

Le pétrole

Le pétrole était déjà connu des hommes depuis des milliers d'années. En effet, il y a 5000 ans en Mésopotamie, les hommes utilisaient le pétrole sous forme de bitume présent à la surface du sol, comme mortier pour la construction de remparts mais aussi pour son imperméabilité dans la construction de navires. Plus tard, dans l'Antiquité, le pétrole était utilisé pour ses vertus médicinales que l'on retrouve en Europe au XVème siècle comme médicaments purgatifs, il soignait également les rhumatismes, les maux de dents, le scorbut et nettoyait les plaies.

Même de nos jours, le pétrole est encore très exploité. C'est pourquoi les réserves de pétrole s'épuisent très rapidement puisque c'est une énergie non renouvelable.

Les chercheurs ont alors pensé à synthétiser du pétrole. Mais cela est-il possible ? Afin de répondre à cette problématique, nous étudierons en détail la composition du pétrole ainsi que les différentes étapes de la formation de gisements de pétrole.

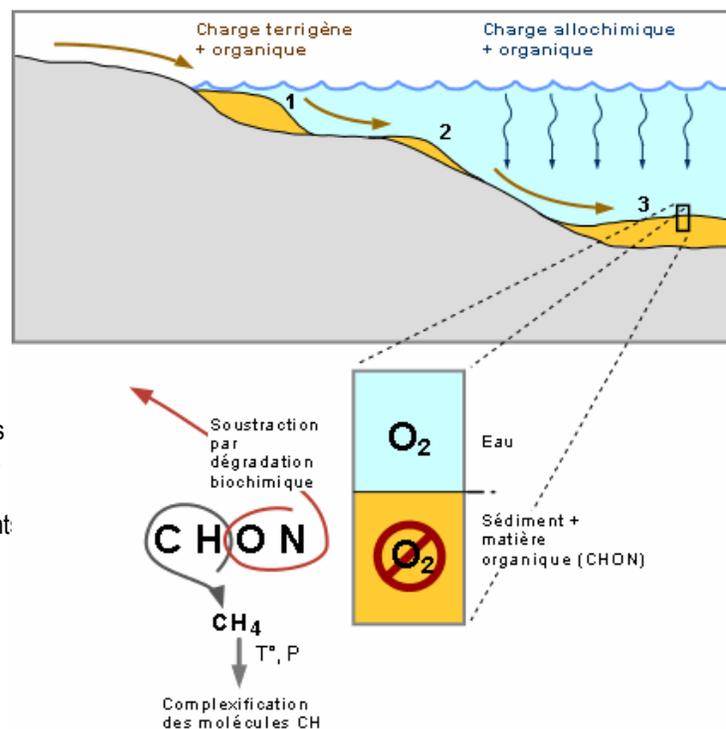
I. Dégradation de la matière organique

Le pétrole est issu de la décomposition de la matière organique, qui provient elle-même de résidus d'animaux ou de végétaux qui, au fur et à mesure se déposent sur les sédiments.

Pour que le pétrole se forme, quatre conditions doivent être remplies : la présence d'une roche mère qui donnera naissance au pétrole, des conditions favorables à sa transformation en hydrocarbures, des voies de migration, c'est-à-dire des chemins que les hydrocarbures emprunteront en quittant leur roche mère, et enfin un piège, où ils seront bloqués avant d'atteindre la surface. Nous verrons donc plus en détail la dégradation de la matière organique qui sera ensuite transformer en pétrole et les migrations et, différents pièges permettant sa récupération.

II. Formation du pétrole

1. Origines de la matière organique et Sédimentation
2. Le pétrole prend naissance dans des bassins sédimentaires, ce sont des zones où s'accumulent, au fil des millions d'années, des résidus :
3. - de l'érosion des continents (usure de la surface des continents) provoquée par les eaux, le gel, le vent. Les résidus sont emportés par les rivières et les fleuves dans la mer, au fond de laquelle ils se déposent entraînés par les courants les fleuves).



4. du bassin même provenant de la couche de plancton : c'est la couche de plancton : c'est la **charge allochimique**.

Le plancton est constitué de la biomasse (masse totale de toutes les espèces vivantes présentes en un milieu naturel donné) qui flotte dans le milieu marin et dans les eaux douces continentales : végétaux, animaux inaptes à lutter contre le courant (petits crustacés planctoniques et méduses), algues microscopiques. Le plancton se divise en deux catégories différentes. Le plancton végétal appelé phytoplancton est construit à partir de matières minérales et n'est présent dans la mer que dans les 15 premiers mètres. Il accomplit la photosynthèse qui utilise l'énergie solaire pour synthétiser de la matière organique en absorbant des sels minéraux et du carbone et en rejetant de l'oxygène. L'oxygène détruit la matière organique et empêche le processus de sédimentation, le pétrole ne peut donc pas se former en présence de lumière.

La photosynthèse :



Le phytoplancton est l'élément majeur de la concentration du carbone dans les océans. A la mort des organismes, plus de 99% du carbone qu'ils contiennent est recyclé par la chaîne alimentaire, seul 1% de carbone s'échappent.



Le plancton

Le plancton animal appelé aussi zooplancton, se nourrit de matière vivante, certains étant herbivores, d'autres étant carnivores. Il remonte la nuit vers la surface de l'eau pour se nourrir de phytoplancton et redescend la journée dans les eaux plus profondes pour échapper aux prédateurs.

Le plancton est le premier élément des chaînes alimentaires marines. Le phytoplancton est mangé par le zooplancton et par une multitude d'organismes marins.

La sédimentation est le processus naturel de formation de dépôt de matières minérales, dû à l'action des eaux, des glaciers, du vent et d'autres agents physiques. La sédimentation est un processus lent et permanent au fond des lacs et des océans qui devient d'un grand intérêt après quelques millions d'années à quelques milliards d'années. Les dépôts s'accumulent dans le bassin pour former un dépôt. Ces dépôts se déposent en couches successives, la composition de ces couches change au cours du temps et selon la nature des sédiments.

La nature et la vitesse des ces dépôts varient avec le temps, en fonction des reliefs alentours, du niveau des océans (qui évoluent beaucoup avec les âges) et du climat. Si des montagnes granitiques (roches cristallines composées de quartz, de feldspath et de mica) sont situées à proximité du bassin, les dépôts contiendront beaucoup de sables. Si les reliefs s'étendent sur de petites distances, les résidus seront principalement des argiles, ou encore des carbonates (sels de l'acide carbonique) si le climat le permet.

La vitesse de sédimentation est lente pour 5 mètres de dépôt par million d'années. Elle devient rapide lorsqu'elle dépasse 100 mètres par million d'années.

Ces dépôts minéraux s'accompagnent de résidus de matière organique d'origines diverses : plancton, végétaux, animaux morts formés principalement de molécules à base de carbone, d'azote d'hydrogène et d'oxygène. A la surface de la Terre, la matière organique animale non recyclée se décompose par oxydation (combinaison d'un corps avec l'oxygène) essentiellement en méthane, dioxyde de carbone et eau. En revanche, les micro-organismes marins (principalement de la biomasse des océans, c'est-à-dire l'ensemble de la matière organique animale ou végétale des océans) morts sont entraînés par leur poids, au fond du bassin sédimentaire et se mélangent aux dépôts minéraux.

Au fil des millions d'années, les sédiments s'accumulent au fond de la mer et s'enfouissent de plus en plus profondément. La couche sédimentaire s'épaissit tandis que le bassin sédimentaire, sous l'accumulation massive des sédiments, s'enfonçe progressivement et laisse place à de nouveaux sédiments qui continuent de s'accumuler. Ce phénomène d'enfoncement des bassins sédimentaires est appelé **phénomène de subsidence**.

Dans les bassins les plus développés, la couche de sédiments peut atteindre 7000 à 8000 mètres d'épaisseur.

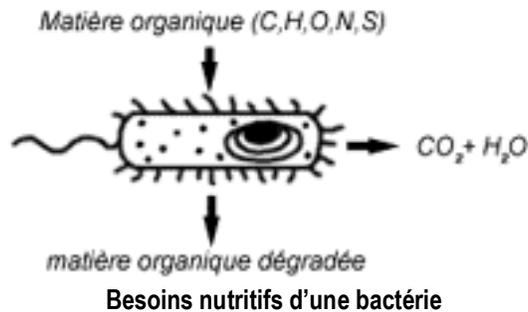
2. Préservation de la matière organique

Le milieu doit contenir beaucoup de matière organique : plus la quantité de matière organique est grande, plus les chances de préservation seront grandes.

La formation du pétrole nécessite l'enfouissement et la préservation de la matière organique dans les sédiments. Elle doit tout d'abord échapper à l'activité bactérienne présente dans les eaux mais aussi dans les 10 premiers centimètres de sédiments contenant de l'oxygène. Les bactéries sont des organismes vivants unicellulaires caractérisés par une structure cellulaire particulière, la structure procaryote marquée par une absence de noyau et d'organites dans le cytoplasme.

Elles ont besoin de trouver dans leur environnement tous les éléments qui constituent leur structure cellulaire : C, H, O, N, P, S...donc dans la matière organique des sédiments.

La plupart des bactéries peuvent vivre jusqu'à 30 à 40°C.



3. La diagenèse des roches sédimentaires

a) La diagenèse

La diagenèse complète le processus de sédimentation. Si elle commence dès le dépôt de sédiments, la diagenèse est dite précoce et si elle se poursuit au cours de l'enfouissement, la diagenèse est dite tardive. C'est l'ensemble des processus qui transforment les sédiments en roche, la roche sédimentaire. Elle peut conduire à des modifications de la structure et de la composition des sédiments, les minéraux formés cherchant la forme la plus stable. Son domaine d'action se trouve limité à la zone externe de la lithosphère (environ 1000 mètres de profondeur).

On distingue plusieurs processus :

- processus physique : l'érosion causée par l'eau et entre les particules (sédiments), l'hydrodynamique (les sédiments suivent les lois des fluides, ils suivent le mouvement de l'eau qui impose son sens de déplacement et empêche les particules de se déplacer librement...)

- processus biochimique : l'activité des êtres vivants comme les bactéries dans les zones superficielles et dans les zones un peu plus profondes des sédiments.

- processus physico-chimique : perte d'eau, dissolution de certains minéraux, circulations des fluides interstitiels, précipitation ou cristallisation, épimérisation (transformation d'un minéral en un autre minéral de même composition chimique globale par réarrangement des réseaux cristallins : par exemple, l'aragonite se transforme en calcite plus stable, la silice en opale ou en calcédoine), ou métasomatose (remplacement d'un minéral le carbonate de calcium par un autre minéral comme la pyrite de fer, processus qu'on retrouve dans les phénomènes de fossilisations des ammonites pyriteuses par exemple)...



(Cassandra, Grèce), -10 cm - collection Muséum de Paris, cliché U. de Cayeux, BRGM

Pyrite de fer (FeS₂)

b) Formation de roches sédimentaires : la cimentation

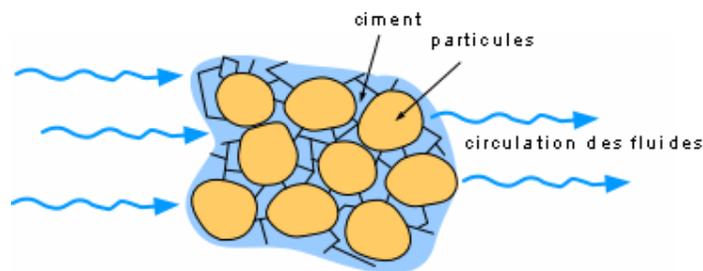
Lorsque les sédiments sont déposés en milieu aqueux, cette diagenèse se manifeste par l'écrasement des sédiments dû au poids des sédiments accumulés, les premiers dépôts subiront une compaction beaucoup plus

grande que les derniers arrivés. Les processus de la diagénèse sont variés et compliqués : ils vont de la compaction des sédiments à la cimentation en passant par des phases de dissolution, de recristallisation ou de transformations de certains minéraux. Le processus de diagénèse responsable en partie de la transformation des sédiments en roche est la cimentation.

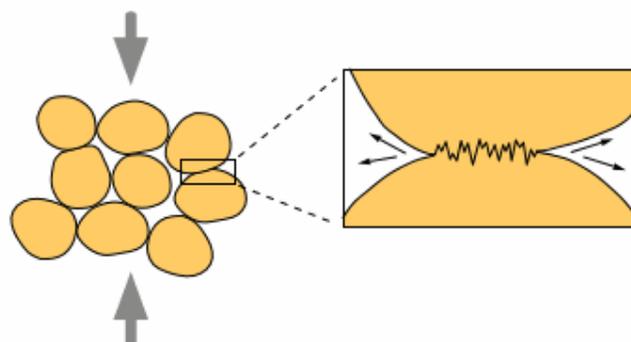
Ce processus est simple : il suffit que les particules de ciment ou liant (permet de lier des particules entre eux) qui occupent les interstices et lient les particules entre elles soient présentes dans l'eau et que l'eau les précipite dans les interstices des particules de sédiments. Si l'eau circule dans un sédiment tel qu'un sable (un des plus importants par rapport aux autres minéraux), l'eau précipite les particules de ciment dans les pores du sable qui créent une liaison forte entre les particules du sable. On obtient alors un grès : roche sédimentaire détritique (produit par la décomposition de roches plus anciennes) composée essentiellement de grains de quartz liés entre eux par de la silice, du carbonate de calcium ou de l'oxyde de fer.

Les carbonates, les argiles, la silice sont les liants naturels les plus courants, mais les oxydes de fer, les phosphates, les chlorures et sulfates interviennent aussi.

La cimentation peut se produire avant la compaction des sédiments (pré-compaction), c'est-à-dire avant l'empilement de plusieurs mètres de sédiments ou bien après, lorsque la pression entre les particules est grande. La compaction permet la cimentation. Ainsi se forment les roches sédimentaires.



CIMENTATION PRÉ-COMPACTION



COMPACTION ET CIMENTATION

Le processus de cimentation

4. La diagénèse pétrolière

a) La diagénèse précoce ou la dégradation biochimique

Les résidus de matière organique piégés dans les sédiments en formation subissent alors une dégradation biochimique qui dans certaines conditions, transforme la matière organique en hydrocarbures, le kérogène

La partie superficielle des sédiments est en partie détruite par les bactéries qui recyclent la plupart des organismes (dans la chaîne alimentaire) en raison de la présence d'oxygène. Elles décomposent la matière organique en consommant l'oxygène : c'est le métabolisme aérobie.

Dans une couche sédimentaire perméable (traversée par l'eau, par exemple le sable) où l'eau chargée d'oxygène circule librement, la matière organique est exposée à l'activité bactérienne aérobie qui se poursuit jusqu'à destruction complète de la matière organique. Ces bactéries (aérobies) ont besoin d'une teneur en dioxygène voisine de la pression partielle du dioxygène dans l'atmosphère normale, l'oxygène leur est indispensable pour leur métabolisme : la respiration. Elles utilisent l'oxygène libre pour décomposer la matière organique et produisent du dioxyde de carbone et de l'eau.

La respiration :

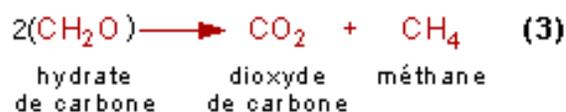


Les milieux anoxiques dits milieux anaérobies, c'est-à-dire ne contenant pas d'oxygène dissous ou très peu, sont protégés de l'oxydation mais non de l'activité de certaines bactéries. En l'absence de dioxygène dans la couche sédimentaire plus profonde, la matière organique enfouie dans les sédiments est exposée à l'activité des bactéries anaérobies strictes. Ces bactéries ne peuvent se développer qu'en absence d'oxygène : la respiration bactérienne en présence d'oxygène entraîne la formation de peroxydes d'hydrogène H₂O₂, toxiques pour la bactérie incapable de fabriquer les enzymes capables de les détruire.

Les bactéries anaérobies dépourvues d'oxydases, enzymes qui provoquent la fixation d'oxygène sur un corps, ne peuvent pas incorporer dans leur cytoplasme l'oxygène libre, elles viennent donc puiser dans la matière organique composée de CHON pour leurs besoins énergétiques, l'oxygène et l'azote dont elles ont besoin pour assurer leur métabolisme qui est la fermentation et soustraient des CHON, les O et les N, laissant les C et les H. Le résidu composé essentiellement de carbone et d'hydrogène inassimilable par les bactéries est appelé **kérogène** (forme sous laquelle se présente la majeure partie de la matière organique fossilisée dans les roches), c'est la matière insoluble de la roche mère.

Cette activité s'étend sur une profondeur d'environ 1000 mètres à l'intérieur de la couche terrestre, la lithosphère précisément et à une température inférieure à 50-60°C : il s'agit de la **dégradation biochimique** appelée aussi **processus de fermentation anaérobie**.

Le processus de fermentation :

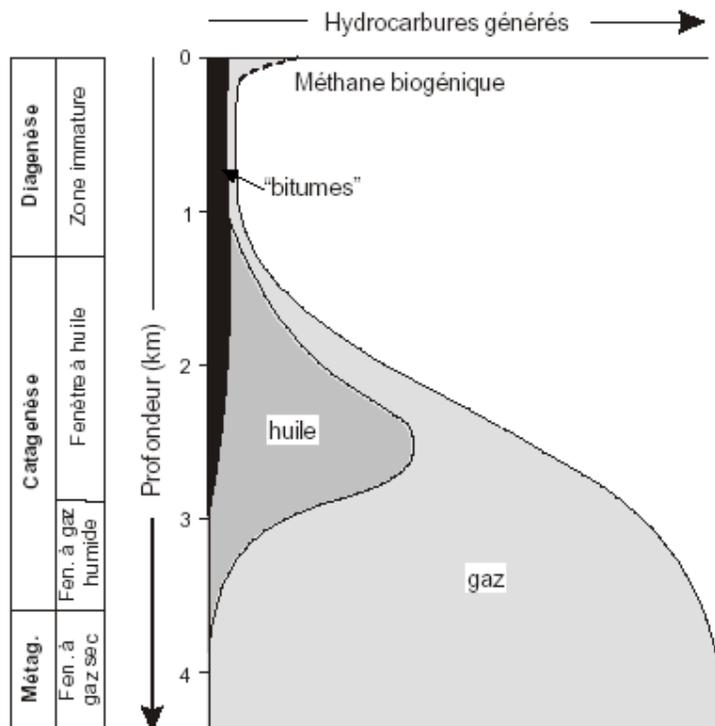


Cette biodégradation provoquée par les bactéries anaérobies conduit à la formation de dioxyde de carbone et de méthane CH₄ qui est une des premières molécules à se former, ces deux gaz issus de la dégradation biochimique sont appelés **gaz biochimique**.

A la suite de cette dégradation biochimique, la quantité de kérogène mêlée aux sédiments devient particulièrement importante : ainsi se forme une roche mère, riche en kérogène et susceptible de générer des hydrocarbures.

5. Dégradation thermique

A mesure que les sédiments sont recouverts par de nouveaux dépôts, les nouveaux sédiments qui viennent s'entasser compactent les autres sédiments : sous l'effet de la compression, la porosité dans la couche sédimentaire diminue et l'eau est expulsée. Le poids de ces sédiments de plus en plus lourd peut provoquer des affaissements de l'écorce terrestre. La tectonique des plaques provoque l'enfoncement de la roche mère, la couche sédimentaire solidifiée qui contient le kérogène : c'est le phénomène de subsidence des bassins sédimentaires. Plus le bassin s'enfonce, plus le kérogène est soumis à des pressions et des températures de plus en plus élevées, la température augmentant de 3°C tous les 100 mètres et la pression, de 25 bars par 100 mètres. Ce phénomène va d'une part, transformer les sédiments en roches sous la compaction et d'autre part, dégrader le kérogène sous l'effet de la chaleur. Il subit alors plusieurs transformations : la diagénèse thermique, la catagénèse puis la métagénèse.



D'après Tissot & Welte (1984)

Formation des Hydrocarbures

a) La diagénèse thermique

La diagénèse comprend la diagénèse précoce que nous venons de voir et la diagénèse thermique.

La diagénèse précoce est celle qui s'opère dans les premiers mètres de sédiments et est liée aux transformations de la matière organique par les bactéries anaérobies, et c'est elle qui conduit à la formation du kérogène.

La diagénèse thermique (ou tardive) est la première transformation du kérogène, liée aussi à l'activité des bactéries qui continue (elles vivent à plus de 30°C), mais c'est aussi la cimentation des roches. Elle est due à l'augmentation de la température (puis à la pression), elle-même due à l'enfouissement. Elle s'observe à une profondeur de moins de 1000 mètres (30°C) et c'est elle qui conduit à une perte d'azote et surtout d'oxygène, et à la formation de méthane. Le kérogène perd essentiellement de l'eau et du gaz carbonique. Le kérogène est la forme sous laquelle se présente la majeure partie de la matière organique fossilisée lors de la formation des roches sédimentaires.

b) La catagénèse

La catagénèse est le processus à l'origine de la fabrication du pétrole. Elle s'observe à une profondeur comprise entre 1500 et 4000 mètres et s'opère à une température comprise entre 50°C et 120°C. Elle consiste en une « cuisson » de la matière organique piégée, le kérogène subit un craquage thermique à cause de la chaleur qui augmente en fonction de la profondeur, qui élimine l'azote et l'oxygène : les longues macromolécules se cassent et donnent naissance à des molécules plus ou moins courtes, formées seulement de carbone et d'hydrogène, ce sont les hydrocarbures.

Plus la profondeur augmente, plus la température est élevée et plus la chaîne hydrocarbonée est courte.

C'est aux environs de 100°C, donc à partir de 3000 mètres de profondeur, que le kérogène commence le craquage thermique, il commence à générer des hydrocarbures liquides et du gaz. On y trouve les hydrocarbures liquides lourds ou visqueux (molécules de plus de 14 atomes de carbone), les hydrocarbures liquides (de 6 à 14 atomes de carbone) et, à températures plus élevées encore, on y trouve les hydrocarbures gazeux (1 à 5 atomes de carbone). Le pétrole est ainsi produit par la roche-mère entre 1500 mètres et 4000 mètres de profondeur où la température peut atteindre jusqu'à 4,5°C/100 mètres.

En fait, on trouvera toujours un mélange d'huile et de gaz naturel CH₄ entre 1500 et 4000 mètres de profondeur. L'intervalle de profondeurs où les premières gouttelettes de pétrole sont produites (ainsi que des micro-bulles de gaz) s'appelle « fenêtre à huile ».

c) la metagénèse

La métagenèse est la dernière étape de l'évolution du kérogène. A très forte profondeur, c'est-à-dire entre 4000 et 5000 mètres de profondeur, le craquage des molécules d'hydrocarbures s'intensifie, les conditions de pression et de températures sont telles que les hydrocarbures ne peuvent exister qu'à l'état gazeux.

Du gaz sec se forme en très grande quantité : le kérogène commence à produire le plus léger des hydrocarbures, le méthane, la forme la plus stable, avec la chaîne hydrocarbonée la plus courte par le craquage des chaînes hydrocarbonées. Cet intervalle de profondeurs où le gaz est produit est appelé « fenêtre à gaz ».

Le kérogène joue un rôle important dans la proportion des liquides et des gaz formés. Un kérogène à matière organique exclusivement animale produira beaucoup plus d'hydrocarbures liquides tandis qu'un kérogène riche



en matières végétales donnera peu de liquides mais beaucoup de gaz lorsqu'il aura été porté à bonne température.

A ce stade, une certaine quantité d'hydrocarbures liquides et gazeux ont été produits, disséminés dans la roche-mère, sous forme de gouttelettes. Il faudra que les gouttelettes se concentrent, en se déplaçant : c'est le processus de migration.