

Dynamique des enveloppes fluides externes et climat

10/02/2017

Auteur(s) :

Olivier Dequincey

ENS Lyon / DGESCO

Pierre Thomas

Laboratoire de Géologie de Lyon / ENS Lyon

Publié par :

Olivier Dequincey

Résumé

Parcours guidé parmi les ressources de Planet-Terre pour comprendre les mouvements des enveloppes fluides externes et leurs liens principaux avec climat et météo.

Table des matières

- [Première étape - Comprendre les mouvements dans un fluide](#)
 - [Ressources à \(re\)découvrir et questions](#)
 - [Éléments de réponse](#)
- [Deuxième étape - Atmosphère stratifiée et troposphère convective](#)
 - [Ressources à \(re\)découvrir et questions](#)
 - [Éléments de réponse](#)
 - [Discussions issues d'échanges à propos des modélisations](#)
 - [Remarques à propos de la visualisation des mouvements et de l'utilisation de "fumée" ou de bâton d'encens](#)
 - [Remarque à propos des expressions zones "déficitaires" et "excédentaires"](#)
- [Troisième étape - Mouvements atmosphériques : effet Coriolis et énergie latente d'évaporation / condensation](#)
 - [Ressources à \(re\)découvrir et questions](#)
 - [Éléments de réponse](#)
- [Quatrième étape - Le couplage océan - atmosphère](#)
 - [Ressources à \(re\)découvrir et questions](#)
 - [Éléments de réponse](#)
- [Cinquième étape - Météo, climat, variations climatiques](#)
 - [Ressources à \(re\)découvrir et questions](#)
 - [Éléments de réponse](#)

Le déroulé d'une formation

Le parcours proposé ci-dessous est basé sur le contenu final de la formation en ligne délivrée du 2 novembre au 15 décembre 2016. Il a été entièrement relu et corrigé. Corrections, précisions et compléments d'information aboutissent, avec la reformulation de certains passages, à un parcours plus complet.

Le but de ce parcours est de revoir en cinq étapes des concepts de base pour mieux comprendre la dynamique des enveloppes fluides externes (atmosphère et océan) et son impact sur la zonation climatique actuelle.

Au-delà de ce but initial limité, ces bases pourront ensuite servir à aborder plus facilement d'autres sujets tels que les mouvements de convection du manteau terrestre ou les variations climatiques (naturelles ou à forçage anthropique).

Il est proposé à chaque étape de (re)lire des ressources pour revoir des notions simples... puis plus complexes à mettre en œuvre pour comprendre des phénomènes géologiques locaux ou plus généraux. Des questions sont posées comme guides à la lecture et des éléments de réponse sont donnés au fur et à mesure afin de progresser en toute confiance.

Première étape - Comprendre les mouvements dans un fluide

Les modèles analogiques sont faciles à réaliser avec de l'eau, les résultats permettent de comprendre les paramètres entrant en jeu dans la mise en mouvement d'un fluide.

Ressources à (re)découvrir et questions

- [*Modélisation analogique de la circulation océanique thermo-haline*](#), par Benoît Urgelli, publié le 06/02/2002, Modélisation analogique des courants de densité et de salinité dans l'océan.
- [*Modélisation analogique de la circulation océanique*](#), par Benoît Urgelli, publié le 06/06/2000, Modélisation analogique des courants de densité et de salinité dans l'océan.
- [*Modélisation de la circulation océanique thermohaline - Commentaire scientifique d'un extrait du film « Le courant des profondeurs », de Eisuke Seki*](#), par Vincent Daniel, publié le 23/10/2000, Expérience servant à illustrer la circulation thermohaline.

Questions à se poser, bases à redécouvrir à partir de ces ressources.

1. Quels sont les paramètres physiques qui varient (ou dont la variation est envisagée) ici ? Comment leurs variations entraînent-elles des mouvements verticaux ?
2. Quelle(s) autre(s) cause(s) de mouvements (verticaux ou horizontaux) voyez-vous ?
3. Comparer le modèle "glace en haut + lampe en bas" (pour entretenir la circulation) avec la réalité. D'après ce que vous connaissez, ce modèle peut-il correspondre à la situation de l'océan ? à celle de l'atmosphère ?
4. Pour l'océan, quels sont les phénomènes qui peuvent entraîner des variations locales de salinité de l'eau ?

Éléments de réponse

Remarque préalable . Les modèles analogiques sont utiles pour visualiser et faire comprendre des processus physico-chimiques. Cependant, il faut garder à l'esprit que le passage du modèle ("réduit", en général en sciences de la Terre) à la réalité pose le problème du dimensionnement. Première difficulté, le dimensionnement géométrique : comment représenter une réalité à géométrie sphérique par des manipulations à géométrie "rectangulaire", ou plutôt comment passer de l'une à l'autre (plus ou moins facile selon l'échelle d'observation). Seconde difficulté, le dimensionnement des propriétés physiques : modélisation de mouvements atmosphériques par des mouvements d'eau (pas les mêmes propriétés physiques, thermiques... même si ce sont des fluides et que c'est là le point important dans notre cas), mais pensons à la modélisation de la convection thermique du manteau avec ces mêmes aquariums remplis d'eau... Différences de matériau, de viscosité (!!), de pression, de température... Attention donc à bien expliquer ce que l'on voit, ce que l'on cherche à comprendre, à mettre en évidence et ensuite seulement à expliquer comment, dans quelle mesure, cela semble pouvoir s'appliquer à une réalité "terrestre".

1. Les variations de température et de salinité sont envisagées. Ces variations entraînent des variations de densité de l'eau. Dans un champ de pesanteur, ces variations locales de densité au sein du fluide peuvent soit induire des instabilités gravitaires à l'origine de mouvements verticaux : le plus dense "s'enfonce" dans le moins dense, ou le moins dense "remonte" dans le plus dense, soit renforcer la stabilité du système : le "déjà plus dense" se densifie encore et reste donc "en bas". Cela dépend si les variations induites de densité sont à l'envers (plus dense en haut) ou à l'endroit (plus dense en bas).
2. Dans un volume contraint, tout mouvement "actif" de matière en un endroit entraîne des mouvements "passifs" de matière pour compenser le déplacement initial. Par exemple, si de l'eau froide plonge et s'étale au fond de l'aquarium, l'eau initialement au fond remonte légèrement et de l'eau de surface comble la descente par un mouvement latéral. Cette eau de surface déplacée latéralement est elle-même "remplacée" par de l'eau qui vient d'un peu plus bas. On a soit des compensations des proche en proche, soit, dans un système plus permanent et entretenu, la mise en place de "boucles".
3. Dans le modèle avec circulation entretenue, du froid est apporté en surface (glace) et du chaud est apporté à la base (chauffage par une lampe). L'océan peut être refroidi par le haut mais il n'est pas réchauffé par le bas (l'énergie des dorsales ou des fumeurs chauds est trop faible pour avoir des répercussions à l'échelle de l'océan, les apports sont vite "dilués" dans la masse). De plus l'océan peu aussi être chauffé par le haut, c'est même le cas dès que la température atmosphérique de surface est supérieure à la température du fond de l'océan (0 à 4°C)... ce qui est très souvent le cas. Le modèle d'aquarium ne peut donc pas modéliser ce qu'il se passe dans l'océan.
Par contre, la basse atmosphère est bien chauffée par sa base (l'énergie solaire chauffe le sol qui chauffe ensuite l'air) et est refroidie par le haut (perte de chaleur par le sommet). Ce modèle "aquatique" est donc assez adapté à la mise en évidence et à l'illustration des phénomènes atmosphériques.
4. Une augmentation locale de densité peut se produire suite à évaporation (la vapeur est de l'eau "douce") ou par formation de glace de mer (l'eau gelée est de l'eau douce ou, du moins, moins salée que l'eau océanique initiale). Une baisse de salinité locale peut résulter d'apports importants de précipitations (l'eau de pluie est "douce"), de la fonte de glaces de mer, ou d'apports d'eaux continentales (embouchures des grands fleuves ou des grands glaciers, vidange "catastrophique" de grands lacs d'eau douce).
Remarques. Ces modifications locales peuvent générer des gradients de densité verticaux "inverses" entraînant des mouvements verticaux du fait de la modification de la densité de la couche superficielle par rapport aux couches plus profondes, mais aussi des gradients de densité horizontaux entraînant des réajustements latéraux du fait de la modification localisée par rapport à son environnement latéral (de l'eau douce va pouvoir "s'étaler" sur la surface océanique plus dense (jusqu'à ce que des phénomènes de mélange ne viennent réhomogénéiser les eaux). Ces modifications locales peuvent être temporaires ou plus pérennes. La salinité plus élevée de la Méditerranée est expliquée par une évaporation locale importante qui n'est contrebalancée ni par les apports d'eau douce des fleuves ni par les apports d'eau moins salée depuis l'Atlantique (apports limités par l'étroitesse du détroit de Gibraltar). Par contre, la salinité de la Méditerranée étant aujourd'hui constante, cela signifie qu'actuellement, les apports d'eaux douces et d'eau atlantiques moins salées compensent exactement l'effet de saturation par évaporation, on a donc atteint ce qu'on appelle un état d'équilibre dynamique (cela "ne bouge pas", non pas parce que tout est figé mais parce que les effets contraires actifs se compensent exactement).

Deuxième étape - Atmosphère stratifiée et troposphère convective

La stratification de l'atmosphère. Focus sur la troposphère : équilibre et mouvements convectifs. Approche par une modélisation simple des effets de l'inégale répartition de l'énergie solaire à la surface de la Terre.

Ressources à (re)découvrir et questions

- *Quel est le rôle de l'ozone dans la séparation troposphère/stratosphère*, par Gérard Megie, Pierre Thomas, Bernard Legras, publié le 31/05/2000, Stratification de l'atmosphère, explication du chauffage de la stratosphère par photodissociation de l'ozone.
- *Profils de température et stabilité de l'atmosphère*, par Bernard Legras, Gilles Delaygue, publié le 15/03/2001, Profils de température dans l'atmosphère, mouvements convectifs de la troposphère et rôle de l'ozone dans la stratosphère.
- *Modélisation de l'inégale répartition de l'énergie solaire à la surface du globe*, par Jean-Louis Dufresne, publié le 21/10/2000, Expérience permettant de comprendre pourquoi l'énergie solaire reçue par unité de surface est plus faible aux pôles qu'à l'équateur.

Réflexions, questions à se poser à partir de ces ressources.

1. Bien comprendre en quoi la présence d'ozone dans la haute atmosphère explique la stratification stratosphère / troposphère avec possibilité de mouvements convectifs dans la seule troposphère.
2. Comprendre la notion d'équilibre dynamique dans la troposphère qui explique que la basse atmosphère montre du chaud en bas et du froid en haut. Comprendre que si un déséquilibre gravitaire donne naissance à un mouvement convectif, le rôle de la pression (et de la décompression adiabatique) explique un profil thermique "équilibré" avec de l'air chaud "en bas".
3. Petite réflexion. Selon une coupe méridienne pôle Sud - équateur - pôle Nord, précisez là où l'atmosphère est le plus / le moins chauffée à sa base. Comment tenter de reproduire cette configuration méridienne de manière très simple avec un aquarium (on peut s'inspirer des modèles de la première étape) pour une petite manipulation en classe ? Quels mouvements s'attend-on à observer ? Que peut-on alors montrer / visualiser à propos des échanges énergétiques atmosphériques entre, d'une part, l'équateur et les plus hautes latitudes et, d'autre part, entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud ?

Éléments de réponse

1. La présence d'O₂ et d'O₃ dans la stratosphère et leur interaction avec les UV expliquent l'absorption importante du rayonnement UV dans la haute atmosphère (importance due à la quantité d'oxygène présente mais aussi à la rapidité des réactions de photodissociation et de recombinaison). Cette absorption chauffe donc la stratosphère par le dessus (les UV sont absorbés dans la haute stratosphère, ce qu'il reste d'UV est absorbé dans la moyenne stratosphère, ce qu'il reste encore dans la basse stratosphère...). Ainsi la stratosphère est plus chaude à haute altitude qu'à plus basse altitude. Le "chaud" (et moins dense) étant au-dessus du "froid" (et plus dense), ce mode de chauffage n'induit pas d'instabilité gravitaire, c'est-à-dire pas de mise en mouvement convectif. Dans la troposphère, il y a moins d'ozone et beaucoup moins d'UV. La troposphère est quasi-transparente au rayonnement solaire "résiduel" (privé de ses UV) qui va donc réchauffer la surface terrestre, surface terrestre qui, portée à environ 15°C, émet un rayonnement infra-rouge (IR) va ensuite réchauffer la troposphère par sa base puisqu'elle absorbe partiellement ces IR (gaz à effet de serre). Ce mode de chauffage par la base explique la possibilité de convection dans la troposphère. Ainsi se développe dans la stratosphère un profil de température "stable" lié à un chauffage par le haut sans induire de mouvement verticaux dans cette couche atmosphérique, alors que dans la troposphère, le chauffage par le bas induit des mouvements convectifs et la mise en place d'un profil de température "dynamique".
2. Partons sur une approximation réaliste à notre niveau de raisonnement en considérant l'air comme un gaz parfait dont on peut donc décrire le comportement thermodynamique par la loi dite des gaz parfaits, $P.V = n.R.T$, avec P la pression, V le volume, n la quantité de matière exprimée en moles, R la constante des gaz parfaits et T la température (en K). En raisonnant sur une quantité constante de matière (n constant), on peut alors réécrire cette loi sous la forme $P.V=k.T$ (k constante), ou $P.V/T=k$. On "voit" donc immédiatement que si, par exemple, la pression P diminue alors l'égalité est maintenue par une augmentation de V et/ou une baisse de T. Revenons à l'atmosphère, en fait, ici, la troposphère : la pression diminue avec l'altitude (il y a moins d'air au-dessus qui "appuie" et exerce une pression). Observons une quantité donnée d'air à basse altitude h₁. À une température T, elle occupe un volume V à une pression P. "Déplaçons" cette quantité d'air plus en altitude, à une hauteur h'₂>h₁, elle se retrouve alors à une pression P' inférieure à P (on "monte" donc la pression diminue). Si cette "montée" est adiabatique (pas d'échange d'énergie avec l'extérieur), cette conservation de l'énergie totale s'exprime par $P.V/T=P'.V'/T'=k$. La masse d'air, avec P'<P, présente alors un volume V'>V (dilatation) et une température T'<T de sorte que, mathématiquement (thermodynamiquement), l'augmentation de volume

"compense" les baisses de pression et de température. Puisqu'on observe une masse donnée d'air et que le volume a augmenté avec l'altitude, il résulte que la densité à diminuer en altitude (même masse contenue dans un plus grand volume). On a donc de l'air "chaud" et dense à plus basse altitude et de l'air "froid" et moins dense plus en altitude. On a donc, dans le champ de pesanteur, le dense en bas et le moins dense en haut... cela paraît stable, le chaud (mais dense) n'a a priori aucune raison de "monter" dans le plus froid (mais aussi moins dense). On observe couramment un tel profil "équilibré" pression-température en fonction de l'altitude h , et cela peut sembler être un équilibre statique (c'est-à-dire que tout reste toujours en place). Mais en fait, lorsqu'on observe ce profil P-T-h, dans lequel rien, ne semble devoir "bouger", il s'agit d'un équilibre dynamique, c'est-à-dire qu'un moteur entretient cette apparente stabilité. Imaginons une colonne d'air, du sol à la haute troposphère, initialement dans l'état d'équilibre décrit juste avant et regardons ce qui arrive si on laisse évoluer le système sans lui apporter d'énergie. La colonne d'air va perdre de l'énergie par le haut, plus froid). Le sommet de la colonne va donc se refroidir, se densifier et descendre dans la colonne d'air. À la base, si l'air se refroidit (sol ou océan plus froid, ne serait-ce que la nuit) il devient aussi plus dense, il reste "en bas" mais va devenir plus froid que l'air qui le surplombe dans la colonne d'air, air qui lui cédera alors de la chaleur. On perd donc l'état initial avec un mouvement descendant d'air froid et un refroidissement par la base. Cet équilibre est donc un équilibre dynamique lié au fait que l'air est chauffé à sa base par le sol, lui-même réchauffé par le rayonnement solaire. L'énergie apportée par le sol, réchauffe la basse atmosphère, qui devient moins dense, monte puis se refroidit (décompression adiabatique) petit à petit et perd son énergie au sommet de la troposphère. Il y a donc alimentation permanente par le bas qui compense la perte par le haut en maintenant un profil P-T-h "stable" qui est en fait le résultat d'une circulation verticale d'énergie (initialement solaire) de bas en haut, circulation qui correspond concrètement à une ascension d'air (transportant cette énergie).

Remarquons qu'il existe le phénomène appelé inversion thermique observable en présence d'une couche nuageuse de basse altitude. Prenons le cas d'une couche nuageuse recouvrant la plaine de Limagne, au niveau de Clermont-Ferrand, mais ne recouvrant pas le plateau de la chaîne des Puys. Au petit matin, les gens de la plaine ne "verrons pas le Soleil". Du fait de la forte réflexion par la couverture nuageuse, la luminosité sera un peu réduite (les UV et une partie du rayonnement visible passent quand même) en plaine et moins d'énergie solaire atteindra le sol. La température montera donc moins qu'en l'absence de nuages. Mais, au même moment, le plateau recevra "normalement" l'énergie solaire qui réchauffera le sol et donc l'air. En l'absence de nuages, l'air chauffe en plaine (et sur le plateau) puis monte, se décomprime... ce qui "construit" un profil de température "classique" avec l'air chaud en bas et l'air froid en haut en liaison avec une ascension d'air. En présence de la couverture nuageuse, l'air de la plaine ne se réchauffa pas, ou plutôt pas autant que sur le plateau, alors qu'il se réchauffe plus sur le plateau. Il en résultera une masse d'air froid et dense en plaine, sous les nuages, masse froide surmontée d'une masse d'air plus chaud... et moins dense. Il n'y a donc pas de "courant d'air" de la plaine vers le plateau (ni du plateau vers la plaine. Cette inversion thermique produit donc une colonne d'air "stable" en plaine : l'air froid et dense y stagne... avec sa pollution éventuelle. Cette inversion disparaîtra lorsque la masse nuageuse se dispersera et que la plaine sera à nouveau "baignée" par le soleil.

3. Du fait de la rotondité de la Terre, un faisceau solaire impacte une surface plus réduite à l'équateur qu'aux plus hautes latitudes. La surface terrestre et donc la base de l'atmosphère sont donc plus chauffés à l'équateur (énergie répartie sur une surface moindre) et de moins en moins lorsqu'on va vers les plus hautes latitudes. Remarque : la basse atmosphère étant quasi-transparente aux rayonnements solaires visibles (rayonnements visibles qui représentent la grande majorité de l'énergie solaire), l'épaisseur d'atmosphère traversée avant d'impacter le sol n'est pas un facteur majeur expliquant la différence d'énergie apportée à la surface de la Terre. Par contre, cette épaisseur traversée avant d'atteindre le sol, plus importante le matin et le soir par rapport au "midi", est à prendre en compte dans les phénomènes de diffusion / réfraction de la lumière (couleur du ciel, par exemple).

En restant dans une modélisation simple avec de l'eau comme fluide, on peut reproduire une coupe méridienne avec un aquarium "rectangulaire". Pour simuler le chauffage de l'atmosphère (représentée par l'eau) on chauffe l'aquarium par sa base. Pour simuler le gradient de chauffage équateur-pôle, on chauffe plus au centre de l'aquarium (qui sera l'équateur) et moins les extrémités, qui seront les pôles. Afin de bien appliquer un chauffage par bande de latitude, il faut chauffer uniformément toute la largeur de l'aquarium. On pourra pour cela poser l'aquarium sur des trépieds ou des plaques chauffantes. A minima, on dispose une plaque chauffante à l'équateur pour chauffer plus qu'aux pôles, pour lesquels le chauffage par l'air ambiant pourra suffire (chauffage réel si l'eau est plus froide que l'air ambiant (ce qui n'est pas le cas si on a préparé la manipulation bien avant pour avoir une eau "calme), sinon, ce ne sera pas un réel chauffage mais un simple

non-reiroissement . On peut imaginer un dispositif de chauffage avec une plaque chauffante centrale réglée sur une température T_{max} , encadrée de plaques réglées sur des températures décroissantes quand on va vers les pôles. En restant avec le dispositif minimal (une seule plaque centrale), les bases polaires sont "chauffées" par l'air ambiant... à la même température que l'air à la surface de l'aquarium : il faut donc refroidir la surface de l'aquarium pour garder un contraste de température entre la base et le sommet de l'aquarium-atmosphère.

Pour refroidir le sommet de l'"atmosphère". Solution minimale : on place des "barques" (couverts, barquettes plastiques) contenant des glaçons fondant dans de l'eau, au moins à la surface de l'"atmosphère polaire", ou bien des sacs "glace + eau" plaqués sur les bords extérieurs supérieurs de l'aquarium. Attention, pas de glaçons qui flottent car en dégelant ils apporteraient de l'eau, c'est-à-dire qu'ils représenteraient un apport de matière... on veut juste refroidir ; attention aussi à l'utilisation de bacs de congélation sortis du congélateur et qui risqueraient de geler la surface de l'eau qui, bien que froide, ne pourrait alors pas "plonger".

Même avec un système minimal, on s'attend à observer une ascension d'eau "équatoriale", compensée par des courants "froids" horizontaux des pôles vers l'équateur à la base de l'aquarium et des courants "chauds" horizontaux de l'équateur vers chaque pôle. Le refroidissement de surface permet aussi d'observer la descente de courants aux pôles.

On "voit" donc des transferts de chaleur de l'équateur vers les pôles (transports de "chaud" vers les pôles + transport de "froid" vers l'équateur). De plus on voit bien que l'équateur sépare les deux hémisphères, il n'y a pas d'échange qui traverse l'équateur, c'est-à-dire qu'il n'y a d'échange ni de matière ni d'énergie entre les deux hémisphères. Cette absence de transfert entre les hémisphères est "observable" lors d'épisodes de "pollution" atmosphériques intenses tels que des éruptions volcaniques (Laki) ou lors des accidents de Tchernobyl ou de Fukushima (à retrouver sur les cartes de suivi de la radioactivité suite à ces événements).

Remarque : une manipulation encore plus simple à réaliser (et à réussir) consiste à chauffer l'aquarium (pas trop long) d'un côté à sa base et de le refroidir de l'autre côté à son sommet. On visualise alors une boucle de circulation, mais seulement sur un "hémisphère" et on perd la visualisation "directe" de l'absence de transfert entre les hémisphères.

Discussions issues d'échanges à propos des modélisations

Remarques à propos de la visualisation des mouvements et de l'utilisation de "fumée" ou de bâton d'encens

Il est possible de visualiser les mouvements par ombroscopie ([description "physicienne"](#) disponible sur Planet-Terre, montage plus simple avec un éclairage par un rétroprojecteur, un passeur de diapositives ou un vidéoprojecteur), c'est le moyen le plus simple qui n'introduit aucune modification du milieu. On peut "voir" qu'il ne se passe rien sans chauffage/refroidissement et que des circulations se mettent en place quand on chauffe/refroidit. De plus il est possible d'avoir un second aquarium servant d'expérience témoin (on ne chauffe ni ne refroidit et on laisse comme cela). Avec un troisième aquarium on peut même aller jusqu'à réaliser une expérience avec un refroidissement par le bas et un chauffage par le haut, qui montrera l'importance du sens du gradient de densité dans le champ de pesanteur (ici, on densifie en bas et on "dilata" en haut, rien ne bouge car c'est dans le "bon" sens, c'est-à-dire avec le moins dense au-dessus du plus dense).

Avec des colorants, se posent la question de la modification du milieu. On ajoute un produit, il faut justifier que cela ne modifie pas trop la densité pour être la cause des mouvements observés. De par la diffusion et les rencontres entre les éventuelles colorations multiples, le système peut devenir rapidement "flou". On pourra tout de même réaliser une expérience témoin qui permet de constater la différence liée au chauffage/refroidissement. Ainsi, dans l'expérience témoin, on verra des "mouvements" de couleur qui sont liés à de la diffusion et pas à des mouvements d'eau.

Parfois, l'utilisation de fumée d'encens est proposée. Cela peut permettre des expériences très visuelles mais aussi beaucoup plus difficiles à décrypter pour un élève... sauf à faire croire qu'on observe des mouvements d'air en regardant la fumée, ce qui est un raccourci un peu trop simpliste.

Lorsque le bâton sert de source de fumée et de chaleur, le problème de l'expérience témoin est limitant : on ne peut générer de fumée que si on chauffe !! Pas possible d'avoir de la fumée sans feu... Ce manque d'expérience témoin est fréquent dans les manuels scolaires (on peut éventuellement comprendre les contraintes de place et l'apparente inutilité d'ajouter une photo sur laquelle il ne se passe rien... même si la déduction vient normalement de la comparaison entre les deux expériences), mais les enseignants sont capables de pallier ce manque et de décrire l'expérience témoin. Ici, pas de fumée sans feu donc pas d'expérience témoin avec fumée sans chauffage.

D'autres montages proposent une enceinte dans laquelle on crée ou non des gradients de température, enceinte

dans laquelle on fait pénétrer de la fumée générée à l'extérieur et considérée comme un marqueur du mouvement de l'air. Dans ce cas, l'expérience témoin est possible, ce qui est un plus. Mais comme dans le cas précédent, considérer les déplacements de fumée comme marqueurs des déplacements de l'air est un raccourci qui nécessite une explication aux élèves.

La fumée est constituée de fines particules solides qui peuvent être mises en mouvement, transportées par un fluide lui-même en mouvement. Dans de l'air immobile, cette fumée "tombe" à une vitesse qui dépend de la masse, taille et forme moyenne des particules : des particules aplaties tomberont moins vite que des "billes" (les particules aplaties, à masse et volume identiques, offrent en effet une surface de frottement supérieure) : on peut donc observer de la fumée en mouvement dans de l'air immobile, mouvements "indépendants" de mouvements d'air dans le cas extrêmes des particules les plus fines animées d'un mouvement brownien (mouvement incessant et aléatoire dont on peut avoir une idée lorsqu'on observe les poussières en suspension dans l'air dans une pièce éclairée par un rayon de soleil ou un faisceau lumineux).

Une analogie simple et connue entre particules de fumée et air est le transport de sédiments par l'eau. Dans de l'eau immobile, les particules sédimentent plus ou moins vite selon leur caractéristiques physiques (densité, taille, forme), c'est d'ailleurs une méthode de séparation des phases granulométriques d'un sol ou d'un sédiment. Dans un fluide en mouvement (un torrent par exemple) des sédiments sont transportés, mais selon la vitesse du courant, seules des argiles pourront être transportées (faible vitesse), ou les argiles et le sable (vitesse plus importante)... voire les énormes blocs rocheux en cas de crue. Pour marquer le déplacement de l'eau du torrent, on suivra donc préférentiellement les argiles ou particules fines et non les galets (déplacements seulement en cas de crue). Mais même dans ce cas, lorsque la vitesse du courant diminue, le sable sera toujours entraîné horizontalement, mais aura un mouvement avec une composante verticale (sédimentation sous leur poids d'autant plus rapide que la vitesse du courant sera faible) qui devient non négligeable par rapport à l'entraînement horizontal. Ainsi la vitesse horizontale de déplacement d'une particule sableuse sera inférieure à la vitesse de déplacement horizontal de l'eau qui la transporte. Si on observe le torrent par le dessus, on aura donc toujours un marqueur du sens de déplacement de l'eau mais pas de sa vitesse exacte.

Observer le mouvement de volutes de fumée est donc un accès indirect et très incomplet au mouvement de l'air qui transporte la fumée (la différence de densité fumée/air étant bien plus grande que pour argile/eau, la correspondance particule/fluide est même bien plus lâche pour le système fumée/air que pour le système argile/eau, en plus de la question du mouvement brownien des particules fines de fumée).

Remarque à propos des expressions zones "déficitaires" et "excédentaires"

Lorsqu'on fait un bilan radiatif global, par convention on compare l'énergie émise par la Terre, mesurée au sommet de l'atmosphère (énergie rayonnée par la Terre en direction de l'espace), à l'énergie reçue et mesurée à la surface de la Terre. On observe alors qu'à l'équateur, La Terre émet moins d'énergie vers l'espace qu'elle n'en reçoit en surface : on parle de déficit énergétique (il manque de l'énergie). À l'opposé, on observe que, dans les régions polaires, la Terre émet plus d'énergie vers l'espace qu'elle n'en reçoit à sa surface : on parle d'excédent énergétique (il y a un surplus d'énergie émise vers l'espace). Ce sont, entre autres, les transferts d'énergie atmosphériques qui expliquent déficit et excédent. En effet l'énergie "manquante" à l'équateur correspondant au transport d'énergie "équatoriale" vers les pôles. Cette énergie équatoriale déplacée explique le déficit de réémission vers l'espace puisqu'une partie de l'énergie reçue est transportée latitudinalement et non pas réémise "sur place". Inversement, aux pôles, l'excédent d'énergie réémise vers l'espace correspond à ce surplus d'énergie apportée depuis les zones de plus basse latitude.

Remarque : certains auteurs inversent cette convention (ce qui ne pose aucun problème en soi) mais malheureusement, pas plus que ceux qui utilisent cette convention, il est très rare que chacun explique clairement de quel côté il se place. Il est alors difficile pour un lecteur non averti de bien comprendre la notion de déficit ou d'excédent en passant d'un document à un autre, voire en lisant des compilations mêlant des documents ou explications venant de différents auteurs.

Attention, parfois, en allant vite, on parle d'équateur excédentaire pour indiquer que l'équateur reçoit plus d'énergie que les pôles. On pourrait parler d'équateur excédentaire car il reçoit plus d'énergie qu'il n'en émet (c'est par simple convention qu'on se place du côté de l'espace qui, lui, reçoit moins qu'il ne donne au niveau de l'équateur), mais jamais on ne dira que l'équateur est excédentaire parce qu'il reçoit plus que les pôles. De même si vous êtes en déficit budgétaire alors que votre voisin est en excédent budgétaire, ce n'est pas parce que vous gagnez moins que lui, mais parce que vous avez dépensé plus que vous n'avez gagné (indépendamment des qualités de gestion de votre voisin). Si excédents et déficits énergétiques se compensent sur Terre c'est parce que le bilan

global est à l'équilibre (à l'équilibre, la Terre émet autant d'énergie vers l'espace qu'elle n'en reçoit, si elle en émet moins qu'elle n'en reçoit en un endroit, c'est nécessairement qu'elle en émet plus qu'elle n'en reçoit en un autre lieu). Il est rare d'être en équilibre budgétaire avec son seul voisin, votre déficit budgétaire ne s'expliquera donc pas, lui, par l'excédent, possible mais pas nécessaire, de votre voisin.

Troisième étape - Mouvements atmosphériques : effet Coriolis et énergie latente d'évaporation / condensation

Effet Coriolis et mouvements atmosphériques - Échanges énergétiques liés au transport de vapeur d'eau.

Ressources à (re)découvrir et questions

- [Lavabos, Coriolis et rotation de la Terre](#), par Pierre Causeret, publié le 21/02/2003, Expériences abordant le sens de rotation de l'eau dans un lavabo dû à l'effet Coriolis.
- [Modéliser l'effet Coriolis ?](#), par Pascal Lecroart, publié le 16/05/2000, Effet Coriolis dû à la rotation de la Terre sur les objets en mouvements. Exemple de modélisation.
- [Analogies et expériences simples pour comprendre la physique du climat](#), par Jean-Louis Dufresne, publié le 20/02/2000, Influence des phénomènes atmosphériques et océaniques sur le climat, expériences permettant de comprendre ces phénomènes.

Concepts à comprendre, exercices.

1. Bien visualiser et comprendre ce qu'est l'effet Coriolis afin de pouvoir l'expliquer simplement à des élèves (ou à toute personne intéressée).
2. Comprendre ce qu'est l'énergie latente d'évaporation / condensation et comment le transport de vapeur d'eau permet des échanges énergétique.
3. Petite réflexion. Sur Terre, on observe 3 cellules de convection atmosphérique de l'équateur vers les pôles : cellule tropicale (Hadley), cellule de Ferrel, cellule polaire. D'après ce que vous savez désormais des mouvements atmosphériques et d'après de simples considérations géométriques, expliquer s'il serait possible ou non d'avoir 1 seule cellule par hémisphère ? et 2 ? et 4 ? et 5 ? Préciser bien pourquoi une situation est impossible ou bien dans quelles conditions elle serait possible.
4. Question pour aller plus loin... dans le système solaire. Sur Vénus, l'atmosphère connaît aussi d'importants mouvements convectifs, mais une seule cellule de convection est observée pour chaque hémisphère. Quels paramètres expliquent cette différence entre la Terre et Vénus ?

Éléments de réponse

1. L'effet Coriolis dérive du fait que la Terre tourne sur elle-même, chaque point apparemment fixe de la Terre faisant un tour complet autour de l'axe de rotation en 23h56min04s (jour sidéral), soit environ 24h (jour solaire, durée proche que l'on prendra pour les calculs par la suite). La vitesse angulaire de rotation est donc de $\sim 360^\circ/24\text{h}$, soit $\sim 15^\circ/\text{h}$.

Lorsqu'on compare des points situés sur un même méridien, leur vitesse angulaire de rotation est bien sûr la même, $\sim 15^\circ/\text{h}$, d'Ouest en Est. Par contre, chaque point décrit un cercle autour de l'axe de rotation dont le périmètre dépend de la latitude λ . Le rayon $R(\lambda)$ de ce « *petit cercle* » est donné par la relation

$R(\lambda) = R_{\text{Terre}} \cdot \cos(\lambda)$. Le périmètre parcouru en 24h (1 tour) par un point situé à la latitude λ est donc égal à $p(\lambda) = 2 \cdot \pi \cdot R_{\text{Terre}} \cdot \cos(\lambda)$. Comme $2 \cdot \pi \cdot R_{\text{Terre}}$ est le périmètre de la Terre à l'équateur ($\sim 40\,000$ km), on a alors $p(\lambda) = 40\,000 \cdot \cos(\lambda)$, en km.

Ainsi, un point fixe à l'équateur se déplace à environ 1670km/h d'Ouest en Est, mais à "seulement" 1640 km/h vers 10° de latitude, 1570 vers 20° , 1440 vers 30° , 1280 vers 40° , 1180 vers 45° , 1070 vers 50° , 830 vers 60° , 570 vers 70° , 290 vers 80° , et 0 km/h à 90° de latitude, c'est-à-dire au pôle. Un bel exemple de découverte mathématique de la fonction cosinus (et de sa dérivée si on s'intéresse aux variations en fonction de la latitude).

Si on "lance", "met en mouvement" un objet / une masse initialement au repos plein Nord ou plein Sud (selon un méridien) avec une certaine vitesse "méridienne", cet objet / cette masse se déplacera avec cette vitesse selon une direction NS mais conservera sa vitesse latitudinale d'entraînement dépendant de sa latitude initiale. Par exemple, si on lance un objet de 45° de latitude N vers l'équateur en visant un point du même

méridien, lorsque l'équateur sera atteint au bout de x heures, le point de départ se sera déplacé de $x \times 1180 \text{ km}$ vers l'Est. L'objet lancé avec une vitesse NS , aura été déporté, comme son point de localisation initial, de $x \times 1180 \text{ km}$ vers l'Est lorsqu'il atteindra l'équateur, alors que le point visé situé initialement à l'équateur se sera déplacé de $x \times 1670 \text{ km}$ vers l'Est, soit $x \times 490 \text{ km}$ plus à l'Est. l'objet "lancé" arrivera donc à l'équateur $x \times 490 \text{ km}$ plus à l'Ouest que le point visé, donc, ici, le trajet étant du Nord vers le Sud, un "décalage" vers la droite.

Il est possible de visualiser cela sur un globe, sur un tourniquet ou sur un tourne-disque (ou un tour de potier, plus facile à trouver aujourd'hui)... Attention à ne pas introduire un objet extérieur dans le système, l'objet mobilisé doit au départ être "au repos"... dans le système tournant !

Ne pas hésiter, surtout avec des élèves, à refaire le raisonnement théorique et/ou pratique plusieurs fois, en partant de points divers de l'hémisphère Nord ou Sud, en allant vers les plus hautes / basses latitudes pour se rendre compte de la déviation "vers la droite" dans l'hémisphère Nord et "vers la gauche" dans l'hémisphère Sud... ou avec un tourniquet / tourne-disque en allant du bord vers le centre ou du centre vers le bord et en faisant tourner dans un sens ou dans l'autre.

Remarque : la déviation continue de la trajectoire peut aboutir à une trajectoire qui, partant d'une trajectoire purement méridienne, devient latitudinale. L'extension méridienne de la trajectoire est alors stoppée. C'est ce qui explique la limitation méridienne des cellules convectives atmosphériques.

Remarque : les expériences diverses menées sur des bassines, lavabos, baignoires... ne peuvent permettre de "déceler" l'effet Coriolis. En effet, les physiciens rappellent que l'effet Coriolis sur le sens de rotation lors de la vidange d'une petite bassine est inférieur à l'effet du passage d'une mouche à 1 m de la bassine.

2. Lorsque de l'eau s'évapore, cela consomme de l'énergie pour le changement d'état de l'eau de liquide à vapeur. Cette énergie consommée pour l'évaporation n'a donc pas servi à autre chose, par exemple, elle n'a pas réchauffé le sol ou l'océan. Là où il y a évaporation, la surface du sol ou de l'océan est donc moins chauffée qu'en l'absence de changement d'état. À apport d'énergie égal, la surface d'un sol humide est donc moins chauffé que la surface d'un sol sec puisqu'une partie de l'énergie sera consommée par de l'évaporation. Lors d'un mouvement atmosphérique de l'énergie peut être transportée "directement" par de l'air chaud vers un endroit plus froid, mais, de plus, si cet air est riche en vapeur d'eau et qu'il se met à pleuvoir, alors l'énergie "stockée" dans la vapeur d'eau est restituée lors du changement d'état inverse de la vapeur vers le liquide. Remarque : ~90 % de l'eau évaporée au-dessus de l'océan retombe sur l'océan, les 10 % restant permettent des transferts d'énergie de l'océan vers les continents via la vapeur d'eau.

Pour se rendre compte de l'énergie transportée par la vapeur d'eau, on peut prendre l'exemple de l'effet de fœhn. La variation de température avec l'altitude, par décompression adiabatique, est de l'ordre de 6°C par kilomètre pour de l'air saturé en vapeur d'eau ($10^\circ\text{C}/\text{km}$ pour de l'air sec). Prenons une masse d'air humide qui franchit un obstacle de 1500 m redescend de l'autre côté. Entre le pied de l'obstacle et son sommet, la température de l'air aura diminué de 9°C , l'air verra donc sa pression de vapeur saturante diminuer et donc de la vapeur d'eau va se condenser. Cette condensation va alors réchauffer l'air ce qui atténue sa baisse de température. Si l'eau condensée reste en suspension, l'énergie libérée lors du franchissement de l'obstacle sera consommée par la re-vaporisation de cette eau lors de la descente de la masse d'air de l'autre côté de la montagne. L'air "descendu de la montagne" sera donc à la même température et au même taux d'humidité que l'air avant franchissement de l'obstacle. Imaginons maintenant que l'eau condensée lors du franchissement de la montagne tombe sous forme de précipitations. Arrivée au sommet, la masse d'air est à une température diminuée du fait de l'ascension, diminution plus ou moins compensée par l'apport d'énergie libérée par la condensation de l'eau. Lors de la descente de la montagne, cette masse d'air va se réchauffer d'autant qu'elle s'était refroidie du fait de la variation d'altitude, mais ici, l'énergie de condensation n'est pas consommée par la re-vaporisation de l'eau qui a quitté la masse d'air, au final, cette énergie induit donc une augmentation de la température de l'air qui descend de la montagne par rapport à l'air qui l'a gravie. C'est l'effet de fœhn.

3. Comme pour un système de roues dentées / d'engrenages, le mouvement, ascendant ou descendant, est le même au contact entre deux cellules. Avec une ascension à l'équateur et une descente aux pôles (contraintes aux limites du système), il est donc géométriquement possible d'avoir une seule cellule, ou bien 3, 5... 7... un nombre impair de cellules. Tout nombre pair impliquerait qu'un contact entre deux cellules contiguës se fassent avec des mouvements contraires.

Le fait de ne pas avoir une seule cellule sur Terre vient de l'effet Coriolis qui dévie les vents méridiens et en limite l'extension latitudinale (à force d'être dévié de côté, la trajectoire devient une trajectoire latitudinale... le mouvement méridien initial est alors stoppé). Le nombre de cellules obtenu dépend de la vitesse relative du déplacement méridien (Nord->Sud) par rapport à la vitesse latitudinale différentielle (qui dépend de la vitesse de rotation). En cas de faible effet Coriolis, une seule cellule est possible. Si l'effet Coriolis empêche la formation d'une seule cellule, alors 3 cellules se mettent en place (pour des raisons géométriques respectant les contraintes aux limites du système). Si l'effet Coriolis augmente (vitesse de rotation plus forte et/ou vitesse

les contraintes aux limites du système). Si l'effet Coriolis augmente (vitesse de rotation plus forte et/ou vitesse méridienne plus faible), on peut théoriquement passer à 5, 7... cellules, selon la "taille" de la cellule initiale.

4. Vénus a une taille comparable à la Terre et possède aussi une atmosphère et donc des mouvements atmosphériques générés par les différences de « chauffage » entre équateur et pôles. Une grosse différence vient de la vitesse de rotation, si la Terre fait un tour sur elle-même en 24h, cela prend 243 j sur Vénus. La vitesse de rotation est donc 243 fois plus faible, pour une taille comparable, cela revient donc à dire que le différentiel latitudinale de vitesse (à l'origine de l'effet Coriolis) est 243 fois plus faible sur Vénus que sur Terre ! Pour observer 3 cellules de convection par hémisphère sur Vénus comme sur Terre, il faudrait compenser cela par des vitesses atmosphériques méridiennes environ 243 fois plus faibles elles aussi (pour garder un même rapport relatif)... Sur Vénus, l'atmosphère est certes plus dense et donc peut-être plus visqueuse, elle est aussi de composition différente (effet sur la viscosité mais dans quel sens ?) et plus chaude (baisse de la viscosité). L'un dans l'autre, l'existence d'une seule cellule de convection atmosphérique par hémisphère semble montrer que les vents méridiens ne sont pas 243 fois plus faibles que sur Terre.
- Remarque. Avec la seule connaissance de la faible vitesse de rotation de Vénus par rapport à la Terre, l'explication est la faiblesse de l'effet Coriolis "toutes choses égales par ailleurs".

Quatrième étape - Le couplage océan - atmosphère

Si les évènements intenses permettent de "voir" les interactions océan / atmosphère / sol, des interactions plus "douces" sont à la base de mouvements océaniques plus globaux.

Ressources à (re)découvrir et questions

- [La dynamique des cyclones](#), par Benoît Urgelli, publié le 31/05/2000, Description, naissance, fonctionnement et mort d'un cyclone.
- [La structure de l'atmosphère](#), par Gérard Vidal, publié le 15/12/2000, Définition, propriétés et rôle de l'atmosphère.
- [Mouvements des enveloppes fluides](#), par Bertrand Millet, publié le 15/10/2000, Étude des mouvements océaniques et atmosphériques. Impact sur la dynamique du climat.

Concepts à comprendre, exercices.

1. Se rendre compte des échanges énergétiques en jeu lors d'un cyclone. Accumulation d'énergie, mise en mouvement, dissipation d'énergie.
2. Se rendre compte des différentes échelles de temps des interactions, ici, entre océan et atmosphère (et donc de la différence météo, climat, variations climatiques).
3. Petit exercice. Expliquer le phénomène d'upwelling observé au large de la Mauritanie. En comparant les situations des côtes au large de Rio de Janeiro et au large de la Namibie, dire si ces positions sont favorables à des phénomènes d'upwelling.

Éléments de réponse

1. On a vu dans les étapes précédentes le rôle de la convection à l'échelle globale : ascension d'air chaud (équateur), descente d'air froid (pôles). On a vu, avec l'effet Coriolis, que contrairement aux "jolies" cellules de convection des expériences en aquariums, les mouvements atmosphériques sont déviés et qu'un système avec relais de cellules de convection se met en place de l'équateur aux pôles et transporte de l'énergie. Ici, on revoit cela mais à une échelle très locale. Une colonne ascensionnelle (liée à des caractéristiques locales de température de l'eau) peut se mettre en place. Si elle est puissante, de l'air chaud et humide monte, quand l'humidité devient pluie (baisse de température par décompression adiabatique induisant une baisse de la pression de vapeur saturante) cela libère de la chaleur qui ralentit le refroidissement de l'air ambiant et accentue donc la puissance de l'"ascenseur" (l'air "plus chaud", en fait "moins froid", est moins dense que le même air humide "plus froid"). Ce phénomène peut donc s'auto-entretenir, voire s'emballer. Cette ascenseur, exerce une "aspiration", l'air est "attiré" à la base de la colonne ascensionnelle. Les vents sont aussi déviés par effet Coriolis, d'où la rotation des vents. Une dépression = pression plus basse car air "aspiré", c'est une zone qui "attire" donc l'air à la base de l'atmosphère. Un anticyclone est une zone de haute pression = là où de l'air "descend". À la surface du globe, l'air va des zones de plus forte pression vers les zones de plus basse

pression... en étant dévié. D'où les sens d'"enroulements" différents entre les zones de "départ" et "d'arrivées" de l'air (voir les cartes). Quand un cyclone arrive sur terre, il n'y a plus d'alimentation océanique, le sol est plus sec, de plus les vents sont plus "freinés" par le sol... tout cela fait baisser l'énergie du système qui s'essouffle (pas toujours assez vite pour les habitants des zones côtières !).

Remarque. En carte, on voit une rotation vers la gauche des zones de dépression dans l'hémisphère Nord. Cette rotation est due à la déviation vers la droite des vents... Il faut se rappeler que la déviation est vers la droite quand on va dans le sens du déplacement. Une zone de dépression est une zone d'"aspiration", les vents viennent à elle en étant déviés vers la droite dans leur sens de déplacement... et donc vers la gauche lorsqu'on se place "en face", du point de vue du centre dépressionnaire. Les vents "arrivant" à la zone dépressionnaire mettent donc les nuages en mouvement de rotation vers la gauche autour de cette zone, point de référence.

Des conditions locales particulières peuvent permettre la mise en place d'une colonne ascensionnelle d'air chaud et humide, colonne qui peut devenir cyclone. De grandes quantités d'énergie sont mises en jeu lors de ces phénomènes climatiques "locaux" et de courte durée (par rapport aux grandes cellules atmosphériques). Effet Coriolis, évaporation / précipitation, sont des processus que l'on retrouve à cette échelle. Arrivé sur la terre ferme, le processus s'épuise petit à petit.

2. Les échanges énergétiques océan / atmosphère font intervenir deux réservoirs qui ont des temps de "réaction" très différents. L'océan joue un rôle modérateur / tampon de par sa grande capacité (grande masse par rapport à l'atmosphère) et sa très forte capacité calorifique (l'eau "emmagine" plus d'énergie que l'air). Des processus océaniques relativement lents en terme de vitesse de déplacement de l'eau sont couplés à des mouvements et échanges atmosphériques plus rapides.
3. On peut, dans un premier temps, simplement regarder la distribution géographique des vents dominants (convection atmosphérique + effet Coriolis), prendre en compte la circulation d'Ekman (interaction atmosphère - océan superficiel) pour en déduire le caractère favorable ou non à la présence de phénomène d'upwelling en un lieu donné. Un upwelling se produit le long d'une côte si l'eau de surface est poussée au large car, ne pouvant être "remplacée" latéralement par de l'eau de surface, ce "déficit" superficiel permet la remontée d'eaux plus profondes, plus froides et potentiellement plus riches en nutriments (cf. [La biosphère, un acteur géologique majeur](#)).

Dans les trois cas, nous sommes proche des tropiques. Pour la Mauritanie, un vent dominant N-S "dévié" NE-SO induit un courant océanique superficiel vers l'O, voire le NO : l'océan superficiel est donc bien repoussé au large.

Pour la Namibie et Rio de Janeiro, on est dans l'hémisphère Sud, les vents dominants sont S-N "déviés" SE-NO, ce qui induit un mouvement océanique superficiel vers l'O, voire le NO. Le vent "pousse" donc l'océan vers le large des côtes namibiennes, mais vers la côte de Rio de Janeiro.

On peut éventuellement aller plus loin.

Il s'agit là d'une étude simple et rapide, ne prenant en compte ni les effets locaux possibles (forme des côtes, par exemple), ni les variations latitudinales saisonnières des grandes cellules de convection car jusque là on a toujours considéré que l'équateur géographique correspondait à l'équateur solaire (là où ça "chauffe" le plus). Cette hypothèse, non explicitée jusqu'à présent, permet de bien comprendre les phénomènes globaux et les grandes répartitions climatiques.

On peut désirer aller plus loin en prenant en compte les variations saisonnières dans les régions où elles entraînent des changements temporaires de régime des vents. On trouvera alors les périodes moins favorables à l'upwelling dans les régions globalement les plus favorables, et, à l'inverse, on pourra trouver des périodes favorables dans les régions globalement défavorables. Ainsi, par exemple, il existe un phénomène saisonnier d'upwelling au large de Rio de Janeiro (le Cabo Frio, voir l'article (en français)

<http://archimer.ifremer.fr/doc/00122/23285/21114.pdf>. On pourra trouver aussi les périodes les plus favorables pour les côtes africaines citées ci-dessus.

Les grandes redistributions énergétiques globales permettent donc de cartographier les grands domaines climatiques. La prise en compte des mouvements saisonniers des cellules de convection atmosphériques permettent aussi de mieux comprendre les climats en plus de l'impact très direct de la variation d'insolation locale au cours de l'année (qui explique très bien les variations de température mais moins les variations des précipitations liées à l'existence de vents apportant de l'air humide et venant de l'océan plus ou moins proche et donc avec de l'air avec plus ou moins d'humidité résiduelle).

Cinquième étape - Météo, climat, variations climatiques

Phénomènes climatiques et variations climatiques, mais aussi importance de particularités locales, et pas seulement de conditions générales, pour expliquer le climat d'une localité.

Ressources à (re)découvrir et questions

- [*El Niño / la Niña 1997-2000*](#), par Gilles Reverdin, publié le 18/02/2000, Explications et observation du phénomène climatique El Niño / La Niña.
- [*Comment un réchauffement global peut-il induire un refroidissement local ?*](#), par Gilles Delaygue, publié le 25/11/2000, Conséquences locales d'un réchauffement global et modélisation de l'évolution climatique.
- [*Les courants thermohalins et les eaux océaniques profondes*](#), par Sylvain Pichat, Pierre Thomas, Jean-François Minster, publié le 28/03/2001, Comparaison des circulations thermohalines et de la formation des eaux profondes dans l'Atlantique Nord, le Pacifique Nord et l'Antarctique.

Concepts à comprendre, exercices.

1. Comprendre la description du phénomène *El Niño* et l'existence de phénomènes ou aléas climatiques plus ou moins cycliques qui montrent la complexité du système climatique sans être les signes de changements climatiques globaux.
2. Comprendre, à partir des connaissances sur les climats actuels, les effets possibles / envisageables de certaines perturbations à long terme (changement climatique), ici, l'effet d'un réchauffement global marqué en Arctique sur les circulations océaniques et sur le climat d'Europe de l'Ouest.
3. Revoir ce qui a été vu et intégrer aussi des particularités locales expliquant les climats.
 Tout d'abord, on restera en France avec l'aide de "Météo France" pour les données brutes (www.meteofrance.com/climat pour la métropole -choix d'une station et de l'affichage des données de température et pluviométrie- et <http://www.meteofrance.pm/clim.php> pour Saint-Pierre et Miquelon). Comparer le climat moyen (température et si possible pluviométrie) à Saint Pierre à celui d'une station métropolitaine de la côte atlantique de votre choix, de latitude proche. Comparer, d'autre part, le climat de Luxeuil-les-Bains à celui de Colmar (surtout la pluviométrie) en invoquant un phénomène local.
 À partir de vos connaissances et en prenant en compte les variations saisonnières, qui décalent latitudinalement les grandes cellules atmosphériques, mais aussi le contexte local, expliquer très simplement le phénomène de mousson au pied de l'Himalaya et l'existence du désert de Gobi.

Éléments de réponse

1. On a vu à l'étape précédente les interactions entre atmosphère et océan à propos des phénomènes d'upwelling. Quand on parle d'El Niño ou de La Niña, il s'agit en fait de situations " anormales" par rapport à un état plus "classique" de vents dominants et donc de courants marins superficiels sur les côtes occidentales de l'Amérique du Sud permettant, dans certaines zones comme la côte Nord du Chili, des upwellings favorables à de bonnes pêches. On a aussi vu que les décalages méridiens saisonniers des boucles de convection atmosphériques expliquaient le développement parfois seulement saisonnier d'upwellings le long de certaines côtes. Ici, ce ne sont plus des variations saisonnières, "normales", mais des variations interannuelles de puissance des vents dominants qui expliquent la mise en place temporaire d'El Niño ou de La Niña dans le Pacifique, avec des conséquences météorologiques en Amérique du Sud mais aussi de l'autre côté du Pacifique. Ces phénomènes anormaux font donc partie du "climat" local en tant que phénomènes "anormaux" mais relativement "réguliers", s'écartant de la moyenne "classique", on peut parler d'oscillations ou de variabilité climatique.

De même que l'on connaît en France certains été "pourris" (humides, voire frais et humides) et d'autres très chauds (voire secs et chauds), ces cas extrêmes ont toujours existé. Ainsi, des épisodes extrêmes sont possibles dans le cadre d'un climat donné, moyenne météorologique locale sur au moins 30 années. Mais il n'y a, là, aucune régularité "saisonnière" ou pluriannuelle. Si l'on s'intéresse de plus en plus à ces événements extrêmes c'est pour déceler des tendances qui montreraient, elles, un changement climatique : avoir un été très chaud de temps à autre est "normal", alors qu'avoir progressivement et régulièrement un été très chaud tous les 3-4 ans avec diminution du nombre d'étés frais, est un indice fort de variation climatique en cours (ici, la température moyenne, sur 5 ans augmente). On doit donc distinguer, d'une part, la survenue d'un "événement météorologique extrême" (souvent appelé, d'ailleurs, événement climatique extrême -à comprendre dans le sens d'évènement extrême pour le climat considéré) et, d'autre part, l'augmentation de la fréquence de ces cas qui elle peut indiquer un changement climatique réel. Les données météorologiques

fréquences de ces cas, qui, elle, peut marquer un changement climatique réel. Les données météorologiques régulières et fiables disponibles en de nombreux endroits depuis plus de 100 voire 150 ans, permettent d'avoir de bonnes données climatiques "moyennes" et donc de pouvoir déceler les anomalies météorologiques répétitives indicatrices de dérives climatiques.

2. L'exemple proposé permet de comprendre par un exemple qu'un changement climatique à l'échelle mondiale peut induire des modifications atmosphériques et océaniques qui auront localement un effet *a priori* contre-intuitif. Si le réchauffement global actuel aboutit à stopper ou fortement diminuer le downwelling arctique (plongée d'eaux froides, circulation thermohaline), c'est un moteur des circulations océaniques superficiels en Atlantique qui disparaît ou ralentit. Une conséquence plausible est la baisse des apports d'eaux "chaudes" superficielles issues du Gulf Stream au large des côtes d'Europe de l'Ouest, apports qui, aujourd'hui, réchauffent (ou du moins tempèrent) la bordure atlantique européenne par rapport à la bordure Nord-américaine. Un réchauffement global pourrait donc, au moins transitoirement, induire un rafraîchissement local en Europe de l'Ouest. Contre-intuitif, mais compréhensible si on comprend bien tous les mécanismes de redistribution de l'énergie vus lors des étapes précédentes et les liens forts qui existent entre énergie solaire, circulation atmosphériques, circulations océaniques superficielles et profondes.

3. On peut comparer Saint Pierre et Miquelon à une station de latitude proche de la côte atlantique, l'île d'Yeu, La Rochelle, Saint Nazaire, voire, plus au Nord, Brest. Quel que soit le choix, on observe aisément que les températures sont plus élevées en moyenne en métropole qu'à Saint Pierre et Miquelon, ce qui est à rapprocher de l'existence d'un diverticule du Gulf Stream qui tempère les côtes Ouest-européennes (voir ci-dessus). Lorsqu'on compare la pluviométrie, la situation insulaire explique l'apport possible de pluie pour toutes les directions de vent, alors que les côtes vendéennes ou charentaises sont plus "abritées" des vents marins, si on prend Brest comme point de comparaison, la mise à l'abri est moindre du fait de l'avancée de la Bretagne dans la mer par rapport aux côtes plus méridionales.

Luxeuil et Colmar sont situés quasiment à la même latitude (à 40 km près) et Colmar n'est que 70 km plus à l'Est. Cette proximité géographique se retrouve avec une forte proximité climatique en ce qui concerne les températures, par contre on note une différence importante entre la pluviométrie annuelle à Luxeuil (~1050 mm) et à Colmar (~605 mm). Cette différence s'explique par la présence du massif vosgien entre Colmar et Luxeuil. En effet, les pluies sont issues de vents d'Ouest et la présence des Vosges oblige les masses d'air humides à s'élever pour "passer" les Vosges. Or, en s'élevant, l'air se refroidit, sa pression de vapeur saturante (= sa capacité à contenir de la vapeur d'eau) diminue et entraîne, de ce fait, des précipitations sur le versant occidental des Vosges, d'où une pluviométrie moindre sur le versant oriental (avec "ce qu'il reste").

En ce qui concerne la mousson, le rempart himalayen, bien plus important que le "rempart" vosgien explique les pluies abondantes lorsqu'un vent favorable s'y confronte. La saisonnalité du phénomène s'explique par un phénomène semblable à l'alternance vent de mer / vent de terre connue des plaisanciers sur les côtes en été, mais ici à une échelle "continentale" et avec une rythmicité annuelle et non plus journalière. En hiver, l'océan Indien est plus chaud que le continent indien et asiatique, il se crée donc une dépression relative entraînant des vents "de terre", avec de l'air continental sec qui traverse l'Inde (on parle de mousson d'hiver sèche). En été, c'est le continent indo-asiatique qui est plus chaud que l'océan, la dépression qui en résulte crée un "vent de mer" apportant sur le continent indien de l'air humide et provoquant la mousson (ou mousson d'été humide). Confrontés à l'obstacle de l'Himalaya, ces vents "marins" humides sont délestés de leur vapeur d'eau résiduelle, ce qui arrose les contreforts himalayens et explique la faible d'humidité de l'air qui va ensuite traverser le plateau himalayen et redescendre sur le désert de Gobi.

Le désert de Gobi, éloigné de toute masse océanique est en position défavorable pour être arrosé grâce à des apports océaniques qui seraient alors d'origine très lointaine avec une humidité résiduelle assez faible (l'humidité serait alors plutôt la conséquence de l'évaporation d'eaux continentales et de l'évapotranspiration de la végétation (phénomènes moins intenses que l'évaporation au-dessus d'un océan chaud ou tempéré). De plus, les vents issus du Sud sont délestés de leur humidité par le franchissement de l'Himalaya... L'aridité du désert de Gobi découle donc de son éloignement des côtes tempérées, et de la présence de reliefs entre lui et les côtes méridionales.

Remarque. Il existe aussi en Afrique de l'Ouest (Guinée, Mali...) un phénomène de mousson mais moins marqué qu'en Inde. En effet, le contraste thermique y est moins important et les reliefs franchis sont bien moins élevés que l'Himalaya. On peut aussi noter que le contraste thermique océan - continent est aujourd'hui plus faible qu'il y a 10 000 ans du fait de la précession des équinoxes (le contraste été-hiver est aujourd'hui plus faible dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud, situation inverse il y a ~10 ka)... ce qui explique, pour partie, que le Sahel était plus arrosé à cette époque : reliefs équivalents mais avec apports marins plus intenses (plus d'humidité apportée par des masses d'air plus "pénétratives" à l'intérieur du continent).

