

BG-C-1 poly 02

Texte du cours

Partie C : le climat de la Terre

Chap. 1 : Composition et structure verticale de l'atmosphère et de l'océan

Les enveloppes fluides de la Terre sont l'**atmosphère** et l'**hydrosphère**. Ces enveloppes sont caractérisées par une stratification horizontale fondée sur des différences de densité et un fort dynamisme. Elles constituent les milieux de vie de la majorité des organismes vivants, avec lesquels elles interagissent.

Comment ces enveloppes fluides sont-elles structurées ?

I. Océan et atmosphère sont stratifiés verticalement

Rappels et compléments du cours ST-B

A. L'atmosphère

1. Composition

L'atmosphère présente une **pression** de 1013 hectopascals (hPa) au niveau du sol. Elle est composée essentiellement de **diazote** (N₂, 78%), de **dioxygène** (O₂, 21%) et **d'argon** (Ar, 1%). Elle contient également d'autres gaz en quantités moins importantes, comme le **dioxyde de carbone** (CO₂ : 0,041%) et le **méthane** (CH₄, 1,9 ppb = *partie par milliard en 2018*).

La **vapeur d'eau** représente entre 0 et 4% en volume de l'atmosphère. L'eau atmosphérique est renouvelée en moyenne tous les 9 jours ; ce cycle de l'eau est responsable d'une partie importante des échanges thermiques entre océan et atmosphère.

La comparaison de l'atmosphère actuelle avec l'atmosphère primitive de la Terre ou avec l'atmosphère d'autres planètes rocheuses comme Vénus ou Mars, montre que la Terre possède des quantités bien plus grandes de **dioxygène**. En effet, un épisode **d'oxygénation** de l'atmosphère terrestre est survenu entre -2 milliards d'années et -600 millions d'années, en raison de l'activité d'organismes **photosynthétiques** de type cyanobactéries : l'O₂ atmosphérique est donc **d'origine biologique**.

Le **méthane** présent dans l'atmosphère est également d'origine **biologique**. Il est dû pour l'essentiel à l'activité **d'archées méthanogènes** qui vivent dans des environnements anoxiques comme les marécages, rizières, ou encore le rumen des ruminants. Toutefois, une partie non négligeable des émissions actuelles de méthane provient des fuites de gaz au niveau des puits d'extraction d'hydrocarbures.

2. Stratification verticale

Un profil de température de l'atmosphère montre que la **température diminue** lorsque l'on s'éloigne du sol : elle passe d'une moyenne de **15°C** au contact du sol à **-60°C à 10 km** d'altitude ; au-delà la température **augmente**.

La première couche de l'atmosphère, au contact du sol, est la **troposphère**. Elle contient **85% de la masse** de l'atmosphère. Son épaisseur varie suivant la latitude : **9 km au Pôle et 12 km à l'Equateur**. La troposphère est brassée de grandes cellules de convection (*voir II*). La troposphère est séparée de la stratosphère par la **tropopause**.

La **stratosphère** s'étend jusqu'à **50 km d'altitude**, où on atteint un **maximum thermique d'environ 0°C**. Elle comporte une **couche d'ozone** aussi appelé trioxygène, O₃. **L'ozone absorbe les rayonnements ultra-violet reçus du Soleil et s'échauffe**, ce qui est responsable de l'augmentation de température avec l'altitude dans la stratosphère.

B. L'océan

L'observation des variations de température et de salinité dans une tranche d'eau océanique montre que l'on peut distinguer **trois couches** :

(1) **En surface, la couche de mélange :**

Elle s'étend entre 0 et 50-300 m de profondeur.

Elle est très sensible aux variations saisonnières et ses mouvements sont en lien avec les mouvements de l'atmosphère à son contact.

(2) **La couche intermédiaire :**

Comprise entre 300 et 1000 m de profondeur.

Elle est marquée par une chute régulière de la température jusqu'à une isotherme de 4-5 °C. Ce gradient décroissant de température forme la **thermocline** permanente (celle-ci n'existe pas dans les eaux polaires). En moyenne, la **salinité** y augmente de manière analogue de 0,2 % (d'où présence d'une **halocline**).

Les conséquences de la diminution de température et de l'augmentation de salinité sont une **augmentation de la densité** avec la profondeur dans cette couche (d'où présence d'une **pycnocline**).

(3) La couche profonde :

En-dessous de 1000 m de profondeur.

Elle est constituée d'eaux **denses et froides**. Salinité, densité et température sont quasi-constantes (vers 4-5°C).

La teneur en **O₂**, **CO₂** et en **matière organique** varie également d'une couche à l'autre.

II. Une stabilité relative des stratifications atmosphérique et océanique

A. Les différentes couches de l'atmosphère présentent une stabilité relative

1. Stratification et densité de l'atmosphère

L'air pouvant être assimilé à un gaz parfait, sa **masse volumique** peut être exprimée en fonction de la température et de la pression en utilisant la loi des gaz parfaits :

$$\rho = \frac{P \cdot M_a}{R \cdot T}$$

M_a : masse molaire de l'air (par exemple l'air sec)

R : constante des gaz parfaits

T : température

La masse volumique de l'air **décroît avec l'altitude**. Elle varie par exemple de $1,25 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à la surface à $0,3 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ à la tropopause. L'atmosphère peut ainsi être considérée en moyenne comme un **fluide à l'équilibre hydrostatique** : les basses couches de l'atmosphère sont les plus denses, surmontées par des couches de moins en moins denses.

Cet équilibre peut être modifié dans différentes conditions, ce qui est alors source d'instabilité.

2. Un exemple d'instabilité : l'inversion thermique

La troposphère est le siège des phénomènes météorologiques. Ceux-ci brassent les différentes couches d'air et peuvent perturber la stratification thermique.

L'air le plus chaud est normalement près du sol, mais parfois une inversion thermique se produit : une couche d'air chaud recouvre alors une couche d'air froid au ras du sol. Une telle inversion de température peut se produire quand le sol se refroidit rapidement pendant une nuit claire et calme, ou encore lorsqu'une couche d'air chaud provenant du sud est transportée au-dessus d'une couche d'air plus froid des latitudes moyennes (cela se produit parfois au Canada, par exemple).

Ce phénomène d'inversion thermique piège l'humidité au sol, ce qui a pour conséquence la formation de brouillard. Au niveau des grandes villes et zones industrielles, cela conduit aussi au piégeage des polluants au niveau des zones concernées.

3. Pour information : instabilité et nuages

L'ascension d'un volume d'air – donc la baisse de pression – correspond à une **détente adiabatique** (diminution de pression sans échange de chaleur avec l'environnement) : Ce volume d'air se refroidit alors, ce qui induit la baisse de la pression de vapeur saturante.

Lorsque cette dernière devient égale à la pression partielle en vapeur d'eau de la masse d'air, de fines gouttelettes d'eau sont formées et constituent un **nuage**.

La **forme des nuages est corrélée à la stabilité** de l'atmosphère dans la zone d'ascendance :

- Dans le cas d'une atmosphère **stable**, l'ascendance de l'air humide est rapidement bloquée. Le nuage formé a une extension verticale faible : on parle de stratus ou de **nuage stratiforme**.
- Dans le cas d'une atmosphère **instable**, l'ascendance peut s'effectuer sur une large gamme d'altitudes (on parle de convection atmosphérique), tant que la masse d'air en mouvement vertical est moins dense que l'air alentour (phénomène entretenu par la condensation de la vapeur d'eau, processus libérant de la chaleur). Le nuage formé est moutonnant et peut avoir une extension verticale importante : on parle de cumulus ou **nuage cumuliforme**.

B. Un exemple d'instabilité de la structuration verticale océanique : le phénomène d'upwelling

La stabilité de ces différentes couches océaniques est relative. Ainsi, la topographie océanique présente des fluctuations qui traduisent des mouvements verticaux de l'eau. La mesure de la **topographie océanique** est réalisée notamment par **altimétrie satellitaire** : Un satellite envoie des trains d'ondes qui se réfléchissent sur l'eau et lui reviennent. En parallèle, le satellite détermine très précisément sa position en communiquant avec des balises posées au sol. En combinant les données sur l'orbite du satellite et celles des trains d'onde, on peut reconstituer la topographie océanique. De nombreuses mesures sont nécessaires pour éliminer la topographie dynamique (vagues).

Les courants marins forment à la surface des collines peu élevées et des vallées de faible profondeur, entre lesquelles les eaux circulent.

Par exemple, dans l'**océan Pacifique**, les alizés poussent l'eau qui s'accumule donc à l'ouest de l'océan. Le fait que l'eau de surface soit chassée de la côte ouest de l'Amérique du Sud provoque une **remontée d'eau froide** venue des profondeurs : c'est un **upwelling côtier**. Les eaux profondes étant riches en nutriments et bien oxygénées, elles favorisent la prolifération de plancton.