

Sédimentologie

STU S3



Shop

- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier

Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi

- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

C. LES ROCHES FERRIFERES

Le fer est présent dans toutes les roches sédimentaires et n'excède rarement que quelques % mais il peut former des roches ferrifères ou des formations riches en fer pour des teneurs qui excèdent alors 15%.

Les deux états de valence du fer impliquent que le comportement du fer et la précipitation sont largement dépendants de la chimie de surface et des environnements diagénétiques.

La majorité des dépôts de fer sédimentaire a une origine marine comme l'atteste les fossiles des dépôts du Phanérozoïque. Il existe une différence importante entre les dépôts de fer sédimentaire du Précambrien qui correspondent à des unités épaisses interstratifiées avec des cherts (appelées *banded iron-formations or BIFs*) déposés dans des bassins intracratoniques. Les dépôts de fer sédimentaire du Phanérozoïque sont souvent des unités de petites épaisseurs, composés d'oolithes, et déposés dans des zones localisées.

Il n'existe quasi aucun équivalent actuel de dépôt de fer sédimentaire pour comprendre et interpréter ces gisements.

Seuls les lacs et les marécages de haute latitude correspondent à des dépôts de fer.

Il convient de mentionner également les nodules et les croûtes de fer et de manganèse qui se forment sur les fonds océaniques

Table 6.1 The iron minerals of sedimentary rocks

Oxides	hematite $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ magnetite Fe_3O_4 goethite $\alpha\text{-FeO}\cdot\text{OH}$ limonite $\text{FeO}\cdot\text{OH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$
Carbonate	siderite FeCO_3
Silicates	berthierine $(\text{Fe}_4^{2+}\text{Al}_2)(\text{Si}_2\text{Al}_2)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ chamosite $(\text{Fe}_5^{2+}\text{Al})(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ greenalite $\text{Fe}_6^{2+}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ glauconite $\text{KMg}(\text{FeAl})(\text{SiO}_3)_6\cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Sulphides	pyrite FeS_2 marcasite FeS_2

Source et transport du fer

Deux sources de fer sont discutées: le lessivage ou l'altération continentale et l'activité volcanique contemporaine. Le lessivage et l'altération de cendres et de laves volcaniques ainsi que l'activité hydrothermale associée sont des sources considérables de fer. L'altération continentale en climat humide tropical relâche du fer et donne les formations latéritiques des sols (voir premier chapitre).

Dans les gammes de Ph et d'Eh des principales eaux naturelles de surface, le fer est présent sous forme d'hydroxyde ferrique (Fe^{3+}) largement insoluble (voir potentiel d'oxydo-réduction du premier chapitre). Le fer en solution dans les eaux de rivières est présent pour des concentrations < 1 ppm et dans l'eau de mer, la concentration chute à 0,003 ppm.

Trois mécanismes de transport du fer sont proposés:

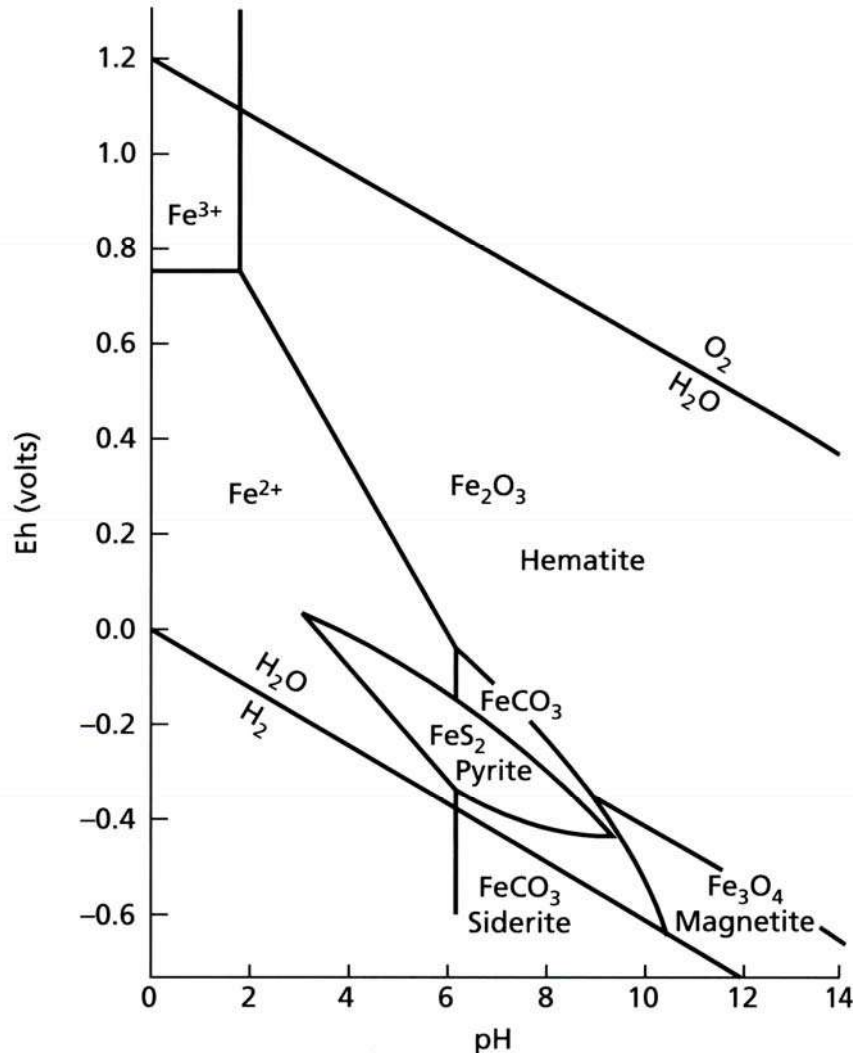
- l'hydroxyde ferrique forme une suspension colloïdale qui est stabilisée en présence de matière organique, serait transportée par les rivières sous cette forme et précipitée dans la mer par floculation,
- le fer serait transporté par adsorption sur la matière organique,
- le fer serait transporté par les minéraux argileux soit dans la structure argileuse soit sous la forme de films d'oxyde à la surface des minéraux argileux.

Après dépôt, le fer serait relâché par les argiles et la matière organique dans les eaux interstitielles pour autant que les conditions Eh-Ph soient appropriées et reprécipitent pour former les minéraux ferrifères.

La formation de roches ferrifères est favorisée pour des taux de sédimentation faible. La plupart des roches ferrifères du Phanérozoïque font parties de séquences condensées et d'évènements transgressifs.

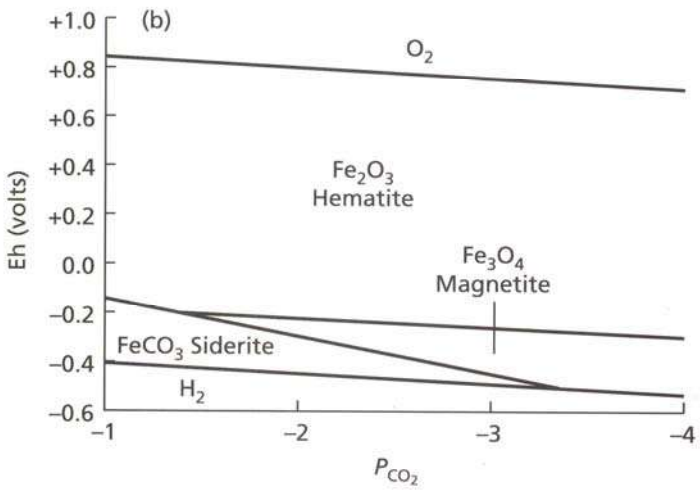
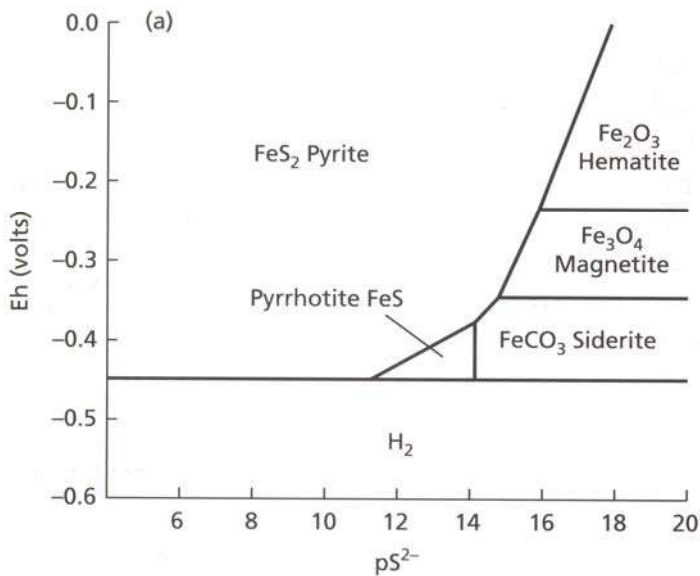
Formation des principaux minéraux ferrifères

Outre les conditions d'alcalinité ou d'acidité et du potentiel d'oxydo-réduction, la pression partielle en dioxyde de carbone et l'activité du soufre contrôlent la précipitation du fer.



La quantité de matière organique dans le sédiment (via la décomposition par les bactéries qui consomment de l'oxygène) affecte le potentiel d'oxydo-réduction. Le milieu de dépôt devient réducteur dans les dizaines de cm sous l'interface eau-sédiment. Un environnement oxygène de surface devient anoxique en-dessous.

L'environnement anoxique se subdivise en (1) **sulfuré**, réduction bactérienne des sulfates en présence de matière organique et libération de soufre (2) **non sulfuré** qui comporte lui-même : (2a) un **environnement post-oxygène** où la matière organique est suffisante pour que tout l'oxygène dissous soit consommé par les bactéries aérobiques. Les fluides interstitiels sont enrichis fortement en Fe²⁺ et Mn²⁺ et (2b) un **environnement méthanique** où tout l'oxygène dissous, les sulfates et les nitrates sont consommés par la réduction bactérienne et la décomposition de la matière organique produit du méthane. Cet environnement très réducteur se forme dans les sédiments organiques riches.



The stability fields of iron minerals plotted on (a) an Eh-pS²⁻ diagram for a pH of 7.4 (pS²⁻ is the negative log of the activity of the sulphide ion), and (b) an Eh-log P_{CO₂} diagram (P_{CO₂} is the partial pressure of CO₂). In the latter case, the value of pS²⁻ is assumed to be so high (i.e. the activity of sulphur is very low), that pyrite and pyrrhotite do not plot on this diagram.

Les domaines de stabilité des principaux minéraux ferrifères est illustré sur base de trois diagrammes reprenant le potentiel d'oxydo-réduction en ordonnées avec le Ph, le log négatif de l'activité du sulfure et de la pression partielle en CO₂.

Sur base de ces deux derniers diagrammes, **l'hématite** est le **minéral stable dans des conditions modérées à fortement oxydantes** et donc pour un sédiment pauvre en matière organique.

Pour les minéraux comprenant le fer ferreux (**pyrite, magnétite, sidérite**) stables dans des conditions réductrices, les champs de stabilité sont fortement dépendants de l'activité du sulfure et de la pression partielle en CO₂. **Ces minéraux précipitent à partir des fluides interstitiels au cours de la diagenèse précoce** et donc pas dans des conditions naturelles des eaux de surface qui sont toujours oxydantes. La pyrite est un minéral typique des séries marines riches en matière organique dans un environnement diagénétique anoxique sulfuré.

La **sidérite** précipite si l'activité carbonatée est élevée dans les environnements anoxiques très réducteurs où tout le soufre est consommé. La sidérite apparaît rarement dans les séries marines hormis comme ciment diagénétique tardif. Selon les concentrations disponibles en fer ferreux, de l'ankérite, de la calcite ou de la dolomite ferrifère peuvent se former à la place.

Pétrographie des principaux minéraux ferrifères

L'hématite (opaque et cryptocristalline en lame mince, rouge vif en réflexion) est présente dans toutes les formations ferrifères quelque soit l'âge stratigraphique mais de manière bien plus abondante au Paléozoïque. Elle se présente sous forme d'oolithes, en imprégnations et en remplacement de fossiles.

La goethite (jaune à brun) est un composant majeur des dépôts ferrifères du Phanérozoïque et particulièrement au cours du Mésozoïque. La goethite peut être d'origine primaire ou synsédimentaire et forme des oolithes sphériques parfois en alternance avec de la berthiérine. Des oolithes et des pisolithes de goethite se forment dans les sols latéritiques des régions tropicales.

La limonite est une forme hydratée d'oxyde de fer et contient de la goethite, des argiles et de l'eau adsorbée. Elle correspond au produit d'altération subaérienne jaune-brun amorphe d'oxydes de fer et d'autres minéraux.

La magnétite est abondante dans les BIFs et constitue un composant mineur des formations ferrifères. Elle est présente dans les roches ferrifères oolithiques en petits cristaux de remplacements.

La sidérite est un composant majeur des sédiments ferrifères tant au Précambrien qu'au Phanérozoïque. C'est un ciment des oolithes de berthiérine-chamosite du Phanérozoïque et peut remplacer les oolithes ou les grains squelettiques. Elle est abondante dans les roches argileuses non marines comme les marais intertidaux, les dépôts lacustres, etc.

La pyrite se forme dans les sédiments d'estuaires et de tidal flats riches en matière organique et peut remplacer des fragments d'organismes. Elle peut former des agrégats de microcristaux appelés framboïdes. La marcasite n'est fréquente qu'en nodules dans les craies et les charbons.

Pétrographie des principaux minéraux ferrifères

Les silicates de fer comprennent la berthierine (groupe des serpentines), la chamosite (groupe des chlorites), la greenalite et la glauconite. La berthierine se transforme en chamosite pour des températures $>120-160^{\circ}\text{C}$ et une profondeur >3 km. La plupart des roches ferrifères contiennent de la berthierine jusqu'au Jurassique et de la chamosite pour les plus anciennes au cours du Paléozoïque.

Des oolithes en berthierine-chamosite sont caractéristiques des dépôts du Phanérozoïque et sont associées à un ciment de sidérite. La plupart de ces oolithes ne présentent pas de nucleus ou des fragments d'oolithe déjà déformés. Elles seraient molles au moment du dépôt comme en témoigne les oolithes déformées et présentant une morphologie en éléphant. C'est une différence fondamentale avec les oolithes de calcite ou d'aragonite.

La greenalite est interstratifiée avec des cherts et constitue des couches ou des lentilles dans les dépôts ferrifères du Précambrien. Elle apparaît sous forme de pellets arrondis à subangulaires mais on ne connaît pas encore son mode de précipitation.

La glauconite est un alumino-silicate de fer et de potassium avec un rapport élevé de fer ferrique par rapport au fer ferreux. Certaines glauconites (dites ordonnées) font partie de la famille des illites mais elle forme habituellement un interstratifié avec la smectite. La glauconite est observée sous la forme de pellets vert clair, microcristallins. La glauconite est présente dans de nombreux sables formant des sables verts. Elle apparaît dans de nombreuses plate-formes continentales, à des profondeurs de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, dans des zones à sédimentation ralentie. Elle semble associée à des transgressions (en stratigraphie séquentielle, cela correspond à des surfaces d'inondation maximales) et des séries condensées. Elle se forme a priori dans un milieu anoxique pauvre en soufre (environnement anoxique non sulfuré).

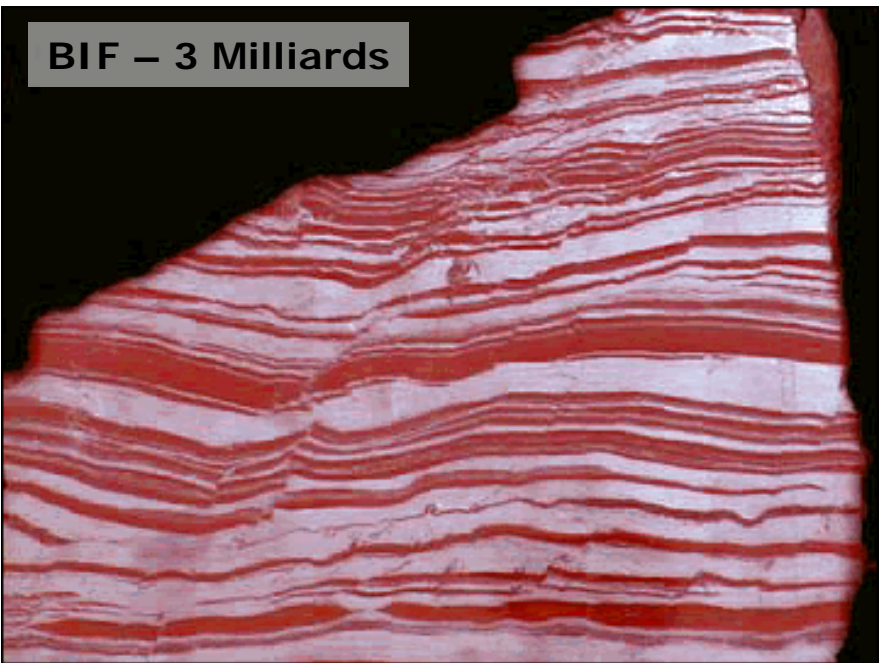
Les formations ferrifères du Précambrien

Ces formations, de grande importance économique, se retrouvent sur les boucliers anciens de la plupart des continents. D'après des études effectuées au Canada, deux types de gisements peuvent être distingués:

- un type lenticulaire, d'extension géographique relativement faible et associé à des roches volcaniques et des graywackes, d'âge 2500 à 3000 Ma;
- un type de grande extension régionale, déposé en contexte de plate-forme stable, d'âge 1900 à 2500 Ma.

Sur la base des minéraux ferrifères présents, il est possible de distinguer quatre faciès: (1) oxydé (hématite-magnétite), (2) silicaté (greenalite), (3) carbonaté (sidérite) et (4) sulfuré (pyrite). Les minéraux primaires seraient respectivement un composé amorphe de type $\text{Fe}(\text{OH})_3$, la berthierine, la sidérite et la pyrite en fonction des conditions géochimiques. On peut d'ailleurs observer, suivant l'augmentation de la paléobathymétrie, une zonation oxyde et silicate-carbonate-sulfure de fer. Un des faciès les plus spectaculaires consiste en laminations millimétriques à centimétriques d'hématite alternant avec du chert. Certaines de ces laminations ont une extension de 30.000 km².

Le gros problème de ces BIF's concerne le transport et l'origine du fer. On suppose que l'atmosphère précambrienne était pauvre en oxygène et plus riche en dioxyde de carbone. La plus grande richesse en CO_2 aurait diminué le pH des eaux de surface, avec comme conséquence une altération continentale plus efficace. Le dépôt des lamines ferrifères pourrait être la conséquence d'upwellings, amenant des eaux anoxiques riches en fer sur la plate-forme plus oxygénée, de précipitation microbienne ou encore, de phénomènes saisonniers de mélange d'eaux (turnover) dans un océan ordinairement stratifié. Les lamines de chert pourraient quant à elles résulter de proliférations périodiques d'organismes siliceux (blooms).



BIF – 3 Milliards



BIF – 3 Milliards



Stromatolites associated with BIF



Stromatolites – Shark Bay

Les formations ferrifères du Phanérozoïque

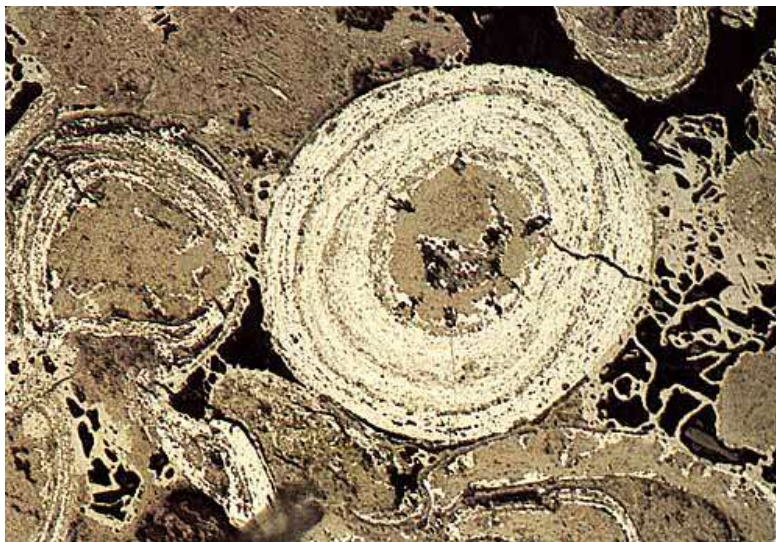
Les plus importantes de ces formations sont les oolithes ferrifères, constituées d'hématite-chamosite dans le Paléozoïque et de goethite-berthierine dans le Mésozoïque. On en recense deux épisodes majeurs, durant l'Ordovicien et le Jurassique. Il s'agit de périodes caractérisées toutes deux par un haut niveau marin, de larges zones pénéplanées et un climat chaud et humide, responsable d'une importante altération chimique continentale.

Un exemple proche de nous de ces oolithes ferrifères est la Minette de Lorraine et du Luxembourg qui a été exploitée en gisement souterrain. D'âge aalénien, sa puissance varie de 15 à 65 m et on y observe plusieurs séquences. En Belgique, la minéralisation est nettement moins développée. A Halanzy, l'Aalénien a 4,8 m de puissance et 4,5 m dans la région de Musson-Grand Bois. On y constate l'existence de deux couches de minerai sous lesquelles apparaît une troisième lentille vers le milieu de la concession de Musson. En limite des concessions de Musson et Halanzy, la couche supérieure a 2,15 m de puissance, la moyenne 1,35 m, séparée par 0,4 m de marne ferrugineuse. Le minerai est constitué par des oolithes ferrugineuses rougeâtres à brun rouge, avec grains de quartz émoussés. Le tout est dans un ciment argileux ou limoniteux, voire calcaire. Parfois, on trouve des débris coquilliers en calcite. On aurait observé en outre la présence de glauconie au toit de la couche supérieure dans le centre des oolithes. Les stériles diffèrent seulement par la rareté ou l'absence d'oolithes ferrugineuses.

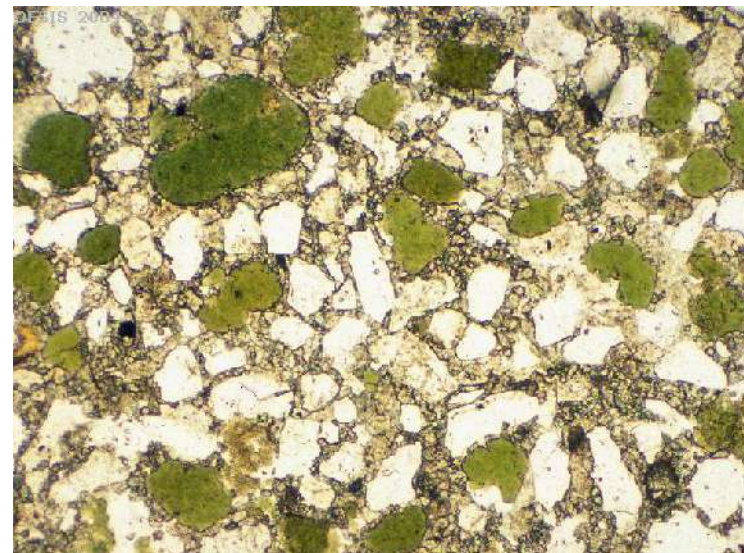
Les nodules de fer et de manganèse

Les nodules polymétalliques, appelés aussi "nodules de fer et de manganèse" s'observent dans différents types d'environnements océaniques profonds, situés souvent à quelques centaines de mètres sous la CCD et caractérisés par une vitesse de sédimentation très faible. Il s'agit de concrétions de 1-10 cm de diamètre, constituées d'oxydes de Fe et Mn, accompagnés de Ni, Cu, Cr, V et Co (ces nodules constituent d'ailleurs -hélas- d'importantes réserves de ces métaux). On constate aussi la présence d'argile et de tests d'organismes planctoniques. Le nucleus des concrétions est habituellement un fragment d'origine organique (dent de poisson, etc.). Beaucoup de nodules ont leur partie supérieure (au contact des eaux océaniques) enrichie en Fe et Co et leur partie inférieure (au contact du sédiment), riche en Fe et Mn ce qui suggère des échanges chimiques entre les nodules et leur environnement. De plus, la composition des nodules est variable selon leur localisation (les nodules Pacifiques sont plus riches en Mn, Co et Cu, au contraire des nodules Atlantiques qui sont plus riches en Fe). On connaît des nodules de Fe et de Mn dans les calcaires pélagiques du Jurassique et du Dévonien de l'Europe.

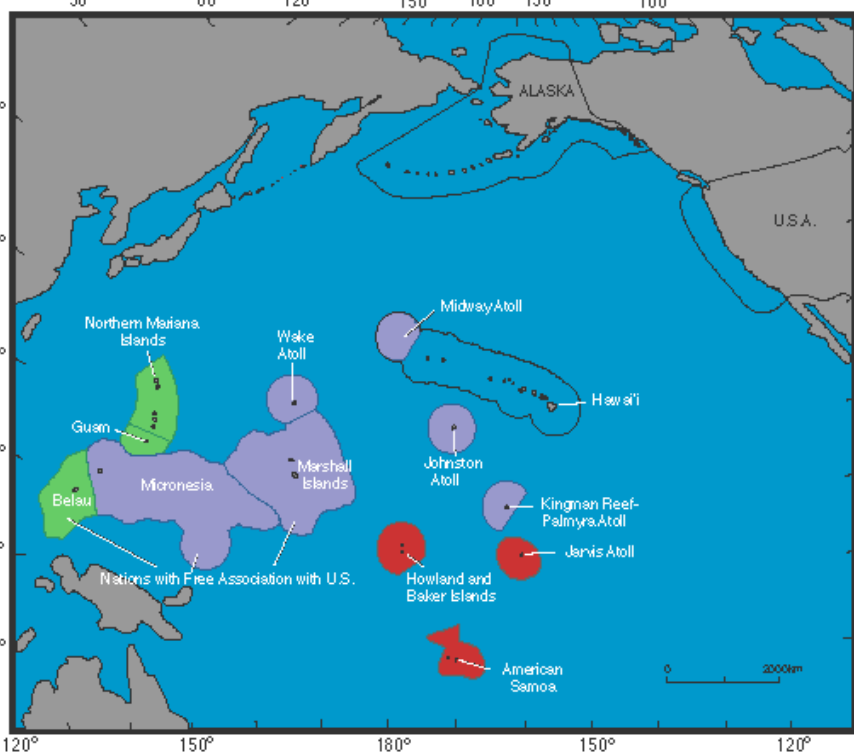
La vitesse de croissance des nodules polymétalliques est extraordinairement lente, de l'ordre de 1 mm par million d'années! C'est beaucoup plus lent que la vitesse de sédimentation des sédiments océaniques sur lesquels on les observe et cela pose évidemment le problème de leur présence en surface. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer ce paradoxe: dissolution-reprécipitation à l'interface eau-sédiment; érosion des sédiments par des courants de fond; migration des nodules vers la surface par l'effet de la bioturbation. Le mécanisme de formation des nodules lui-même est encore peu connu: précipitation sous l'effet de conditions oxydantes (arrivée d'eaux oxygénées); activité bactérienne (ce seraient dans ce cas des "oncoïdes Fe-Mn"); recyclage et remontée en surface de solutions formées dans des zones plus réductrices du sédiment. Signalons enfin que beaucoup de nodules montrent des signes de déplacement (orientation préférentielle, cassures, granoclassement,...)



oolithe avec
nucleus en
chamosite
et cortex en
hématite



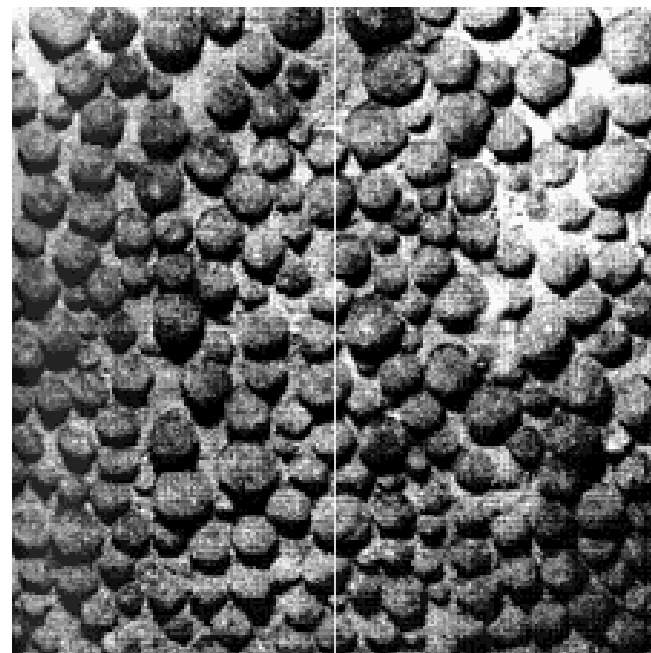
sable avec
grains de
glauconite



LEGEND

- Crusts: cobalt, titanium, rare-earth elements, zirconium, nickel, platinum
- Nodules: nickel, copper
- Sulfides: gold, silver, lead, zinc
- Not analyzed

nodules de Fe et de Mn



C. LES ROCHES PHOSPHATEES

Les dépôts sédimentaires de phosphate ou **phosphorites** sont des ressources naturelles importantes. Les phosphates sont un des constituants principaux des fertilisants et sont utilisés de manière intensive par l'industrie chimique. Les phosphorites contiennent des quantités élevées d'éléments tels que l'uranium, la fluorine, le vanadium et sont souvent associées à des mudstones riches en matière organique (sources potentielles d'hydrocarbures).

Le phosphore est un des éléments essentiels de la vie et il est présent dans toute les matières vivantes. **Il est le constituant majeur dans le squelette et les os de tous les Vertébrés et des parties dures des Invertébrés.**

Dans l'environnement marin, le phosphate est un nutriment important qui contrôle la productivité organique. Le phosphate est concentré dans les eaux côtières et les estuaires ainsi que dans les eaux des bassins anoxiques.

La plupart des roches sédimentaires contiennent quelques % de phosphate sous la forme de grains d'**apatite** $[\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})]$ de fragments d'os ou de coprolithes. Les dépôts de phosphate sédimentaire sont relativement rares et comprennent:

- des phosphorites stratifiées ou nodulaires où l'upwelling et la productivité organique ont joué un rôle fondamental,
- des couches de phosphorites bioclastiques et de galets où le remaniement du sédiment était primordial,
- des phosphorites sur des îles océaniques liées au guano des oiseaux.

Minéralogie

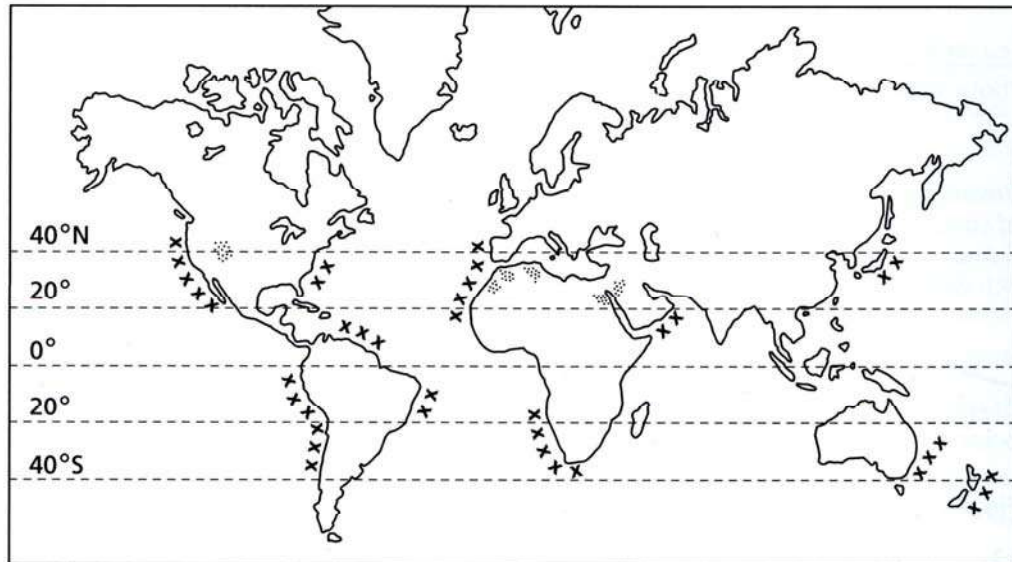
Les phosphates des roches sédimentaires sont des fluoroapatites carbonatées de formule $[Ca_{10}(PO_4,CO_3)_6F_{2-3}]$ dont deux minéraux spécifiques sont connus par diffraction aux rayons-X: la francolite et la dahllite. On utilise également à mauvais escient le terme de colophane pour des apatites cryptocristalline de composition variable.

Les phosphorites stratifiées et nodulaires

A. Les dépôts récents

Les phosphorites marines sont connues depuis l'expédition océanographique de Challenger dans les années 1870 qui remonta des nodules phosphatés découverts sur les fonds marins principalement sur les parties externes des plateformes continentales, sur les pentes et sur les flancs des canyons sous-marins pour des profondeurs comprises entre 60 et 300 m.

Distribution of marine phosphorites, although in many cases the deposits are not actually forming at the present time. Also shown are the locations of the Permian Phosphoria Formation of northwestern USA and the Cretaceous–Tertiary phosphorites of the Middle East–North Africa.

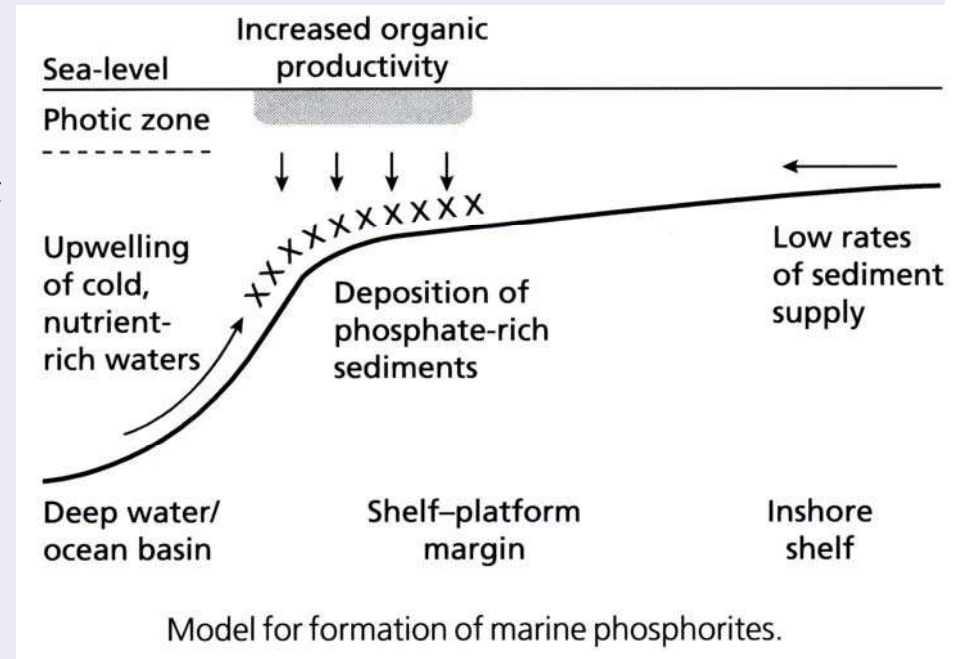


Les nodules ont des dimensions variant depuis quelques cm à plus d'un mètre et sont de forme sphérique ou en masse irrégulière. Ils contiennent des pellets et des oolithes, des débris d'os de Vertébrés et des coprolithes. La structure interne est laminaire concentrique.

Les analyses montrent que la formation des nodules remontent au-delà de l'Holocène voire au Miocène pour la plupart des sites hormis le gisement qui borde les côtes du Pérou et du Chili, de l'Est de l'Australie et de la Namibie.

B. Origine des phosphates marins

Le mécanisme de formation des phosphorites nodulaires suggère que les eaux froides riches en nutriments remonteraient depuis les profondeurs vers la surface (mécanisme d'upwelling). Les courants d'upwelling induisent une productivité organique élevée et la croissance du phytoplancton dans les eaux de surface, ce qui conduirait à la formation de sédiments riches en matière organique (et donc enrichi en phosphates) et d'eaux anoxiques au dessus du fond marin. Une mortalité massive des poissons se produirait dans les zones d'upwelling en relation avec la présence d'eau empoisonnée par les blooms (« floraisons ») de phytoplancton. Les os et la matière organique riche en phosphate s'accumuleraient pendant ces évènements sur les fonds marins.



Les upwellings sont caractéristiques des marges continentales de moyennes latitudes et sont contrôlés par les systèmes atmosphériques de haute pression. On connaît cinq zones côtières d'upwelling localisées dans les parties ouest des zones continentales. Des upwellings plus localisés existent également dans les zones à topographie irrégulière du fond marin et en réponse à des circulations de courants régionales.

Les dépôts de phosphorites se situent à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres dans des eaux peu oxygénées. Un taux faible de sédimentation, la présence d'oxygène et l'activité bactérienne vont permettre de relâcher le phosphore de la matière organique. Ces gisements se forment dans les successions condensées. Le remaniement des éléments non phosphatisés par les courants océaniques et les tempêtes les plus fortes contribuent à enrichir le dépôt en phosphates.

C. Les séries de phosphorites anciennes

On connaît plusieurs épisodes de dépôts phosphatés d'extension globale depuis le Précambrien et plus particulièrement au Cambrien, au Permien, à la transition Crétacé-Tertiaire et au Miocène-Pliocène.

Le gisement le plus connu est celui de la Formation Phosphoria (Permien) des USA qui couvre 350 000 km² avec une teneur de 36% en P₂O₅.

Les gisements de phosphates correspondent à des périodes de haut niveau marin ou à tout le moins d'épisodes transgressif en climat chaud.



Nodules phosphatés

Vietnam

**France, Lot
>70 %**



Les phosphorites bioclastiques et couches de galets

Des fragments squelettiques de Vertébrés sont concentrés localement pour former des « couches d'ossements » [*bone beds*] provenant de poissons. Le mécanisme à la base de la concentration de ces os correspond aux remaniements par les courants et les vagues ainsi que la séparation du matériel le plus fin de telle sorte que les grains phosphatés restent sur place sous la forme d'un dépôt de graviers [*lag deposits*]. Les environnements de dépôts correspondent les zones de plateformes et du rivage, les chenaux fluviaux et intertidaux. Associés à ces bone beds, on a souvent des coprolithes en colophane.

Dans l'enregistrement géologique, deux bone beds sont connus: celui du Silurien (le Ludlow Bone bed) et celui du Trias (Rhaetic Bone bed en Grande Bretagne). Plus proche de nous, le bone bed (niveau graveleux) de la Formation de Mortinsart (Rhétien), visible en Gaume, dans la coupe de Grendel.

En lame-mince, les débris bioclastiques phosphatés apparaissent en jaune-clair à brun avec des microstructures (canaux, lignes de croissance) et un caractère isotrope.

Référence: Duffin C.J. & Delsate D. (1993). The age of the Upper Triassic vertebrate fauna from Attert (province of Luxembourg, Belgium). Service Géologique de Belgique, Professional Papers, 264, 33-44.

Les phosphorites de guano

Les déjections d'oiseaux et dans une moindre mesure celles des chauves-souris peuvent former des dépôts phosphatés significatifs d'un point de vue économique. Le lessivage du guano frais laisse un résidu insoluble composé de phosphate de calcium. Des processus pédogénétiques aboutissent à la formation de sols indurés phosphatés [*phoscrete*]. Les accumulations de guano sont connues dans les îles du Pacifique.

La percolation de solutions dérivées du guano peut permettre la phosphatisation des carbonates sous-jacents. Certaines îles ont d'ores et déjà été exploitées plus ou moins de manière intensive pour ces gisements de phosphate.



Exploitation minière de phosphate sur l'île de Nauru



Juan-de-nova
île France (près de Madagascar)
Exploitation de guano avant 1953



D. LES ROCHES SILICEUSES

Les américains utilisent le mot **chert** comme terme générique pour qualifier l'ensemble des roches siliceuses massives à cassure conchoïdale, constituées de calcédoine fibreuse, d'opale amorphe ou de quartz microcristallin d'origine biochimique, volcanique, inorganique ou hydrothermale.

En Europe, ce terme s'applique aux **concrétions, nodules et lits siliceux intercalés dans les calcaires ante-Crétacé**.

En Belgique, on l'utilise **uniquement pour les accidents siliceux des roches paléozoïques**.

Le mot **silex** [*flint*] est réservé aux accidents siliceux de la craie mésozoïque.

La **porcelanite** se rapporte à des roches siliceuses à grain fin, de texture comparable à celle de la porcelaine non vernie.

La **jaspilite** correspond à des cherts rouges (ou jaspes dont la couleur est liée à la présence d'hématite disséminée) interstratifiés avec des formations ferrifères du Précambrien.

On pourrait utiliser comme terme général englobant toutes les roches siliceuses le mot « **silicite** ».

Les silicites (ou cherts au sens large) sont généralement subdivisées en deux grandes catégories: les silicites nodulaires et les silicites litées.

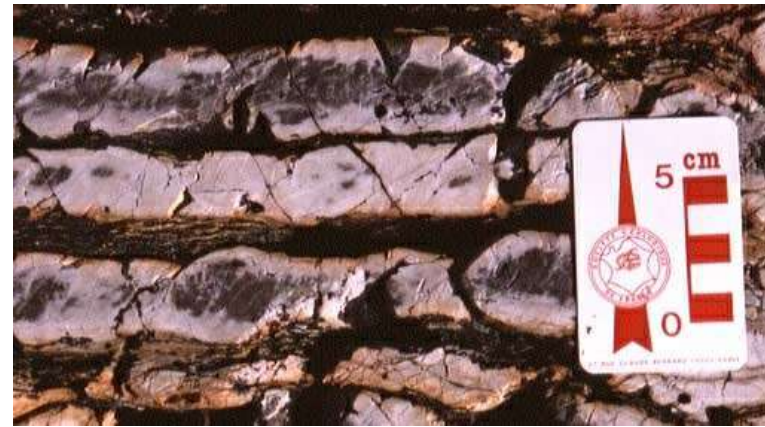
- Les **silicites litées** sont généralement considérées comme primaires et seraient les équivalents des boues océaniques actuelles à diatomées et radiolaires qui couvrent de larges zones des fonds océaniques,

- Les **silicites nodulaires**, fréquentes dans les calcaires et, dans une moindre mesure, les shales et les évaporites, seraient elles d'origine diagénétique.

Les sédiments siliceux s'observent en milieu marin aussi bien que lacustre.

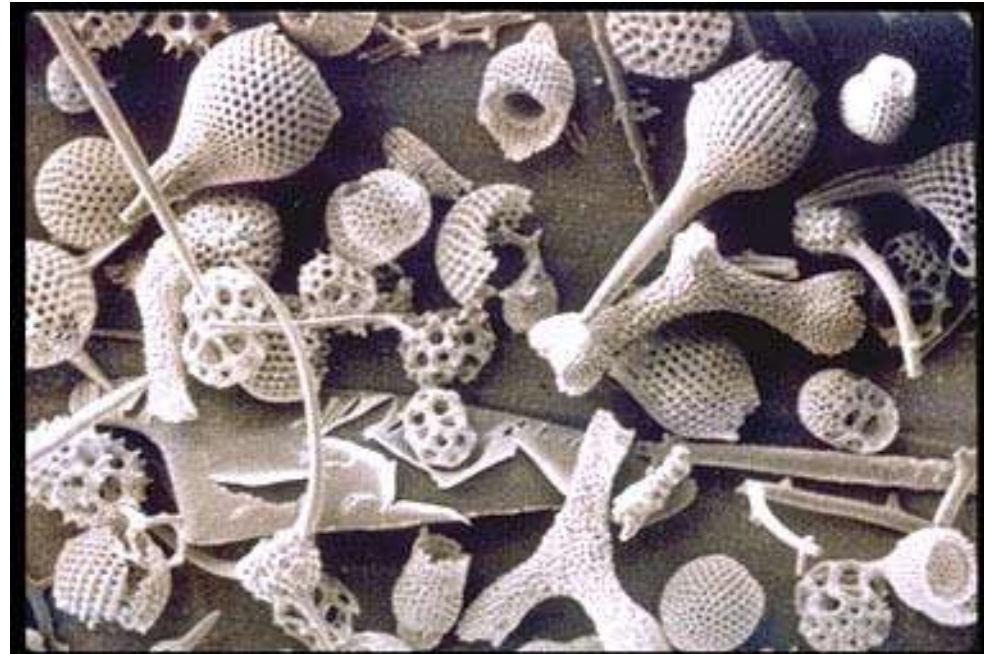


Radiolarites
(bancs de jaspe)
Sultanat Oman



Radiolarite
Yukon, Canada

Radiolaires
quelques centaines
de microns de long



Pétrographie

Les cherts (s.l.) comprennent quatre sortes de silice: le microquartz, le mégaquartz, les formes fibreuses et l'opale:

- le **microquartz** consiste en cristaux équigranulaires de quartz, de quelques microns de diamètre. Ils se forment à partir de solutions impures, sursaturées en silice dissoute;
- le **mégaquartz**, comme son nom l'indique, est constitué de cristaux beaucoup plus grand, dépassant 20 μm et montrant des formes cristallines bien développées. Ces cristaux réguliers apparaissent lorsque les solutions siliceuses sont diluées et pauvres en cations;
- les formes fibreuses (terme général: **calcédoine**) où les cristaux ne sont plus individualisables au microscope optique et s'empilent pour former des fibres. Elles comprennent plusieurs espèces suivant les caractères optiques:
 - la **quartzine**, à allongement positif, dont les fibres forment des sphérolites ou des éventails (divergence des fibres à partir d'un point); on observe la quartzine en remplacement des évaporites, mais aussi dans les cavités et dans de nombreux autres types de silicification;
 - la **lutécite**, dont les fibres, groupées en faisceaux, ont un allongement positif et se rejoignent, non pas en un point central mais suivant des droites, en dessinant des chevrons; l'extinction est oblique; on la rencontre essentiellement en produit de remplacement des sulfates;
 - la **calcédonite** est fibreuse comme les précédentes, mais possède un allongement négatif. Elle semble se former en l'absence d'ions $(\text{SO}_4)^{2-}$;
 - la **lussatite**: il ne s'agit plus ici exactement d'une forme fibreuse du quartz, mais plutôt d'une opale dotée d'une certaine cristallinité (opale-CT, voir ci-dessous). Au microscope, elle montre un indice faible, voisin de 1,45, un aspect fibreux, une biréfringence très faible, une extinction droite et un allongement positif.

- l'**opale** est une forme amorphe et hydratée de la silice (contenant jusqu'à 10% d'eau), constituant le squelette des diatomées, des radiolaires et des spicules d'hyalosponges. L'opale est métastable, de sorte que son abondance décroît au cours du temps: elle est absente des roches paléozoïques. L'opale biogénique amorphe (appelée opale-A) se transforme au cours du temps en opale-CT, déjà cristalline (il s'agit d'un interstratifié cristobalite/tridymite), puis en quartz et calcédoine.

- la **lechatelliérite**, forme amorphe assez rare, se rencontre dans les roches quartzueuses vitrifiées par l'impact de la foudre (**fulgurites**) ou par les impacts de météorites. On en observe aussi dans les geysérites.

Géochimie

La solubilité des différentes formes de silice est variable. La silice biogénique est très peu stable et possède une solubilité de 50 à 80 ppm à 0°C, atteignant 100 à 140 ppm à 25°C. La forme la plus stable, le quartz, est aussi la moins soluble des formes de silice: 6 à 14 ppm. Les calcédoines sont intermédiaires entre la silice biogénique et le quartz, mais plus proches du quartz. L'opale a une solubilité variable, supérieure aux calcédoines et inférieure à la silice biogénique dès qu'une organisation cristalline apparaît.

L'eau de mer est très nettement sous-saturée par rapport à la silice (environ 1 ppm). La silice amenée par les eaux fluviales (altération continentale des feldspaths), fournie par l'altération sous-marine des basaltes et injectée directement par l'hydrothermalisme est immédiatement utilisée par les organismes. Ceci se marque notamment dans la variation de la concentration de la silice dans l'océan en fonction de la profondeur: moins de 1 ppm dans la zone photique, jusqu'à 11 ppm au-delà de 2 km de profondeur.

La solubilité de la silice dans l'eau n'est que très peu influencée par le pH entre 2 et 9, bien qu'elle soit un peu plus soluble en milieu acide qu'en milieu faiblement alcalin. En solution fortement basique par contre, sa solubilité croît considérablement: elle atteint 4000 ppm à pH 11, par exemple (cas de certains lacs évaporitiques). Mais tout ceci n'est vrai qu'à nature d'ion constante.

La silice se dissout si le carbonate précipite et vice-versa: ceci explique la disparition très rapide des spicules d'éponges dans les récifs carbonatés.

Les silicites (cherts et silex) lités

Les boues à radiolaires et à diatomées s'accumulent actuellement sur les fonds océaniques, sous les zones de haute productivité organique des eaux de surface (grâce aux upwellings). Les boues à diatomées sont typiques des hautes latitudes, tandis que les boues à radiolaires s'observent en zone équatoriale.

L'accumulation de tests siliceux est importante dans les zones où les sédiments siliceux ne sont pas dilués par un apport en carbonates et/ou en terrigènes, c'est-à-dire loin des embouchures fluviales et sous la CCD (4,5 km). Des équivalents anciens de ces boues siliceuses, sous la forme de cherts lités, sont fréquemment observés. Dans ces cherts, les radiolaires sont mal conservés et on ne remarque généralement plus que quelques moules de tests, emplis de mégaquartz, isolés dans une matrice de microquartz. Certains de ces cherts lités montrent un granoclasement et des laminations entrecroisées ou planes parallèles. Il s'agit dans ce cas de turbidites remaniant des boues siliceuses provenant de zones en surélévation.

Les cherts lités sont souvent associés avec des pillow lavas, des black shales, des ophiolites, ou encore des turbidites siliciclastiques ou carbonatées, suivant le contexte paléogéographique général.

Les silicites (Cherts et silex) nodulaires

Ces accidents siliceux sont fréquents dans les carbonates. Il s'agit de nodules, de rognons siliceux, généralement concentrés le long de certains plans de stratification. Ces nodules peuvent être coalescents et former des bancs, ressemblant dès lors aux cherts lités. On observe ces nodules aussi bien dans des calcaires de plate-forme que dans des calcaires pélagiques.

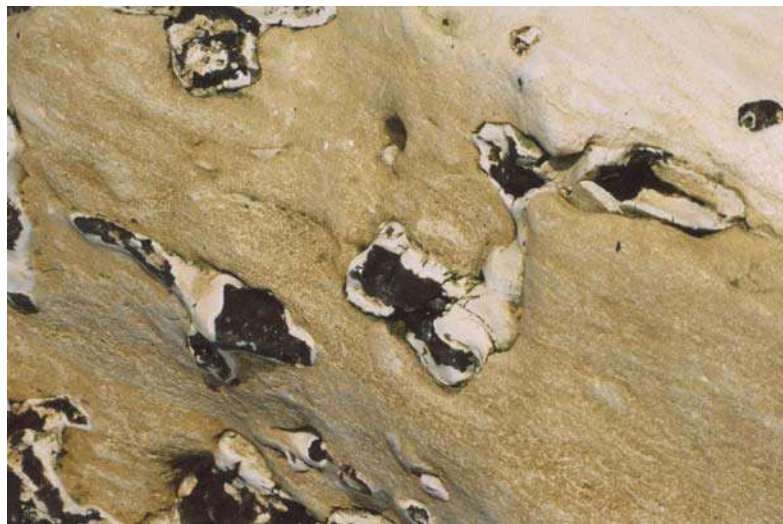
Diverses hypothèses ont été émises quant à leur origine. On considère généralement que la silice disséminée dans le sédiment (spicules en environnement peu profond, radiolaires en environnement pélagique,...) se dissout et précipite sous la forme d'opale-CT à proximité de germes de croissance (fossiles, grains détritiques) dans des zones favorables (terriers, souvent). La transformation diagénétique de l'opale en microquartz et calcédoine se fait ensuite progressivement de manière centripète. On a remarqué aussi que le microquartz remplace les carbonates, tandis que la calcédoine et le mégaquartz sont plutôt des remplissages de cavités.

Silicites non marines

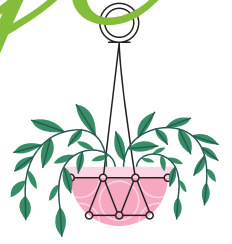
Des sédiments siliceux peuvent se former en milieu lacustre, par exemple par accumulation de diatomées (diatomites), ou encore par évaporation d'eaux riches en silice dissoute (eaux à $\text{pH} > 9$).



**Etretat, France
Falaise de craie et
rognons de silex
en bancs stratifiés**



Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

