

Enseignant: Yahiaoui Abdelouahab

Cours sur les Roches Carbonatées (Abdellah El Hmaidi)

Remarque: A consulter seulement les points concernés par le programme de 3 année sédimentologie (sédimentogénèse et diagénèse des carbonates de plateforme)

CHAPITRE I

LES ROCHES CARBONATÉES :

MODE DE FORMATION ET PRINCIPAUX CONSTITUANTS

1 - Généralités

Les roches carbonatées représentent environ 20% des roches sédimentaires et sont constituées de 50% de carbonates. Elles sont généralement de faible dureté ; attaquées par les acides, elles dégagent le CO₂. En dehors de quelques minéraux accessoires, souvent d'origine terrigène, parfois néo-formés, les roches carbonatées sont composées presque uniquement de la calcite et de la dolomite. Les 2 principales roches carbonatées sont :

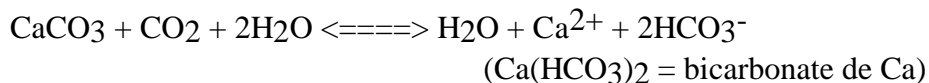
- le calcaire constitué de CaCO₃ (calcite),
- la dolomie formée de CaMg(CO₃)₂ (dolomite).

2 - Mode de formation des sédiments calcaires (Purser-1980 et 1984)

Même si des apports carbonatés d'origine terrigène sont parfois identifiés, la plupart des sédiments calcaires résultent de la précipitation chimique et de la fixation par les êtres vivants du carbonate de calcium en solution dans l'eau.

2 - 1 - Mécanismes physico-chimiques (T°C et P)

Les calcaires précipitent dans les eaux naturelles (eaux courantes, lacustres, ou marines), lorsque la teneur de ces eaux en CO₂ s'abaisse pour une raison quelconque. Ceci se produit conformément à la relation d'équilibre suivante :



Tout facteur qui provoque le départ de CO₂ ou d'H₂O liquide détruit l'équilibre en faveur du premier membre et conduit indirectement à la précipitation de calcite. Ce peut être en particulier :

2 - 1 - 1 - Le départ de CO₂ :

- Diminution de la pression partielle dans l'atmosphère (dégagement de CO₂ et perte de H₂O par évaporation),

- Augmentation de la température de l'eau (dépôt de tartre dans les bouilloires, les chaudières, les canalisations, les sources pétifiantes),
- Agitation de l'eau (chute des ruisseaux en pays calcaire, sources pétifiantes) facilite le départ de CO₂.
- Assimilation chlorophyllienne par les végétaux (formation de tufs).
- Absorption de CO₂ résultant d'actions bactériennes anaérobies notamment sur les fonds marins.

2 – 1 – 2 - Le départ de H₂O :

- Concentration par évaporation : nombreuses concrétions calcaires dans les grottes et diaclases des pays calcaires.
- Concentration par le gel : formation de calcin, qui a cimenté les graviers des alluvions ou provoqué la formation de croûtes, ou d'efflorescences en aiguilles (vatérite) pendant les épisodes froids du Quaternaire.

La précipitation directe des carbonates à partir des ions contenus dans l'eau de mer constitue un mécanisme peu répandu, connu dans certains secteurs subtropicaux et tropicaux de faible profondeur : Bahamas, Golfe Persique, Mer Morte. Bien que l'eau de mer des couches superficielles soit sursaturée vis-à-vis de l'ensemble des carbonates, seule l'aragonite paraît susceptible de précipiter directement.

L'aragonite ne précipite pratiquement pas en eau douce, et caractérise donc les milieux marins où elle se transforme rapidement après dépôt en calcite plus stable. Cette transformation contribue à rendre la diagenèse carbonatée intense et rapide. L'aragonite est de ce fait rare dans les séries anciennes. La précipitation directe de la calcite semble contrariée par suite des teneurs élevées en magnésium dissous. Celle de la dolomite est également inhibée, notamment du fait de la lenteur de croissance du minéral, déterminée par un ordre cristallin très élevé. La dolomite (carbonate mixte de Ca et Mg) apparaît donc essentiellement au cours de la diagenèse, précoce ou tardive.

2 - 2 - Mécanismes biologiques

La constitution par de nombreux êtres vivants, végétaux (algues) ou animaux (mollusques, foraminifères, échinodermes, coraux, etc.), d'un squelette interne ou externe (test), constitué en majeure partie du carbonate de calcium est de loin le plus important mode de fixation du calcaire. Ce mode de formation est facilité dans les eaux tropicales par l'évaporation des eaux et la température.

Après la mort des organismes planctoniques, leurs coquilles tombent au fond de la mer pour former des boues carbonatées mais, elles sont partiellement dissoutes au cours de leurs chutes et on définit un "niveau de compensation des carbonates". La CCD, en moyenne de 4500 m, représente la profondeur à partir de laquelle on ne trouve plus de carbonates dans les dépôts marins. Au-dessous de cette profondeur, on ne trouve guère que des argiles des grands fonds sauf si, par exception, il y a apport de débris calcaires allochtones (calcaires allodapiques turbiditiques).

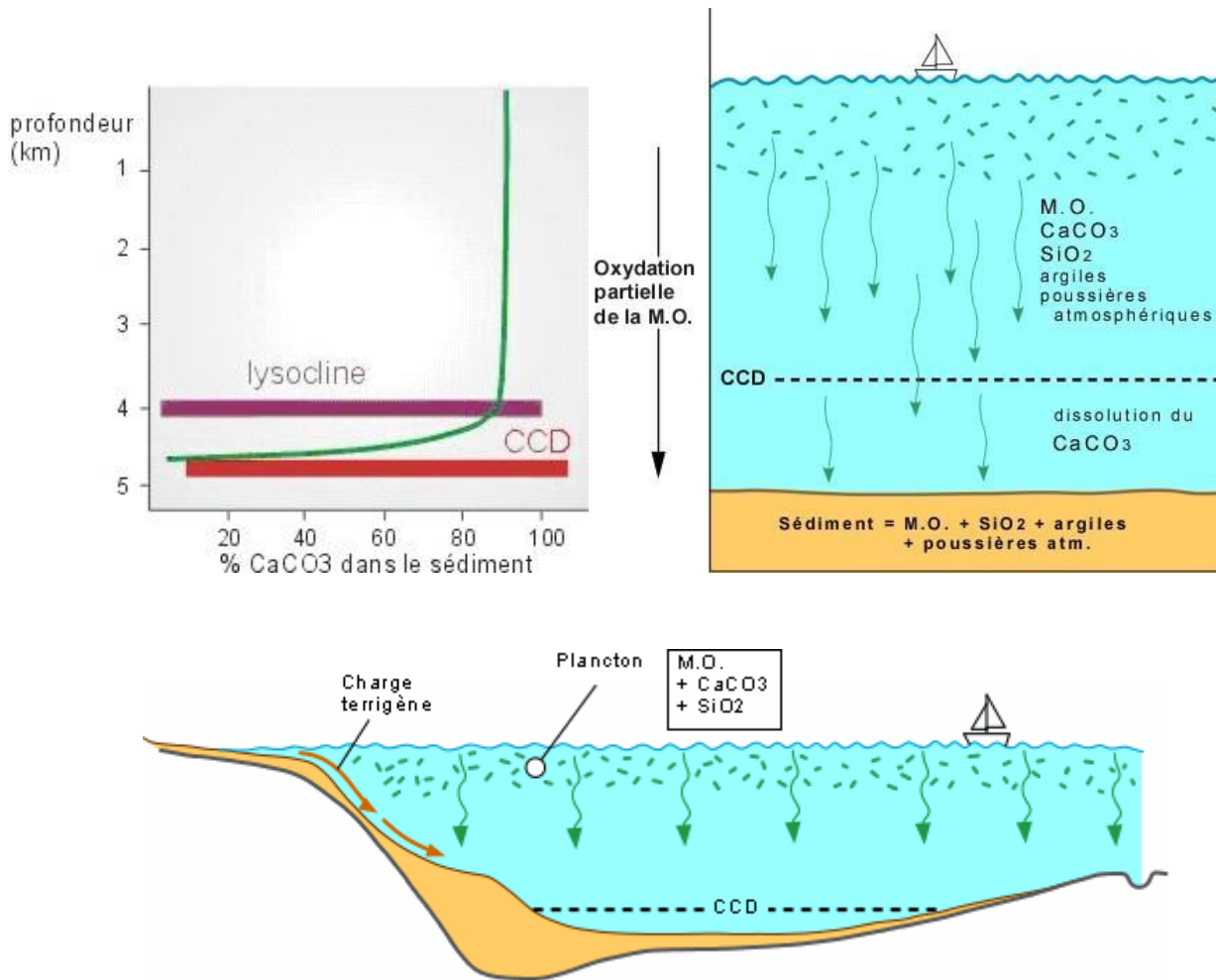


Fig. 1 : Le niveau de compensation des carbonates (CCD), sa relation avec la lysocline et son influence sur la composition des sédiments des fonds océaniques.

2 - 3 - En résumé

Les deux modes de fixation du calcaire, squelettes organiques et précipitation chimique peuvent coexister. Il résulte de ces diverses actions un sédiment chimiquement composé de CaCO_3 réparti du point de vue granulométrie en :

- Éléments figurés (grains visibles à l'oeil nu ou à la loupe), de la taille des arénites et des rudites, d'origine variée.
- Particules plus fines de la taille des lutites ; elles résultent de la précipitation chimique de CaCO_3 ,

d'un broyage intense des éléments figurés ainsi que du dépôt des particules micrométriques des squelettes du nanoplancton. Elles forment la matrice, et représentent des boues ou vases calcaires qui se déposent gorgées d'eau.

3 - Les principaux constituants des roches

carbonatées 3 - 1 - Les éléments figurés

(Allochèmes)

Ce sont tous les matériaux carbonatés formés par précipitation chimique ou biochimique à l'intérieur du bassin de sédimentation mais de plus organisés en éléments complexes distincts et ayant, pour la plupart, subi un certain transport (préfixe "allo"). Ils sont représentés essentiellement par :

3 - 1 - 1 - Les bioclastes : tout élément fossile entiers ou en fragments, d'origine animale ou végétale, transporté ou non, à l'exclusion des organismes constructeurs ou encroûtants comme les stromatolithes (calcaires construits). Ils sont des indicateurs du milieu (bio- environnement).

3 - 1 - 2 - Les oolides : ce sont des grains sphériques ou sub-sphériques à morphologie régulière et convexe et constitués d'un nucleus quelconques (quartz, bioclaste, etc.) et d'un cortex. Ils peuvent être subdivisés en trois sous groupes selon la structure du cortex :

- ✓ Les oolithes (oolites) : le cortex est formé de minces couches concentriques en nombre variable (parfois une seule : oolithe superficielle). Leur taille est conventionnellement celle des arénites (au-dessus de 2mm, on parle de pisolithes) et peuvent être simples ou composites. Les oolithes récentes, pour la plupart aragonitiques, se développent systématiquement dans les petits fonds (1 - 10 m) marins, voire lacustre, des régions chaudes soumises à une forte agitation hydrodynamique et riches en carbonates dissous. Des oolithes et pisolithes se développent également dans certains systèmes karstiques. Elles sont donc les témoins d'un certain milieu de dépôt. Dans les oolithes anciennes, la présence de la calcite et des structures souvent radiaires, témoignent probablement d'une évolution diagénétique, à la fois minéralogique et structurale. Trois principales théories tentent d'expliquer l'origine des oolithes :

* Le cortex des oolithes est d'origine principalement **physico-chimique**. En effet, la précipitation de CaCO_3 est favorisée soit par l'augmentation de la concentration en Ca^{++} et CO_3^{--} (origine chimique), soit par l'élévation du pH (origine physique).

* L'augmentation du pH jusqu'à des valeurs > 10 peut être favorisée par l'action des bactéries en milieu anaérobie et la précipitation du carbonate de calcium sous forme de cristaux d'aragonite (**origine biochimique**).

* Le cortex des oolithes peut parfois être formé par simple agglomération de la boue carbonatée autour d'un nucleus en rotation (**origine mécanique**).

Ainsi, par ces mécanismes, des couches de calcaires successives se déposent sur des débris détritiques ou d'organismes, maintenus en suspension par l'agitation de l'eau. Lorsque l'oolite est

devenue assez lourde, elle tombe sur le fond.

- ✓ Les sphérulites : montrent une structure radiaire dominante superposée à la structure concentrique moins bien développée. La structure radiaire est généralement secondaire diagénétique, formée après la mise en place du cortex.
- ✓ Les bahamites (pseudo-oolithes) : présentent un cortex micritique dépourvu de structure. Leur origine est essentiellement diagénétique.

3 – 1 - 3 - Les oncoïdes : ce sont des grains à cortex qui se différencient des ooides par leur surface essentiellement concave et par leur morphologie irrégulière. On distingue ainsi :

- ✓ Les oncolithes : ce sont des formes globuleuses centimétriques, constituées de couches calcaires concentriques avec ou sans nucleus. Leur formation, par encroûtement stromatolithique, est assurée par les algues (algues bleues ou vertes). Elles se forment dans les milieux de haute énergie (zones intertidales, supratidales, dans les marais et les bordures des lacs de certaines régions de basses latitude : Bahamas, Golfe Persique, Australie).

Remarque : Les algues bleues (cyanophycées) participent également à la formation des tapis algaires et des stromatolithes. Les différences morphologiques résultent des conditions variables du milieu

: profondeur, énergie des vagues, rythme et amplitude des marées, apport détritiques. Les structures en nodules et en dômes correspondent davantage aux secteurs de haute énergie, les structures planaires davantage aux zones abritées. Les stromatolithes se développent en couches laminaires successives, fréquemment régies par le rythme nyctéméral. La structure laminaire typique est celle d'une alternance millimétrique de niveaux gris-brun d'algues filamenteuses ou unicellulaires croissant horizontalement ou verticalement, et de niveaux détritiques fins piégés à la partie supérieure du réseau algaire. Les tapis algaires sont fréquemment fragmentés en polygones par les phénomènes de dessiccations.

- ✓ Les coniatolithes : le cortex est d'origine physico-chimique. Elles se forment dans les milieux abrités et dans les grottes continentales. Il est souvent difficile de les distinguer des oncolithes.

3 – 1 - 4 - Les lithoclastes (sens large) : c'est l'ensemble des débris de roches ou de sédiments, de taille et de nature variable, et dans lesquels on distingue :

- ✓ Les agrégats : constitués d'éléments composites, hétérogènes ou non et le plus souvent jointifs. Des agrégats irréguliers de péloïdes, bioclastes et / ou ooides, cimentés par de l'aragonite, s'observent parfois en abondance dans les sédiments néritiques (Bahamas). La cimentation se fait en milieu peu agité où elle est favorisée par des organismes fixateurs du sédiment (Algues à mucilage, etc.).

- ✓ Les intraclastes (endoclastes) : ce sont des débris de taille variable de calcaire issus d'une roche pré-existante ou d'un sédiment pénécontemporain plus ou moins consolidé et provenant d'un remaniement pratiquement sans transport. Le préfixe intra souligne leur origine autochtone.
- ✓ Les extraclastes (exoclastes) : fragments de roches carbonatées provenant du remaniement et du transport d'un sédiment déjà compacté, d'origine lointaine.

3 – 1 - 5 - Les pelletoides (ou pelloides, pellets) : il s'agit de grains micritiques homogènes sans nucleus ni squelette, ni structure interne. Les pelotes fécales ou pellets sont abondantes dans les petits fonds marins calmes des régions tempérées à chaudes. Elles représentent des déjections principalement produites par les Gastéropodes, Pélécytopodes, Crustacés et polychètes. Elles sont plus argileuses dans les milieux pélagiques, où elles favorisent, lors de leur transport au sein des eaux vers le fond sédimentaire, la conservation des microorganismes ingérés par le zooplancton. Il s'agit de particules en général petites (0,1 à 0,5 mm \approx 0,04 à 0,800 mm ou même 0,04 à 0,2 mm), de forme variée selon les espèces productrices, riches en matière organique et de couleur sombre. Leur identification dans les séries anciennes est souvent rendue difficile par suite des modifications diagénétiques. Des structures très comparables aux pellets peuvent en effet résulter de perforations – micritisations secondaires (intraclastes >2 mm), ou encore de l'agglutination de vase aragonitique ou de fragments de tapis algaires.

3 - 2 - Les orthochèmes (matrice et ciment : voir T.P)

A l'échelle de l'échantillon, la présence d'une phase de liaison brillante caractérise la sparite ; lorsque la roche ne brille pas (éclat mat), il s'agit de la microsparite ou de la micrite et seule la lame mince permet de les différencier.

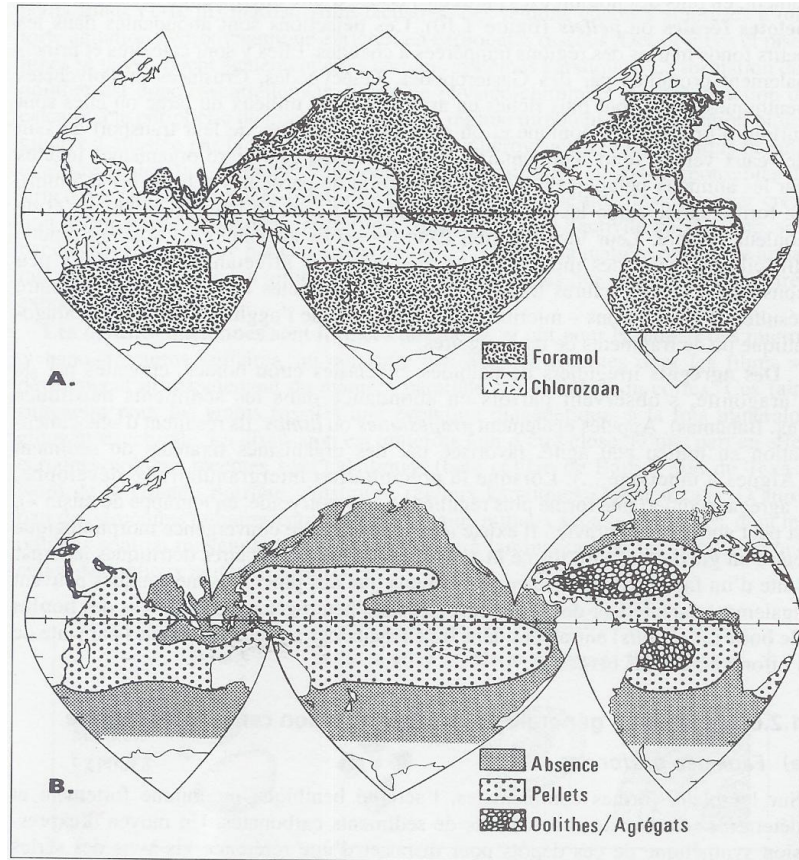


Fig. 2 : Associations dominantes théoriques des sédiments carbonatés modernes d'eau peu profonde (0 – 100m). A – Associations de grains à squelette. B – Associations de grains dépourvus de squelette.

Les

aires couvrent l'ensemble de l'océan en omettant les zones peu profondes très localisées (mers épicontinentales, domaines d'archipels) d'après Lees, 1975, Mar. Geol : 19).

CHAPITRE 2 :

CLASSIFICATIONS ET MODELES DE SEDIMENTATION CARBONATÉE

1 - Classification des roches carbonatées

L'analyse d'une roche carbonatée montre une infinité de variété d'aspect liée à l'importance relative des différents composants, à leur origine ou à leur nature. Il s'avère (paraît) utile de situer les roches les unes aux autres, d'où l'intérêt de la classification.

1 - 1 - Classification suivant la taille (granulométrie) des éléments figurés (voir T.P)

1 - 2 - Classification chimique et minéralogique (Cayeux) (voir T.P.)

- * En fonction des teneurs en minéraux carbonatés (calcite, dolomite).
- * En fonction des teneurs en minéraux argileux (argile, calcite).
- * En fonction des teneurs en carbonates, en silice et en argiles.

1 - 3 - Classification analytique de FOLK, 1959 (voir T.P)

1 - 4 - Classification texturale de DUNHAM, 1962 (voir T.P)

2 - Terminologie courante des calcaires

A côté des nomenclatures qui s'efforcent de faire entrer les calcaires dans un système logique, un certain nombre de termes apparaissent souvent dans la littérature géologique (notices des cartes géologiques par exemple). Ils désignent des types de roches en général bien représentés dans les formations sédimentaires.

- Calcaire lithographique et sublithographique : c'est un calcaire fin micro à crypto-cristallin, entrant dans la catégorie des mudstones. C'est un calcaire un peu argileux (5%), à débit en dalles et cassure exquilleuse, d'origine détritique et qui se dépose au voisinage des récifs coralliens.

- Calcaire graveleux : C'est une calcarénite, d'origine et nature non précisées, appartenant généralement aux types packstone à grainstone.

- Calcaire oolithique : Ils pourraient être rangés dans les calcaires détritiques, car les sables oolithiques sont transportés et classés par les vagues et les courants.

- Calcaire noduleux : calcaires colorés formés de concrétions calcaires enrobés dans un ciment rouge ou vert (exemple : "ammonitico rosso" italienne, "marbres griottes" des Pyrénées).

- Calcaire argileux (et non marneux) : roches gris bleuâtre colorées par de la pyrite cryptocristalline et des matières hydrocarburées. Si le calcaire contient de 23 à 28% d'argiles, il constitue un ciment naturel. Les marnes font le passage des calcaires argileux aux argilites calcaires.

- Calcaires à organismes : selon l'organisme prédominant, on distingue :

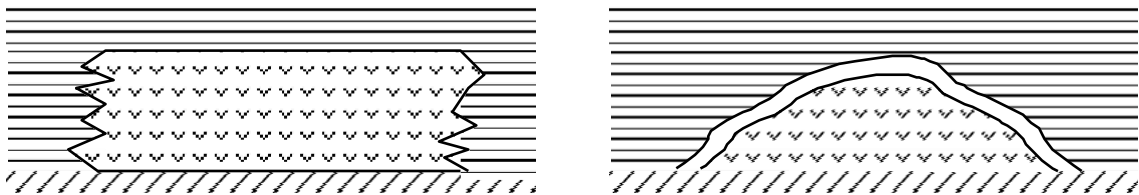
* Calcaires coquilliers, Lumachelles : les tests des fossiles sont identifiables et cimentés par de la calcite. Ils pourraient être désignés aussi sous le terme de calcaires bioclastiques. Dans le cas de la Lumachelle (mollusques, brachiopodes), les tests sont orientés parallèlement à la stratification.

* Calcaires à entroques ou crinoïdien : calcaires bioclastiques formés presque exclusivement de débris d'échinodermes. Chaque bioclaste est un débris de cristal de calcite brisé suivant les plans de clivage, ce qui donne à la roche un aspect miroitant de calcaire cristallin, souvent accentué, par une cimentation épitaxiale.

* Calcaire récifal : calcaire construit par l'accumulation de polypiers constructeurs de récifs (bancs épais et massifs). Cette formation demande des conditions strictes : eaux chaudes 18°C, pas de matière minérale détritique en suspension et un éclaircissement suffisant car les coraux vivent en symbiose avec les algues (bathymétrie faible < 60 m).

Bioherme : Biolithite (récif ou complexe récifal fossiles) édifié par des organismes constructeurs (coraux) restés le plus souvent en position de vie. Elle a une forme en lentille épaisse non litée et indépendante de la stratification des couches avoisinantes (Fig. 3).

Biostrome : représente la même chose que bioherme mais, strictement stratiforme (Fig. 3).



Biostrome(Bio: vie, stroma: couverture)

Bioherme(herme: rocher)

Fig. 3 : Différence morphologique entre biostrome et bioherme.

* Craie : calcaire bioclastique, toujours à grains très fin, composé principalement de débris de foraminifères planctoniques et de nanfossiles (coccolithes : pièces calcaires de coccolithophoridés =

végétaux unicellulaires = phytoflagellés). Par la finesse de son grain, la craie a échappé à la diagenèse. C'est une roche blanche, tendre et friable, traçante, poreuse, mais peu perméable. Ces roches sont connues seulement dans les séries mésozoïques de bassins peu profonds (≤ 300 m).

* Travertins (Tufs calcaires) : ce sont des roches friables, vacuolaires, blanches ou jaunâtres, à débris végétaux bien conservés. Ce sont des dépôts qui se forment aux émergences des sources calcaires. La précipitation de CaCO_3 est favorisée par la fixation de CO_2 par les végétaux.

- Marbre : tout calcaire assez fin et compact pour être poli. C'est souvent aussi un calcaire métamorphique (métamorphisme général ou de contact).

Les calcaires peuvent renfermer des éléments détritiques terrigènes en proportion notable. C'est le cas du calcaire gréseux (avec du quartz) ou argileux. En pays calcaires, on rencontre souvent des brèches de pente et des poudingues à galets et à ciment calcaire.

3 - Expression générale de la sédimentation carbonatée marine : Modèle de Tucker (1982)

De manière générale, les faciès carbonatés sont disposés en zones successives depuis le continent jusqu'aux fonds marins du large (Fig. 4). Les reconstitutions paléogéographiques tentent d'établir les caractères de cette zonation aux différentes époques géologiques.

- Dans les zones supratidales et intertidales des plates-formes carbonatées prédominent les boues d'estran, les dépôts évaporitiques et les constructions algaires.

- Dans les zones infratidales s'accumulent les sables à squelettes et les boues bioclastiques ou chimiques. Les oolithes reflètent surtout les secteurs à haute énergie (hauts-fonds), et participent aux dépôts de barres peu profondes de plages, de chenaux de marée.

- Les récifs et autres constructions calcaires se développent vers la partie distale des plates-formes des régions chaudes, à l'arrière desquelles, peuvent se déposer des sédiments fins, bioturbés, souvent riches en matière organique. Des récifs isolés, ou des tumulus de boue (mud mounds) issus de piègeages algaires ou animaux (Bryozoaires, Crinoïdes), se développent sporadiquement au sein des sédiments meubles en arrière de la barrière récifale.

- Les produits d'érosion des récifs et plates-formes carbonatés sont distribués dans les fonds avoisinants en fonction de leur taille et de l'énergie des courants. Ils alimentent souvent les talus et glacis adjacents aux plates-formes, où se développent localement à certaines périodes (ex. Dévonien-Carbonifère) d'épais mud mounds. Au large prédominent les boues calcaires d'origine planctonique, à des profondeurs n'excédant pas le niveau de compensation des carbonates.

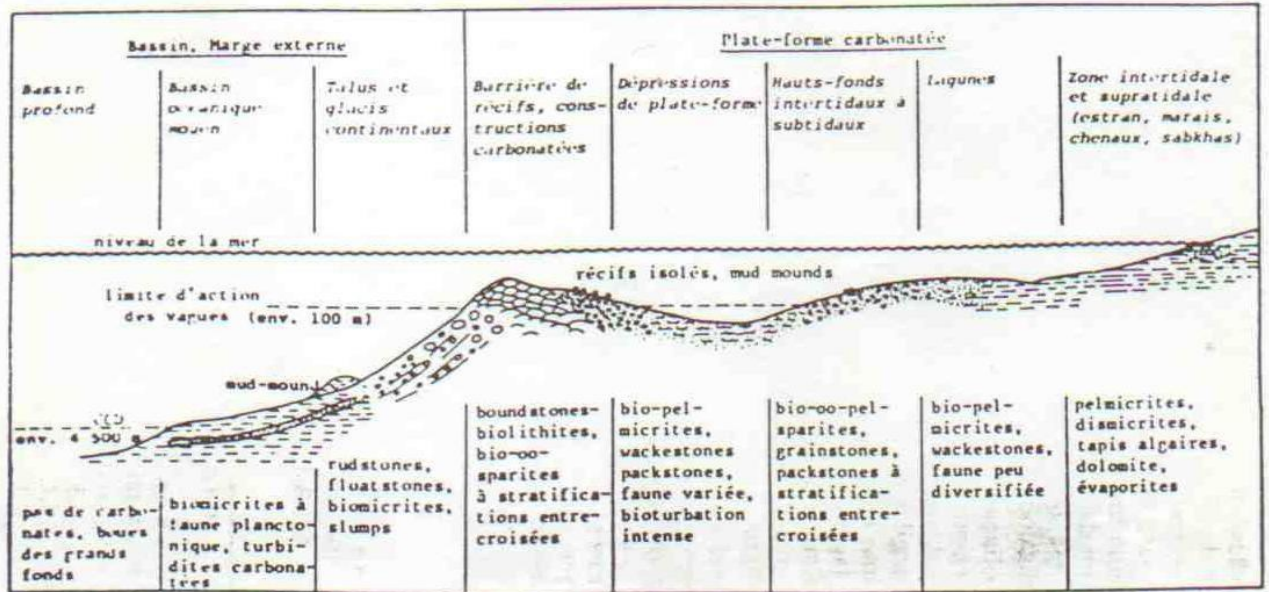


Fig. 4 : Principaux milieux de formation et faciès de dépôt de sédiments carbonatés marins (Tucker, 1982).

CHAPITRE 3 :

DIAGENESE DES CARBONATES

1 - Généralités

La relative instabilité des solutions saturées en ions Ca^{++} qui imprègnent les sédiments calcaires les rend particulièrement sensibles à une diagenèse précoce :

- En domaine marin, des variations physico-chimiques (T, pH, salinité, []) des eaux à la superficie du sédiment ou immédiatement en dessous, liées à des actions hydrodynamiques ou biologiques (bactéries, métabolismes végétal) peuvent créer des conditions favorables à une telle diagenèse (fond durci, hard-ground).

- A la limite entre le domaine marin et le domaine continental, le contact entre l'eau de mer et l'eau douce peut aussi créer des conditions favorables à ce type de diagenèse (grès de plage, beach-rock).

La compaction des sédiments fins expulse une eau très fortement saturée en ion Ca^{++} qui tend à précipiter du CaCO_3 dans les sédiments plus grossiers en formant un ciment.

La solubilité des carbonates dans l'eau interstitielle les rend particulièrement sensibles aux phénomènes de mise en solution par pression suivie de précipitation. Ils semblent se produire même sous un enfouissement modéré. La fréquence des stylolites dans les calcaires montre l'importance des mises en solution sous l'effet des contraintes mécaniques.

Par sa précocité et son intensité, la diagenèse joue ainsi un rôle considérable dans la formation des roches calcaires. Elle est particulièrement importante en ce qui concerne la nature et la répartition des caractéristiques pétrophysiques (porosité et perméabilité).

2 - Les principaux phénomènes diagénétiques (voir TP)

La diagenèse des carbonates se traduit par deux types de transformations :

2 - 1 - les transformations texturales, telles que la dissolution, la cimentation, la recristallisation, la compaction,

- la cimentation (remplissage des vides, Fig. 7 et 8),
- la dissolution (changement du milieu),
- la recristallisation (changement de taille),
- la compaction (pression) : stylolytes, aplatissement, fracturation, imbrication, ...).

2 - 2 - les transformations minéralogiques (remplacement : voir TP), telles que la calcitisation de l'aragonite, la dolomitisation de la calcite, etc.

3 - Les principaux "environnements" diagénétiques" des roches carbonatées (syndiagénèse)

D'après les propriétés chimiques des eaux, on distingue les eaux marines (basiques, Mg, Sr, etc.) et les eaux continentales météoriques (acides, peu ou pas de Mg et de Sr, ...).

D'après le degré de saturation par les eaux marines et les eaux continentales, on distingue une zone phréatique et une zone vadose. La zone phréatique représente la zone noyée par la nappe aquifère (saturation totale) ; alors que la zone vadose représente la zone d'aération au dessus de la nappe aquifère (saturation partielle où H₂O transite seulement).

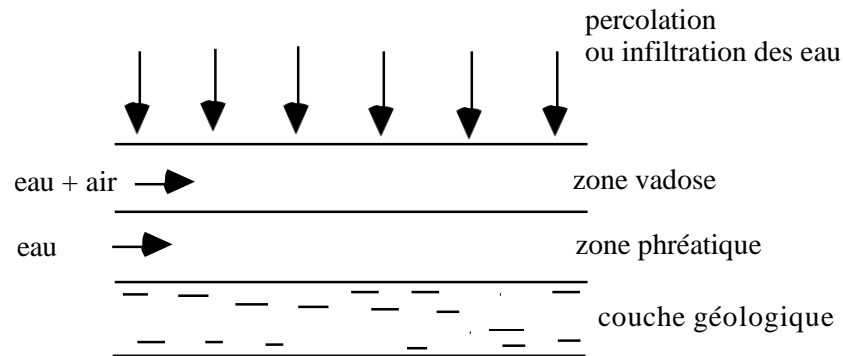


Fig. 5 : Présentation des zones vadose et phréatique.

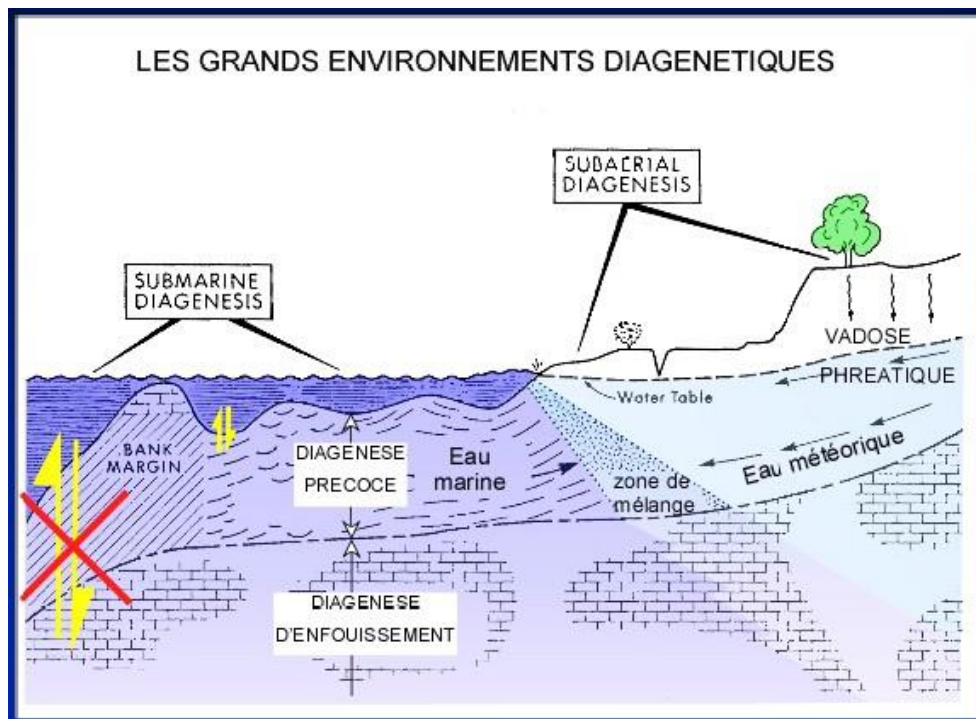


Fig. 6 : Les grands environnements diagénétiques (Walls R. A. et Burrowes G., 1985).

En fonction des propriétés chimiques des eaux et de leur degré de saturation, on distingue donc quatre environnements diagénétiques (Fig. 5 et 6) : marin phréatique, marin vadose, continentale phréatique et continentale vadose.

3 - 1 - Diagénèse dans le milieu continental

Dans ce milieu l'activité diagénétique est intense. Elle est due à l'absence de Mg et aux propriétés souvent acides des eaux météoriques sous saturées en carbonates. Elle est caractérisée par la dissolution de l'aragonite et de la calcite magnésienne et la recristallisation sous forme de ciment sparitique de calcite stable. La recristallisation peut entraîner la disparition totale des structures organogènes primaires (voir TP).

Dans la zone vadose superficielle, les ciments issus de percolations verticales sont irréguliers et asymétriques. Dans la zone phréatique, la cimentation, régulière et relativement rapide, conduit à des cristaux de grande taille et d'aspect comparable (isopaques) (Fig. 7 et 8).

Les cimentations calcaires strictement continentales se caractérisent également par développement d'une croûte pédologique sur roches calcaires, stalactites, stalagmites, pisolites, tufs et travertins de précipitation.

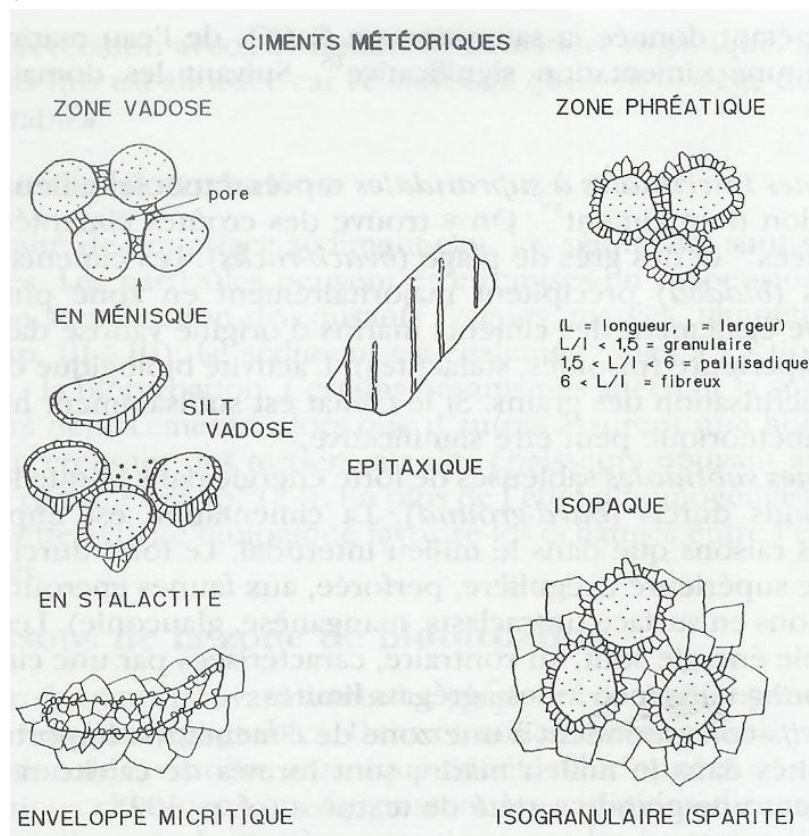


Fig. 7 : Illustration des différents types de ciments précipités dans les zones vadose et phréatique. Les cas d'épitaixie sur débris d'échinodermes peuvent se produire dans l'un ou l'autre milieu. (D'après Cojan & Renard, 1999).

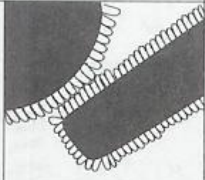


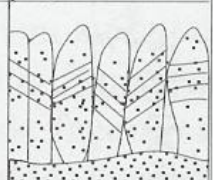

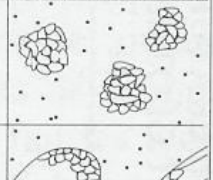
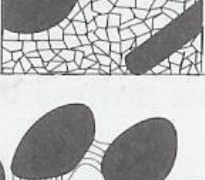

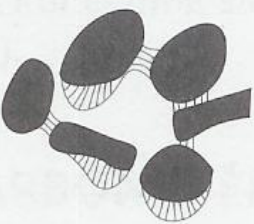
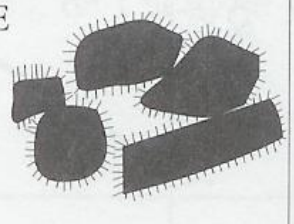
A. CIMENTATIONS		B. RECRISTALLISATIONS	
fibres ou aiguilles isopaques		calcitisation de squelette aragonitique	
sparite drusique		calcite fibreuse développée sur carbonate aciculaire	
ciment syntaxial		microsparitisation de calcilutite	
ciment microgranulaire		néomorphisme de dégradation	
Z. VADOSE		Z. PHRÉATIQUE	
ciment gravitaire en stalactite ou en ménisque		ciment isopaque	

Fig. 8 : Principaux types de ciments (A) et de recristallisation (B) carbonatés, observés au microscope optique (Tucker, 1982).

3 – 2 - Diagénèse dans le milieu de balancement de marées = inter et supratidal

Dans ce milieu, la diagenèse est plus dynamique et plus variée. Ainsi, l'augmentation de la T°C, l'évaporation et l'apport d'eau douce entraînent l'évolution des eaux interstitielles. Le principal phénomène diagénétique est la lithification des sables de plages (grès de plage ou beach rock) qui se développent sous faible recouvrement sédimentaire (qlques dizaines de cm) par cimentation d'aragonite aciculaire ou de calcite très magnésienne micritique (Fig. 9 et 10). Ce phénomène est commun dans les régions tropicales à sub-tropicales (latitudes : 0 et 45°). On peut citer également la présence occasionnelle de ciments asymétriques et de cavités (structures fenestrae ou bird-eyes), la destruction de films algaires ou l'existence de figures de retrait (fentes de dessiccation).

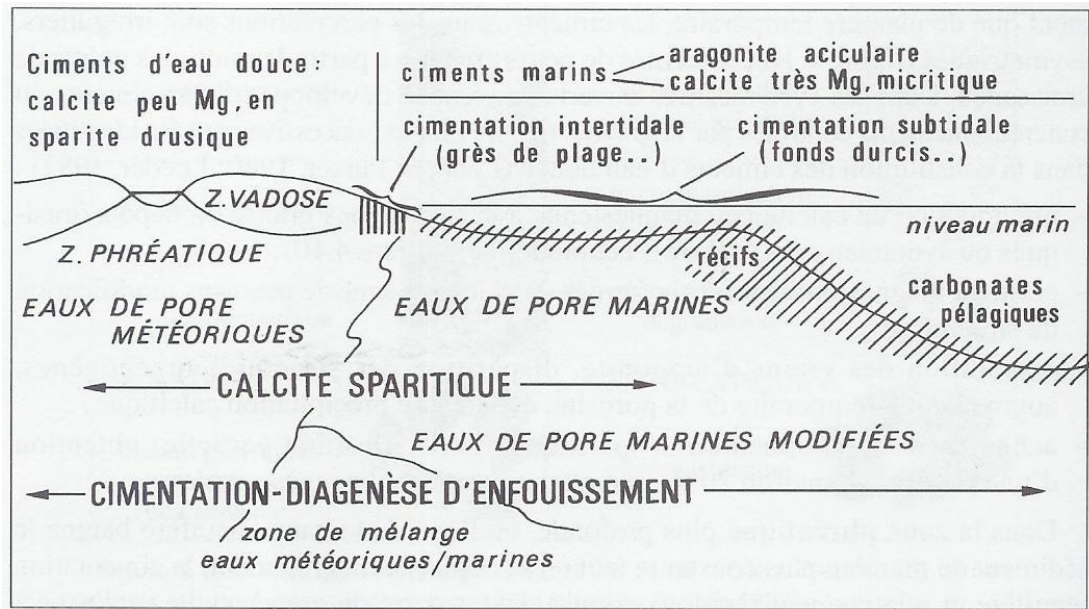


Fig. 9 : Principaux milieux de cimentation carbonatée (Tucker, 1982).

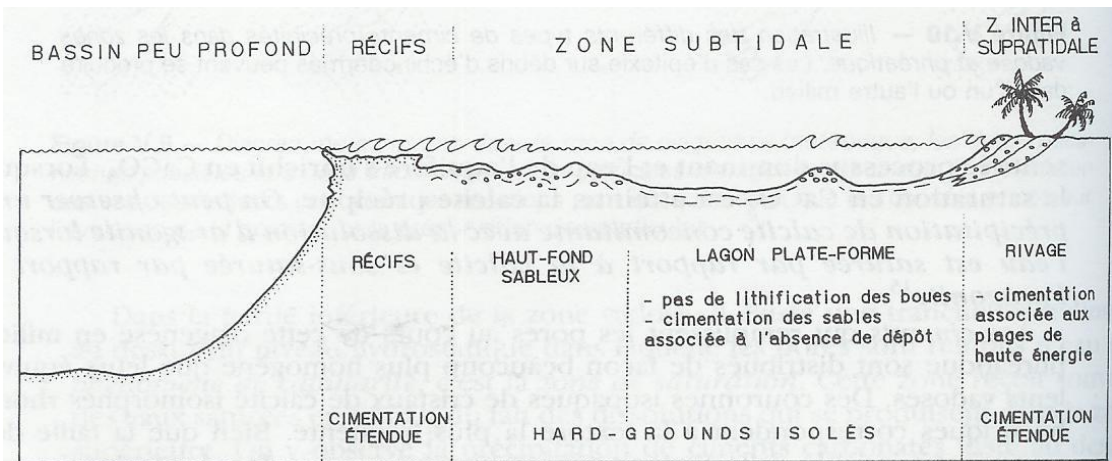


Fig. 10 : Processus diagénetiques associés aux milieux marins de faible profondeur. (D'après Cojan & Renard, 1999).

3 - 3 - Diagenèse dans le milieu sous-marin infratidal

Dans ce milieu, les eaux interstitielles sont les mêmes que les eaux marines. Les transformations minéralogiques sont absentes. La diagenèse est caractérisée par la cimentation aragonitique et de calcite magnésienne qui détermine la formation d'agrégats, de fonds durcis ou hard-grounds (surtout sur les hauts-fonds), ainsi que la consolidation des ensembles récifaux (Fig. 9 et 10). Toutefois dans le Golfe Persique, au large de Qatar par exemple, la lithification est active sur la plate-forme entre 20 et 40m de profondeur, là où les eaux marines, modérément agitées sont sursaturées en carbonates, et les sables sont peu mobiles.

3 - 4 - Diagenèse en eau marine profonde

Elle se manifeste parfois par des cimentations carbonatées micritiques, particulièrement lorsque le dépôt est très lent et que les eaux de fond sont relativement chaudes et salées, comme dans les fosses de Méditerranée orientale ou en Mer Rouge. Des croûtes calcaires et des nodules de calcite très magnésienne, d'aragonite, voire de protodolomite, peuvent ainsi, englober par cimentation des débris sédimentaires variés, jusque vers 3500 m de profondeur, et présenter d'importantes variations locale, de taille, d'épaisseur, de fabrique et de composition chimique.

4 - Quelques intérêts de l'étude de la diagenèse

- Identification des paléorivages (Transgression, Régression).
- Estimation de l'épaisseur de la zone vadose et par conséquent de leur surélévation (relief).
- Détermination de la profondeur de la nappe phréatique (relief et climat : Exemple : climats arides et semi-arides --> les nappes sont \pm profondes).

5 - Conditions de la dolomitisation

L'intérêt de l'étude des dolomies dérive non seulement de la curiosité scientifique, mais aussi du fait que les dolomies sont d'un intérêt économique capital comme des réservoirs d'hydrocarbures ou d'eau ou encore comme des pièges de minéralisations.

La formation de la dolomite correspond à la croissance d'un réseau cristallin dont les plans réticulaires magnésiens et calciques alternent très régulièrement. Ceci ne peut se produire que par cristallisation très lente d'une solution diluée ou, plus rapidement, à partir d'une solution concentrée à rapport Mg/Ca élevé.

L'eau de mer, bien que sursaturée vis-à-vis de la dolomite, ne correspond pas à ces conditions et, de ce fait, ne permet presque jamais la précipitation directe du minéral. La précipitation de la dolomite s'effectue essentiellement de manière directe dans les conditions de la géodynamique externe.

Lors de la diagenèse précoce, il s'agit surtout d'une précipitation secondaire de protodolomite peu ordonnée, localement décrite dans les milieux côtiers, ainsi que sur les marges continentales à sédimentation relativement lente (<50cm/1000 ans) et riche en matière organique (>0,5% C. org.).

Au cours de la diagenèse plus tardive, la dolomitisation est pratiquement indépendante des lithofaciès et recoupe les unités sédimentaires. Elle est massive ou localisée, peut se développer le long des discontinuités sédimentaires et peut être parfois guidée par les structures tectoniques. Suivant les auteurs, différents modèles de dolomitisation ont été proposés (Fig. 11) :

5 - 1 - Le schéma d'infiltration - reflux suppose la migration d'eau de mer dans les sédiments intertidaux sous l'influence des flots de marée et de la capillarité, puis la concentration relative de Mg par évaporation et enfin la dolomitisation au moment du reflux des eaux à marée basse (Fig. 11A).

5 - 2 - Le schéma de pompage par évaporation, également applicable aux milieux côtiers est proposé pour les *sabkhas* du Golfe Persique. Il réside dans un appel continu d'eau de mer à travers le sédiment, par suite de l'évaporation excessive des lagunes littorales. La précipitation d'aragonite et de gypse provoque une concentration relative des eaux en Mg, qui peut participer à son tour à la précipitation minérale en dolomitisant le sédiment (Fig. 11B).

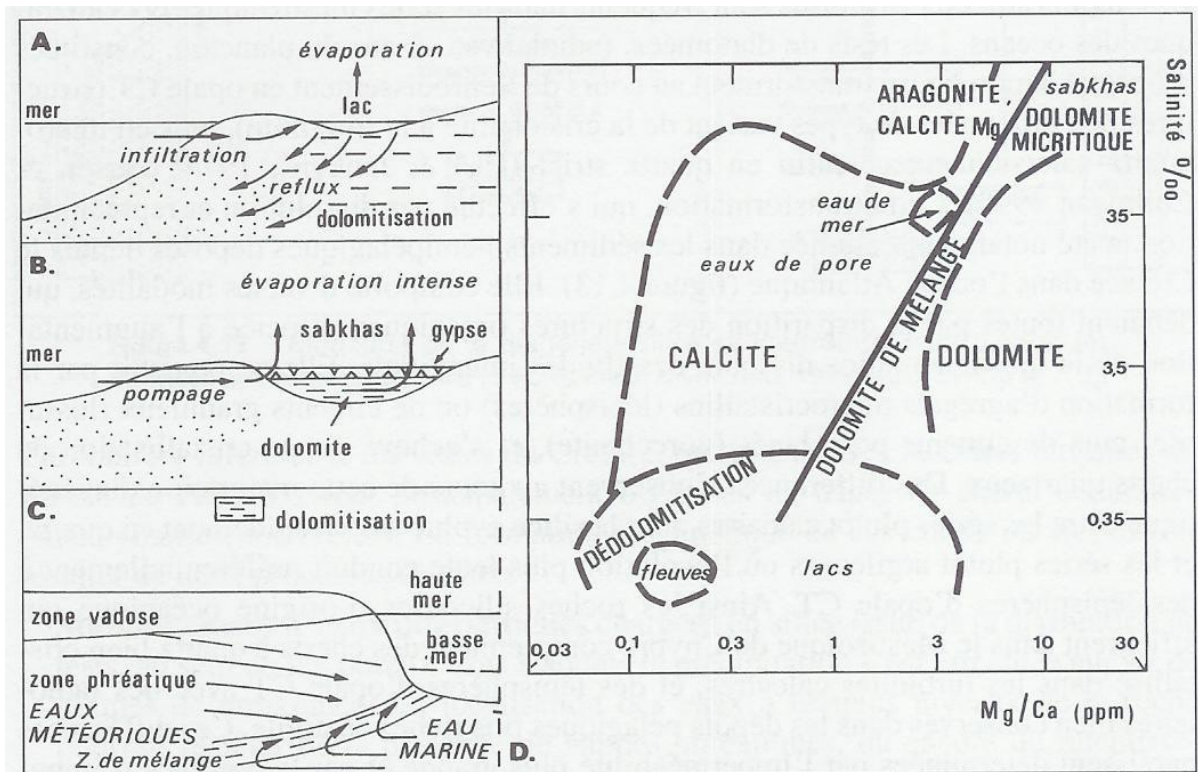


Fig. 11 : Quelques mécanismes de dolomitisation. A : Infiltration - reflux. B : Pompage par évaporation. C : Mélange d'eaux interstitielles continentales et marines peu concentrée. D : Champs de précipitation des principaux carbonates en fonction de la salinité et du rapport Mg / Ca (d'après Folk & Land, 1975, Amer. Ass. Petr. Geol. Bull. : 60).

5 - 3 - Modèle de zone de mélange eau douce eau salée ou Modèle de "DORAG" (Fig. 11C) modèle très critiqué.

Dans les dépôts non émergés, comme les récifs ou les carbonates infratidaux, la dolomitisation paraît résulter d'une cristallisation lente à partir de solutions interstitielles peu concentrées, imbibanant la roche calcaire.

Le calcul montre qu'un mélange d'eau d'origine continentale avec 5 à 30 % d'eau de mer est à la fois sous-saturé en calcite et sursaturé en dolomite. Dans ce même mélange, le rapport Mg/Ca demeure

élevé, et très voisin de l'eau de mer initiale. Ces conditions sont favorables à la précipitation de dolomite. C'est le modèle du mélange de deux eaux interstitielles de composition chimique différente, qui paraît adapté à de nombreux cas de dolomitisation récente et ancienne (Fig. 11C et D). La cristallisation lente permise par le mélange d'eaux interstitielles de natures différentes conduit à une dolomite limpide, à cristaux sparitiques bien formés.

5 - 4 - Modèle de dolomitisation en cours d'enfouissement : le modèle de dolomitisation ou ankéritisation diagénétique tardive (ankérite = dolomite ferrifère), par transfert de Mg libéré par la calcite magnésienne ou par les minéraux argileux (ex. transformation de smectite en illite), paraît s'appliquer au calcaires ± argileux ayant subi un enfouissement important.

NB : Dans le sens contraire, on peut avoir également dédolomitisation lorsque les calcaires dolomitiques sont parcourus d'eaux météoriques riches en SO_4^{2-} , issues par exemple du lessivage d'évaporites sulfatées (cas des cargneules) ou des marnes pyriteuses oxydées.

5 - 5 - Conclusion : les différents modèles de dolomitisation précités montrent que les dolomies peuvent se former dans des milieux très diversifiés à un stade aussi bien précoce que tardif. Toutefois, aucun de ces modèles ne peut expliquer, à lui seul, toutes les masses dolomitiques anciennes.