

Auteurs : Jean-louis Dufresnes(plus d'infos)

Résumé : Le climat peut être défini comme l'ensemble des situations météorologiques propre à une région de la Terre plutôt que comme un hypothétique « état moyen ». Cet ensemble de situations météorologiques évolue sur toutes les échelles de temps, du mois à plusieurs millions d'années, en passant par des cycles glaciaires de cent cinquante mille ans ou des fluctuations d'un siècle à l'autre. Chapitre issu de l'ouvrage "29 notions clefs pour savourer et faire savourer la science - primaire et collège", paru aux éditions Le Pommier en août 2009.

Copyright : Creative Commons France. Certains droits réservés.



La physique du climat

Le climat peut être défini comme l'ensemble des situations météorologiques propre à une région de la Terre plutôt que comme un hypothétique « état moyen ». Cet ensemble de situations météorologiques évolue sur toutes les échelles de temps, du mois à plusieurs millions d'années, en passant par des cycles glaciaires de cent cinquante mille ans ou des fluctuations d'un siècle à l'autre.

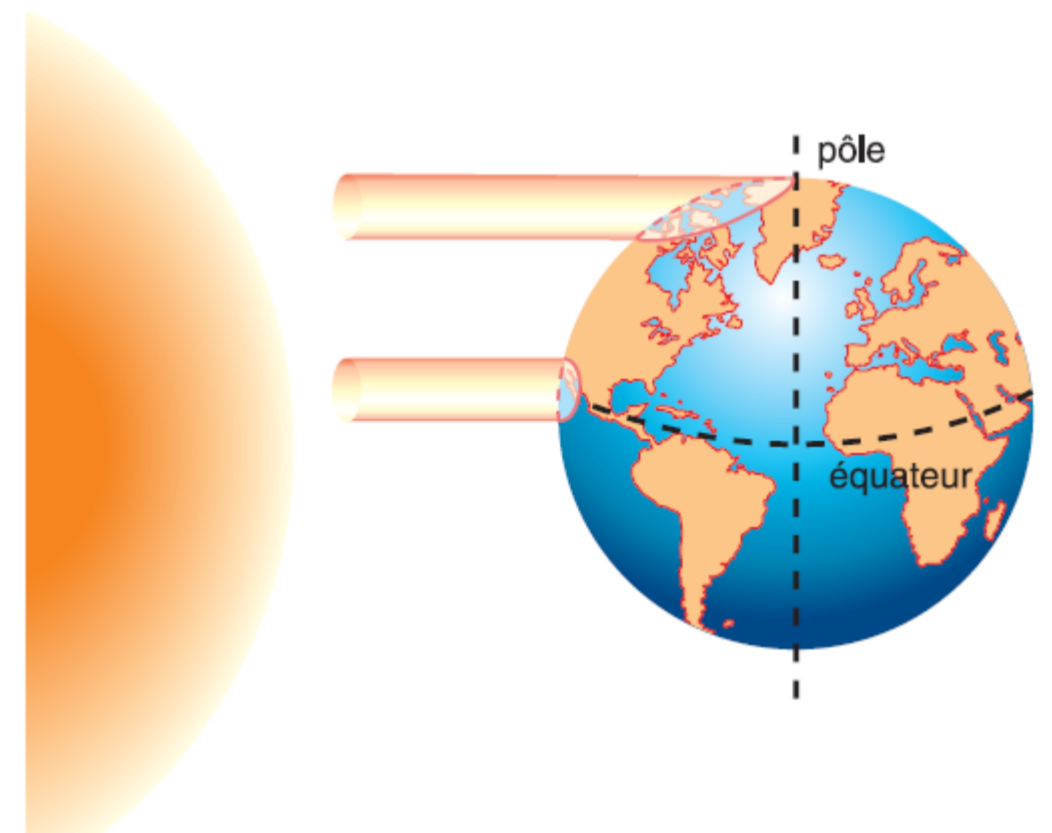
Nous n'évoquerons pas, dans cet exposé, cette variabilité du climat ni les mécanismes sous-jacents. Nous présenterons plutôt quelques-uns des processus physiques fondamentaux du climat, nous les illustrerons, si possible, par des expériences simples et nous montrerons comment ils interviennent dans le système climatique.

Climat et Soleil

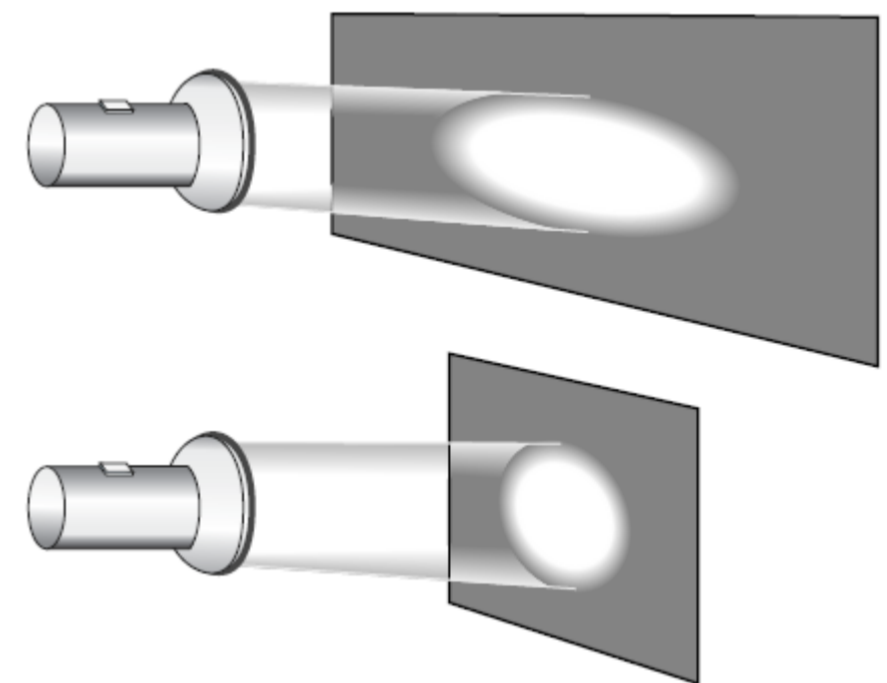
Les Grecs, sans doute inspirés par l'esthétique géométrique de la sphère, mais aussi par des observations telles que les éclipses de Lune (ombre portée de la Terre sur la Lune) s'étaient convaincus que la Terre était une sphère, au centre de l'Univers. Pour décrire la position d'un lieu sur la Terre, ils définirent des « climats » (du grec *klima*, « inclinaison ») comme des régions dans lesquelles la hauteur du Soleil (à midi et à une saison donnée) est à peu près la même partout. C'est ce principe de repérage qui a débouché, bien plus tard, sur la notion de latitude. Le mot « climat », à l'origine associé à la hauteur du Soleil, signifia rapidement ce que l'on entend aujourd'hui : climat tropical, climat désertique, climat polaire. Ce glissement de sens provient probablement des liens étroits qui existent entre latitude, hauteur du Soleil et température.

L'énergie lumineuse reçue par unité de surface est plus importante lorsque cette surface est perpendiculaire au rayonnement que lorsqu'elle lui est presque parallèle.

Cet exemple peut être transposé au Soleil qui éclaire la Terre. Dans les régions équatoriales, à midi et aux équinoxes, la surface du globe est, côté Soleil, presque perpendiculaire au rayonnement solaire, tandis que, près des pôles, la surface est presque parallèle. L'énergie solaire reçue par unité de surface est donc plus importante près de l'équateur que près des pôles. Une deuxième raison pour laquelle la température de surface dépend de la latitude est la variation de l'épaisseur d'atmosphère traversée par les rayons lumineux. Lorsque les rayons sont perpendiculaires à la surface, l'épaisseur d'atmosphère traversée est la plus faible ; la lumière est moins absorbée et moins diffusée par l'atmosphère, et la surface reçoit davantage d'énergie solaire.



Lorsqu'un faisceau lumineux d'une lampe torche éclaire une surface qui lui est perpendiculaire, il dessine une petite tache circulaire. Si l'on incline la surface par rapport au faisceau, la lumière s'étale (formant une tache elliptique) et cet étalement devient d'autant plus important que la surface devient presque parallèle au faisceau. La puissance de la lampe étant constante, l'énergie reçue par une même surface est plus élevée lorsque le faisceau est perpendiculaire à cette surface (petite tache) que lorsqu'il est presque parallèle (tache étalée).



L'énergie solaire absorbée par une surface dépend de l'intensité du rayonnement qu'elle reçoit (rayonnement incident), mais également des propriétés optiques de la surface. Une partie du rayonnement solaire incident est absorbée, le reste est réfléchi.

L'absorption correspond à une transformation d'énergie transportée par rayonnement en énergie thermique (chaleur). La fraction entre le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement incident est appelée « coefficient de réflexion » ou encore « albédo ». Plus la fraction de rayonnement réfléchi est élevée, plus l'énergie solaire absorbée est faible. Lorsque l'oeil perçoit une surface comme étant claire, c'est parce qu'une fraction importante du rayonnement visible est réfléchi (et n'est donc pas absorbée). Au contraire, une surface perçue comme sombre réfléchit peu de lumière et en absorbe beaucoup.

La très forte luminosité d'un paysage enneigé illustre bien la valeur élevée de l'albédo de la neige. Une photo satellite de la Terre montre un océan très sombre ; son albédo est donc faible.

Une conséquence de la valeur élevée de l'albédo de la neige (qui absorbe peu de rayonnement solaire) est un auto-entretien (ou même une amplification) des situations froides. En effet, si une région est suffisamment froide pour conserver un important manteau neigeux, le rayonnement solaire est fortement réfléchi. Il y a donc moins d'énergie absorbée que s'il n'y avait pas de neige, ce qui contribue à maintenir une situation froide. Actuellement, on suppose que ce mécanisme a eu un rôle important lors des entrées en période glaciaire. Si, aux hautes latitudes, les étés deviennent trop froids pour que la neige fonde, l'absorption de rayonnement solaire est réduite, ce qui contribue à maintenir cette anomalie froide.

neige 0,80	peinture blanche 0,80
désert 0,30	peinture noire 0,05
forêt 0,10	planète Terre 0,30
océan 0,05	sol lunaire 0,11

Albédo moyen (c'est-à-dire coefficient de réflexion) pour quelques types de surfaces.

Pour illustrer la relation entre l'albédo (ou la clarté) d'une surface et l'absorption, on peut prendre deux plaques métalliques, l'une peinte en blanc, l'autre en noir. Ces deux plaques sont posées horizontalement sur un isolant thermique et placées au soleil dans un endroit sans vent. Après une dizaine de minutes environ, lorsque l'équilibre thermique est atteint, un simple toucher de la main permet de constater que la température de la plaque noire est supérieure à celle de la plaque blanche. La température peut être mesurée en plaçant la sonde d'un thermomètre électronique entre la plaque et l'isolant. Cet isolant joue deux rôles : rendre la température des plaques plus sensible au flux solaire absorbé et faciliter la mesure de température en protégeant thermiquement la sonde.

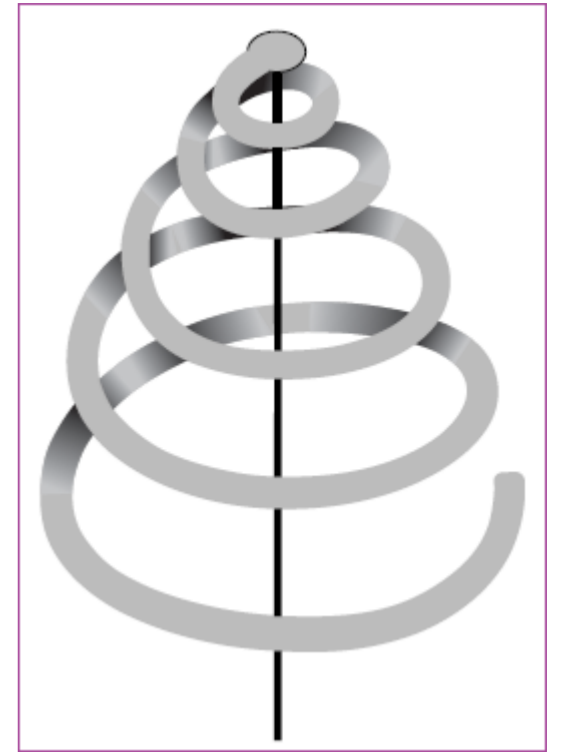
L'absorption du rayonnement solaire par la surface de la Terre est le phénomène climatique dominant. C'est parce que les pôles reçoivent moins d'énergie solaire que les tropiques qu'il y fait plus froid. C'est parce que, en hiver, l'énergie solaire est plus faible qu'il y fait plus froid. C'est l'énergie solaire qui est le moteur de tous les phénomènes climatiques, des mouvements de l'air dans l'atmosphère et de l'eau dans l'océan. L'énergie solaire absorbée par la surface de la Terre est transmise à l'atmosphère principalement par convection et par évaporation-condensation de l'eau, puis émise par l'atmosphère vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge.

La convection

L'air chaud monte. Cette observation est courante : fumée qui s'élève au-dessus d'un feu, air chaud qui s'élève au-dessus d'un radiateur, montgolfières gonflées à l'air chaud... L'air, comme presque tous

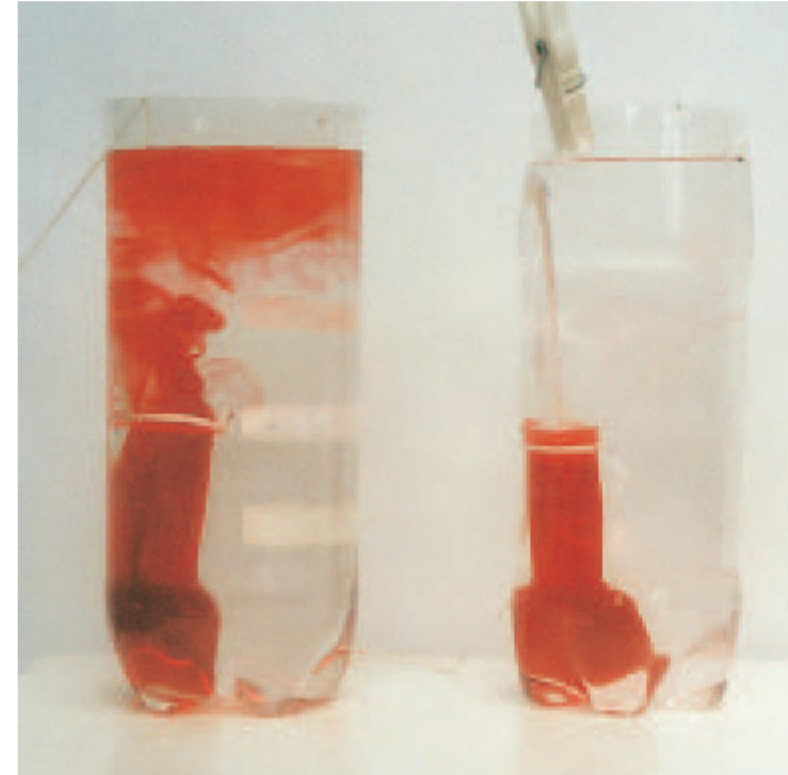
les corps, se dilate lorsqu'il s'échauffe. Sa masse volumique (masse par unité de volume) est plus faible que celle de l'air froid. Du fait de la poussée d'Archimède, une parcelle d'air chaud entourée d'air plus froid aura tendance à monter, et réciproquement une parcelle froide entourée d'air chaud descendra.

Une hélice disposée au-dessus d'une source chaude permet de mettre en évidence cette convection, cette montée d'air chaud. On pourra utiliser une spirale en papier tournant autour d'un axe vertical (cf. le dessin ci-dessous). Les carillons de Noël d'origine nordique illustrent également très bien ce phénomène : une hélice horizontale à laquelle sont souvent fixés des anges se met à tourner lorsqu'on allume les bougies situées en dessous. Néanmoins, les mouvements de l'air sont souvent trop désordonnés pour que le mouvement ascendant soit directement visible.



Une expérience avec de l'eau permet, en revanche, de bien visualiser la convection. Deux récipients transparents (par exemple, des bouteilles en plastique lisse coupées) sont remplis d'eau à température ambiante (? 20 °C). Deux petits flacons sont remplis d'eau colorée (l'encre rouge marche très bien). Dans l'un, on met de l'eau froide (? 4 °C), dans l'autre de l'eau bien chaude (? 50 °C). Ensuite, il faut faire descendre doucement un flacon dans chacun des récipients, en le retenant par une ficelle. Cette opération est un peu délicate, car il faudra le maintenir bouché pendant la descente pour éviter que l'eau colorée ne se disperse (par exemple, en appuyant dessus avec une tige ayant un bouchon à son extrémité). Lorsque l'on débouche les flacons, l'eau chaude s'élève en un joli panache et remplit tout le récipient, tandis que l'eau froide reste confinée dans son flacon.

On prend un récipient rempli d'eau à température ambiante (ou éventuellement tiède). À la surface, on dépose un glaçon d'eau colorée. On voit clairement que l'eau colorée froide, qui provient de la fonte du glaçon, coule vers le bas.



Expérience de convection naturelle. Au milieu, l'eau colorée reste à l'intérieur du flacon. à gauche, l'eau colorée, plus chaude, tend à monter. A droite, l'eau colorée qui provient de la fonte d'un glaçon, elle tend à descendre vers le fond de la bouteille.

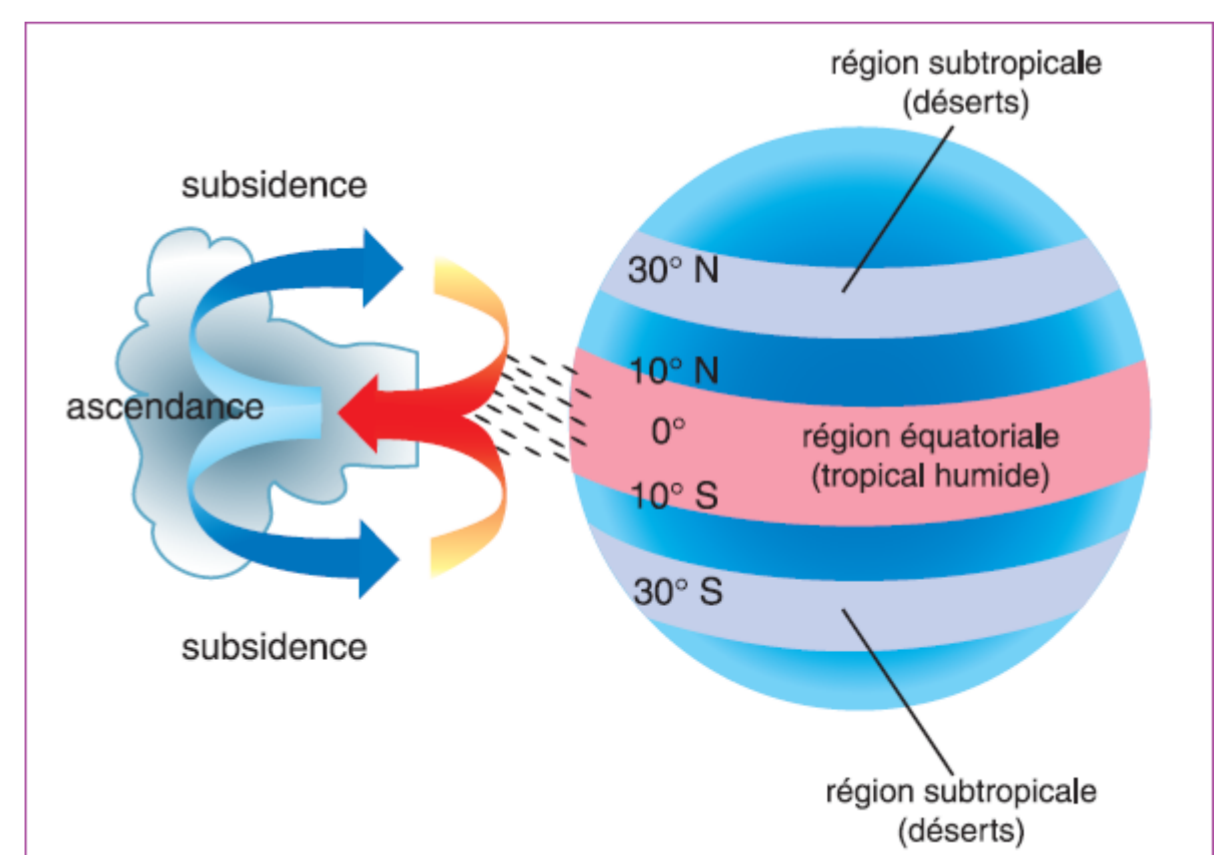
Le phénomène de brises côtières que l'on observe parfois en été, par temps calme, est une illustration météorologique de la convection. La température de surface de la mer varie peu entre le jour et la nuit. En revanche, la température de surface de la terre peut augmenter significativement de jour et devenir nettement plus chaude que celle de la mer. Cette différence de température est à l'origine de la brise de mer. La nuit, la terre se refroidit et le processus contraire peut se développer. C'est la brise de terre.



Brise de mer – brise de terre. Lors de journées calmes, la température de surface de la terre est nettement plus chaude que la mer. L'air chaud s'élève au-dessus de la terre et donne naissance à la brise de mer (dessin de gauche). La nuit, la terre se refroidit et l'air plus frais descend au-dessus de la terre et donne naissance à la brise de terre (dessin de droite).

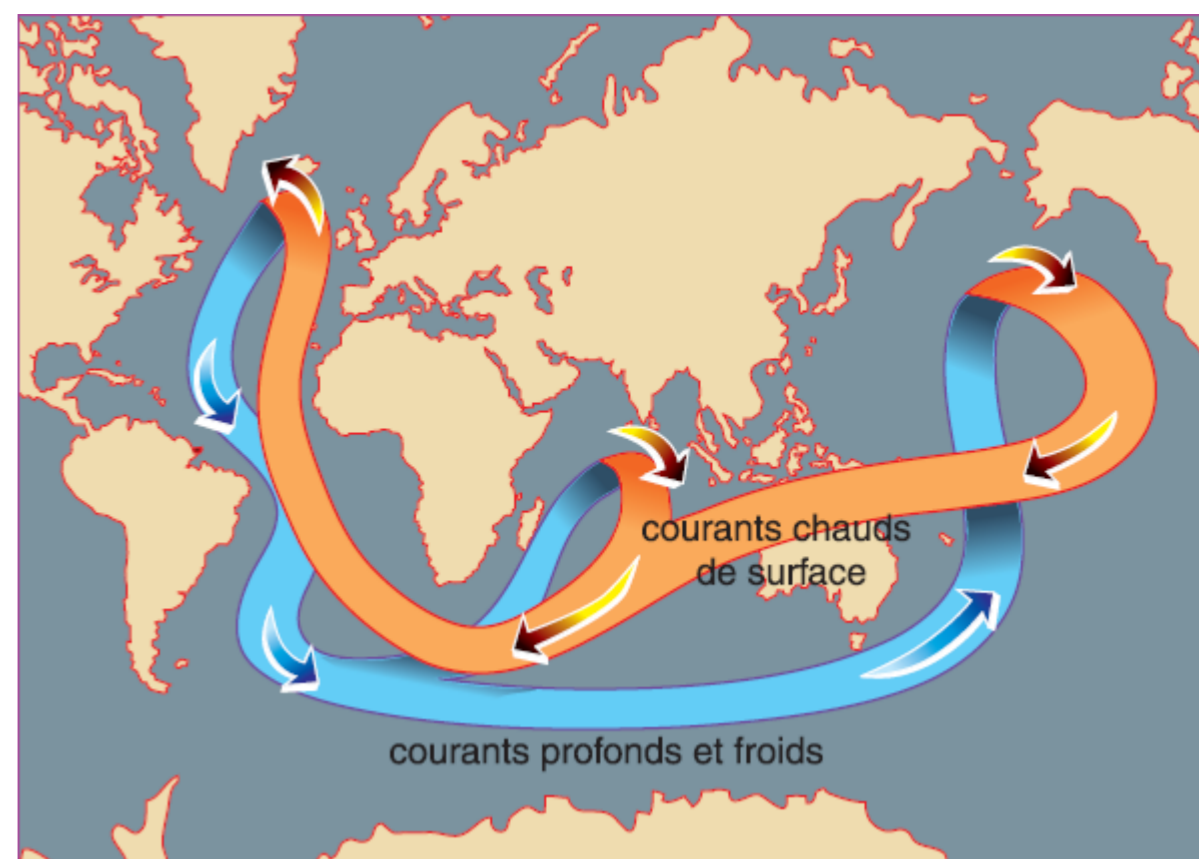
Ce phénomène existe également à l'échelle continentale et saisonnière. C'est par exemple le cas de la mousson indienne (de l'arabe *mausim*, « saison ») qui fut utilisée par les navigateurs dès l'époque romaine. En été, les vents de mousson soufflent d'ouest en est et facilitent la navigation à voile de la mer Rouge vers l'Inde. En hiver, les vents d'est en ouest permettent de faire le chemin de retour. Ce phénomène de mousson est fondé, comme les brises côtières, sur un contraste de température entre océan et continent, mais à une plus grande échelle d'espace et de temps. Comme l'océan est fortement brassé sous l'action du vent, sa température de surface varie peu avec les saisons. En revanche, le continent indien s'échauffe fortement en été, générant une convection importante. Cet air qui s'élève est remplacé par de l'air venant de l'océan, induisant des vents d'ouest au-dessus de l'océan Indien. L'ascendance de l'air au-dessus de l'Inde produit également de fortes pluies à la fin de l'été ; nous verrons plus loin (cf. « Climat sec, climat humide ») que la relation entre ascendance et précipitations est générale dans les régions tropicales.

Finalement, la convection est également présente à une échelle encore plus grande, l'échelle planétaire. Comme nous l'avons vu précédemment, les régions proches de l'équateur sont celles qui reçoivent le plus d'énergie solaire. La température est maximale dans cette ceinture équatoriale, elle baisse lorsqu'on s'en éloigne. Cette variation de la température avec la latitude est à l'origine d'une structure convective à très grande échelle. L'air chaud des régions équatoriales s'élève et « aspire » de l'air provenant des régions subtropicales. Pour fermer la boucle, l'air qui s'est initialement élevé au-dessus de l'équateur descend ensuite dans les régions subtropicales. Cette circulation atmosphérique est appelée « circulation de Hadley » (représentée ci-contre).



La convection est également présente dans l'océan mais, contrairement à l'atmosphère, principalement dans les régions polaires. Dans les régions équatoriales en effet, l'eau est chauffée en surface par le rayonnement solaire. Cette eau chaude, donc moins dense, reste en surface. Dans les régions polaires, l'eau est, à l'inverse, fortement refroidie par l'air glacial. En se refroidissant, elle devient plus dense et coule vers le fond de l'océan. Ces « colonnes convectives » océaniques constituent le phénomène symétrique de celui des « tours convectives » atmosphériques.

La masse volumique de l'eau de mer dépend de la température mais aussi de la salinité ; à une température donnée, l'eau de mer est d'autant plus dense qu'elle est salée. La salinité de la surface de l'océan augmente lorsque la surface perd de l'eau douce par évaporation et diminue lorsque la surface gagne de l'eau douce grâce aux précipitations. La salinité varie aussi avec la formation ou la fonte de la glace de mer. Lorsque l'eau de mer gèle, la glace qui se forme possède une salinité très faible, le sel restant principalement dans l'eau liquide. La concentration en sel de l'eau de surface augmente alors, ce qui accroît sa masse volumique et favorise sa plongée vers les grands fonds. Dans l'hémisphère Nord, les régions de fortes convections se trouvent principalement à l'est du Groenland. Cette plongée d'eau est à l'origine de la circulation océanique dite du tapis roulant (ou de la courroie de transport) et qui est schématisée sur la figure située ci-contre.



L'eau plonge aux environs du Groenland sous l'effet du refroidissement et de l'augmentation de la salinité, traverse l'océan Atlantique vers le sud à une profondeur de 2000 m environ, et remonte en surface dans l'océan Pacifique et l'océan Indien. Une fois en surface, cette eau est réchauffée, revient dans l'Atlantique et rejoint la région du Groenland via le Gulf Stream. Cette boucle est parcourue en deux mille ans environ.