia for de grão fino, é difícil de identificar mesmo em lâmina delgada; pode apresentar-se sob a forma de pequenos esferólitos ou como preenchimento de espaços intercristalinos da dolomite em alguns calcários dolomitizados. A sílica pode apresentar-se também sob a forma de cristais pequenos euédricos de **quartzo** autigénico. Muitos calcários e dolomias, especialmente os calcarenitos, contêm quartzo detrítico, que em algumas situações, apresenta sobrecrecimento secundário.

Os **feldspatos**, do mesmo modo que o quartzo, encontram-se como minerais autigénicos euédricos e, embora sejam escassos, podem chegar a atingir 40% da rocha.

Os **minerais argilosos** constituem as impurezas mais comuns nas rochas carbonatadas. A argila não é distinguível em lâmina delgada devido à sua reduzida dimensão, mas pode ser identificada nos resíduos insolúveis das rochas calcárias. A identificação dos minerais argilosos é normalmente efectuada por difracção de raios X. Waver (em Pettijhon, 1975), refere que a **illite** é o componente predominante nas rochas carbonatadas.

### C) Minerais evaporíticos

O **gesso** monoclinico ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) é um mineral frequente nas rochas sedimentares. Caracteriza-se pela sua brancura, pelas três direcções de clivagem, pela solubilidade em ácidos e por possuir uma grande quantidade de água; este último aspecto permite distingui-lo da anidrite.

O gesso encontra-se sob a forma de finas camadas, intercaladas com calcários e lutitos, e ou nas camadas inferiores dos depósitos de sal, por ser um dos primeiros minerais a precipitar por evaporação de águas salinas. Pode cristalizar em fibras com brilho sedoso, formando o espato acetinado. O alabastro é a variedade de grão fino; enquanto a selenite é a variedade cristalina (cliva facilmente produzindo folhas incolores e transparentes). Surge também em massas lenticulares, como cristais dispersos no seio de rochas carbonatadas ou forma grandes rosetas euédricas em limos e lutitos. Este último tipo de ocorrência é provavelmente de origem autigénica, gerada após a sedimentação dos limos.

O gesso aparece comumente como resultado da hidratação da anidrite, processo que pode envolver um aumento de volume entre 30 e 50 %; como consequência deste facto, verifica-se um empolamento, que é responsável pelo dobramento enterolítico (Fig. 24) das camadas de anidrite contidas no salgema ou dos outros tipos de rochas associados; contudo, alguns autores interpretam este dobramento como sendo de origem tectónica e não às variações volumétricas da sequência.



Fig. 24 - Gesso laminado apresentando dobramento enterolítico. Formação Castile (Pérmico), Texas. As películas correspondem a deposições rítmicas anuais. Pettijhon (1975).



A **anhidrite** ( $\text{CaSO}_4$ ) cristaliza no sistema ortorrômbico, é incolor e apresenta três clivagens normais entre si. Distingue-se da calcite pelo seu peso específico e do gesso pela sua dureza. Ao absorver água atmosférica, a anidrite transforma-se em gesso.

A **halite** ( $\text{NaCl}$ ), designada comumente por sal de rocha, salgema ou sal comum, é um mineral maciço, toscamente cristalino e de brilho transparente a translúcido. Em exemplares impuros pode chegar a ter tonalidades amareladas, avermelhadas, e púrpuras. É caracterizada pela clivagem cúbica. É um mineral muito comum como precipitado das águas marinhas e interestratificado com rochas sedimentares; surge associado ao gesso, silvite, anidrite, calcite, argila e areia.

Os depósitos de sal formam-se por evaporação gradual e dessecação final de massas de água salada, chegando a apresentar espessuras que vão desde metros até centenas de metros. Os domos de sal são massas quase verticais que penetram as rochas até à superfície a partir de uma camada profunda; a anidrite, o gesso e o enxofre estão geralmente associados a estes domos. A detecção por métodos geofísicos destes domos é um aspecto muito importante na exploração petrolífera, uma vez que estes constituem muitas vezes armadilhas para os hidrocarbonetos. Alguns destes depósitos encontram-se sob as águas do Golfo de México, no Istmo de Tehuantepec e ao longo da costa de Louisiana e do Texas nos Estados Unidos.

#### D) Constituintes menores

Os constituintes menores nas rochas carbonatadas incluem a glauconite, o colófano e a pirite.

A **glauconite** ocorre como grânulos grandes arredondados de cor verde, verde escuro ou azul esverdeado, e em certas condições, podem ser muito abundantes nos depósitos sedimentares. Este mineral foi identificado sob duas formas (Bathurst, 1972), como camada incrustante ou cobrindo solos calcários duros (hardgrounds) e guijas; pelo que é muito provável que seja de origem primária; Se tem esta origem, apresenta-se preenchendo parcialmente cavidades ou em carapaças de foraminíferos. Contudo, também é considerado como tendo origem secundária, como resultado de substituição parcial.

Também a glauconite ocupa canais axiais das espículas de esponjas, neste caso, considera-se que a formação ocorre durante um longo período de tempo antes que se verifique a cimentação do calcário. Embora a glauconite requeira condições redutoras para a sua formação, pode encontrar-se também em ambientes bem oxigenados ricos em matéria orgânica. Actualmente observa-se nos solos marinhos de mar aberto, mas nos esqueletos dos foraminíferos onde o microambiente fornece um potencial redox negativo.

O **colófano** é de origem primária e encontra-se nos restos esqueléticos fosfatados, como é o caso das conchas dos braquiópodes (*Língula*), as espinhas dos peixes e em materiais semelhantes. A partir de estudos de raios X, demonstrou-se que o colófano é essencialmente apatite, pelo que não se considera uma espécie distinta. Uma vez que o material esquelético é fosfatado cálcico, a sua acumulação pode gerar grandes massas de rochas sedimentares denominadas fosforitos ou rochas fosfatadas. Existem depósitos comerciais muito importantes na França, Bélgica, Espanha, Tunísia e Marrocos; No México, os depósitos da Baixa Califórnia Sul em La Paz, fornecem grande parte dos fosfatos para a produção de fertilizantes.

A **pirite** ( $\text{FeS}_2$ ) é o sulfureto mais comum e abundante nas rochas sedimentares, podendo ser de origem primária ou secundária. Apresenta-se sob a forma de grãos dispersos, que após a oxidação são convertidos em limonite. São também comuns os fósseis piritizados.

## TIPOS DE ESTRUTURAS

Os calcários são formados principalmente por partículas siltosas (limos e argilas) ou arenosas finas, observando-se por vezes evidência de transporte por correntes. Deste modo é possível que se originem estruturas sedimentares muito semelhantes às desenvolvidas pelas rochas detríticas, tais como a estratificação e laminação paralela, entrecruzada, gradativa e nodular.

A estratificação laminar nos calcários é detectada facilmente quando existem variações no tamanho das partículas biogénicas e do limo carbonatado, ou ainda quando as laminações são produzidas por crescimentos algáceos, muito comuns na zona intermarés.

Embora pouco comum, a estratificação entrecruzada nos calcários marinhos revela uma distribuição bimodal, que é considerada como uma expressão das variações reversíveis das correntes de maré, semelhantes às encontradas nos arenitos em ambientes intermarés. Estas características podem ser observadas na Pedra Natural “Moca Creme”, um calcário da região de Porto de Mós.

A estratificação gradativa forma-se quando os sedimentos carbonatos são transportados e depositados por correntes turbidíticas, podendo encontrar-se aí extraclastos de origem terrígena.

A estratificação nodular é de dois tipos:

- a) Micrítica associada a depósitos de águas pouco profundas, gerada pela actividade orgânica, apresentando fósseis traçadores do tipo *Thalassinóides*. É muito comum nos depósitos de intermarés e de inframarés do Mesozóico.
- b) Micrítica de águas profundas, comuns nos calcários do Mesozóico e do Terciário dos Alpes.

Os estilólitos são estruturas semelhantes a suturas no interior de camadas e caracterizam-se por superfícies irregulares muito finas, resultando da integração oscilatória de altos e baixos, comumente em forma de zig-zag. A origem destas estruturas é diagenética e deve-se a fenómenos de pressão-dissolução da rocha. O tamanho dos estilólitos varia entre a fracção de milímetro e os 10 a 20 centímetros. A solubilidade relativa dos carbonatos favorece a formação destas estruturas nas rochas carbonatadas.

## FÁCIES PADRÃO DE WILSON

O termo fácies refere-se às características litológicas e biológicas de um depósito sedimentar, definidas pelo seu ambiente de deposição.

Pelo facto da deposição ser diversificada e simultânea, observam-se variações de fácies de lugar para lugar e, entre estas, definem-se zonas de transição. Exemplo: uma fácies de praia pode transitar no sentido do continente para uma fácies de dunas costeiras, e esta por sua vez passar a uma fácies fluvial; enquanto que no sentido do mar, transita para várias fácies marinhas pouco profundas, podendo culminar com uma fácies de águas profundas.

Uma fácies deposita-se numa área restrita e é caracterizada por um ambiente de deposição específico. Observam-se então variações de fácies laterais e temporais.

O modelo de fácies padrão de Wilson (1970, em Wilson, 1975) resulta da combinação de efeitos de pendor, idade, energia da água e clima, no qual as características da deposição também são afectadas pelo fornecimento de componentes clásticos. Este modelo define 9 fácies num perfil de margem de plataforma e de baixo pendor (Fig. 25).

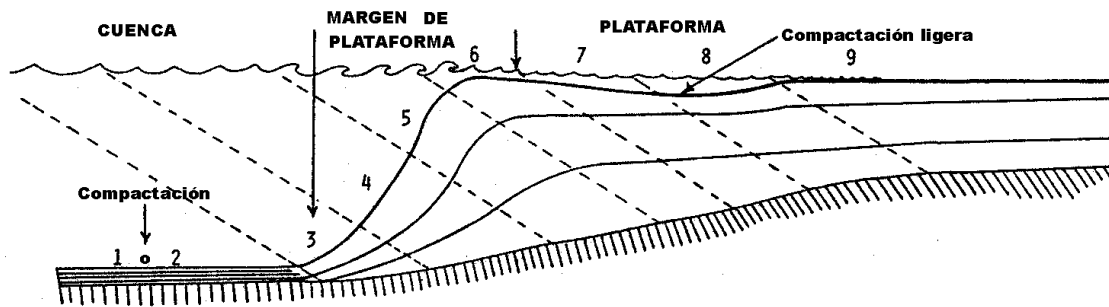


Fig. 25 - Distribuição das nove fácies principais numa plataforma carbonatada. Adaptada de Wilson (1975).

1 - **Fácies de bacia** (fondoform): muito profunda para a produção e deposição de carbonatos, dependendo do afluxo de sedimentos finos argilosos e de material silicioso. Podem formar-se condições euxínicas e hipersalinas, pelo que é difícil a desintegração de plâncton.

2 - **Fácies de plataforma** (deep undathem): com profundidade de dezenas a centenas de metros, geralmente é oxigenada e com salinidade marinha normal. As correntes tem boa circulação mas são suficientemente profundas de modo a não sofrerem o efeito da ondulação; apenas as tempestades intermitentes afectam os sedimentos de fundo.

3 - **Fácies marginal da bacia**: localiza-se no limite ou junto da plataforma carbonatada e é constituída por material conchífero dela derivado. As condições de ondulação, assim como o nível de oxigénio são muito semelhantes às da fácies 2.

4 - **Fácies da rampa frontal da plataforma carbonatada** (clinoform): Geralmente a rampa localiza-se acima do limite mais baixo da água oxigenada, acima do nível de ondulação. Os detritos carbonatados depositam-se com uma inclinação de cerca de 30°, sendo uma zona instável e de dimensão variável. A estratificação apresenta deslizamentos, montículos, frentes em forma de cunha e blocos grandes.

5 - **Fácies recifais da margem da plataforma** (construção orgânica): o carácter ecológico depende da energia da água, inclinação da rampa, produtividade orgânica, quantidade de estruturas construídas, ligações, obstáculos, e frequência de exposições subaéreas e cementação. Distinguem-se três tipos de margens de plataforma lineares:

Tipo I - Formada pela rampa de limo carbonatado e pelas acumulações de restos orgânicos.

Tipo II - Refere-se a rampas de recifes em colina, formando estruturas orgânicas em grupos isolados ou em camadas incrustantes de organismos crescendo na base da ondulação e estabilizando os restos de detritos orgânicos.

Tipo III - São estruturas de bordadura recifal, como as associações actuais de coral-alga com formas articuladas que crescem na base da ondulação dentro da zona de rebentação.

6 - **Fácies arenosa da barreira arenosa do bordo da plataforma**: adquirem as formas de bancos, praias, barras de maré de mar aberto em leques, cinturas o ilhas de dunas. A profundidade destas areias marginais varia de 5 a 10 metros. O ambiente é oxigenado mas não adequado para a vida marinha devido à mudança constante de substrato.

7- **Fácies marinha de plataforma aberta** (undadform): Este ambiente localiza-se em estreitos, lagunas e baías abertas por detrás do bordo da plataforma externa. A profundidade da água é geralmente pequena, por vezes apenas alguns metros de profundidade. A salinidade é normal, por vezes variável e com circulação moderada.

**8 - Fácies de plataforma de circulação restrita:** Inclui a maior parte dos sedimentos finos em lagunas muito superficiais e os sedimentos grosseiros em canais de maré e praias locais. Todo o complexo corresponde ao ambiente de planície de marés. As condições são extremamente variáveis e constituem ambientes muito difíceis para os organismos. Podem ter águas doces, salinas e hipersalinas, com exposições subaéreas frequentes e com condições redutoras e oxidantes; existe abundante vegetação tanto marinha como de pântano. Os componentes terrígenos de origem eólica podem atingir uma proporção importante nestes depósitos.

**9 - Fácies de plataforma evaporítica:** Ambiente de supramaré e de lagos na plataforma marinha. O clima é árido e com calor intenso (áreas de sabkas e planícies de sal), pois as inundações marinhas são muito esporádicas. O gesso e a anidrite são muito comuns nestes depósitos.

No modelo de Wilson, algumas condições podem variar e um só exemplo dificilmente incluirá a totalidade das nove fácies mencionadas anteriormente. Por exemplo, as orlas 1 e 2 dependem do banco de carbonatos construído, da rampa se elevar de águas muito profundas de bacias euxínicas ou localizar-se acima da plataforma com circulação aberta.

O mesmo sucede com as orlas 3 e 4, que são determinadas pela inclinação da rampa, profundidade da água e energia da água na margem superior. A orla 5 (recife orgânico) pode alternar lateralmente com a fácies da areia carbonatada (fácies 6), ou também, ambos podem estar presentes dependendo da combinação das idades geológicas e da energia da água.

As fácies de Wilson não são o único modelo reconhecido. Ahr (1973) e Anderson (1974), descrevem numa rampa carbonatada, na qual existe uma zona de elevada energia ao largo da costa que varia gradualmente através da plataforma de limo carbonatado depositado em condições marinhas abertas.

As plataformas carbonatadas actuais contêm areias carbonatadas junto à costa, que não são muito típicas no registo litológico; os seus modelos sedimentares resultam de inundações recentes e revelam um ciclo de progradação sedimentar.