

Faculté des sciences

Département des sciences de la Mer

Master I : Science de la Mer

Semestre : 1

Unité d'Enseignement fondamentale

Code : UF1

Intitulé de la matière : Biogéochimie

Enseignant responsable : Mr Messerer. Yacine

Chapitre 1 : La matière organique :

1-Min éralisation de la matière organique :

I-1- La matière organique dans l'environnement marin :

Du fait de sa chimie particulière et de sa possibilité d'évolution en gisements exploitables de combustibles fossiles (pétroles, gaz, charbons) on a longtemps considéré la matière organique comme un constituant à part des sédiments. En fait il s'agit d'une composante banale des roches, bien que la plupart du temps en faible concentration. La granulométrie joue un rôle important, les sédiments fins présentent systématiquement dans tous les environnements, des teneurs plus fortes en carbone organique total (COT)

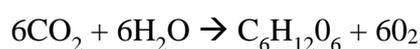
Tableau n°1. - Répartition du COT en %, en fonction des différents milieux

COT en %	Sables	Silts	Argiles
Plates-formes	0,73	1,35	2,86
Pente	0,44	0,83	0,85
Talus	0,27	0,37	0,42
Plaines abyssales	0,62	0,92	1,16

Des sédiments carbonatés contenant au moins 0,3 à 0,6 % de carbone organique et des sédiments argileux en contenant au moins 1% sont des roches mères potentielles des pétroles.

I -2-L'origine de la matière organique sédimentaire :

Le phénomène fondamental de production de matière organique (MO) est la photosynthèse qui produit des molécules organiques à partir de l'énergie lumineuse, de l'eau et du CO₂. Les processus sont complexes mais peuvent se résumer, en prenant le glucose comme exemple, par la formule:



Énergie lumineuse

La production annuelle de MO (*production 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 (Fig.1). La matière organique produite est généralement très rapidement recyclée et moins de 1 % de la production est incorporée dans les sédiments.

On distingue donc deux sous cycles dans le cycle g é n é r a l du carbone organique (Durand, 1987).

-un *cycle biologique* à rotation rapide où se fait la production de MO principalement par photosynth èse, sa d égradation par des processus biochimiques et physico~chimiques, et son recyclage dans les cha înes alimentaires.

Tableau 2. - R épartition, en fonction des diff érents, milieux de la production primaire actuelle (d'apr ès Baudin et Herbin, 1989)

Continents				
Production	1,4 à 7,8 x 10 ¹⁰ tonnes de carbone organique/an			
Environnement	D éserts	Prairies	Forets	Cultures
Surface	68 x 10 ⁶ km ²	26 x 10 ⁶ km ²	41 x 10 ⁶ km ²	14 x 10 ⁶ km ²
Part dans la production	4%	13%	65%	18%
Oc éans				
Production	1,5 à 7x 10 ¹⁰ tonnes de carbone organique/an			
Environnement	Estuaires, Z. intertidale, R écifs		Plates-formes	Z. p élagique
Surface	2 x 10 ⁶ km ²		84 x 10 ⁶ km ²	276x10 ⁶ km ²
Part dans la production	8%		47%	45%

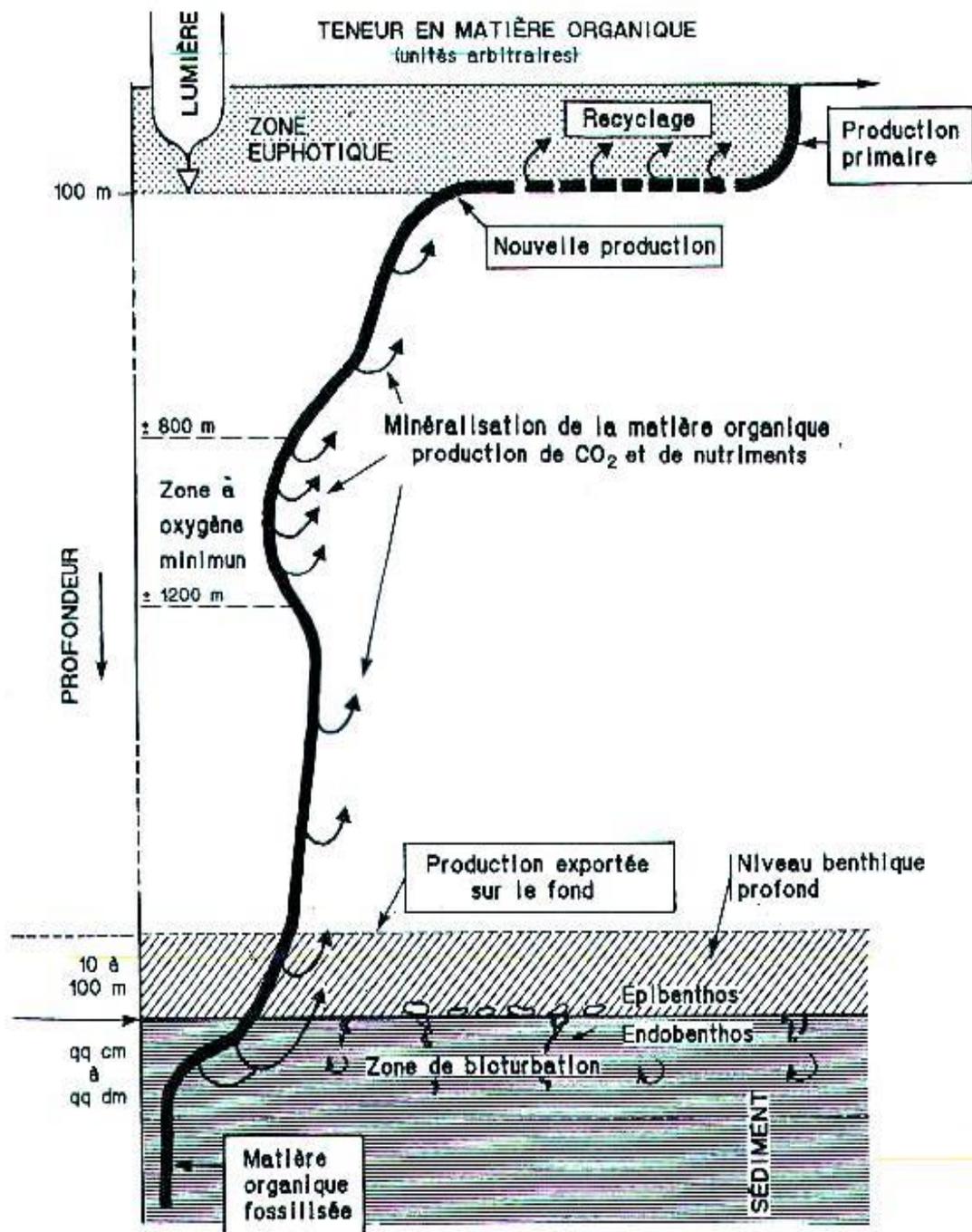
- un *cycle s éliminaire*, aliment é par des fuites infimes du cycle biologique (< 1%), à rotation tr ès lente au cours duquel la MO de structure complexe va évoluer, sous l'action de l'enfouissement et de la temp ération, vers un m élange constitu é d'un r ésidu carbon é et de mol écules simples telles CH₄, CO₂, H₂O, N₂, H₂S. Les p éroles et les gaz naturels sont des sous-produits de ces transformations tandis que les charbons et la MO des schistes bitumineux en sont des r ésidus à diff érents stades d' évolution.

De ce fait, les 100 premiers m ètres de l'oc éan sont avant tout le si ège du recyclage de la MO et la production primaire, qui est difficile à quantifier, n'a que peu d'int é r êt en g éologie. Les s édimmentologues utilisent le concept de *production nouvelle (new production)* pour caract ériser la part qui échappe au recyclage (Fig.2). On peut la d éfinir comme le flux de carbone organique pr ésent en dessous de la zone photique (environ 100 m) et elle se mesure assez facilement à partir de la quantit é de particules organique recueillies dans des pi èges. Les zones où la production nouvelle est importante sont extr êmement limit ées, il s'agit des ceintures de haute productivit é (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 car la MO est décomposée dans cette tranche d'eau par des processus physico-chimiques et biochimiques. La proportion de MO résiduelle à une profondeur donnée est appelée *production exportée (export production)*. Pour le sédimentologiste, il sera particulièrement important de connaître la production exportée sur le fond.

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. 3).



— Évolution du flux de carbone organique depuis la production dans la zone phototique jusqu'à l'enfouissement dans les sédiments (d'après Einsele, 1992).

Figure 1 - Evolution du flux du carbone organique depuis la production dans la zone phototique jusqu'à l'enfouissement dans les sédiments (d'après Einsele, 1992)

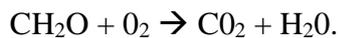
Tableau 3 -Comparaison entre production primaire, nouvelle production, production export ée sur le fond et accumulation de MO dans les s édiments de diff érant domaines de l'océan. Les valeurs sont en g de carbone organique /m²/ann ée.

	Océan	Zone côti ère	
		sans upwelling	avec upwelling
Production primaire	50	150	250
Production nouvelle	5	50	110
Production export ée sur le fond	0.5 (à 5 000 m)	15 (à 250 m)	30 (à 250 m)
Carbone organique accumul é dans les s édiments	0.01 (taux de s édimentation 1cm /ka)	3 (taux de s édimentation 10cm /ka)	13 (taux de s édimentation 100cm /ka)

I-3- Modalit ée la conservation de la mati ère organique en milieu marin :

I-3-1-Les facteurs de la conservation :

En pr ésence d'oxyg ène, la mati ère organique est d égrad ée, directement ou gr âce à des micro-organismes, suivant des r éactions complexes que l'on peut sch ématiser par la r éaction:



La conservation de la MO dans les s édiments d ép end cependant de nombreux facteurs qui contr ôlent plus ou moins directement l'action de l'oxyg ène :

- *La profondeur du d ép ôt*, du fait d'une oxydation progressive dans la colonne d'eau, le flux de MO d écro ît avec la profondeur. Ainsi le flux de carbone, qui à 400 m peut être de l'ordre 10 %, n'est plus à 4 000 m que de l'ordre de 1 % de la production de la zone photique (Fig. 2).
- *La granulom érie du s édiment* gr âce à la porosité et la perm éabilité permet des échanges entre l'eau de mer et les eaux interstitielles qui maintiennent une oxygénation favorisant la destruction de la MO dans les s édiments grossiers.
- *Le taux de s édimentation*, permet de soustraire la MO aux conditions oxiques favorables à sa destruction par un enfouissement rapide. On admet, qu'à production égale, le taux d'accumulation de MO double quand le taux de s édimentation augmente d'un facteur 10.
- *Les conditions d'oxydo-r éduction*, la pr ésence d'eaux *anoxiques* sur le fond favorisent la conservation de la MO. Cependant il faut noter que m ême sous une tranche d'eau oxygén ée, les s édiments contiennent, à une profondeur plus ou moins grande, des eaux interstitielles anoxiques. Toutefois m ême dans des conditions anoxiques, la d égradation de la mati ère organique peut continuer gr âce à des fermentations bact ériennes ana érobies à partir des nitrates puis des sulfates. Ces r éactions ne d ép endent que de la pr ésence de nitrates et de

sulfates dans les eaux interstitielles, elles s'arrêtent si la diffusion de ces ions à partir de l'eau de mer est insuffisante (taux de sédimentation)

- la *production primaire*, plus la production de MO sera importante dans la zone photique plus la probabilité d'échapper à la minéralisation sera grande. 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. Le rendement de la production primaire dépend de facteurs climatiques (température et lumière) et de facteurs d'environnement tels la teneur en CO_2 et en nutriments (nitrates, phosphates, oligoéléments). Dans les zones où les nutriments sont abondants (estuaires, plateaux continentaux et zones d'upwelling), il peut exister de véritables explosions (saisonniers ou non) de la productivité planctonique (*plankton blooms*). La production globale actuelle de l'océan est 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 sa conservation tandis qu'une forte production de MO peut entraîner le développement de conditions anoxiques.

I-3-2-Les modèles de milieux à préservation de MO

Il existe trois grands types de modèles de milieux permettant une accumulation de MO (Fig. 4):

-le *modèle euxinique* où la productivité de surface est moyenne mais où il règne des conditions réductrices sur le fond. Ce modèle s'applique à des bassins fermés ou à communications est difficiles avec l'océan ouvert ; c'est le cas de la Mer Noire actuelle, de la Baie de Kaoe (Insulinde), de certains fjords ou de la Méditerranée Orientale au Quaternaire (Fig. 4A).

Dans la Mer Noire, on observe actuellement une stratification des eaux par densité. Les eaux de surfaces, oxygénées, sont dessalées (= 17 ‰), elles résultent principalement de l'apport des grands fleuves (Danube, Dniepr...). Les eaux de fonds, plus salines (23‰), proviennent des apports de la Méditerranée à travers le Bosphore. Les eaux sont anoxiques 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 %. Cet état s'est progressivement installé entre - 5 000 et - 1 000 ans, au cours de la remontée du niveau marin qui a suivi la dernière phase glaciaire est 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 ont la même origine. Ils correspondent aux phases cataglaciales (fin de glaciation) 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'étalaient en surface.

-le *modèle à couche d'oxygène minimum* est une variante du précédent (même condition de productivité et d'anoxie) applicable aux domaines océaniques ouverts. On peut en trouver des exemples dans le Golfe du Mexique ou dans l'Océan Indien (Fig. 4B).

Il existe dans l'océan une zone à oxygène minimum où l'oxygène a été consommé par la décomposition microbienne des particules organiques tombant de la surface. 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.

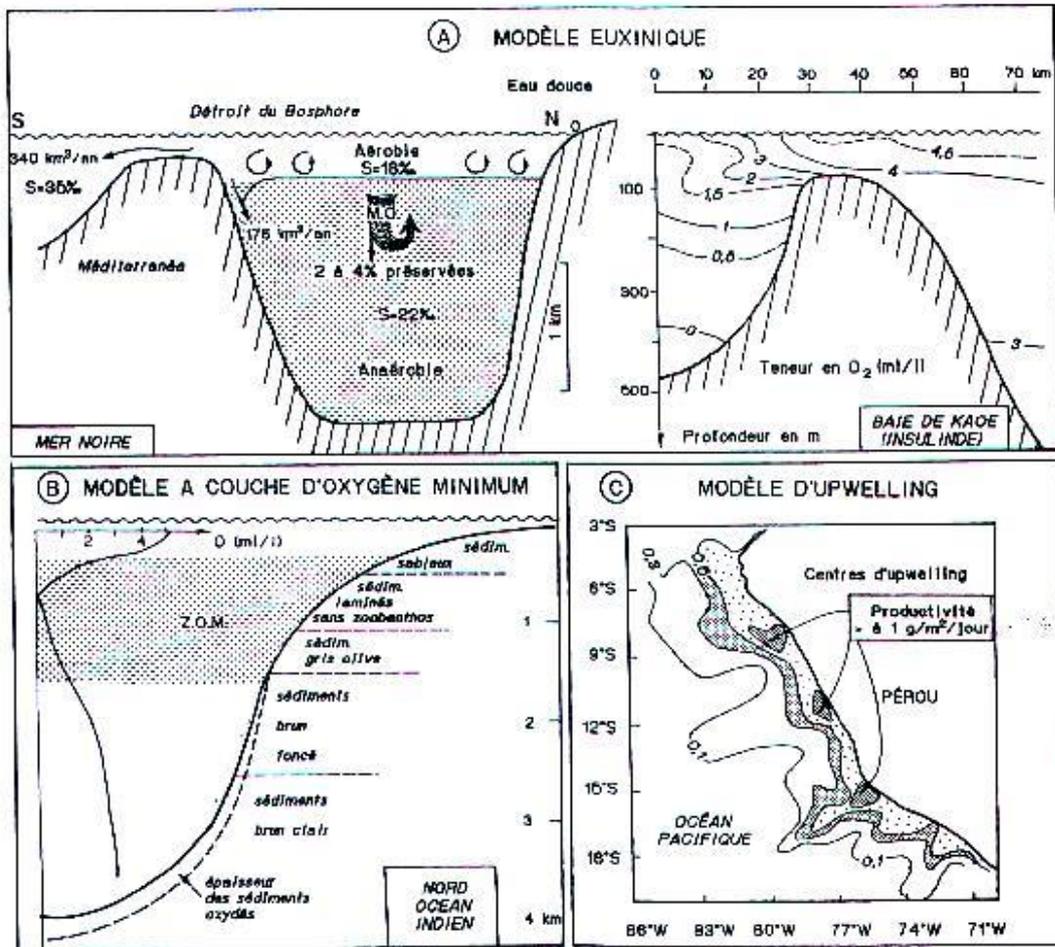


Figure IV.48. — Les différents modèles de milieux aquatiques favorables à la conservation de la matière organique.

Figure 2 - les différents modèles de milieux aquatiques à la conservation de la matière organique.

Des sédiments laminés anoxiques peuvent se développer lorsqu'une partie du plateau continental est baigné 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 de la MO. L'application de ce modèle aux concentrations fossiles de MO suppose un élargissement de la ZOM par ralentissement des circulations.

-le modèle d'upwelling présente une productivité de surface forte à très forte et des conditions oxydantes sur le fond. La marge du Pérou en fournit un bon exemple (Fig. 4C).

Le régime des vents alizés permet le développement d'un système d'upwelling (remonté 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:

(i) Une productivité élevée sur toute la marge (Production moyenne $1,1 \text{ g/m}^2/\text{jour}$ de COT avec des pointes à $2 \text{ g/m}^2/\text{jour}$ de COT dans les zones d'upwelling intense).

(ii) Un système de courants et une topographie des fonds permettant le piégeage des sédiments terrigènes.

(iii) Une décarbonatation des sédiments pélagiques du fait de la libération d'une quantité importante de CO_2 par l'oxydation de la MO.

I-3-3- Des périodes à préservation de la matière organique

Il existe une hétérogénéité temporelle de la distribution de la matière organique, certaines périodes sont particulièrement propices à la sédimentation organique et à la formation de roches mères. Divers auteurs (notamment Tissot, 1979) ont insisté sur la coïncidence existant entre les périodes de transgression et les périodes d'accumulation significative de MO marine dans les sédiments marins. Ces périodes sont caractérisées par le développement vertical de la zone à oxygène minimum (périodes anoxiques ou *Oceanic Anoxic Events*, OAE de Schlanger et Jenkyns, 1976) ce qui suppose un ralentissement des circulations océaniques et des conditions climatiques favorables à une haute productivité. On peut citer comme exemples le Toarcien, le Kimméridgien, le Valanginien, l'Aptien, l'Albien, la limite Crétacé/Turonien ou Paléocène/Eocène. Le caractère global de ces événements semble évident mais l'intensité, la durée de l'anoxie et la nature de ses manifestations sédimentologiques (teneurs en COT, types ou absence de bioturbation, benthos, couleur du sédiment) sont fortement dépendantes des conditions paléogéographiques locales.

Ces événements sont accompagnés d'une excursion positive du rapport isotopique du carbone des carbonates (car la MO piégée, du fait de la photosynthèse, préférentiellement l'isotope léger ^{12}C), même dans les zones où il n'y a pas de manifestation sédimentologique de l'anoxie. Ceci prouve que l'ensemble du cycle océanique du carbone est perturbé au cours de ces périodes.

I-4- Evolution de la matière organique dans un sédiment marin :

La dégradation des constituants les plus fragiles de la matière organique déposée dans le sédiment (la matière organique dérivée du plancton est d'ailleurs plus fragile que celle dérivée des plantes terrestres) s'effectue sur des durées variant du jour à l'année, les constituants plus

résistants persistent à des profondeurs plus importantes pendant des centaines ou des milliers d'années et enfin, les constituants les plus résistants, précurseurs des hydrocarbures, évoluent sur des échelles de temps de l'ordre du million d'années. En général, moins de 1% de la matière organique déposée est conservée dans le cycle géologique!

L'évolution de la matière organique débute dès les premiers centimètres d'enfouissement (Fig. VI.6). Une série de zones biogéochimiques impliquant des communautés microbiennes différentes a été observée dans la plupart des sédiments. L'extension en profondeur de ces zones est cependant très variable et dépend principalement de l'apport de matière organique, de la perméabilité des sédiments et de l'oxygénation des eaux de fond: dans les sédiments les plus riches en matière organique, les zones biogéochimiques peuvent se succéder sur quelques centimètres (environnement estuarien par exemple), alors qu'en d'autres endroits plus pauvres (océan), elles couvrent chacune plusieurs mètres. D'une manière générale, la succession des différentes zones traduit *l'utilisation d'oxydants de moins en moins puissants* (l'énergie des réactions est décroissante): respectivement O₂, NO₃⁻, Mn et Fe, SO₄²⁻, et CO₂. Le résultat de ces réactions redox est une transformation d'une grande partie de la matière organique originelle en composés plus simples.

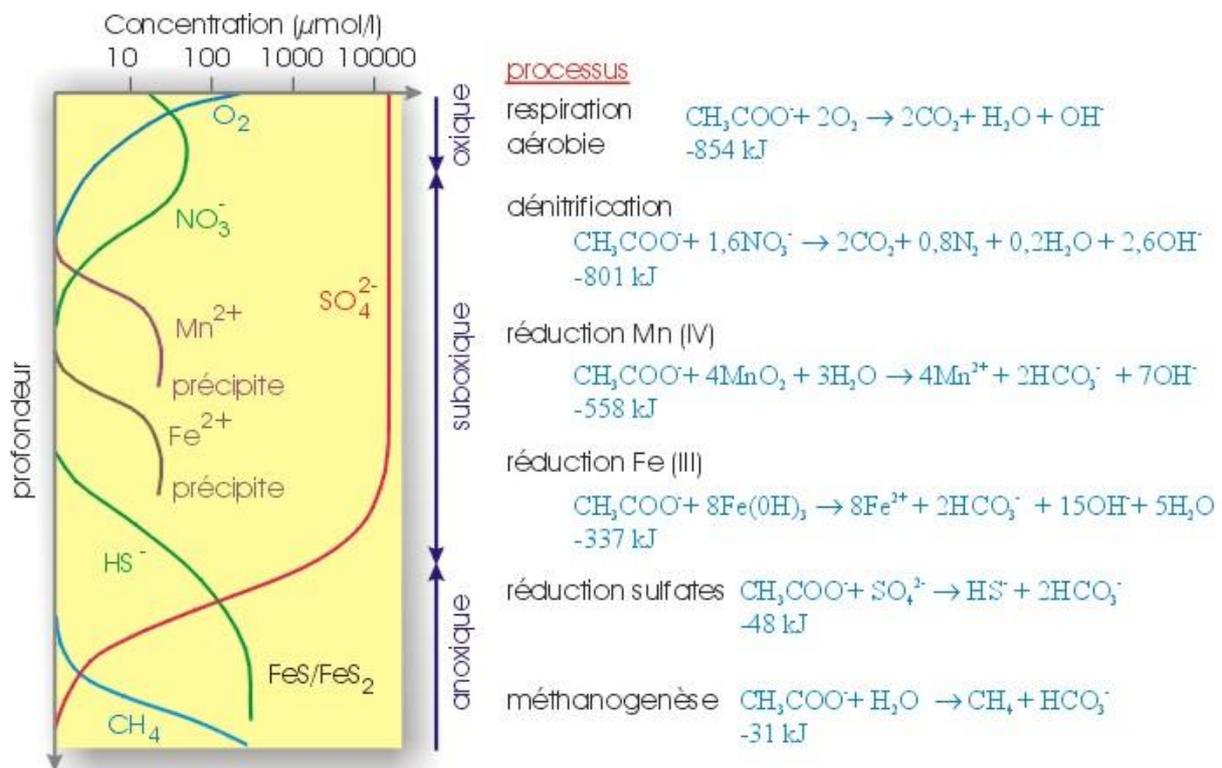


Figure 3: réactions impliquées dans la dégradation de la matière organique dans un sédiment marin. D'après Konhauser (2007), modifié

- Le premier processus est la *respiration aérobie*: c'est cette réaction qui fournit le plus d'énergie et définit la *zone oxygène*. On considère que près de 90% de la matière organique sédimentée est dégradée de cette manière en milieu océanique, alors qu'en environnement littoral, plus riche, cette proportion tombe à 50%.

- L'intervention des processus de *dénitrification* (capables comme la respiration aérobie de dégrader la matière organique complètement, c.-à-d. jusqu'au CO₂) définit la *zone suboxygène*. La proportion de matière organique consommée chute à 3% de ce qui a été dégradé par la respiration aérobie, sauf dans les zones estuariennes, beaucoup plus riches en nitrates.

- Les oxy-hydroxydes de fer et de manganèse font partie de la fraction réactive du sédiment qui en général, est non réactive. Dans le cas particulier de ces deux métaux, le caractère réducteur du sédiment induit leur passage en solution et leur intervention dans les processus de dégradation de la matière organique. La réduction de Mn⁴⁺ est le premier processus observé. Il consomme en général moins de 10% de la matière organique du sédiment. Le Mn²⁺ produit peut former des carbonates de manganèse comme la rhodocrosite (le sulfure, MnS, est trop soluble pour être précipité), voire diffuse jusqu'à l'interface eau/sédiment et contribue à la formation des "nodules de manganèse" océaniques.

- Sous la zone de réduction du manganèse et alors que tout le nitrate a été consommé, débute la réduction du Fe³⁺. En général, le Fe²⁺ produit réagit rapidement avec HS⁻ issu de la réduction des sulfates (voir Fig. VI.6) pour former de la mackinawite, précurseur de la pyrite:

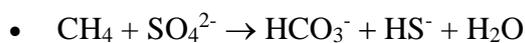


L'abondance de la matière organique semble être dans ces conditions, un des contrôles majeurs sur la formation de pyrite dans les sédiments marins. Si le fer est très abondant (où les sulfates rares, comme dans les sédiments continentaux), du Fe²⁺ excédentaire peut diffuser vers le haut dans le sédiment et être oxydé par MnO₂ ou NO₃⁻, donnant naissance à des enduits d'hydroxydes de fer sur des fossiles, par exemple. Dans certains cas, de la magnétite peut être produite, tout comme de la sidérite (FeCO₃) dont le HCO₃⁻ peut provenir de la réduction des sulfates.

- Plus bas dans le sédiment, débute la *zone anoxique*, caractérisée par la réduction des sulfates. Ce processus intervient quand tous les autres oxydants ont été épuisés. Dans les sédiments

riches en matière organique, on considère que cette réaction consomme environ 50% de la matière organique. Dans les sédiments océaniques, cette proportion tombe à moins de 10%. Les sulfates sont particulièrement abondants dans l'eau de mer (50x plus que les autres oxydants), mais l'intensité du processus dépend beaucoup de la réactivité de la matière organique: si une partie importante a déjà été dégradée par la respiration aérobie, le résidu est constitué de produits résistants qui seront difficilement décomposés par la sulfatoréduction. Un des produits libérés par la réduction des sulfates est le H_2S/HS^- , molécule extrêmement toxique. Heureusement pour les communautés microbiennes, ces molécules réagissent avec le Fe^{2+} pour former des sulfures insolubles.

- Enfin, l'étape ultime de la dégradation anaérobie de la matière organique est la *méthanogénèse*. Ce processus ne serait responsable que de 1% de la transformation de la matière organique et ne serait effectif que dans des zones côtières où l'accumulation est importante et dépasserait les possibilités de la sulfatoréduction. Le CH_4 produit peut s'accumuler dans les pores du sédiment, remonter à la surface sous la forme de bulles ou encore, diffuser dans la zone de sulfatoréduction et être oxydé selon la réaction suivante:



Il s'agirait d'une réaction capable de consommer une bonne partie des sulfates des sédiments, plus que la dégradation de la matière organique.

II- La composition des pétroles :

C'est un mélange très complexe de solides (bitumes), de liquides (huiles) et de gaz. Les pétroles bruts contiennent en moyenne pondérale 85 % de carbone et 13 % d'hydrogène (soit un rapport atomique H/C de 1,85). Les éléments mineurs (S, N, O, V, P) représentent en général moins de 3 %, cependant la teneur en soufre de certains pétroles peut atteindre jusqu'à 5 à 6 % ce qui cause des problèmes de raffinage, de corrosion et de pollution atmosphérique lors de leur utilisation.

Les pétroles bruts contiennent une variété de produits allant de molécules simples comme le méthane, de masse moléculaire 16, jusqu'à de très grosses molécules de type asphaltène, de masse moléculaire de plusieurs milliers. On distingue classiquement :

A- Les hydrocarbures saturés qui comprennent :

Les *alkanes* (paraffines), en chaînes de formule C_nH_{n+2} comportant de 1 à plus de 60 atomes de C. Ils sont, à la température ordinaire gazeux, pour $C < 5$ et liquides pour $5 < C < 15$.

Les *naphthènes* (cycloalcènes), hydrocarbures cycliques de formule $(CH_2)_n$. La teneur en naphthène des pétroles varie de 7 à 31 %.

B- Les hydrocarbures non saturés ou *aromatiques* : en cycles de formule générale C_nH_{2n-6} , dont le type est le benzène C_6H_6 . Les pétroles bruts contiennent de 10 à 39 % de composés aromatiques. Le raffinage d'un brut à forte teneur en composés aromatiques conduit à des produits à haut indice d'octane.

C- Les *bitumes* (asphaltes) : de masses moléculaires importantes et de point d'ébullition, élevé. On distingue selon leur solubilité dans le n-heptane, les résines (solubles) et les asphaltènes (insolubles). Riches en soufre et en azote, ces molécules sont souvent désignées par le sigle NOS (N= azote, O = oxygène et S soufre).

Comme l'hydrogène est un élément beaucoup plus léger que les autres constituants du pétrole, la masse spécifique d'un pétrole brut est un moyen facile d'évaluer sa teneur en H. Ainsi un pétrole à 12 % de H, aura une masse spécifique de 0,95 contre 0,86 pour un brut à 14 % de H. On utilise souvent une échelle arbitraire, les degrés API (American Petroleum Institute) pour comparer les différents pétroles.

Le degré API est égal à $(141,5/p) - 131,5$; p étant la masse spécifique à 60 °F. Ainsi une densité de 1 correspond à un degré API de 10, les pétroles légers ont des degrés API supérieurs à 40 tandis que les bruts lourds ont des degrés API de l'ordre de 15 à 20 (pétroles de Mer du Nord, Piper Fields, °API = 37; pétroles de l'Orénoque, $6 < \text{°API} < 20$).

Le gaz naturel peut exister soit en relation avec le pétrole, sous forme de poche de gaz coiffant un réservoir de pétrole ou sous forme dissoute dans l'huile (il sera libéré lors d'une diminution de pression); soit seul, sous forme d'un gisement propre.

On distingue classiquement les gaz secs, principalement constitués de méthane (CH_4) et d'éthane (C_2H_6), des gaz humides qui contiennent au moins 50 % de propane (C_3H_8) et de

butane (C₄H₁₀). Les gaz humides sont généralement associés avec les pétroles tandis que les gaz secs sont plutôt associés aux charbons et dérivent de sources organiques très profondément enfouies. (Fig. W.54). H₂S, CO₂ et N₂ peuvent aussi être en quantités notables. Des saumures, plus salées que l'eau de mer, sont aussi associées aux gisements pétroliers.

II-2- La formation du pétrole :

Le pétrole résulte de l'évolution au cours du temps, par enfouissement et augmentation de la température, de la matière organique (kérogène) dispersée dans des roches sédimentaires, en général, de granulométrie fine (*roches-mères*). Les conditions de l'accumulation et de la préservation de la matière organique ont été décrites, nous ne traiterons ici que de son évolution.

La diagenèse précoce de la MO, aux conditions de subsurface, peut conduire à une production importante de méthane, qui s'échappe en général (gaz des marais) mais qui peut être piégé. Cette diagenèse précoce conduit à la formation du kérogène dont le type dépend de la nature originelle de la MO.

A des températures de 50 °C à 80 °C des réactions thermo-catalytiques produisent, à partir des kérogènes de types I et II, des alcanes et des naphthènes les constituants principaux des pétroles bruts (On passe du domaine de la diagenèse à celui de la *catagenèse*). On dit alors que la matière organique est *mature*. Au fur et à mesure de l'enfouissement et de l'augmentation de température, la production d'huile augmente jusqu'à un maximum puis décroît. La production d'huile se développe dans le domaine de température compris entre 70 et 100 °C, ce qui va avec un gradient géothermique normal correspond à un enfouissement d'environ 2 à 3,5 km (*fenêtre à huile*, Fig. 5).

Certaines molécules typiques de la matière organique, telles les porphyrines (noyau des chlorophylles) sont résistantes aux altérations diagénétiques et peuvent se rencontrer dans les roches-mères et dans les pétroles. On peut les utiliser pour établir une relation entre un pétrole et sa roche-mère. On leur donne souvent le nom de *fossiles géochimiques ou bio-marqueurs* (Fig.. 5).

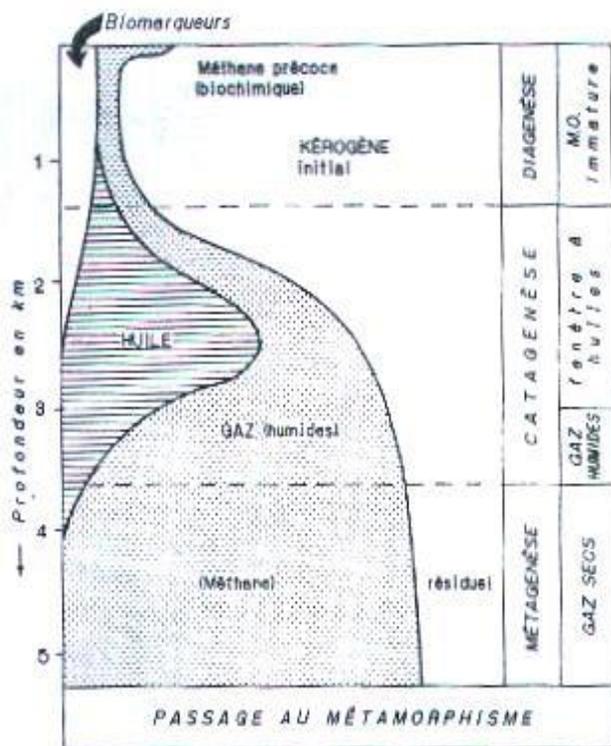


Figure 3 – Formation des hydrocarbures à partir de la matière organique (kérogène) des sédiments. Les profondeurs sont indicatives, elles dépendent du gradient géothermique régional et du type de kérogène (d'après Tissot et Welte, 1984).

Figure. 4-Formation des hydrocarbures à partir de la matière organique (kérogène) dans les sédiments. Les profondeurs sont indicatives, elles dépendent du gradient géothermique régional et du type de kérogène (d'après Tissot et Welte, 1984).

Au delà la production d'huile diminue au profit de la production de gaz (craquage naturel du pétrole en hydrocarbures plus légers) ; il s'agit d'abord de gaz humides puis, au dessus de 150 °C (domaine de la *métagenèse*), de gaz secs (Fig. 5). Il reste un résidu insoluble appelé Kerabitude ou MO résiduelle.

La maturation et l'évolution des roches mères dépendent donc des conditions géodynamiques régionales qui modifient les gradients géothermiques mais aussi de l'âge de celles-ci. Des températures plus basses (donc des enfouissements plus faibles) sont requis pour la formation de pétrole lorsque les roches mères sont anciennes. Le temps est donc aussi un facteur de maturation (cinétique des réactions, Fig.6). La nature de la MO joue aussi un rôle important, Les kérogènes de type III ne donnent que très peu d'huile et surtout du gaz dans la zone de catagenèse. L'action de la pression et la présence de certains minéraux ou substances comme catalyseurs ou inhibiteurs des transformations ont aussi été évoqués, mais les résultats expérimentaux sont ambigus (Bjorlykke, 1989).

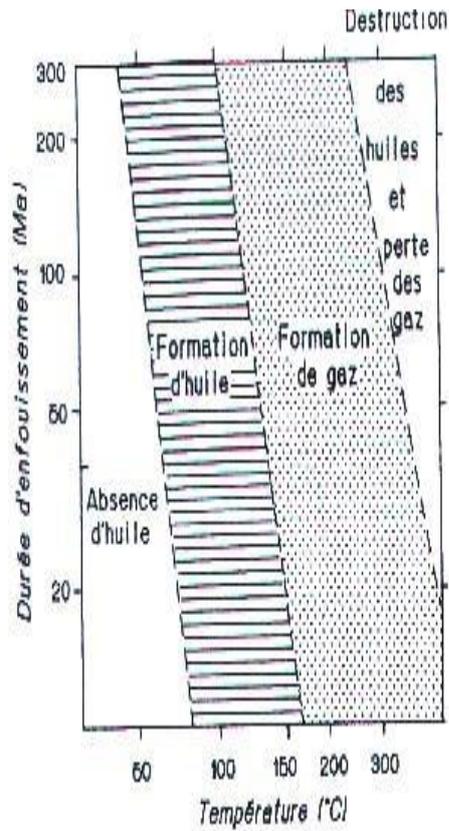


Figure IV.55. — Relation simplifiée entre le temps d'enfouissement d'une roche-mère et la température nécessaire à la formation des huiles et des gaz (d'après Tucker, 1995).

Figure 5-Relation simplifiée entre le temps d'enfouissement d'une roche-mère et la température nécessaire à la formation des huiles et des gaz (d'après Tucker, 1995)

Chapitre 2 : Production primaire, secondaire et réseaux trophiques

I- La production primaire :

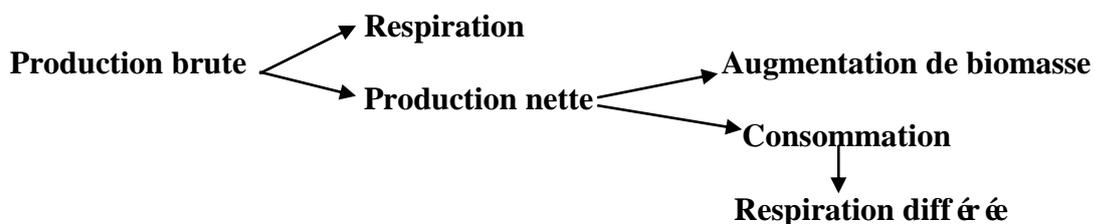
La production primaire c'est la quantité de biomasse végétale produite par l'activité photosynthétique des producteurs, c'est donc un flux de matière organique (M.O), c'est-à-dire elle implique l'idée d'un taux de renouvellement de la M.O. La production mesure la vitesse à laquelle se forme un compartiment de M.O, le flux opposé c'est la consommation.

Cette consommation peut se réaliser soit par le métabolisme de ce même compartiment, soit par un consommateur. La production autotrophe se réalise soit par photosynthèse soit par chimiosynthèse, le deuxième cas est réalisé par des bactéries spécialisées et qui représente le 1 / 1000 de la photosynthèse océanique.

Dans le bilan de la production primaire on distingue les notions suivantes :

- La production brute : qui s'exprime en quantité de carbone fixé par unité de temps par biomasse végétale ou l'énergie accumulée, elles sont exprimées en Kg/calorie par unité de temps.

- La production nette : qui est la production brute diminuée de la quantité de biomasse métaboliser par la respiration. Durant le même temps une partie de cette production nette va servir à l'augmentation de la biomasse végétale. Elle peut être négative (diminution de biomasse) si les pertes pendant l'intervalle de temps considéré sont supérieures à la production nette. Le bilan reflète le schéma suivant :



La variation de biomasse observée pendant un intervalle de temps n'est qu'une mesure de la production biologique, le penser serait confondre « production » (flux) et « augmentation du capital » (fluctuation d'une variable d'état). Si pendant une période de temps la consommation est égale à la production nette, le système est dans un état stationnaire sa biomasse reste constante ; si la consommation dépasse la production nette, la biomasse diminue, cependant dans ce cas la production reste « positive ». Si la lumière est insuffisante en un lieu, la respiration peut dépasser la production brute. Le niveau de lumière dont la respiration compense exactement la production brute et où par conséquent la production

nette deviens nulle, est appelé point de compensation. Il se produit le plus dans les endroits où l'énergie lumineuse est égale au centième de l'énergie incidente.

- La production primaire sera rapportée à l'unité de temps puis qu'il s'agit d'un flux mais également : *** soit à l'unité de surface ou de volume de l'écosystème étudié : production par hectare, par m²etc.

*** soit à la quantité de biomasse responsable de cette production on parlera alors de productivité notée P/B , exprimer par exemple en % de biomasse produite par unité de temps. Le rapport B/P est appelé turn-over ou taux de renouvellement de la biomasse, si une biomasse produit 10% de son poids en un mois (productivité nette), on dira que son Turn-over est de 10 mois.

I-1 Productivité terrestre :

Dans les écosystèmes terrestres actuels, la quasi-totalité de la production est effectuée par les plantes vasculaires, avec une faible contribution des algues et des plantes non vasculaires telles que les bryophytes. Dans les temps anciens, avant l'apparition des plantes vasculaires, la contribution des plantes non vasculaires était beaucoup plus importante. La productivité des écosystèmes terrestres dépend de plusieurs facteurs. Les principaux sont la teneur en eau des sols, les précipitations et la température (la température co-varie avec l'énergie solaire). Ces différents facteurs entraînent une répartition différente des végétaux qui permet de différencier les différents biomes terrestres.

I-2 Productivité océanique :

À l'inverse des écosystèmes terrestres, la productivité des écosystèmes océaniques est principalement assurée par les algues avec une faible contribution des plantes vasculaires. Les algues englobent une grande variété d'organismes allant de simples organismes unicellulaires à des organismes plus complexes comme les macroalgues. Les plantes vasculaires se limitent aux herbiers. La majorité de la productivité océanique est assurée par le phytoplancton. On estime qu'il est à lui seul responsable de 75 % de la production primaire océanique³, les autres autotrophes (herbiers et macroalgues) étant souvent limités à des zones restreintes de l'océan : les zones côtières où les eaux sont peu profondes et suffisamment éclairées.

I-2-1 Facteurs de contrôle de la productivité océanique :

Les facteurs limitant la production primaire dans les océans sont également très différents de ceux limitant la production primaire des écosystèmes terrestres. La disponibilité en eau n'est

de toute évidence un problème (bien que sa salinité épaisse l'être). De même la température, bien qu'elle puisse affecter les enzymes impliquées dans la photosynthèse, a un rôle limitant beaucoup moins important que dans les écosystèmes terrestres puisque la capacité thermique des eaux limite les variations de température. De plus, l'eau salée gèle à une température plus faible que l'eau douce des écosystèmes terrestres. À l'inverse la lumière, principale source d'énergie de la photosynthèse, et les éléments nutritifs, qui servent à la construction des composants cellulaires et sont utilisés pour la croissance, ont un rôle primordial.

I-2-1-1-La lumière :

La zone éclairée de l'océan est appelée la zone photique (ou de la zone euphotique). Il s'agit d'une couche d'eau relativement mince (0-100 m) près de la surface où il y a suffisamment de lumière pour que la photosynthèse puisse se réaliser. Pour des raisons pratiques, l'épaisseur de la zone photique est généralement définie par la profondeur à laquelle la lumière atteint 1 % de sa valeur en surface. La lumière est atténuée dans la colonne d'eau par son absorption et sa diffraction par l'eau en elle-même, et par les matières dissoutes et particulaires (y compris le phytoplancton).

La capacité à réaliser la photosynthèse dans la colonne d'eau est déterminée par l'interaction entre la zone photique et la couche de mélange. Le mélange turbulent par l'énergie éolienne à la surface de l'océan homogénéise la colonne d'eau à la verticale jusqu'à ce que la turbulence se dissipe (création de ladite couche mélangée). Plus la couche de mélange est importante, plus la quantité moyenne de lumière interceptée par le phytoplancton est importante. La profondeur de la couche de mélange peut varier : elle peut être moins profonde ou plus profonde que la zone photique. Quand elle est beaucoup plus profonde que la zone photique, le phytoplancton passe une grande partie de son temps à l'obscurité ce qui ralentit sa croissance et sa capacité à réaliser la photosynthèse. La profondeur maximale de la couche de mélange où la croissance et la photosynthèse s'effectuent encore de façon efficace est appelée profondeur critique. Tant qu'il y a suffisamment de nutriments disponibles, la production primaire nette se poursuit même lorsque la couche de mélange est moins profonde que la profondeur critique.

L'ampleur du brassage des eaux par les vents et la disponibilité de la lumière à la surface des océans sont modifiés à différentes échelles spatiales et temporelles. Les modifications les plus importantes sont liées au cycle des saisons en réponse aux modifications de l'angle d'incidence des rayons lumineux à la surface de la Terre. C'est particulièrement vrai dans les écosystèmes tempérés où la productivité primaire est fortement influencée par la lumière

incidente à la surface des océans (réduite en hiver) et par l'intensité du mélange de la colonne d'eau plus important pendant la période hivernale en raison des tempêtes. Dans les zones tropicales, la saisonnalité est moins marquée, la lumière incidente étant beaucoup moins variable et le mélange des eaux ne se produisant que de façon épisodique pendant les périodes de tempête.

I-2-1-2-Les éléments nutritifs :

Le mélange des eaux joue également un rôle important dans la limitation de la production primaire par les éléments nutritifs. Les nutriments inorganiques, comme les nitrates, les nitrites, les phosphates et les silicates sont nécessaires au phytoplancton qui les utilise pour sa croissance et pour le bon fonctionnement de sa machinerie cellulaire. Les composants de l'appareil photosynthétique, les enzymes et les protéines sont, en effet, riches en azote (N) et en fer (Fe). Le phosphore (P) (issu des phosphates) est essentiel à la croissance du phytoplancton et à sa division cellulaire, il est l'un des principaux constituants de diverses biomolécules (tels que les acides nucléiques et les lipides qui sont notamment des composants essentiels des membranes cellulaires). Il est également impliqué dans le transfert de l'énergie et le métabolisme cellulaire (c'est un composant de l'ATP, de l'ADP et du NADP⁺/NADPH). Les silicates sont utilisés par certaines diatomées pour la construction de leur squelette externe siliceux. Les cellules phytoplanctoniques sont incapables de synthétiser ces éléments et doivent se les procurer dans leur milieu de vie sous la forme de nutriments inorganiques. Ainsi la limitation de la disponibilité de l'un de ces éléments peut conduire à une diminution de la photosynthèse et par voie de conséquence de la productivité primaire.

Chez le phytoplancton, la limitation en azote (N) peut affecter un certain nombre de processus cellulaires comme la photosynthèse et la synthèse des protéines. La photosynthèse peut être affectée par une réduction de l'efficacité de collecte de l'énergie lumineuse en raison d'une réduction de la quantité de chlorophylle a qui contient de l'azote mais aussi par la réduction de l'efficacité de synthèse des protéines qui constituent l'appareil photosynthétique.

En raison de la chute gravitationnelle de la matière particulaire (comme le plancton, les matières fécales ou les organismes morts), les éléments nutritifs quittent constamment la zone photique, et ne la réalimentent que par le mélange des eaux et la remontée des eaux plus profondes. Cette situation s'aggrave en été en raison du réchauffement des eaux de surface et de la réduction des vents qui augmentent la stratification verticale et conduisent à une forte thermocline, car cela rend plus difficile le mélange des eaux et la remontée des eaux plus profondes riches en éléments nutritifs. Dans les zones d'upwelling, on observe une forte

productivité primaire en raison de la remontée importante des eaux profondes riches en éléments nutritifs.

I-2-1-3-Le Fer :

Un autre facteur potentiellement limitant découvert relativement récemment est le fer. Il est utilisé en tant que cofacteur (biochimie) des enzymes impliqués dans les processus tels que la réduction des nitrates et la fixation de l'azote. Une source importante de fer dans les océans provient de la poussière des déserts qui est transportée par les vents. Le Sahara joue ainsi un rôle essentiel dans la fertilisation des océans. Dans les régions de l'océan qui sont éloignées des déserts ou qui ne sont pas atteintes par les vents porteurs de poussières (par exemple, le Sud et le Nord de l'Océan Pacifique), le manque de fer peut limiter considérablement la productivité primaire. Ces zones sont connues sous le nom de zones HNLC pour High-Nutrient, low-chlorophyll (en) en anglais (teneur élevée en nutriments, faible teneur en chlorophylle) en raison de la rareté du fer qui limite la croissance du phytoplancton et conduit à un excès de nutriments. Certains scientifiques ont suggéré d'introduire du fer dans ces régions comme un moyen d'accroître la productivité primaire et l'utilisation du dioxyde de carbone de l'atmosphère afin de limiter les effets du réchauffement climatique. Cependant, des essais de fertilisation par le fer ont montré que l'ajout de fer peut effectivement booster la productivité primaire mais que ses effets disparaissent très rapidement. De plus, il est toujours très dangereux de modifier artificiellement la composition des écosystèmes naturels car on ne mesure pas toujours les conséquences que cela pourrait avoir.

I-3- Mesure de la production primaire :

I-3-1- Méthode de la récolte de la production primaire :

-a- Les plantes annuelles :

-a-1- Calcul de la production nette (PN) :

Cette méthode consiste à récolter chaque mois ou chaque année sur des surfaces de biotopes déterminés, la totalité de la phytomasse aérienne et souterraine dont on détermine soit le poids sec, frais, calciné etc.

Exemple : soit une parcelle de terre de 0.80 hect sur laquelle on a 20000 plantes de maïs, on les fait sécher à l'étuve pour calculer le poids sec (Ps), d'où $Ps = 12000 \text{ kg}$. On procède par la suite à la destruction de la M.O des 12000 kg de maïs au four à 600°C d'où il reste la masse minérale (Mn) qui est de 644 kg

$$M.O = P_s - M_n, M.O = 11356 \text{ kg}$$

La teneur moyenne en carbone organique, $C = 5054 \text{ kg} \quad (11356 \text{ kg} \times 0.445)$

NB= -il y a 44.5% de carbone dans M.O végétale

- il y a 37.5% de carbone dans M.O animale

Les 5054 kg, c'est le taux de carbone (glucides) qui représente la production primaire, d'où si on considère qu'une mûle de sucre ($C_6H_{12}O_6$) pèse 180g dont 72g de C on aura une production nette $PN = 12634 \text{ kg} \quad (5054 \times 180 / 72)$ de sucre dans les 20000 plantes de maïs

-a-2- Calcule de la production brute (PB) :

L'énergie de la respiration (RA) équivaut en poids à environ 50% du poids sec de la plante récoltée

Si on considère que la récolte c'est faite 100 jours après la semer, d'où il y a eu dans cet intervalle de temps une respiration de 6000kg de CO_2 dans laquelle le C en poids représente les 3/11. La quantité de C respirée = $1636 \text{ kg} \quad (6000 \times 3 / 11)$ qui correspond à une quantité de glucide de $4090 \text{ kg} \quad (1636 \times 180 / 72)$

$$PB = PN + RA \implies PB = 16724 \text{ kg de glucide} \quad (12634 \text{ kg} + 4090 \text{ kg})$$

Sachons que 1g de glucide équivaut à 3.8kcal $\implies 1 \text{ kg de glucide} = 3800 \text{ kcal}$

-b- mesure de la production primaire photosynthétique (phytoplanctonique) :

-b-1- Equations du phytoplancton :

$$1300 \text{ kcal} + 106 \text{ CO}_2 + 90 \text{ H}_2\text{O} + 16 \text{ NO}_3 + 1 \text{ PO}_4 = 3258 \text{ Protoplastes}$$

$$106 \text{ C} + 180 \text{ H} + 46 \text{ O} + 16 \text{ N} + 1 \text{ P} + 154 \text{ O}_2 + 1287 \text{ kcal} \implies PN = 13 \text{ kcal.}$$

$13 \text{ kcal} / 1300 \text{ kcal} = 1\%$ c'est le rendement photosynthétique du phytoplancton.

Le rendement photosynthétique on peut utiliser soit la quantité de sucre formée ou la quantité d'oxygène produite ou bien la quantité de CO_2 consommée.

-b-2- Expérience de la bouteille sombre et claire :

On émerge deux bouteilles ayant le même volume et à la même profondeur, une bouteille claire où la photosynthèse est possible et une bouteille sombre où la photosynthèse est bloquée et ne reste que la respiration. On dose la concentration de l'oxygène après un temps (T) dans les deux bouteilles :

- dans la bouteille claire la mesure de l'oxygène est assimilée à la production nette

$$PN = 0 = PB - RA$$

- dans la bouteille sombre la différence de la concentration de l'oxygène entre les temps $T_0 - T_1$ est assimilée à la quantité de carbone dégradé (RP) par la respiration

$$RA = RP \text{ -----} > PB = RP + PN ([O_2] \text{ finale})$$

II-La production secondaire:

On entend par production secondaire la production des consommateurs (herbivores, carnivores, parasites, détritivores, décomposeurs).

Comme pour la production primaire, on distinguera une production brute, après déduction de la respiration, une production nette. La encore, on prendra garde de ne pas confondre production nette et augmentation de biomasse, cette augmentation étant à un niveau trophique donné égale à la différence (éventuellement négative) entre la production nette et la consommation par le niveau trophique supérieur.

Les décomposeurs, outre une production de leurs propres biomasses, sont responsables d'une décomposition extracellulaire de la matière organique morte (véritable digestion extrême rendu possible grâce à l'excrétion d'enzymes dans le milieu), oxydation dont ils tirent leurs énergies. La productivité secondaire est définie comme le taux auquel les consommateurs d'un écosystème (herbivores, carnivores) convertissent l'énergie chimique de leur nourriture en leur propre biomasse. Au sein d'une chaîne alimentaire, la productivité décline fortement à chaque transfert d'énergie entre les différents niveaux de la hiérarchie trophique, principalement du fait de la dissipation d'une partie de l'énergie chimique en chaleur.

Il en découle logiquement que l'énergie chimique accumulée en biomasse par la productivité primaire n'est pas convertie entièrement en productivité secondaire : les processus d'alimentation et de digestion ne sont pas efficaces à 100 %.

On définit alors le rendement écologique (efficacité) entre deux niveaux trophiques comme le rapport entre la productivité nette du niveau supérieur et celle du niveau inférieur.

L'efficacité est d'environ 10 % (part de l'énergie réellement converti en biomasse lors du transfert). Selon l'écosystème, on estime que les variations vont de 5 % à 20 %.

II-1-Mesure de la production secondaire :

C'est un des problèmes des plus délicats de l'écologie actuelle. La mesure de la production secondaire est beaucoup plus dure que celle de la production primaire car :

- a-1- les chaînes trophiques qui y participent sont nombreuses et imbriquées ;
- a-2- souvent la plus grande partie de la biomasse secondaire est consommée au fur à mesure qu'elle est produite : l'augmentation de biomasse est alors nulle ou du moins très inférieure à la production nette (alors que pour la production primaire, dans les écosystèmes

terrestres, 80% de la biomasse produite, ou même plus, peu ne pas être consommé par les herbivores) ;

-a-3- il n'existe pas de méthode directe standardisable de mesure du carbone fixé dans la biomasse secondaire.

La production secondaire est mesurée que dans certains cas que nous allons énumérer :

- Mesure par bilan nutritionnel (dans des conditions d'élevages)
- Mesure globale par évaluation des échanges gazeux ou minéraux sur un peuplement tout entier (c'est possible lorsqu'on isole un morceau d'un écosystème)
- Mesure indirecte de la production secondaire par bilan des rapports de carbone, azote et phosphore (Le Borne, 1978) elle est appliquée au zooplancton marin.

III- Réseaux trophiques :

III- 1-Un réseau trophique :

Il est un ensemble de chaînes alimentaires reliées entre elles au sein d'un écosystème et par lesquelles l'énergie et la biomasse circulent (échanges d'éléments tel que le flux de carbone et d'azote entre les différents niveaux de la chaîne alimentaire, échange de carbone entre les végétaux autotrophes et les hétérotrophes). Le terme *trophique* se rapporte à tout ce qui est relatif à la nutrition d'un *tissu* vivant ou d'un organe. Par exemple, une relation trophique est le lien qui unit le prédateur et sa proie dans un écosystème. Dans un écosystème, la structure des réseaux trophiques (les types et réseaux de relations alimentaires entre organismes) influence fortement la quantité, la diversité, la stabilité et la qualité de la biomasse et de la matière organique résiduelle (excréments, nécromasse) produites par les écosystèmes. La qualité d'un réseau trophique et de ses interactions a un lien direct avec la stabilité et la résilience des populations qui en font partie.

Réseau trophique : Ce terme désigne l'ensemble des relations trophiques existant à l'intérieur d'une biocénose entre les diverses catégories écologiques constituant cette dernière (producteurs, consommateurs, décomposeurs). Un réseau peut aussi se définir comme étant la résultante de l'ensemble des chaînes alimentaires unissant les diverses populations d'espèces que comporte une biocénose.

Chaque réseau est caractérisé par des boucles de rétroactions complexes et des équilibres dynamiques, fortement influencés par les paramètres biotiques et abiotiques (température, pH, disponibilité en lumière, oxygène et nutriments notamment).

Ainsi, à titre d'exemple pour les milieux aquatiques, l'augmentation du nombre d'individus d'une espèce ou du nombre d'espèces herbivores tend à diminuer le nombre d'algues fixées ou en suspension. Mais dans le même temps cette pression herbivore favorise l'arrivée de lumière et rend disponible des nutriments, ce qui favorise la croissance d'autres algues ou plantes.

III- 2 Une Chaîne alimentaire :

Terme désignant les relations trophiques qui unissent les organismes de niveau trophique différents à l'intérieur d'une même communauté

Elle est une suite d'êtres vivants de différents niveaux trophiques dans laquelle chacun mange des organismes de niveau trophique inférieur dans le but d'acquies de l'énergie. Le premier maillon d'une chaîne est toujours un organisme autotrophe. Dans les mers et les océans, le phytoplancton assure ce rôle. Dans les profondeurs abyssales où les rayons du soleil ne parviennent pas, les bactéries thermophiles sont les premiers maillons de la chaîne.

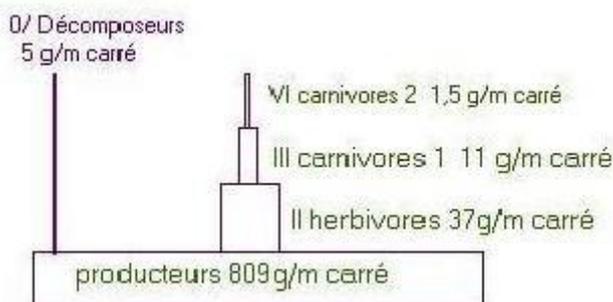
On distingue les chaînes de consommateurs terrestre :

plantes → herbivores → Carnivores I → carnivores 2

, des chaînes de consommateurs aquatiques :

Phytoplancton → zooplancton → prédateurs microphages → prédateurs macrophages → super prédateurs.

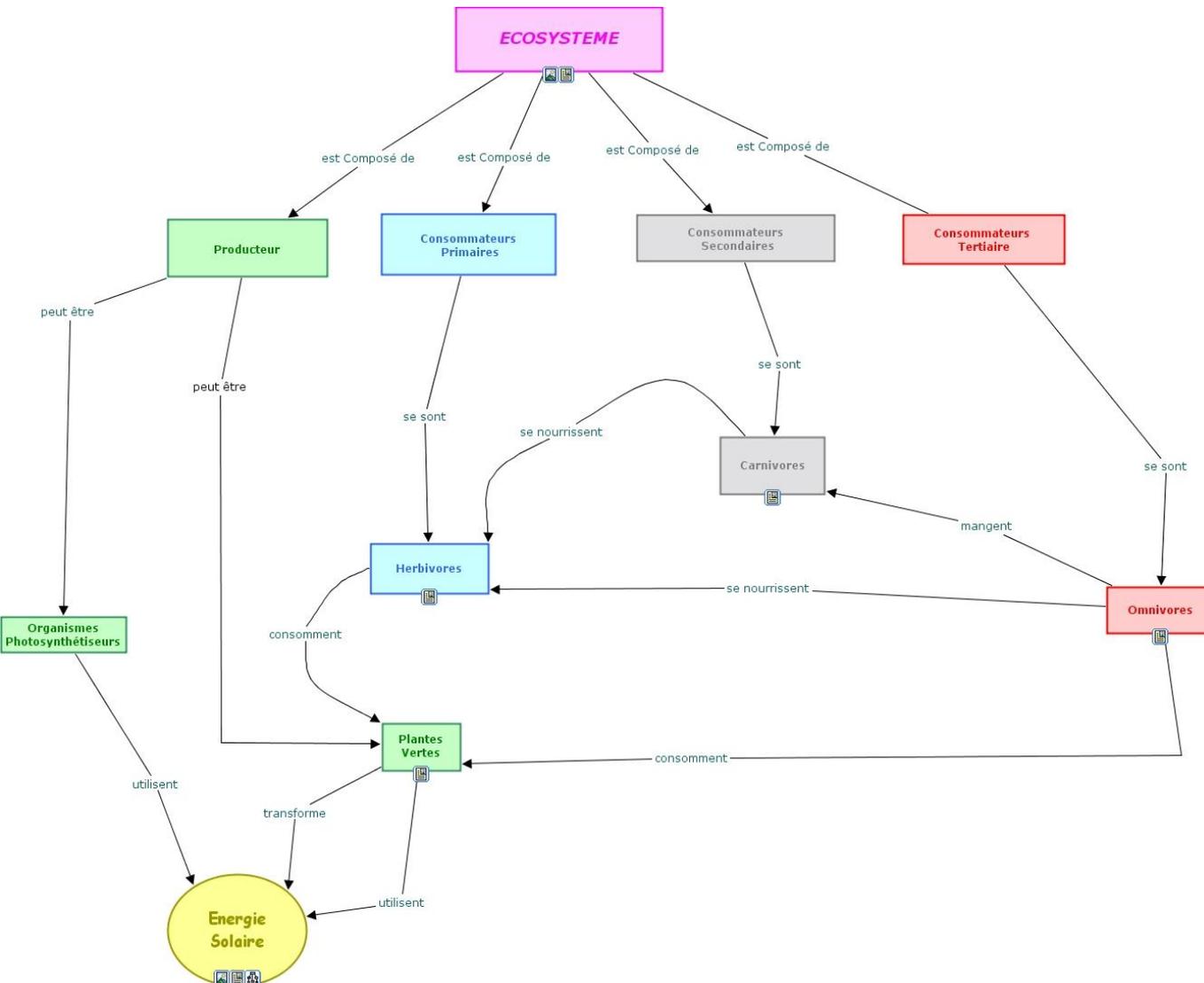
-Pyramide alimentaire dans une biocénose : Pyramide des biomasses



Chapitre 3 : Les processus cycliques des éléments nutritifs

1- Cycle du Carbone :

I-1-L' Origine du carbone :



Le cycle du carbone est un cycle biogéochimique qui correspond à l'ensemble des échanges d'éléments carbone sur une planète. Celui de la Terre est particulièrement complexe du fait des divers échanges entre les océans, les roches, la matière vivante et l'atmosphère (il existe quatre réservoirs de carbone : l'hydrosphère, la lithosphère, la biosphère et l'atmosphère)

I-2-L'Evolution du Carbone :

Le CO₂ étant soluble dans l'eau il est absorbé par les Océans et transformé en carbonate (HCO₃) (CO₂ + H₂O = H₂CO₃) (acide carbonique). Cet acide en présence de Ca et Mg donne des soles Carbonatés CaCO₃ qui précipite au fond de l'Océan, d'autre part le CO₂ atmosphérique est absorbé pendant le jour par le phytoplancton et les plantes supérieures (macrophytes) qui le transforme par photosynthèse en molécule organique. Cette photosynthèse est réalisée grâce aux pigments chlorophylliens des plantes qui sous l'action de la lumière Solaire catalysent la réaction de synthèse organique à partir de CO₂ et H₂O. La décomposition de la matière organique ainsi que la respiration nocturne des plantes restituent le CO₂ à l'atmosphère. Le Carbone (C) fossilisé est mobilisé par une combustion et ramener dans l'atmosphère, le monoxyde de carbone CO qui une étape de l'oxydation du C est transformé en CO₂ par réaction chimique ou réaction biochimique.

I-3-Reservoirs et sens des flux du Carbone :

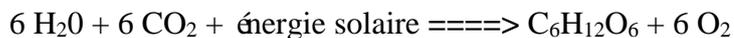
Les échanges de carbone s'expriment en *milliards de tonnes* par an (*gigatonnes* par an ou *Gt/an*)

I-3-1 Les réservoirs de carbone à renouvellement rapide :

-a- Echanges atmosphère biosphère :

Les êtres vivants échangent 60 Gt/an, dans les deux sens, de carbone avec l'atmosphère : alors que la fermentation, la respiration des bactéries, des animaux et des végétaux dégagent du CO₂, la photosynthèse des végétaux chlorophylliens fixe le carbone dans la matière organique ou biomasse. Ces deux mécanismes font à la fois partie du cycle du carbone et du cycle de l'oxygène. Cet échange est équilibré si on ne tient pas compte de la déforestation.

Photosynthèse :



Eau + dioxyde de carbone \implies glucose + dioxygène gazeux

Respiration cellulaire :



glucose + dioxygène gazeux \implies eau + dioxyde de carbone + énergie (qui permet de lier un groupe phosphate à un ADP afin de former de l'ATP)

Fermentation :



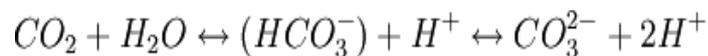
glucose =====> dioxyde de carbone + énergie (qui permet de lier un groupe phosphate à un ADP afin de former de l'ATP) + déchets variés (méthane, éthanol etc.)

Dans un écosystème en équilibre, la quantité nette de dioxygène produit par les organismes autotrophes (photosynthèse) est égale à la quantité de dioxygène consommé par les organismes hétérotrophes (respiration).

Mais certains écosystèmes ne sont pas équilibrés, comme les tourbières: ils stockent des déchets végétaux dans les sols, la tourbe. Cette biomasse « morte » est estimée à 1600 Gt de Carbone, deux fois la quantité de carbone de la biomasse « vivante ».

-b- Échanges avec l'hydrosphère (dissolution - dégazage) :

Du fait de la forte solubilité du dioxyde de carbone (CO₂) dans l'eau et de l'importance du volume des océans, la capacité de stockage des couches supérieures de l'hydrosphère, c'est-à-dire jusqu'à 100 mètres, est impressionnante. Mais si elle arrive à être 63 fois plus élevée que



celle de l'atmosphère, c'est grâce à la diversité des formes du carbone dans les océans. D'une part en milieu aqueux le dioxyde de carbone (CO₂) se transforme intégralement en hydrogencarbonate (HCO₃⁻) et d'autre part celui-ci peut lui-même devenir un ion carbonate de formule CO₃²⁻.

La répartition du CO₂ dans l'hydrosphère est approximativement la suivante :

- 1% dans le dioxyde de carbone (CO₂)
- 90% dans l'hydrogencarbonate (HCO₃⁻)
- 9% dans les ions carbonates (CO₃²⁻)

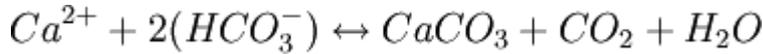
I- 3-2-Les échanges lents avec la lithosphère :

-a- Échanges biosphère lithosphère (fossilisation) :

- La fossilisation des êtres vivants morts demande plusieurs millions d'années. Comme le nombre d'organismes vivants ne peut pas augmenter brutalement de manière significative, ce transfert ne change guère au cours du temps. Il est estimé à moins de 0,5 Gt/an.

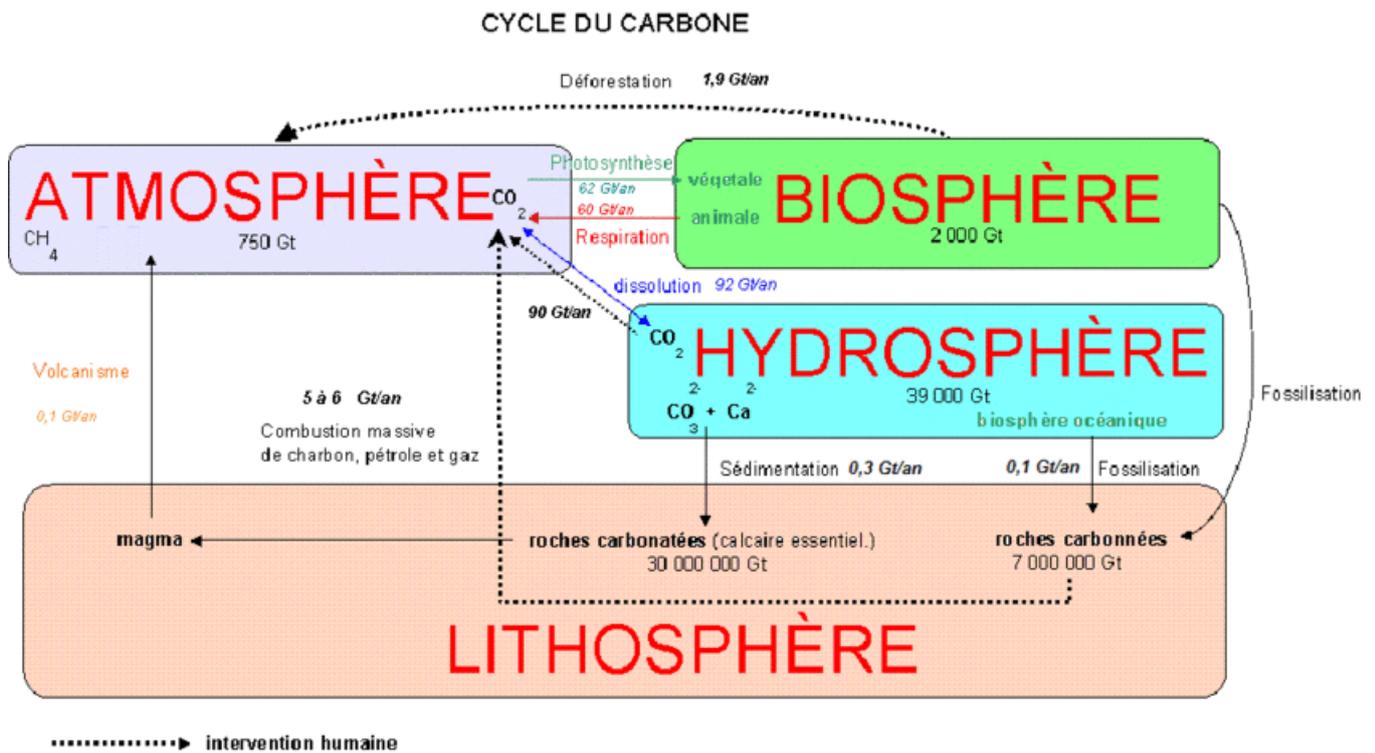
-b- Les échanges hydrosphère lithosphère (sédimentation) :

- La *sédimentation océanique* : les coquilles des crustacés, des mollusques ou des algues planctoniques se forment par précipitation du calcaire à partir des éléments dissous:



Cette précipitation peut être spontanée dans certaines conditions physico-chimiques.

La sédimentation des coquilles est à l'origine de la plupart des roches contenant du calcaire (craie, calcaire, marne etc.). Ce calcaire ou carbonate de calcium (CaCO₃) reste stocké pendant des millions d'années (délai de renouvellement moyen : 330 millions d'années, à comparer avec le délai de renouvellement du carbone de l'atmosphère qui est de cinq ans).



1-Cycle de l'Azote :

L'atmosphère est la principale source d'azote, sous forme de di azote, puisqu'elle en contient 78 % en volume. L'azote, composé essentiel à de nombreux processus biologiques, se retrouve entre autres dans les acides aminés constituant les protéines, et dans les bases azotées présentes dans l'ADN. Des processus sont nécessaires pour transformer l'azote atmosphérique en une forme assimilable par les organismes.

L'azote atmosphérique est fixé par des bactéries présentes dans le sol, telles qu'*Azobacter vinelandii*, grâce à une enzyme, la *nitrogénase*. Celle-ci qui produit de l'ammoniac NH_3 à partir de l'azote atmosphérique et de l'hydrogène de l'eau. Certaines de ces bactéries, comme *Rhizobium*, vivent en symbiose avec des plantes, produisant de l'ammoniac et puisant des glucides de la plante dans la rhizosphère. L'ammoniac peut aussi provenir de la décomposition d'organismes morts par des bactéries saprophytes sous forme d'ions ammonium NH_4^+ .

Dans les sols bien oxygénés, mais aussi en milieu aquatique oxygéné des bactéries transforment l'ammoniac en nitrite NO_2^- , puis en nitrates NO_3^- , au cours du processus de nitrification. On peut décomposer cette transformation en nitritation et nitratisation.

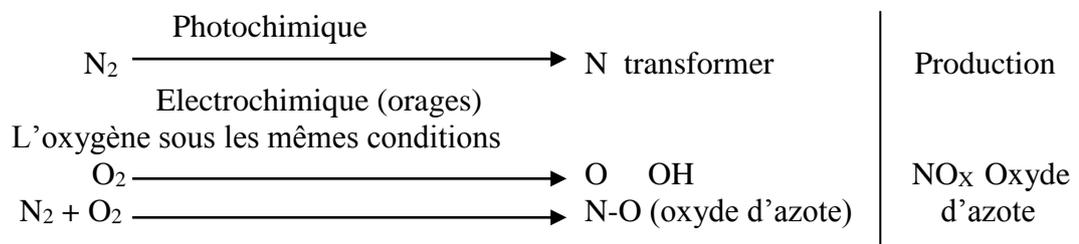
Les végétaux absorbent grâce à leurs racines les ions nitrate NO_3^- et, dans une moindre mesure, l'ammonium présent dans le sol, et les incorporent dans les acides aminés et les protéines. Les végétaux constituent ainsi la source primaire d'azote assimilable par les animaux.

En milieu Anoxique, (sol ou milieu aquatique non oxygéné) des bactéries dites *dénitrifiantes* transforment les nitrates en gaz diazote, c'est la dénitrification.

III- Les sources des matières azotées et leurs formes :

-a- L'atmosphère :

Il est constitué de 78% d'azote (N_2) en volume, c'est un gaz inerte qui ne participe pas dans les réactions chimiques et biologiques dans les conditions normales mais il peut subir des transformations sous l'action de la lumière.



-b- L'eau :

Les formes d'azote :

Gazeuses (N_2) : sa teneur ne dépasse pas les 10mg /l.

Il se trouve sous forme moléculaire ionique ou anionique qui correspond à des formes d'oxyde d'azote par ex : les amines, les acides aminés, les protéines, la chlorophylle, l'ammoniaque, nitrate, nitrite, les acides nucléiques. Toutes ces molécules ont peu les retrouvées :

- Les produits dit naturels : ils sont les composants de la biomasse, les macromolécules, protéines ADN, ARN et aussi des molécules spécifiques à certains organismes qui regroupent les alcaloïdes, les toxines et venins. Les produits du métabolisme qui sont les molécules fabriquées par le catabolisme. On a aussi l'urée, les acides aminés, les acides humiques. Les proportions de l'azote dans ces produits naturels est de : 2% dans les acides humiques, les chlorophylles (A, B, C) est de 6% de N₂, les acides aminés ont des teneurs variables entre 7 et 32 % de N₂.

-Les produits de synthèses :-les produits organiques azotés (P.O.A) les courants comme les hétérocycles azotés (le benzothiazol)- les composés nitrés (pesticides, herbicides,....) ...ect.

-c- le sol :

On peut dire simplement que dans la composition des sols l'azote représente une masse comprise entre 10. 10¹⁰ à 10. 10¹¹ tonnes sous forme chimique, minérale et organique morte ou vivante.

II-2- Les étapes du cycle de l'azote :

Il existe cinq étapes dans son cycle

-a- Fixation :

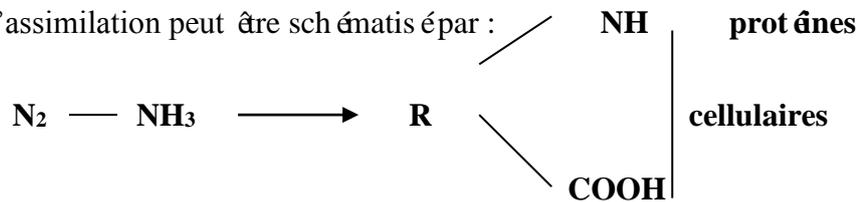
Certains organismes vivants possèdent l'aptitude de fixer l'azote atmosphérique et de le réduire en ammoniaque avant d'être assimilé. Les organismes sont les algues et les micro-organismes.

-Les bactéries fixatrices d'azote : les plus puissants fixateurs de l'azote sont les bactéries symbiotiques des légumineuses, une bactérie particulière est associée à chaque espèce de légumineuse et qui sont toutes du genre Rhizobium.

-Les algues bleues ou cyanophycées : espèces d'algues bleues photosynthétiques sont capables de fixer l'azote en milieu aquatique.

-b- L'assimilation :

C'est la transformation biologique de la matière azotée minérale ou organique inerte en matière vivante. La forme assimilable de l'azote est l'ammoniac (NH₃) les nitrates viennent en suite. L'assimilation peut être schématisé par :



-c- L'ammonification :

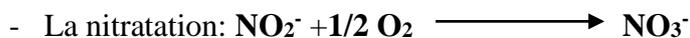
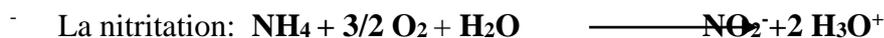
Elle constitue une des étapes du cycle de l'azote qui consiste à une transformation de l'azote organique en azote minérale (N₂, NH₃, NO₂⁻, NO₃⁻). Elle peut être produite par des bactéries et autre produit de la dégradation.



-d- La nitrification:

La nitrification est une étape dans laquelle l'azote ammoniacal est oxydé en nitrate par l'intermédiaire de bactéries nitrifiantes. $\text{NH}_3 \longrightarrow \text{NO}_3^-$

Elle se réalise en deux étapes essentielles dans lesquelles les nitrites NO₂⁻ sont le produit intermédiaire d'oxydation d'où on a :



-L'équation globale de la nitrification :



Les bactéries qui assurent cette nitrification :

- Pour la nitrification (NO₂⁻) on a : Nitrosomonas, Nitrosococcus, Nitrosospora
- Pour la nitrification (NO₃⁻) on a : Nitrobacter vivinogradsky se sont des bactéries aérobies strictes, chimio-lithotrophe, elles utilisent leur substrat de minéraux comme

seul source d'énergie et le CO₂ comme seul source de carbone. Dans ces conditions la nitrification est dite autotrophe.

La nitrification hétérotrophe peut avoir lieu dans le sol si la matière organique constitue le substrat organique assuré par les bactéries du genre *Arthobacter* et champignons du genre *Aspergillus*.

-e- la dénitrification : (élimination des nitrates)

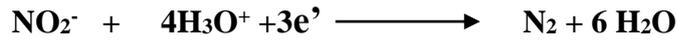
C'est le processus bactérien par lequel l'azote nitrique (N-NO₃⁻ et NO₃⁻) est réduit à un état d'oxydation inférieur (NO₂⁻ et N₂). Il existe plusieurs méthodes de l'élimination des nitrates qui se produisent aussi bien dans les sols et les milieux aquatiques. Elle peut être une réduction assimilatrice du nitrate et elle peut être une réduction désassimilatrice incidente ou une respiration des nitrates qui est une dénitrification vraie.

- 1- La réduction assimilatrice du nitrate : le nitrate (NO₃) qui disparaît du milieu est entièrement utilisé pour la biosynthèse des protéines et des constituants cellulaires azotés après avoir subi préalablement une réduction en (NH₄ ou NH₃) suivant la réaction : NO₃⁻ → NO₂⁻ → NO → (NOH) → NH₂OH → NH₃ on peut l'appeler aussi la nitrate-ammonification. Les bactéries qui assimilent les nitrates : *Azotobacter*, *Pseudomonas*, *Bacillus*, *Arthobacter*. Les champignons qui assimilent les nitrates ex : *Actinomyces* et aussi les Algues bleues et vertes.
- 2- La réduction désassimilatrice : de très nombreuses bactéries aérobies et anaérobies facultatives peuvent réduire les nitrates en nitrites qui sont effectués par des bactéries fermentantes.
- 3- La dénitrification vraie : Pour ce processus exclusivement bactérien l'azote N₂ est le produit final de la réduction de l'ion NO₃⁻. Le N₂O peut accompagner cette dénitrification qui s'effectue en plusieurs étapes selon la réaction suivante :

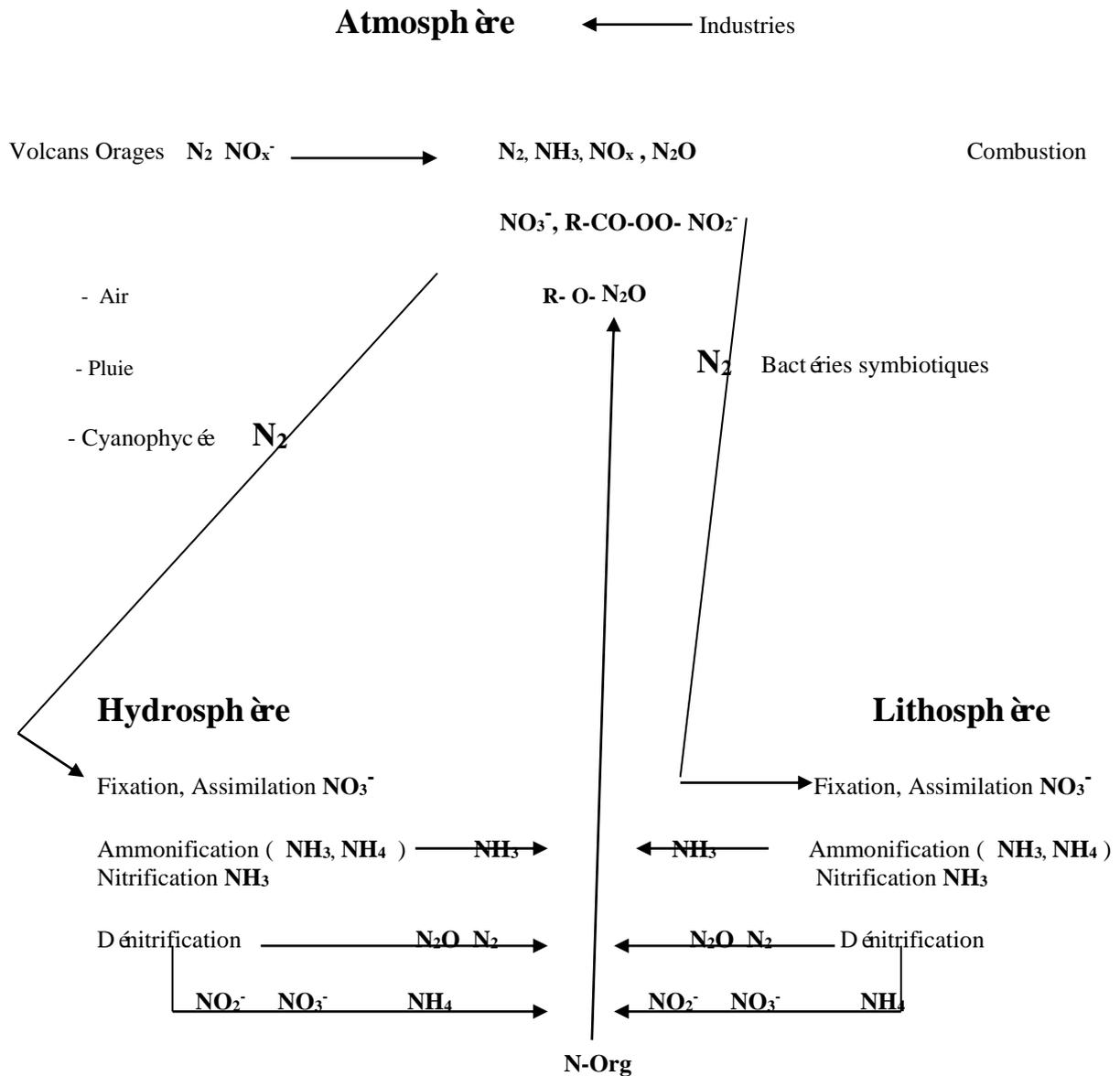


Le nitrate dans les conditions d'anaérobiose exerce la fonction de l'oxygène donc c'est lui qui l'accepteur des électrons au cours de l'oxydation de la matière organique ou d'une substance minérale.





Les conditions optimal de la d é nitrification absence de l'oxygène et le pH compris entre 7 et 8 ,5 et dans des temp é ratures de 5 à 80C °. Les bact é r i e s impliqu é s dans ces transformations sont des genres : Pseudomonas , Achromobacter , Baracoccus , Nitrococcus , Bacillus , Thiobacillus .



- l'industrie, l'agriculture et les agglomérations sont d'autres sources d'azote

-R écapitulation des réserves et des sens de flux d'azote dans la biosphère-

Les diverses conditions environnementales déterminent les différents processus impliqués dans le cycle biogéochimique de l'azote, il existe une véritable zonation spatiale de ce processus : la fixation de l'azote s'effectue dans l'eau et dans le sol, la nitrification a lieu dans les habitats aérés, la dénitrification prédomine dans les milieux anoxiques. Toutes ces réactions biogéochimiques peuvent être imbibées par des polluants chimiques notamment les biocides organiques et micropolluants métalliques, ces problèmes écologiques rencontrés à travers le cycle de l'azote peuvent être d'ordre toxique ou l'eutrophisation des milieux aquatiques et la détérioration des ressources hydriques.

III- Cycle du Phosphore :

III-1- Présentation du P :

-a- Origine naturelle et abondance :

La masse atomique du P = 31, le Phosphore est un élément assez répandu dans la nature et représente 0.11% en masse de la lithosphère et du fait de sa grande oxydabilité il n'existe pas à l'état libre dans la nature, on le retrouve surtout sous forme de minerais à structure d'orthophosphate telle que : les Apatites et les Phosphorites.

-b- Réactivité chimique :

La valence du Phosphore est $V = +5$, il forme facilement avec les autres éléments des liaisons, Presque exclusivement covalentes, en solution les ions Phosphore n'existent pas. Il agit généralement comme réducteur en passant du degré d'oxydation zéro (0) à plus cinq (+5) qui donne essentiellement des oxydes et des acides.

*** Les oxydes du Phosphore : les plus importants sont, l'anhydride phosphoreux (3+) P_2O_3 et anhydride phosphorique (5+) P_2O_5 .

*** Les acides du Phosphore : on a les acides dioxiphosphoriques (H_3PO_2 , H_2PO_2 , $H_4P_2O_5$), les acides métaphosphoriques (HPO_3), les acides pyrophosphoriques ($H_4P_2O_7$) et les acides orthophosphoriques (H_3PO_4). Le plus important est l'acide orthophosphorique appelé couramment l'acide phosphorique qui est un triacide et qui peut donner plusieurs sels hydratés. L'acide phosphorique avec les cations alcalins (Mg^{+2} et Ca^{+2} par ex) donne des phosphates solubles et avec les autres cations des sels moins solubles en milieu acide. Les phosphates peuvent donner également divers complexes ex : le phosphomolibdate.

-c- Les dérivées industrielles du Phosphore :

Elles sont représentées par : l'acide phosphorique, les engrais phosphatés, les détergents et les pesticides.

-d- Le Phosphore et les systèmes biologiques :

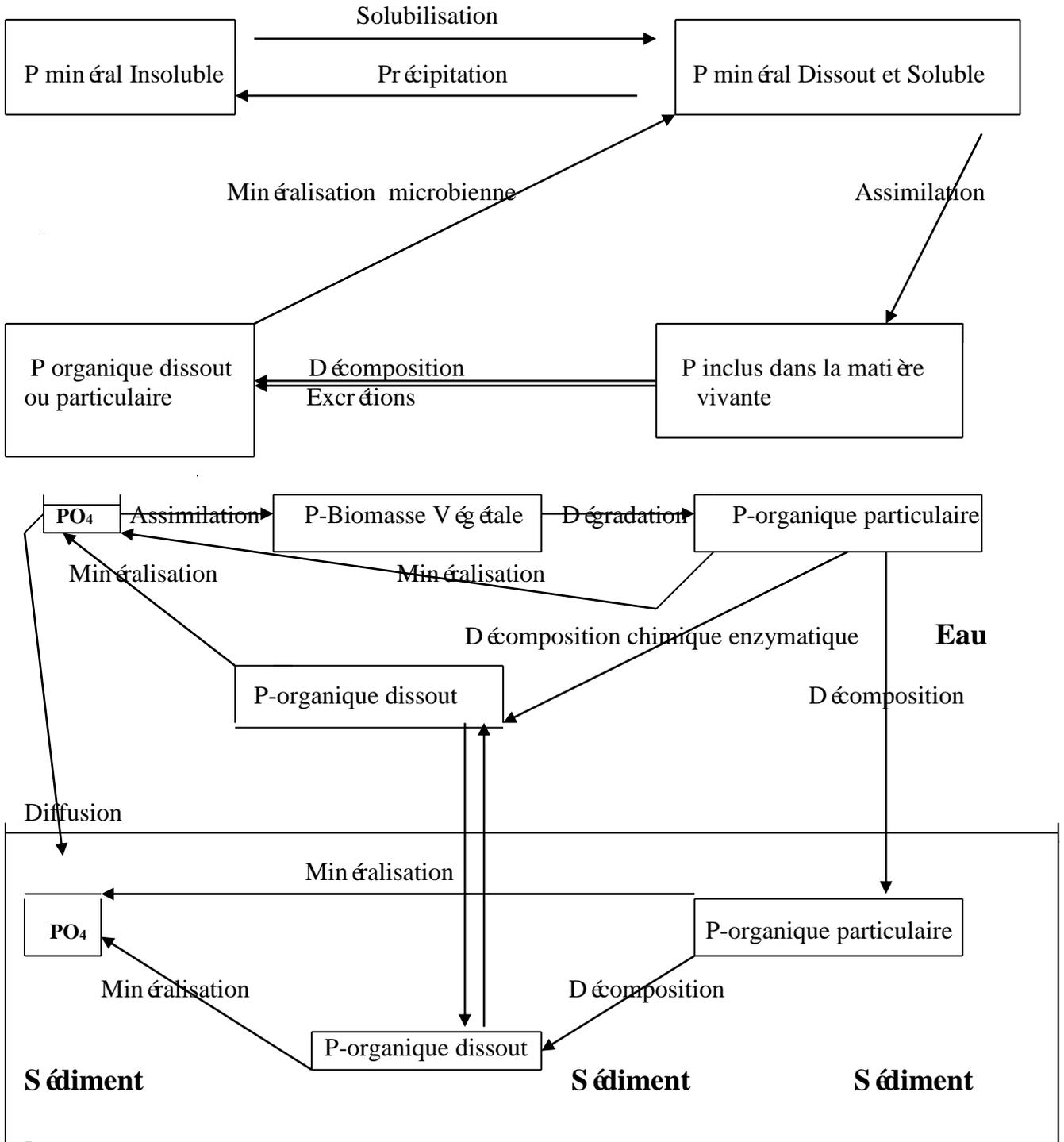
Bien qu'il soit un élément abondant dans la nature le Phosphore intervient dans les systèmes biologiques vivants à des concentrations plus faibles que celle du Carbone et de l'Azote mais c'est un élément essentielle puisqu'il intervient dans des molécules organiques de synthèses cellulaires. Ex de ces molécules les phospholipides et les acides nucléiques jouent aussi un rôle déterminant dans l'accumulation et le transfert de l'énergie A.T.P et A.D.P (grâce à l'adényl triphosphate).

-e- Les formes du Phosphate dans les écosystèmes aquatiques :

Les écosystèmes reçoivent et modifient les dérivées phosphorées issues de l'érosion et l'altération des roches, des soles de l'excrétion d'organismes vivants, la décomposition d'organismes inertes et issue de l'activité humaine. Les formes minérales ou inorganiques du Phosphore dans les écosystèmes peuvent être les Phosphores qui sont apportés par la dégradation des roches, les excréments, les engrais phosphorés et peut être présent dans les cellules vivantes. Les pyrophosphatés qui entrent dans la composition du squelette et les polymétophosphates qui sont une forme de stockage du Phosphore et représentent une chaîne énergétique chez les organismes vivants (ils sont produits par l'industrie). Les formes organiques du Phosphore elles sont très nombreuses au sein des organismes vivants (animales et végétales) et on a aussi les matières phosphorées fabriquées par l'Homme telle que les pesticides plus ou moins modifiés par la photolyse, hydrolyse et biodégradation. Dans les organismes vivants certains composés organophosphorés jouent un rôle important se sont notamment les acides adényl triphosphoriques (A. T.P) et les acides A.D.P et A.M.P

III-2- Le cycle du Phosphore :

-a- Dans l'eau et les sédiments :



b- Dans la biosphère :

Le phosphore inorganique est mis en circulation par dissolution et lessivage dans les eaux continentales introduit dans les écosystèmes terrestres qui est absorbé par les végétaux qui l'incorpore dans diverses substances organiques et le font passer dans les réseaux trophiques. Les Phosphates organiques sont restitués au sol avec les cadavres et les excréments d'organismes vivants. Ces derniers sont minéralisés en orthophosphate PO_4 d'où le Phosphore est disponible pour les plantes et les organismes autotrophes. Si on suit le cycle du Phosphore à l'échelle de la biosphère il est incomplet du fait de la sédimentation contenue dans les cadavres et des matières organiques et en particulier ceux des poissons riches en Phosphore au fond des Océans notamment dans la zone abyssale où les microorganismes minéralisateurs sont absents, ainsi les Phosphores déposés dans les fonds sont retirés de la biosphère et ne sont plus recyclés du moins à court terme. La surrection des chaînes de montagnes, qui font émerger les sédiments accumulés au fond des géosynclinaux c'est un processus qui s'effectue sur de grandes périodes géologiques, sur des petites périodes le cycle du Phosphore est un cycle à phase sédimentaire dominante.

III-3-Le cycle du soufre :

Tout comme l'azote et le phosphore, le soufre est un élément essentiel à la Vie. À l'origine de la Terre, le soufre était contenu dans les roches ignées, principalement dans la pyrite (FeS_2). Le dégazage de la croûte terrestre et subséquemment l'altération sous des conditions aérobies ont transféré à l'océan une grande quantité de soufre sous la forme de SO_4^{2-} . Quand SO_4 est assimilé par les organismes, il est réduit et converti en soufre organique qui est un élément essentiel des protéines. Comme dans le cas de l'azote, les réactions microbiennes sont déterminantes dans le cycle du soufre.

La compréhension du cycle global du soufre acquiert une grande importance pour l'économie minière et dans le débat sur les changements climatiques et la pollution atmosphérique. Plusieurs métaux, dont le cuivre, le zinc, le plomb, sont extraits des sulfures des dépôts hydrothermaux. Dans certains cas, des réactions microbiennes sont utilisées pour concentrer des sulfures métalliques à partir de solutions diluées. Le soufre est un constituant important des pétroles et des charbons et leur combustion libère du dioxyde de soufre SO_2 dans l'atmosphère. Pouvoir départager les sources naturelles des sources anthropiques des composés du soufre dans l'atmosphère est fondamental pour cerner les causes des pluies

acides et leur impact sur les écosystèmes.

Les composés du soufre sont multiples, les principaux sont les suivants:

a) dans l'atmosphère, à l'état gazeux:

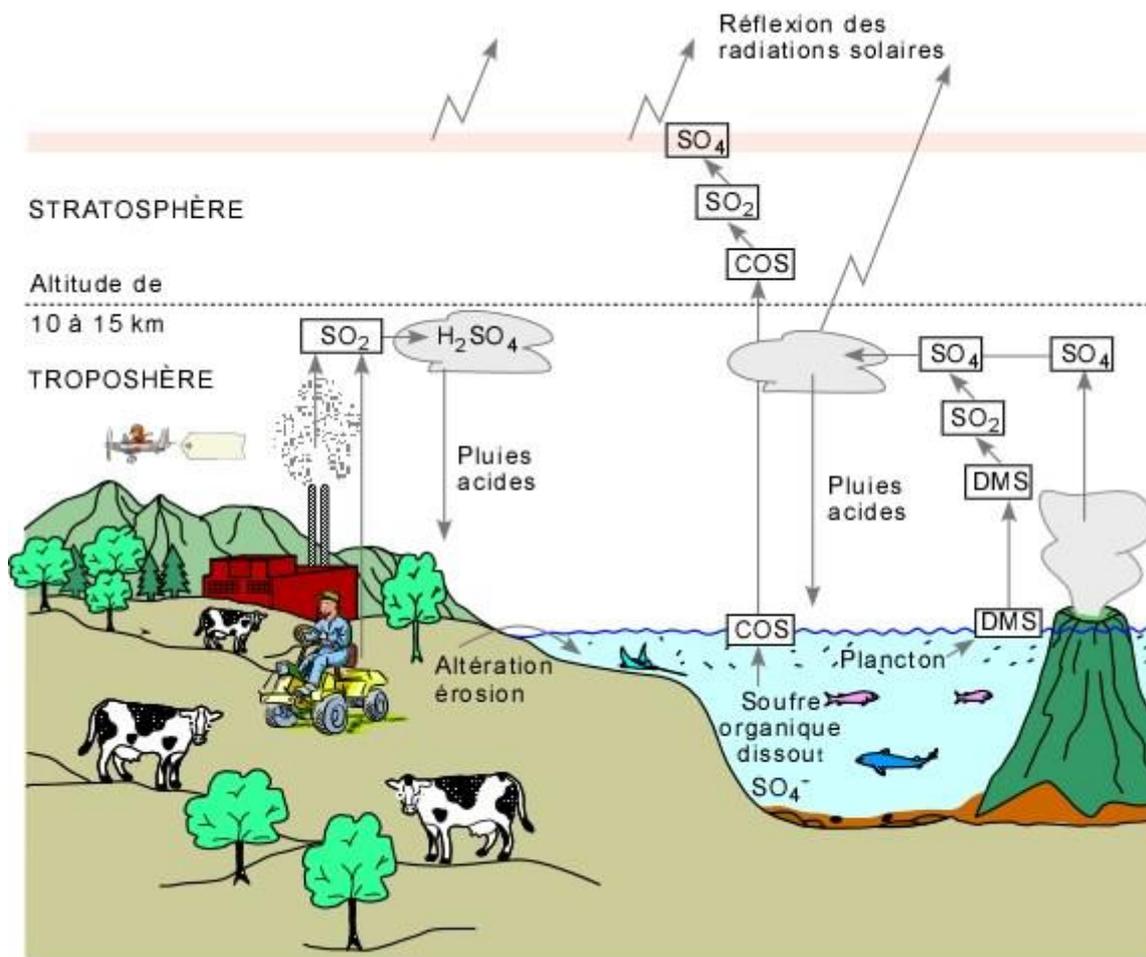
Le soufre réduit comme dans le diméthylsulfure (acronyme: DMS) dont la formule chimique est CH_3SCH_3 et le carbonyl de soufre COS, le dioxyde de soufre SO_2 , les sulfates en aérosols SO_4 .

b) dans les systèmes aquatiques: les composés majeurs sont les sulfates dissouts SO_4^-

c) dans les sédiments et les roches sédimentaires:

Les sulfures métalliques, surtout la pyrite FeS_2 , les évaporites: gypse $\text{CaSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ et anhydrite CaSO_4 , les matières organiques.

Le schéma qui suit résume à grands traits le cycle global du soufre.



Au niveau du cycle océanique, le DMS est un produit naturel issu de la décomposition des cellules du phytoplancton dans la couche supérieure de l'océan. Il s'échappe dans l'atmosphère pour former moins de 1% de la totalité des gaz atmosphériques. Néanmoins, il a une influence sur les climats. En quelques jours, il est oxydé en dioxyde (SO₂), puis en sulfate (SO₄) qui condense en minuscules particules àérosols. Celles-ci agissent comme noyaux pour la formation de gouttes de pluie et de nuages. Ces nuages vont réfléchir une partie du rayonnement solaire et ainsi tempérer le réchauffement de la Planète. Mais ils vont aussi éventuellement contribuer à des précipitations acides à cause de la réaction des aérosols avec la vapeur d'eau et les radiations solaires.

Le carbonyl de sulfure COS est produit à partir des sulfures organiques dissouts dans l'eau de mer et acquis en partie de l'érosion continentale. Il s'échappe par la surface des océans vers l'atmosphère. Il est inerte dans la troposphère, mais s'oxyde en sulfates dans la stratosphère

pour former une couche tout autour de la Planète. Tout comme les nuages de la troposphère, cette couche de sulfates en aérosols va réfléchir une partie du rayonnement solaire, avec le même effet de modération sur la chauffe de la Planète.

Une autre influence naturelle importante sur le cycle du soufre est celle des volcans. Parmi les gaz qu'ils émettent jusque dans la stratosphère, il y a les sulfates SO_4 en aérosols qui viennent s'ajouter à ceux qui sont issus du COS. Couplés aux émissions de cendres créant un effet de voile, ces émissions de sulfates peuvent résulter en des refroidissements à très court terme.

Ainsi, on évalue que le Pinatubo aux Philippines qui a fait éruption en 1991 a abaissé la température planétaire moyenne de 1°C pendant une année dû à l'effet combiné des émissions de cendres et de SO_4 .

Au niveau des continents, l'altération et l'érosion des sulfures métalliques, ainsi que le transport de poussières de sulfates (gypse et anhydrite) dans les déserts transfèrent du soufre aux océans. Les gaz biogéniques des sols anaérobies et des marécages contiennent aussi du H_2S , ainsi que du DMS et COS en moindre quantité, les quels sont libérés dans l'atmosphère. Mais la plus grande contribution en composés sulfurés vient de la combustion des pétroles et des charbons qui contiennent pratiquement toujours du soufre. Ce sont des émissions de sulfates SO_4 , mais surtout de dioxyde de soufre SO_2 . Ce dioxyde sous l'effet des radiations solaires se combine avec la vapeur d'eau et les radicaux OH pour former de minuscules gouttes de H_2SO_4 (acide sulfurique), un processus en partie responsable des pluies acides. Le flux anthropique de ces gaz excède par endroits de beaucoup le flux naturel. On peut dire que globalement le flux principal dans l'échange de soufre entre la surface de la Planète et l'atmosphère est celui d'origine anthropique relié à la combustion des hydrocarbures et des charbons.

