

SÉDIMENTATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

33

CHAPITRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Productivité primaire, production nouvelle, production exportée.
- ▶ Bitume, kérogène, géopolymères, biopolymères.
- ▶ Diagramme de Van Krevelen, *pyrolyse rock-eval*, indices d'hydrogène et d'oxygène.
- ▶ Zone à oxygène minimum (ZOM), modèle euxinique, modèle upwelling, périodes anoxiques (OAE, *oceanic anoxic event*).
- ▶ Hydrates de méthane, BSR (*bottom simulating reflectors*).
- ▶ Houille, lignite, tourbe, cyclothèmes, bassins paraliques, bassins limniques, anthracites, graphite.
- ▶ Pétrole, roche mère, roche-réservoir, fenêtre à huile, diagenèse, métagenèse, migration primaire, migration secondaire, schistes bitumineux, ambre.

La matière organique est un constituant banal des sédiments mais l'intérêt économique de son accumulation (combustibles fossiles) mérite une étude particulière.

33.1 LA MATIÈRE ORGANIQUE CONTINENTALE

En domaine continental, la production de matière organique (MO) est principalement assurée par les végétaux supérieurs, les algues et les bactéries via leur activité photosynthétique. La MO produite est donc essentiellement localisée dans les sols sur lesquels repose la végétation. La nature de cette dernière, ainsi que la production associée sera en première approximation contrôlée par la zonation climatique latitudinale depuis les forêts équatoriales très productives aux basses latitudes jusqu'aux toundras peu productives aux hautes latitudes. L'hydrosphère continentale est également un lieu de production de MO, notamment le domaine lacustre dont on admet qu'il est en moyenne plus productif que les océans. Néanmoins, du fait d'une extension limitée (1 % de la surface océanique) et d'une variabilité extrême en termes de production, ce réservoir est peu pris en compte voire négligé dans les bilans.

La quantité de MO produite annuellement (exprimée en masse de carbone) sur les terres émergées est du même ordre de grandeur que celle produite dans le domaine marin (*fig. 33.1*) mais si l'on rapporte cette production à la surface, le domaine continental est environ sept fois plus productif. D'une manière générale, la fossilisation de la matière organique continentale au niveau des sols est

anecdotique (sauf pour les tourbières), la majeure partie étant, soit oxydée, soit transportée par érosion et ruissellement vers des zones d'accumulation comme les océans.

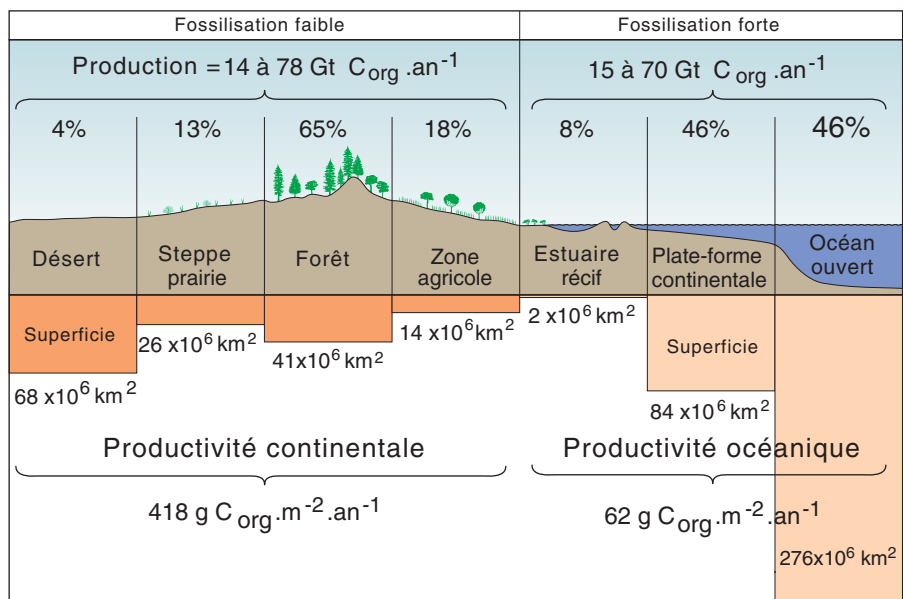


Figure 33.1 Comparaison de la production primaire en domaine continental et marin.

Si la production primaire organique est assez comparable en domaine marin et continental, il apparaît que les écosystèmes terrestres sont 6 à 7 fois plus productifs que ceux océaniques (418 contre 62 g C.m².an⁻¹). Ceci est lié à la superficie des différents domaines de production.

33.2 LA PRODUCTION DE MATIÈRE ORGANIQUE DANS L'OCÉAN

La matière organique est la plupart du temps en faible concentration dans les sédiments. En moyenne les sables et les grès en contiennent de l'ordre de 0,05 %, les calcaires 0,3 % et les argiles environ 2 %, les sédiments fins présentent systématiquement, dans tous les environnements, des teneurs en carbone organique total (COT) plus fortes. Des sédiments carbonatés contenant au moins 0,3 à 0,6 % de carbone organique et des sédiments argileux en contenant de 0,5 à 1 % sont des **roches mères** potentielles des pétroles.

Encart 33.1 – Teneur en MO et couleur des roches sédimentaires

En pétrologie sédimentaire, la couleur n'est pas un caractère distinctif des roches mais elle peut apporter des renseignements sur les conditions physico-chimiques de l'environnement de dépôts. Ainsi la teneur en MO influe sur la teinte des sédiments et des teneurs de l'ordre du pour cent suffisent pour donner une couleur gris sombre ou noire aux sédiments. Plus générale-

ment, les conditions d'oxygénation (ou de réduction) de l'environnement de dépôt influencent la couleur des sédiments en favorisant la dégradation/préservation de la matière organique et la présence/absence de phases d'oxy-hydroxyde de fer et de manganèse (fig. 33.2).

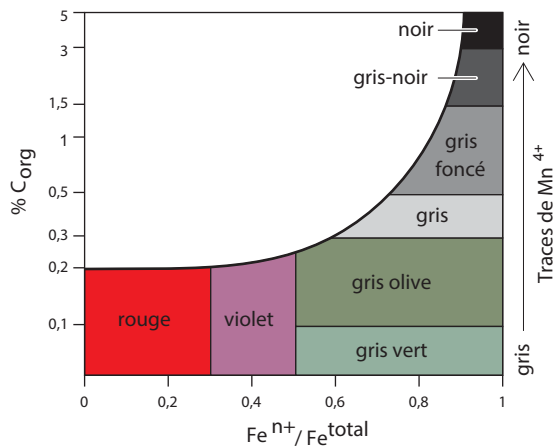
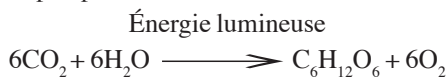


Figure 33.2 Évolution de la couleur des sédiments en fonction des teneurs en carbone organique et du caractère réducteur de l'environnement.

D'une façon très schématique, on peut dire que les sédiments de couleur noire et gris foncé correspondent à des environnements euxiniques et anoxiques (0 à 0,2 mL/L de O₂), les sédiments gris clair et verts à des environnements dysoxiques (0,2 à 1 mL/L de O₂), les sédiments vert clair à rouge à des environnements oxiques (> 1 mL/L de O₂).

La photosynthèse est le processus fondamental de production de matière organique à partir de l'énergie lumineuse, de l'eau et du CO₂. Les réactions sont complexes mais peuvent se résumer, en prenant le glucose comme exemple, par la formule :



La production annuelle de MO (**productivité primaire**) dans la nature actuelle est estimée entre 3 et 15 · 10¹⁰ tonnes de carbone organique, réparties en proportion pratiquement égale entre les continents et les océans. De façon un peu identique à ce que nous avons vu pour la silice, la matière organique produite est généralement très rapidement recyclée et moins de 1 % de la production est incorporée dans les sédiments (fig. 33.3).

De fait, on distingue donc deux sous-cycles dans le cycle général du carbone organique :

- un **cycle biologique** à rotation rapide où se fait la production de MO principalement par photosynthèse, sa dégradation par des processus biochimiques et physico-chimiques et son recyclage dans les chaînes alimentaires. La biomasse est réduite d'environ un facteur 10 à chaque étape de la chaîne : 1 000 kg phytoplancton → 100 kg zooplancton → 10 kg crustacés → 1 kg poissons ;
- un **cycle sédimentaire**, alimenté par des fuites infimes du cycle biologique (1 %), à rotation très lente au cours duquel la MO de structure complexe va évoluer, sous l'action de l'enfouissement et de la température, vers un mélange constitué d'un résidu carboné et de molécules simples telles CH₄, CO₂, H₂O, N₂, H₂S. Les pétroles et les gaz naturels sont des sous-produits de ces transformations tandis que les charbons et la MO des schistes bitumineux en sont des résidus à différents stades.

Les eaux de surface de l'océan sont donc avant tout le siège du recyclage de la MO et la production primaire, qui est difficile à quantifier, n'a que peu d'intérêt en géologie. Les sédimentologues utilisent le concept de **production nouvelle** pour caractériser la part qui échappe au recyclage (fig. 33.3). On peut définir la production nouvelle comme le flux de carbone organique présent en dessous de la zone photique (environ 100 m). Elle se mesure assez facilement à partir de la quantité de particules organiques recueillies dans des pièges. Les zones où la production nouvelle est importante sont extrêmement étroites, il s'agit des ceintures de haute productivité (équateur, divergences subpolaires et zones d'upwellings côtiers).

Entre 100 m et le fond de l'océan, le flux vertical de particules organiques se réduit encore car la MO est décomposée dans cette tranche d'eau par des processus physico-chimiques et biologiques notamment au niveau de la **zone à oxygène minimum** (ZOM, fig. 23.11 et 33.4). La ZOM correspond, en effet, à la *profondeur où la densité de l'eau de mer est maximale. La chute des particules organiques est donc ralentie et leur oxydation favorisée.*

La proportion de MO résiduelle à une profondeur donnée est appelée **production exportée**. En géologie, c'est la production exportée sur le fond qui est importante à connaître. Enfin, une part importante de la MO sera encore détruite, à l'intérieur du sédiment, dans la zone de bioturbation. Les taux de sédimentation importants, en limitant la bioturbation, favoriseront donc la préservation de la MO dans les sédiments. En moyenne, il y a un rapport de 1 à 10 entre production primaire et nouvelle production et de 1 à 100 entre production primaire et production exportée sur le fond (fig. 33.3).

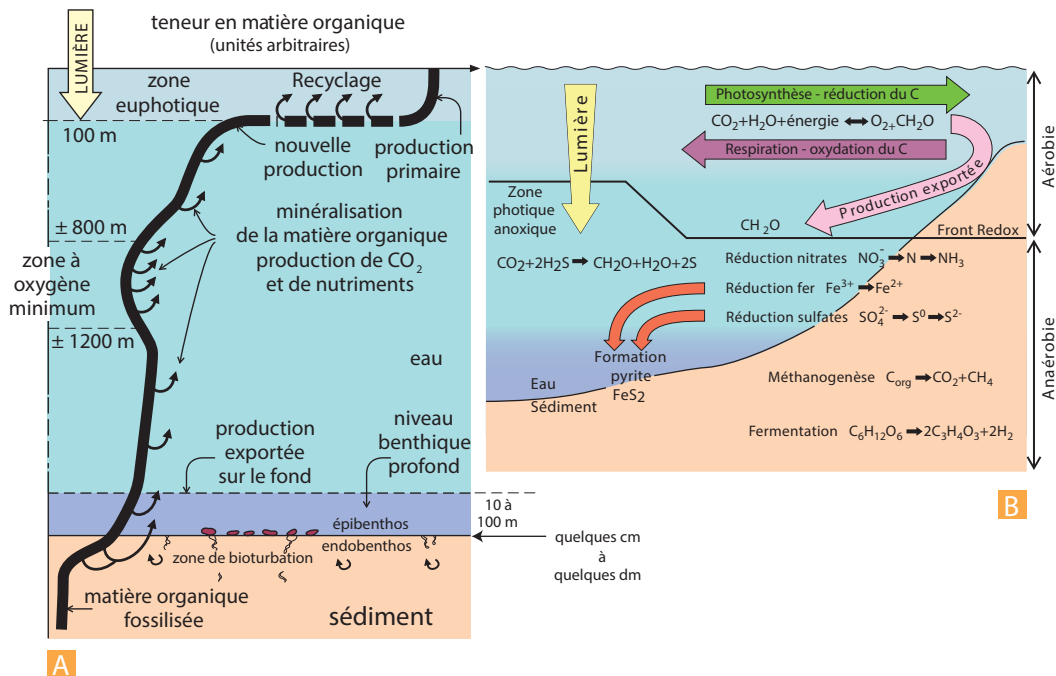


Figure 33.3 La production océanique de matière organique.

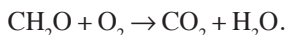
A. Évolution du flux de carbone organique dans l'océan.

B. Principales réactions (bio)-chimiques mises en jeu depuis la production jusqu'à la fossilisation de la MO.

33.3 LES MODALITÉS DE LA CONSERVATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

33.3.1 Les facteurs de la conservation

La conservation de la MO est difficile car elle se dégrade, en présence d'oxygène, directement ou grâce à des micro-organismes. Il se déroule une suite de processus complexes qu'on peut schématiser par la réaction (fig. 33.3B) :



Par analogie aux processus biochimiques se déroulant dans les sols, on parle souvent de **minéralisation de la MO**, c'est-à-dire sa transformation en substances minérales comme le CO₂. La conservation de la matière organique continentale, directement en contact avec l'air, sera donc beaucoup plus difficile que celle de la matière organique marine. Cependant, même sous une tranche d'eau oxygénée, les sédiments contiennent, à une profondeur plus ou moins grande, des **eaux interstitielles anoxiques**. À partir d'une certaine profondeur dans le sédiment, la vitesse de

consommation d'oxygène par les micro-organismes qui attaquent la MO est plus forte que la vitesse de diffusion de l'oxygène de l'eau de mer, à travers les sédiments. L'épaisseur de la couche de sédiments oxiques n'est que de quelques millimètres si le taux de sédimentation est élevé, mais elle peut se développer sur plusieurs dizaines de centimètres en cas de ralentissement de la sédimentation. L'anoxie des eaux de fond favorisera aussi la conservation de la MO en limitant la bioturbation qui remet les sédiments au contact de l'eau de mer. De plus, la dégradation de la matière organique peut continuer même dans des conditions anoxiques, grâce à des fermentations bactériennes anaérobies à partir des nitrates puis des sulfates (*fig. 33.3B*).

La **production primaire** jouera évidemment un rôle important, plus la production de MO sera importante dans la zone photique plus la probabilité d'échapper à la minéralisation sera grande pour la MO.

Ainsi on admet qu'il faut atteindre un seuil de production de l'ordre de $100 \text{ g/m}^2/\text{année}$ pour qu'une part conséquente (en moyenne 20 %) de la MO puisse échapper au recyclage dans la zone photique et participer à la **production nouvelle** (*fig. 33.3A*).

Le rendement de la production primaire dépend de facteurs climatiques (température et lumière) et de facteurs d'environnement comme la teneur en CO_2 et en nutriments (nitrates, phosphates et oligoéléments). Dans les zones où les nutriments sont abondants (estuaires, plateaux continentaux et zones d'upwelling), il peut exister de véritables explosions, saisonnières ou non, de la productivité planctonique (*blooms*).

La production globale actuelle de l'océan est en moyenne de l'ordre 30 gigatonnes ; on estime que la moitié, voire les deux tiers, proviennent de ces zones de hautes productivités qui ne représentent que moins d'un tiers de la surface de l'océan.

Il existe donc une relation complexe entre l'anoxie et la matière organique puisque le déficit du milieu de sédimentation en oxygène est une condition favorable à la conservation de la MO tandis qu'une forte production entraîne le développement de conditions anoxiques (ZOM) lors de la destruction (oxydation) de la MO (*fig. 33.4B*).

33.3.2 Les modèles de milieux à préservation de MO

Trois grands types de configurations semblent permettre une accumulation de MO (*fig. 33.4*).

a) Le modèle euxinique

Le terme euxinique vient d'Euxenos Pontos (Pont-Euxin), nom grec de la mer Noire, où la productivité de surface n'est que moyenne mais où il règne des conditions réductrices sur le fond. Ce modèle s'applique à des bassins fermés ou à communications difficiles avec l'océan ouvert ; c'est le cas de la mer Noire (*fig. 33.4A*), de la baie de Kaoe (Insulinde), de certains fjords, pour la nature actuelle ou de la Méditerranée Orientale au Quaternaire.

Dans la mer Noire, les eaux sont stratifiées par densité. En surface, elles sont oxygénées et dessalées (17 ‰, apports des grands fleuves). Les eaux de fonds, plus salines (23 ‰), résultent des apports de la Méditerranée à travers le Bosphore. L'anoxie se développe à partir de – 200 m et l'on observe des sédiments sombres laminés (absence de bioturbation) contenant des teneurs en COT de l'ordre de 5 %. Ce régime s'est progressivement installé entre – 5 000 et – 1 000 ans, au cours de la remontée du niveau marin (déglaciation) qui a permis le rétablissement des communications entre la Méditerranée et le lac (oxygéné) préexistant à la mer Noire.

Les *sapropèles* que l'on trouve dans les sédiments quaternaires de la Méditerranée Orientale auraient la même origine. Ils correspondent à des phases cataglaciaires où une stratification des eaux était réalisée par les apports du Nil, soumis à un régime de mousson dans sa haute vallée, et dont les eaux douces s'étaient en surface de la Méditerranée.



Voir encart 24.3



Voir fig. 36.29

Sur le terrain, les premiers sapropèles apparaissant en Méditerranée centrale peuvent être observés sur la coupe de Punta Piccola (Sicile, fig. 33.4 D). Ces niveaux sont caractérisés à la fois par de relativement fortes concentrations en MO mais aussi par des phases minéralogiques riches en Mn (kutnohorite) caractéristiques d'un milieu hautement réducteur.

Dans un modèle euxinique, l' H_2S , produit par les bactéries sulfato-réductrices, apparaît dans la colonne d'eau alors qu'habituellement il n'est présent que dans la colonne sédimentaire. Dans de tels environnements, la MO va fixer le soufre ainsi disponible (sous la forme S^{2-} , ion sulfure) augmentant ainsi la préservation de la matière organique face à la dégradation bactérienne : c'est le principe de sulfuration de la MO.

b) Le modèle à couche d'oxygène minimum

C'est un modèle de production moyenne et d'anoxie partielle sur le fond applicable aux domaines océaniques ouverts. On peut en trouver des exemples dans le golfe du Mexique ou dans l'océan Indien (fig. 33.4B). Au niveau de la ZOM, l'oxygène a été consommé par la décomposition microbienne des particules organiques. Cette masse d'eau, qui n'a pas de contact avec l'air, ne peut renouveler son oxygène que par échange avec les masses d'eau avoisinantes. La rigueur de l'anoxie dépend de l'âge de la masse d'eau (plus une eau profonde est ancienne, plus elle est appauvrie en O_2), de l'intensité des courants et de la productivité de surface. Des sédiments laminés anoxiques se développent sur les fonds baignés par la ZOM. On trouve ainsi dans le golfe du Mexique des sédiments contenant entre 1 et 1,5 % de COT vers - 500 m de profondeur. Il faut toutefois noter que, dans l'océan actuel, la ZOM se développe surtout entre - 800 et - 1 200 m, profondeurs peu favorables à l'accumulation sédimentaire. L'application de ce modèle aux concentrations fossiles de MO suppose donc une extension de la ZOM par ralentissement des circulations (voir § 33.3.4).

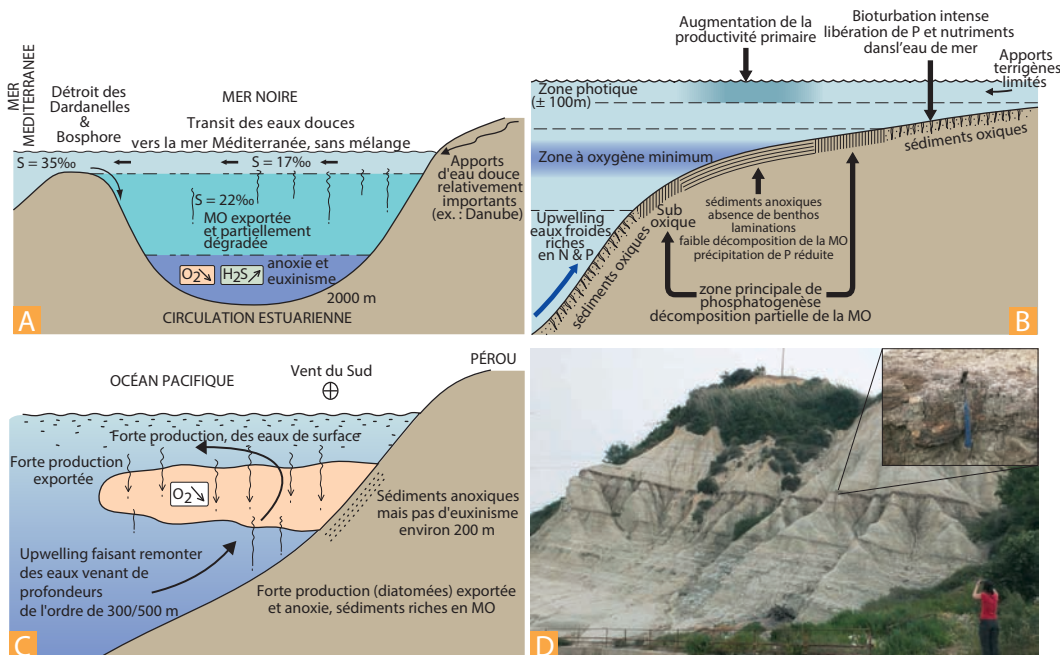


Figure 33.4 Les différents modèles de milieux marins favorables à la fossilisation de la matière organique.

- A. Modèle euxinique.
- B. Modèle à zone à oxygène minimum.
- C. Modèle d'upwelling.
- D. Niveaux de sapropèles du Pliocène supérieur (coupe de Punta Piccola, Sicile, photo M. de Rafélis).

c) Le modèle d'upwelling

Il permet la préservation de MO grâce à une productivité de surface forte à très forte malgré des conditions oxydantes sur le fond. La marge du Pérou ou de la Namibie, en fournissent un bon exemple (fig. 33.4C).

Le régime des vents alizés permet le développement d'un système d'upwelling (remontée d'eaux froides riches en nutriments) et les conditions locales conduisent au dépôt de sédiments riches en MO (jusqu'à 10 % de COT), accompagnés de précipitation de sulfures (Fe, Pb, Zn) et associés à des dépôts de phosphates. Il y a conjonction de plusieurs facteurs :

- une productivité élevée sur toute la marge (production moyenne 1,1 g/m²/jour de COT avec des pointes à 2 g/m²/jour de COT dans les zones d'upwelling intense) ;
- un système de courants et une topographie des fonds permettant l'accumulation des sédiments terrigènes ;
- une décarbonatation des sédiments pélagiques du fait de la libération d'une quantité importante de CO₂ par l'oxydation de la MO.

C'est dans ces environnements que sont observées les plus fortes teneurs en carbone organique des sédiments récents, jusqu'à 15 ou 20 % dans les sédiments des marges namibienne, péruvienne ou arabique.



Voir fig. 23.18

33.3.3 La matière organique et les fluides dans les marges océaniques : les hydrates de méthane

Les potentialités de piégeage d'hydrocarbures au sein des marges stables sont importantes et le domaine profond peut constituer un réservoir énergétique considérable pour l'avenir. La découverte d'émissions de fluides froids (riches en méthane) et de volcans de boue (associés à des dépôts comme la barytine) a fait prendre conscience de l'existence de connexions par les fluides entre le continent et le pied des marges actives ou passives. Une avancée essentielle des années 1980 fut la découverte des **BSR (bottom simulating reflectors)** : réflecteurs sismiques parallèles au fond de la mer signalant la présence d'hydrates de gaz, c'est-à-dire de méthane et de molécules d'eau sous forme cristalline solide, en raison de la pression élevée et de la faible température (2 °C). L'origine de ce méthane est soit primaire (production par les bactéries *in situ*), soit secondaire, migration de méthane depuis des roches-mères plus profondes.

Les effets de ces gaz sur la chimie de la colonne d'eau et sur le développement d'oasis de vie sont importants, l'oxydation du méthane en CO₂ renforce l'anoxie des eaux océaniques et facilite la conservation de la matière organique. Enfin, l'influence sur le climat d'une décharge brutale de méthane lors de la décomposition d'hydrates, par décompression en période de bas niveau marin ou par réchauffement des eaux de fond peut être importante. Il a été envisagé, en effet, que cet apport de carbone organique de l'océan vers l'atmosphère puisse modifier de façon significative la teneur en gaz carbonique de l'atmosphère et donc l'effet de serre. Un tel scénario a été envisagé pour expliquer les événements géochimiques (accident négatif du δ¹³C) de l'Aptien inférieur ou de la limite Paléocène/Éocène.



Voir fig. 36.22
A et B



Voir fig. 36.20

Encart 33.2 – Des bactéries dans la colonne sédimentaire

La mise en évidence de bactéries vivantes, au sein de la couche sédimentaire, jusqu'à des profondeurs de plus de 1 500 m et des températures de l'ordre de 110 °C, soulève deux problèmes majeurs :

- quelle part cette biomasse cachée représente-t-elle par rapport au volume total de la biosphère ?
- quel est le lien entre la production locale de méthane et la présence de ces bactéries profondes ?

33.3.4 Des périodes favorables à la préservation de la matière organique

La distribution des niveaux riches en MO n'est pas homogène dans les séries sédimentaires. Certaines périodes paraissent particulièrement propices à la sédimentation organique et à la formation de roches mères. Divers auteurs ont insisté sur la coïncidence existant entre les périodes de transgression et les périodes d'accumulation significative de MO dans les sédiments marins. Ces périodes seraient caractérisées par le développement vertical de la zone à oxygène minimum de l'océan (**périodes anoxiques** ou *Oceanic Anoxic Events*, **OAE**). Cela suppose un ralentissement des circulations océaniques et des conditions climatiques favorables à une haute productivité.

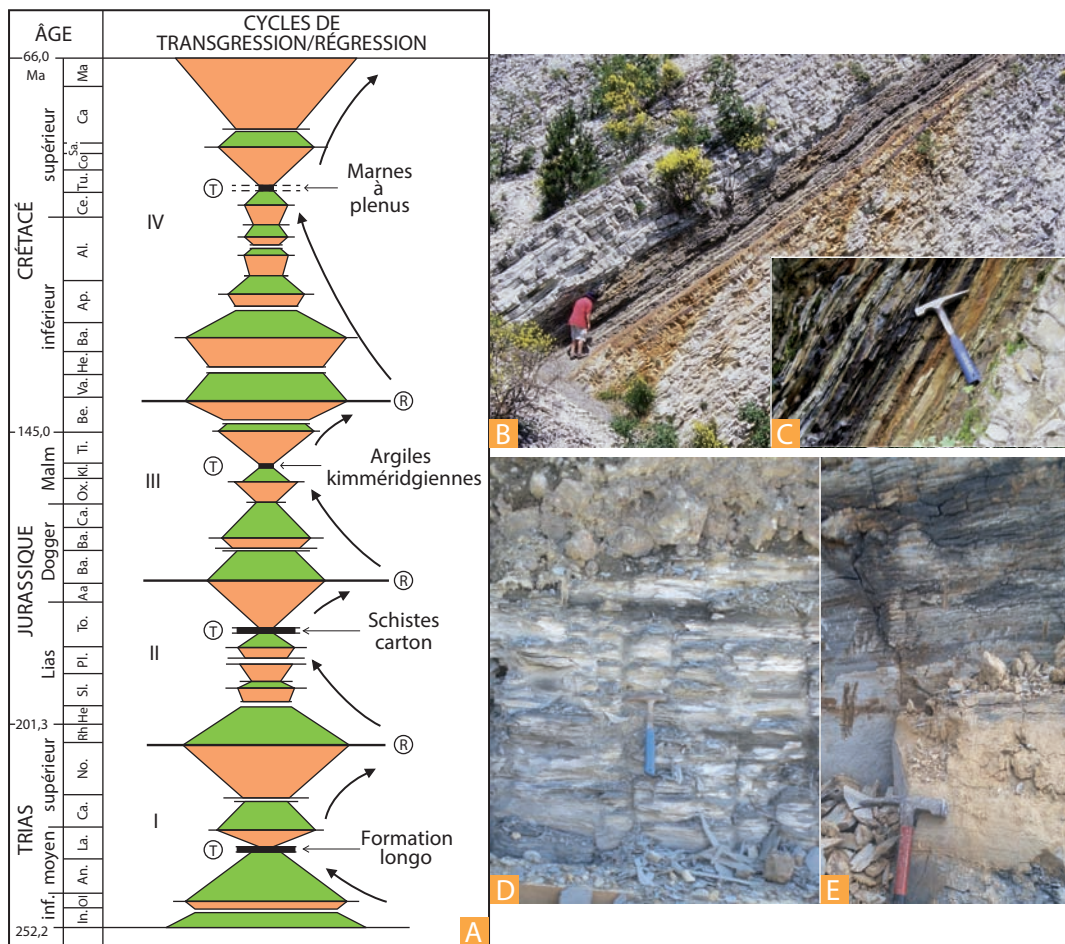


Figure 33.5 Les principaux niveaux anoxiques du Mésozoïque.

A. Position des principaux niveaux anoxiques en fonction des cycles transgression/régression (d'après T. Jacquin). R et T maxima régressif et maxima transgressif de second ordre (voir fig. 35.23). On note que les principales roches mères des pétroles sont localisées dans les maxima transgressifs.

B. L'événement anoxique de la limite Cénomanien-Turonien : niveau Bonarelli (noir) interrompant la sédimentation pélagique de la Scaglia bianca (Furlo, Marches, Italie). Ce niveau porte des noms régionaux variés : marnes à Plenus dans le Bassin de Paris, Black Band dans le Yorkshire, niveau Thomel dans le SE de la France.

C. Détail du niveau Bonarelli (Montagna dei Fiori, Abruzzes, Marches, Italie). (Clichés M. Renard.)

D. La formation des Schistes-carton (Toarcien) : coupe de Bascharage (Luxembourg).

E. Détail de la formation de Schistes-carton : coupe de Houdemont au Sud de Nancy (Meurthe-et-Moselle) (Clichés M. Hermoso).

On peut citer comme exemples (fig. 33.5) : le Toarcien, le Kimméridgien, le Valanginien, l’Aptien, l’Albien, la limite Cénomaniens/Turonien (ce niveau anoxique repère porte des noms locaux variables : Black Band dans le Yorkshire (Angleterre), niveau Bonarelli en Italie, niveau Thomel dans le Sud-Est de la France) ou Paléocène/Éocène. Le caractère global de ces événements semble évident mais l’intensité, la durée de l’anoxie et la nature des manifestations sédimentologiques associées (teneurs en COT, types ou absence de bioturbation, benthos, couleur du sédiment) sont fortement dépendantes des conditions paléogéographiques locales. Ces niveaux sont pour la plupart des roches mères de pétrole et correspondent à des maxima transgressifs de second ordre (fig. 33.5). Dans les sédiments pélagiques, une excursion positive du rapport isotopique du carbone des carbonates est contemporaine de ces événements (car la MO piège, du fait de la photosynthèse, préférentiellement l’isotope léger ^{12}C), même dans les régions où il n’y a pas de **manifestations sédimentologiques de l’anoxie**. Ceci prouve que l’ensemble du cycle océanique du carbone est perturbé au cours de ces périodes.

 Voir fig. 36.20 et 36.22

33.4 LA CARACTÉRISATION CHIMIQUE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE SÉDIMENTAIRE

Après destruction de la fraction minérale par les acides, on peut séparer une fraction (5 à 20 %) de matière organique soluble dans les solvants organiques (dont l’extrait obtenu par évaporation est appelé **bitume**) et une fraction insoluble appelée **kérogène**. Le kérogène regroupe une série de molécules de structure très complexe et de masse moléculaire très forte (**géopolymères**), se formant par remaniement biochimique (condensation, polymérisation) des débris organiques animaux ou végétaux (**biopolymères**) au cours des premiers stades de la diagenèse.

L’origine (continentale, lacustre ou marine) des kérogènes peut être déduite de leur teneur en C, H et O, selon leur position sur un diagramme H/C vs. O/C (**diagramme de Van Krevelen**) par rapport à 3 séries de référence (fig. 33.6).

Encart 33.3 – La pyrolyse rock-eval

Pour éviter des méthodes chimiques longues et coûteuses, l’industrie pétrolière a mis au point une méthode indirecte basée sur la pyrolyse de la matière organique (**pyrolyse rock-eval**). Elle permet de calculer un **indice d’hydrogène (IH)** et un **indice d’oxygène (IO)** qui sont respectivement une bonne approximation des rapports H/C et O/C de la matière organique auxquels ils peuvent se substituer pour l’établissement des diagrammes de Van Krevelen de caractérisation de l’origine de la MO (fig. 33.6).

La pyrolyse rock-eval consiste à chauffer 100 mg de roche, par paliers de 25 °C/minutes, jusqu’à 850 °C sous atmosphère inerte puis d’oxyder le carbone résiduel. On mesure le flux d’ions résultants de la destruction de la MO et la conductibilité thermique des gaz produits. Les dernières évolutions de cette méthode permettent d’atteindre des températures de pyrolyse supérieures à 1 100 °C et d’associer des mesures élémentaires telles que la teneur en soufre.

Pour la caractérisation de la MO, les **séries types de référence** sont :

- **type I** : la série des Green River Shales (Éocène, bassin de l'Uinta, Utah, États-Unis) censée représenter l'origine lacustre. Cette MO (riche en lipides d'origine algale) est caractérisée par un fort rapport H/C (donc un indice IH élevé) et un faible rapport O/C (indice IO bas). Ce type de kérogène est relativement rare ;
- **type II** : la série liasique du Bassin de Paris pour l'origine marine (phytoplancton, zooplancton et bactéries). Ce type de kérogène, à rapports H/C et O/C intermédiaires, représente la source principale de pétrole ;
- **type III** : le Crétacé supérieur du Cameroun (forage de Logbada) et le Wesphalien (Carbonifère) du nord du Bassin de Paris pour l'origine continentale. Cette MO, qui présente des rapports H/C (donc aussi des IH) faibles et des rapports O/C (et des IO) élevés, provient principalement des plantes supérieures. Elle ne génère pratiquement pas d'huile mais peut produire du gaz lors de l'enfouissement.

Il faut noter le caractère schématique de cette classification car il existe des MO à caractères intermédiaires. Ainsi, la MO marine est supposée d'origine algale (phytoplanctonique) mais on ne sait pas bien où se place, par exemple, une composante issue des radiolaires ou des diatomées. De plus dans les conditions naturelles, la MO a souvent une origine mixte. Enfin, au cours de l'évolution diagénétique (cf. charbons et pétroles), le domaine des trois séries tend à se recouvrir et la distinction des origines de la MO mature devient très délicate (fig. 33.6).

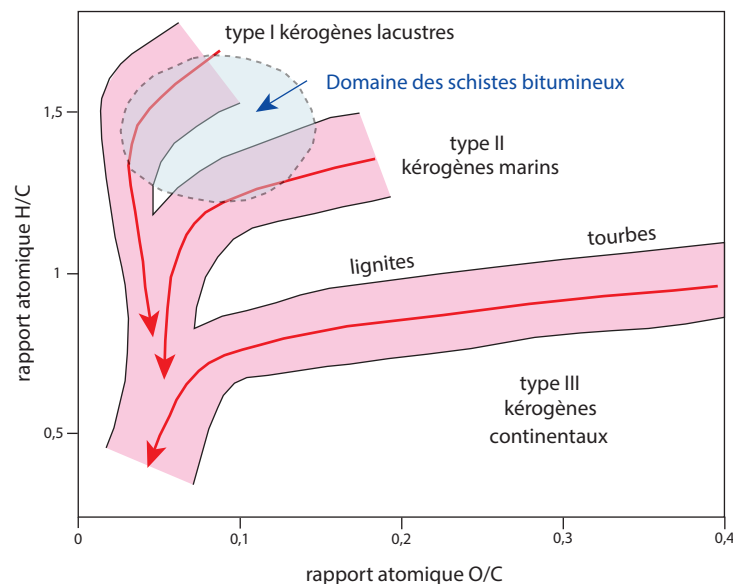


Figure 33.6 Diagramme de Van Krevelen.

La MO de type II (phyto et zooplancton, bactéries) est la source principale de pétrole. Celle de type III conduit au charbon en ne délivrant que peu d'huile. Elle peut toutefois produire du gaz par évolution thermique au cours de l'enfouissement. Les flèches rouges traduisent l'évolution de la diagenèse au cours de l'enfouissement.

33.5 LES PRINCIPALES ROCHES CARBONÉES

33.5.1 Houille, lignite et tourbe

a) Les houilles

Elles sont formées à la fois de matières organiques ayant subi une **houillification** ou **charbonisation** et de substances amorphes riches en carbone (**durain**). Les fossiles végétaux rencontrés dans les veines du carbonifère sont notamment des Sigillaires, Lépidodendrons, Calamites et Fougères représentés par leur tronc, leurs feuilles, leurs fructifications et leurs spores ou pollens.

L'accumulation de débris végétaux peut s'être réalisée de deux façons :

- Sur place (**formation autochtone du charbon**) ; on observe alors la superposition de séquences (**cyclothèmes**, *fig. 33.7*) comprenant à la base un mur schisto-gréseux à troncs encore en place (*fig. 33.8*) aux racines dichotomiques (*Stigmaria*) ; une couche de houille intermédiaire et, au toit, du grès, parfois conglomératiques, ou des schistes fins. L'alternance de ces cycles, longtemps expliquée par des pulsions de subsidence rythmiques, est beaucoup plus vraisemblablement commandée par des **variations de l'espace disponible où interviennent aussi les fluctuations eustatiques de hautes fréquences** (voir § 35.8.6), sous contrôle climatique (précession). De telles accumulations qui supposent un climat chaud, une végétation exubérante (teneur en CO₂ très supérieure durant l'ère Primaire à ce qu'elle est aujourd'hui) et une importante subsidence, pouvaient avoir lieu dans certains lacs : **bassins limniques** (Massif Central, Lorraine) ou en bordure de mer : **bassins paraliques** (Nord de la France). Les Swamps de Virginie peuvent, à l'heure actuelle, donner une image approximative de ces conditions.

Voir fig. 24.7

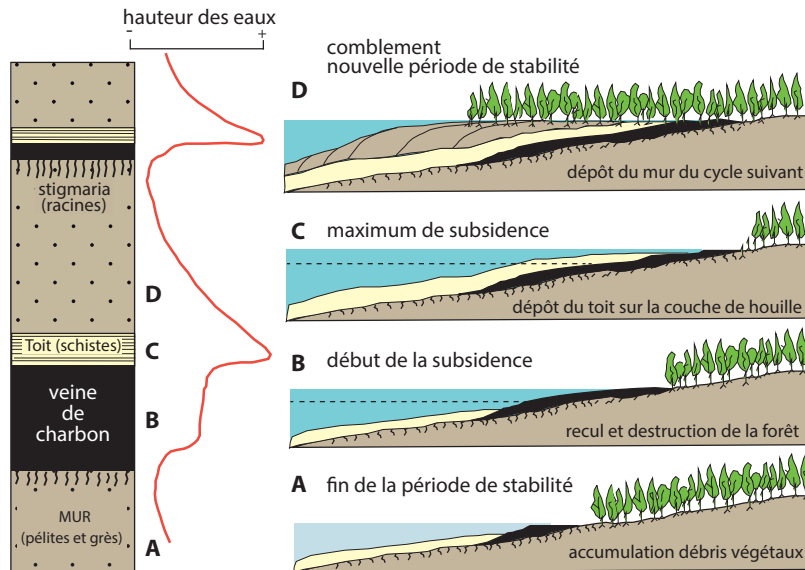


Figure 33.7 Cyclothèmes simplifiés dans les terrains houillers du Nord de la France (bassin paralique).

Les cyclothèmes (A, B, C, D), qui étaient interprétés classiquement en termes de pulsions de subsidence, sont maintenant interprétés dans le cadre de la stratigraphie séquentielle (voir chap. 35.8) en faisant jouer un rôle à l'eustatisme. La fréquence de ces cyclothèmes évoque alors un contrôle climatique orbital, de type Milankovitch, des fluctuations de l'espace disponible à la sédimentation (glacio- ou thermo-eustatisme).

- Après transport fluvial (**formation allochtone du charbon**) des végétaux et accumulation dans un delta, comme le montre la structure de certains petits bassins comme celui de Commentry, sur la bordure nord du Massif central. On y trouve alors des bancs lenticulaires livrant parfois des troncs en désordre, associés à des grès et conglomérats devenant plus fins sur les marges du gisement.

Encart 33.4 – Les processus de charbonisation

Ce sont des actions microbiennes anaérobies qui conduisent à la destruction de la cellulose et à l'enrichissement différentiel en carbone par une **dépolymérisation** (formation d'acides aminés et de sucres simples) suivie d'une **polycondensation** qui donne des acides humiques et fulviques. L'élévation de

température due à l'enfouissement favorise la charbonisation. Le stade ultime de la houillification est représenté par les **anthracites** (absence de constituants volatils, teneur en carbone 90 %). Au-delà intervient le métamorphisme qui s'accompagne d'un réarrangement structural donnant le **graphite**.

Mentionnons aussi quelques houilles de composition particulière : les **cannels-coals**, ou charbons-chandelle (ils brûlent comme une chandelle sans fumée) qui sont surtout formés de spores et de débris résineux noyés dans une pâte amorphe (sporinite) et les **bogheads** (nom écossais : tête de marécage), charbons sapropéliques (Bassin d'Autun, France) qui résultent de la charbonisation d'algues du genre **Botryococcus** (encore actuelles) et **Pila** (fossiles). Ce sont les charbons les plus riches en matières volatiles (jusqu'à 400 m³ de gaz par tonne) et dont la teneur en carbone varie de 30 à 90 %.



Figure 33.8 Sol houiller montrant des troncs encore en place qui ont été dégagés après exploitation de la houille (Glasgow fossil grove, parc Victoria, Glasgow, Écosse).

b) Le lignite

C'est une roche carbonée moins évoluée que la houille. Il en existe de nombreuses variétés, les unes à débris végétaux bien reconnaissables, les autres formées de durain, élément constitutif de la houille (richesse en carbone 70 %). Les principaux gisements français sont d'âge secondaire (Fuveau près d'Aix-en-Provence), ou tertiaire (Hostens dans les Landes). Une roche voisine des lignites, le **jais** ou **jayet**, est utilisée en bijouterie.

c) La tourbe

C'est une roche carbonée quaternaire ou actuelle, spongieuse, légère (densité inférieure à 1) où la charbonisation, peu avancée, laisse toujours apparaître des débris végétaux reconnaissables (teneur en carbone 60 %), associés parfois à des Gastéropodes d'eau douce. Elle se forme :

- soit dans les **tourbières basses** des vallées à fond plat des pays calcaires (Somme, Aisne, Oise, Jura) à partir de Mousses, Hypnes en particulier, qui meurent et se tassent à leur base pendant qu'elles se développent à la partie supérieure. L'eau y est limpide et alcaline (pH 8) ;
- soit dans les **tourbières hautes**, ainsi appelées à cause de leur profil bombé, à partir des Sphaignes qui exigent, pour proliférer, une eau acide (pH 4 à 5) et une température n'excédant pas 8 °C. On trouve donc surtout des tourbières hautes dans les montagnes et plateaux granitiques ou siliceux, ainsi que dans les régions circumpolaires.

33.5.2 Le pétrole

Le pétrole (huile de pierre) est un mélange complexe d'hydrocarbures contenant une faible quantité d'azote, d'oxygène, de soufre et d'hélium. Les composés gazeux correspondent aux 4 premiers termes des carbures d'hydrogène et constituent les gaz de pétrole ou gaz naturels C_nH_{2n+2} . Les composés solides constituent les **asphaltes** et les **paraffines**.

Encart 33.5 – La recherche pétrolière

L'existence d'un gisement de pétrole suppose la conjonction de nombreux paramètres au cours d'une histoire complexe. Il faut d'abord une préservation de matière organique au cours de la sédimentation pour réaliser une **roche-mère** (cf. supra), une maturation suffisante mais pas trop forte de cette MO au cours de l'enfouissement (**formation du kérogène**, fig. 33.6 et 33.9), migration puis piégeage du

pétrole dans une **roche-réservoir ou magasin** (fig. 33.10). La complexité de cette histoire explique que la découverte de gisement ne peut se faire maintenant que par le travail en équipe de très nombreux spécialistes (sédimentologues, géochimistes organiciens, structuralistes, géophysiciens, physiciens des milieux poreux) au niveau de grandes compagnies.

a) La genèse des pétroles

L'origine des pétroles ne fait plus l'objet de débat. Les théories **abiogéniques** n'ont plus qu'un intérêt historique car ses principaux arguments ont été réfutés. On envisageait alors l'action de l'eau sur des carbures métalliques. Les théories **biogéniques** reposent sur trois arguments principaux : la richesse en MO des sédiments, la présence de porphyrines (pigments dérivés de la chlorophylle) et le phénomène de la polarisation rotatoire que présentent les pétroles naturels (phénomène attribué aux dérivés du cholestérol).

La première condition pour leur genèse est donc l'accumulation de matière organique dans une boue sapropélique noire (**black shales**). Sous l'action de bactéries anaérobies, les lipides et les protides se transforment en hydrocarbures. Il s'agit là d'un **diagenèse biochimique** qui conduit à la formation de **kérogène** (voir fig. 33.9).

Encart 33.6 – Le kérogène

C'est un mélange de macromolécules très polymérisées contenant des chaînes à structure aliphatique conjuguées à des systèmes de noyaux aromatiques. Il est insoluble dans les solvants organiques. En même temps se forment dans les sédiments, en beaucoup plus petite quantité, du méthane d'origine biochimique (gaz des marais) et du **protopétrole**, liquide ayant l'apparence d'un pétrole lourd mais comportant surtout des acides gras, des alcools, des acides aminés, des pigments... Ce protopétrole évolue progressivement au cours de l'enfouissement en vrai pétrole par perte de l'azote, et de l'oxygène sous forme de CO_2 .

À la phase de **diagenèse** (kérogène, protopétrole, CH₄), succède la phase de catagenèse qui voit la transformation de kérogène en hydrocarbures (fig. 33.9). Elle intervient vers 1 500 à 2 000 m. Elle débute à 60 °C, s'accélère jusqu'à 100 °C (3 000 m) et diminue ensuite jusque vers 135-150 °C (4 000 m), c'est la « **fenêtre à huile** » des géologues pétroliers. Ces transformations se traduisent par la perte de CO₂, d'H₂O et de N₂ en même temps que des hydrocarbures de plus en plus légers sont libérés.

Au-delà de 150 °C (phase de **métagenèse**), ne subsistent que des gaz secs (craquage naturel) et, à la limite de destruction des gisements, du méthane qu'accompagne un carbone solide, résiduel.

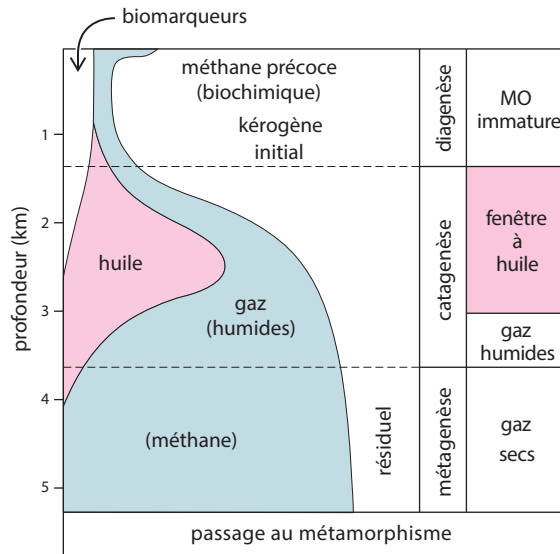


Figure 33.9 Formation des hydrocarbures au cours de l'enfouissement des roches.

Les profondeurs sont données à titre indicatif car elles sont fortement dépendantes du contexte géothermique (et donc du gradient thermique local) et de l'âge des formations. D'une manière générale, la production d'huile (ou fenêtre à huile) se développe entre 70 et 100 °C, ce qui correspond, avec un gradient géothermique normal, à un enfouissement d'environ 2 à 3,5 km.

Voir fig. 33.5D et E

Ces transformations sont très lentes : elles exigent généralement plusieurs millions d'années. Elles s'effectuent dans les interstices d'une roche qui devient feuilletée au cours de l'enfouissement : c'est la **roche-mère** du pétrole dont les schistes bitumineux permien et les schistes-carton toarciens sont de bons exemples.

b) La mise en place des gisements de pétrole

Le pétrole formé dans la phase de catagenèse s'accumule dans les parties les plus poreuses de la roche mère (**migration primaire**). Ensuite, à cause de sa faible densité, de sa non-miscibilité à l'eau et de sa volatilité, le pétrole a tendance à migrer dans les zones superficielles et à s'échapper à l'air libre (**migration secondaire**). Pour qu'il soit conservé, il faut au minimum deux conditions : l'existence d'un **toit** imperméable qui arrête son ascension, et celle d'une **roche poreuse** susceptible de le retenir. Cette **roche-magasin** est le plus souvent un sable, un grès, un calcaire grainstone (porosité primaire) ou dolomitique (porosité secondaire voir dolomitisation, chap. 34.3.4 b). Les meilleurs pièges à pétrole sont constitués par les anticlinaux à grand rayon de courbure, les zones de failles inverses, les discordances angulaires et dans certains cas les diapirs (fig. 33.10).

Voir chap. 34

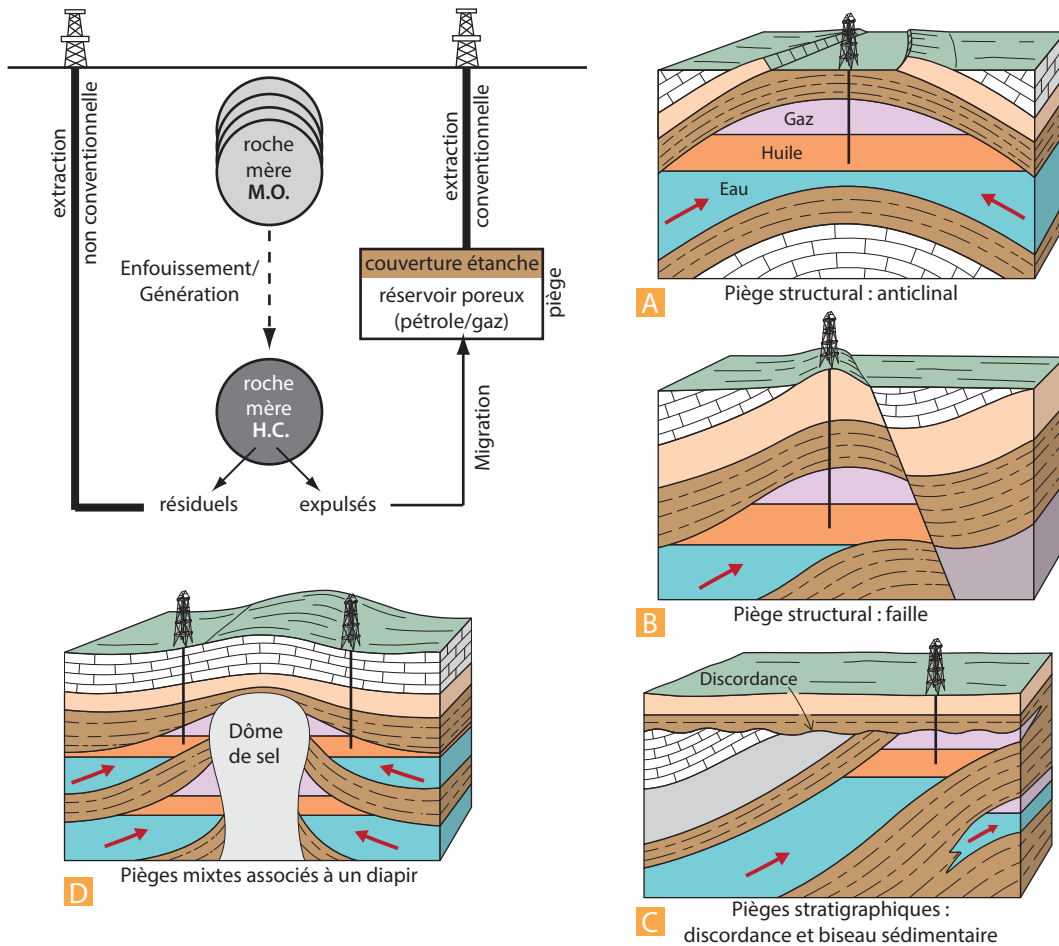


Figure 33.10 La formation et piègeage du pétrole.

La roche mère riche en MO évolue progressivement lors de l'enfouissement vers une roche à hydrocarbures (H.C) qui peuvent rester sur place (gaz de schistes ou de roches mères) ou être expulsés et migrer (gaz et pétrole) vers une roche réservoir. Le terme de « non conventionnel » utilisé la plupart du temps pour caractériser les hydrocarbures de type gaz de roches mères est un abus de langage, c'est la technique d'extraction qui n'est pas conventionnelle (hydro-fracturation) et non la ressource (voir encart 33.7). Les figures A à D présentent les principaux types de pièges ou réservoirs de pétrole brut.

c) Autres hydrocarbures fossiles

► Les schistes bitumineux, gaz de schistes ou de roches mères

Les schistes bitumineux ne sont la plupart du temps ni schisteux ni bitumineux, ce sont des laminites organiques à structure varvée qui contiennent, une certaine proportion de kérogène. Par distillation à l'abri de l'air, vers 500 °C, ils donnent de 40 à 150 litres de pétrole liquide par tonne. Les schistes bitumineux constituent une source potentielle d'hydrocarbures dont les ressources excèdent largement celles disponibles dans les gisements classiques. Les réserves les plus importantes, tant en France qu'en Europe occidentale (Allemagne, Luxembourg), se situent dans les schistes du Toarcien inférieur (schistes-carton, fig. 33.5D et E), mais les conditions technologiques et économiques de leur exploitation ne sont pas rentables actuellement par les techniques classiques (voir encart 33.7).

Encart 33.7 – Le gaz de schiste ou gaz de roche mère

La perméabilité des schistes est trop faible pour permettre un débit suffisant par forage. L'exploitation du gaz de schiste s'est pourtant considérablement développée, notamment aux États-Unis, grâce à la technique **d'hydrofracturation**. Certains analystes pensent que le gaz de schiste pourrait représenter dès 2020 la moitié de la production nord-américaine de gaz naturel.

Il s'agit de méthane, formé par la dégradation du kérogène présent dans les schistes, piégé dans la porosité de la roche. La différence par rapport aux réserves de gaz « conventionnel », c'est que le schiste est à la fois roche-mère et roche-réservoir. Le gaz n'est donc présent qu'en faible concentration dans un volume de roche important, ce qui rend l'exploitation plus difficile. La technique d'exploitation consiste à utiliser l'hydrofracturation par injection d'eau sous pression associée à divers additifs chimiques (biocides, lubrifiants, détergents)

destinés à faciliter la fracturation et la libération du gaz. En France, plusieurs permis (Bassin du Sud-Est, Ardèche, Lorraine, Jura) avaient été délivrés à diverses compagnies pour explorer les réserves potentielles du Lias (Toarcien, Schistes carton). Ces permis ont fait l'objet d'une vive polémique sur les risques environnementaux de telles exploitations qui sont, d'une part très consommatrices d'eau (10 000 à 15 000 m³ par forage) et, d'autre part sources potentielles de pollution (par les additifs chimiques utilisés) pour les nappes phréatiques (on admet généralement que seule la moitié du volume d'eau injecté est récupérée) et les organismes. Fin 2010, des députés français au parlement européen ont demandé un moratoire sur la prospection des gaz de schiste en France. Le 13 juillet 2011, la France a adopté une mesure d'interdiction totale d'exploration et d'exploitation des ressources de roches-mères.

► L'ambre

L'ambre est une résine fossile, formée de chaînes hydrocarbures, qui renferme un faible pourcentage d'acide succinique. C'est un solide jaune (**succin**) généralement translucide. L'ambre est susceptible de s'électriser par frottement. Son nom grec, *elektron*, a donné « électricité ». Il flotte sur l'eau salée et est parfois rejeté par la mer (Baltique). Bien qu'il brûle avec une odeur de résine, il est recherché pour un usage plus noble : la bijouterie. Certains ambres, comme ceux de la côte balte de Pologne (Paléogène) ou du Bassin de Paris renferment des Insectes et des restes de Poissons, Mammifères et de plantes qui sont des merveilles de conservation.

À retenir

- La production de matière organique (MO) comporte deux sous-cycles : un cycle biologique (production photosynthétique et dégradation et recyclage dans les chaînes alimentaires) et un cycle sédimentaire, alimenté par les fuites infimes du précédent (production nouvelle), qui aboutit à l'enfouissement et à la minéralisation de la MO.
- Au cours de leur chute dans la colonne d'eau, les particules de MO continuent d'être dégradées, notamment au niveau de la zone à oxygène minimum (ZOM) et au final seul 1 % de la production primaire arrive sur le fond.
- Le diagramme de Van Krevelen (H/C vs. O/C) permet de caractériser, par rapport à 3 séries tests, l'origine de la MO sédimentaire (lacustre, marine et continentale). La concentration de MO en quantité d'intérêt économique est exceptionnelle et suppose des environnements (modèles euxiniques, à couche à oxygène minimum, à upwelling) et des périodes particulières (périodes anoxiques, OAE).
- Les roches carbonées sont les houilles, les lignites et les tourbes. L'accumulation de débris végétaux peut se réaliser sur place (charbons autochtones) en bordure de mer (bassins paraliatiques, nord de la France), sous formes de couches répétitives (cyclothèmes) liées aux fluctuations eustatiques hautes fréquences, ou dans des lacs (bassins limniques, Massif

central). Dans d'autres cas, l'accumulation résulte d'un transport fluvial (charbons allochtones, bassin de Commentry).

- La formation du pétrole suppose tout d'abord l'accumulation de MO dans une roche mère (boue sapropélique, *black shale*) où sa diagenèse biochimique conduit au kérogène. La diagenèse ne doit pas être trop poussée sous peine de destruction du pétrole (fenêtre à huile). Il y a ensuite une migration et accumulation dans une roche poreuse (roche-réservoir) qui constitue le gisement.
- Les schistes bitumineux, comme ceux du Toarcien, représentent une source potentielle d'hydrocarbures importante (gaz de schistes ou de roches mères) mais qui nécessite une technologie d'exploitation (hydrofracturation) potentiellement dangereuse pour l'environnement.