

Alain Foucalt

Climatologie et paléoclimatologie

3^e ÉDITION

DUNOD

Graphisme de couverture : Elizabeth Riba

Illustration de couverture : © My Photo Buddy – shutterstock.com

Mise en pages : Nord Compo

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.

Le Code de la propriété intellectuelle du 1^{er} juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique

d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour

les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.

Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du

droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, 2009, 2016, 2021

11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff

www.dunod.com

ISBN 978-2-10-082835-7

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2^o et 3^o a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

PRÉFACE

Climatologue, impliqué dans la reconstruction des variations passées de notre climat et de notre environnement à partir des archives glaciaires, je me suis naturellement intéressé au climat que nous connaissons aujourd'hui et à son évolution future. En matière de climat, il y a une continuité entre passé, présent et futur à laquelle j'ai été sensibilisé à travers les travaux auxquels j'ai contribué et grâce à ma participation, de 1994 à 2015, à l'élaboration des rapports du GIEC, le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat. La conviction que l'étude des climats du passé est susceptible de fournir des informations pertinentes vis-à-vis de son évolution future a été au cœur de ma démarche de chercheur. Elle peut être illustrée à travers quelques exemples.

Dans les années 1980, les analyses conduites sur les glaces du forage antarctique de Vostok mettent en évidence un lien étroit entre le climat de ces régions et l'effet de serre au cours du dernier cycle climatique. Plus il fait froid, moins les concentrations de CO₂ et CH₄ sont élevées, et inversement. L'extension de ce forage et celui réalisé au Dôme C indiquent que cette caractéristique vaut pour les 800 000 dernières années et que les niveaux atteints aujourd'hui en réponse aux activités humaines n'y sont jamais observés. Avec, à la clé, l'idée désormais acceptée que ces variations de composition de l'atmosphère servent d'amplificateur au forçage, d'ailleurs relativement faible, lié aux paramètres astronomiques. En résulte une meilleure connaissance de la façon dont notre climat réagit face à des variations de l'effet de serre qui, à ces échelles de temps, sont, bien sûr, d'origine naturelle. Au-delà, ces travaux – mis en exergue au moment de la création du GIEC en 1988 – offrent un moyen d'estimer la sensibilité du climat vis-à-vis de l'augmentation future de l'effet de serre.

Quelques années plus tard, les deux forages réalisés au centre du Groenland confirment l'existence de variations climatiques rapides. Même si ces séries ne permettent pas de remonter de façon fiable au-delà de 110 000 ans, l'information est riche avec la mise en évidence d'une série de 25 événements caractérisés par des réchauffements rapides et importants, jusqu'à 16 °C en quelques décennies voire moins, suivis de refroidissements plus lents. Des changements soudains de circulation océanique et atmosphérique en sont probablement à l'origine. Témoignage de la fragilité de notre climat, ces résultats ont donné naissance à la notion de « surprise climatique » et conduit les modélisateurs à s'interroger sur la stabilité du Gulf Stream dans un monde plus chaud.

L'élévation du niveau des mers nous offre un autre exemple. Au dernier interglaciaire, il y a 125 000 ans, il était de 6 à 10 mètres plus élevé qu'aujourd'hui alors que la température moyenne de la planète n'était que légèrement plus chaude, de 1 à 2 °C

environ. Cette observation crédibilise l'idée qu'il suffit d'un réchauffement modéré maintenu sur une longue durée – on parle ici d'échelle millénaire – pour conduire à une hausse du niveau des mers de plusieurs mètres avec des contributions significatives des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest.

Cette continuité entre passé et futur de notre climat, qui pourrait être illustrée par de nombreux autres exemples y compris dans le domaine des impacts du changement climatique, est au cœur de ce livre d'Alain Foucault. Celui-ci la met en avant dans son avant-propos en soulignant qu'il est « *devenu obligatoire d'utiliser, en climatologie, l'apport des sciences permettant d'étudier le passé* ». Nous partageons ce constat au même titre que de nombreux climatologues. Mais force est de reconnaître la quasi-absence, à ce jour, d'ouvrages destinés à des étudiants et à des chercheurs, embrassant de façon aussi large, complète et approfondie les domaines de la climatologie et de la paléoclimatologie généralement traités de façon séparée. En 2009, Alain Foucault avait abordé cette dualité entre climatologie et paléoclimatologie. Dans cette nouvelle édition, il nous en livre une mise à jour très enrichie dont j'apprécie la construction – part importante consacrée à ces deux volets dans les deux premières parties suivies d'une troisième illustrant leur complémentarité dès que l'on s'intéresse à « l'évolution des climats » – et la grande qualité des différents chapitres qui la composent. Tout aussi appréciable est l'intérêt porté aux différentes composantes du système climatique – atmosphère, océan et biosphère –, au cycle de l'eau et aux cycles biogéochimiques, en premier lieu celui du carbone, lui-même influencé par ceux de l'azote et du phosphore, dont le rôle est essentiel dans l'évolution passée et future de notre climat. Cet ouvrage répond pleinement à l'objectif d'un « *panorama équilibré des phénomènes climatiques* » extrêmement utile pour tous ceux qui s'intéressent à cette évolution qui sera au cœur du développement de nos sociétés dans les décennies et siècles à venir.

Jean Jouzel

Directeur de recherche émérite au CEA, Jean Jouzel a été co-récipiendaire de la médaille d'or du CNRS en 2002 et, en 2012, du prix Vetlesen, considéré comme le « Nobel des sciences de la Terre et de l'Univers ». Il a été vice-président du groupe scientifique du GIEC de 2002 à 2015.

TABLE DES MATIÈRES

Préface	III
----------------	------------

Avant-propos	XI
---------------------	-----------

PARTIE 1 • ÉLÉMENTS DE CLIMATOLOGIE

Chapitre 1 • Composition et physique de l'atmosphère	3
---	----------

1.1 Les gaz atmosphériques	3
----------------------------	---

1.2 Division de l'atmosphère en couches	4
---	---

Chapitre 2 • L'énergie des climats	9
---	----------

2.1 L'énergie solaire	9
-----------------------	---

2.2 L'énergie géothermique	10
----------------------------	----

2.3 Quelques lois du rayonnement	10
----------------------------------	----

Chapitre 3 • Utilisation globale du rayonnement solaire par la Terre	17
---	-----------

3.1 La traversée de l'atmosphère et l'arrivée au sol, l'albédo terrestre	17
--	----

3.2 Transferts de chaleur, rayonnement infrarouge	19
---	----

3.3 Effet de serre et effet de serre radiatif	21
---	----

Chapitre 4 • Répartition du rayonnement solaire à la surface de la Terre	25
---	-----------

4.1 L'orbite terrestre, les saisons	25
-------------------------------------	----

4.2 Répartition géographique du rayonnement solaire au cours de l'année	29
---	----

Chapitre 5 • Les mouvements de l'atmosphère	33
--	-----------

5.1 La convection thermique	33
-----------------------------	----

5.2 La force de Coriolis	35
--------------------------	----

5.3 Équilibre géostrophique et tourbillons	37
--	----

5.4 La circulation générale atmosphérique	39
---	----

Chapitre 6 • L'eau dans l'atmosphère	45
---	-----------

6.1 La vapeur d'eau dans l'air	45
--------------------------------	----

6.2 Chaleur sensible, chaleur latente	49
---------------------------------------	----

Climatologie et paléoclimatologie

6.3	Gradients de température dans l'atmosphère	50
6.4	Stabilité ou instabilité de l'air	52
6.5	Condensation, précipitations	53
6.6	Brouillard, brume et nuages	56
Chapitre 7 • Perturbations		61
7.1	Masses d'air, fronts	61
7.2	Lignes de grains (Squall lines)	62
7.3	Cyclones extra-tropicaux	62
7.4	Cyclones tropicaux	66
7.5	Tornades	69
Chapitre 8 • Le milieu océanique		75
8.1	Le rôle de l'océan	75
8.2	Salinité et densité des eaux	76
8.3	Banquise	80
8.4	Couche de mélange, thermocline, halocline, pycnocline	81
8.5	Zone de minimum d'oxygène	82
Chapitre 9 • Les circulations océaniques		85
9.1	Les circulations induites par le vent	85
9.2	La circulation océanique thermohaline	97
Chapitre 10 • Zonalité et azonalité des climats		101
10.1	Climats zonaux	101
10.2	Azonalité des climats	103
Chapitre 11 • Végétation et climats, biomes		113
11.1	Biomes	113
11.2	Répartition climatique des biomes	116
11.3	Modélisation biogéographique	118
11.4	Étage végétal	120
Chapitre 12 • Classifications des climats		123
12.1	Classifications génétiques et classifications empiriques	123
12.2	Les climats de la planète selon Köppen (version de Kottek et al.)	126

PARTIE 2 • LES MÉTHODES DE LA PALÉOCLIMATOLOGIE

Chapitre 13 • Histoire de la paléoclimatologie	145
13.1 Les débuts de la paléoclimatologie	145
13.2 La question des causes des variations climatiques	149
13.3 Progrès récents	151
Chapitre 14 • But et méthodes de la paléoclimatologie	153
14.1 Reconstituer les paramètres climatiques du passé	153
14.2 Dater les témoignages paléoclimatiques	161
14.3 Comprendre les mécanismes du climat	162
Chapitre 15 • Datations et échelles de temps	165
15.1 Types de chronologies	165
15.2 Étendue et précision des méthodes de datation	166
15.3 Biostratigraphie	167
15.4 Orbitochronologie	168
15.5 Stratigraphie isotopique	169
15.6 Magnétostratigraphie	172
15.7 Téphrochronologie	175
15.8 Dendrochronologie	175
15.9 Sclérochronologie	178
15.10 Varves	179
15.11 Datations radiométriques	182
15.12 Lichenométrie	189
15.13 Racémisation des acides aminés	190
Chapitre 16 • Enregistrements paléoclimatiques	191
16.1 Types d'enregistrements paléoclimatiques	191
16.2 Archives historiques	192
16.3 Archives physicochimiques et géomorphologiques	195
16.4 Archives sédimentologiques	211
16.5 Archives biologiques	221

PARTIE 3 • L'ÉVOLUTION DES CLIMATS, PASSÉ, PRÉSENT, AVENIR

Chapitre 17 • Le système climatique	247
17.1 Qu'est-ce qu'un système ?	247
17.2 Rétroaction (ou feedback)	249

Climatologie et paléoclimatologie

17.3 Le système Terre	249
17.4 Le système climatique	250
Chapitre 18 • Les cycles biogéochimiques	259
18.1 Le cycle de l'eau	260
18.2 Le cycle du carbone	262
18.3 Le cycle de l'azote	269
18.4 Le cycle du phosphore	271
Chapitre 19 • Causes naturelles des changements climatiques	273
19.1 Causes terrestres, causes extraterrestres	273
19.2 Variations de l'activité solaire	278
19.3 Irrégularités de l'orbite terrestre	280
Chapitre 20 • La théorie astronomique des climats	283
20.1 Les éléments variables de l'orbite terrestre	283
20.2 Effet des variations de l'orbite terrestre sur la répartition de l'insolation	287
Chapitre 21 • Preuves et conséquences de la théorie astronomique des climats	295
21.1 Fréquences astronomiques dans l'enregistrement sédimentaire	295
21.2 De l'insolation au signal climatique : le rôle des inlandsis	297
21.3 Synchronisme des glaciations et variation de la concentration en CO ₂ de l'atmosphère	301
Chapitre 22 • Histoire des climats	303
22.1 Temps et états climatiques	303
22.2 Le Précambrien (de -4,57 Ga à -541 Ma)	305
22.3 Le Paléozoïque (de -541 Ma à -252 Ma)	317
22.4 Le Mésozoïque (de -252 Ma à -66 Ma)	324
22.5 Le Cénozoïque (de -66 Ma à l'actuel)	330
Chapitre 23 • Changements climatiques récents et futurs	347
23.1 Les évolutions observées	347
23.2 Le changement de composition de l'atmosphère	348
23.3 Le réchauffement climatique	352
23.4 Autres modifications	355
23.5 Causes des changements climatiques récents	357
23.6 Les évolutions à venir	360

Chapitre 24 • Annexes	367
A.1 Calcul de la pression atmosphérique standard en altitude	367
A.2 Calcul de la température moyenne de la Terre et des planètes, à l'extérieur de leur atmosphère	368
A.3 Effet d'un forçage radiatif et sensibilité climatique de référence	370
A.4 Quelques rappels de statistique	370
Questions et exercices corrigés	373
Bibliographie	399
Quelques sites internet	403
Crédits et remerciements	405
Index	409

AVANT-PROPOS

Pourquoi ce livre ?

Les progrès des sciences de la Terre et de la vie ont, peu à peu, abattu les cloisons qui séparaient les différentes disciplines qui composaient ces sciences. Il est difficile aujourd'hui d'étudier une de ces disciplines tout à fait indépendamment des autres. Géologie, volcanologie, aéronomie, océanologie, botanique, zoologie, biologie, écologie, etc. ne peuvent plus s'ignorer tant il est devenu évident que la Terre, ses enveloppes, liquide et gazeuse, et les êtres vivants qui la peuplent, forment un système dont tous les éléments interagissent.

L'étude des climats, dont les modélisations prennent maintenant en compte non seulement l'atmosphère et l'océan mais aussi les cycles géochimiques et biologiques, ne fait pas exception. De plus, alors qu'elle était limitée à des périodes de temps n'excédant guère le siècle, elle s'est, depuis surtout quatre décennies, ouverte à des temps beaucoup plus longs qui se mesurent en milliers ou millions d'années. Cette ouverture est le fruit de progrès faits dans la lecture, la datation et l'interprétation des enregistrements climatiques portés par les sédiments, les glaces, les arbres et, de façon générale, tout ce qui, à la surface du globe, a la capacité de retenir le message climatique. Il est donc devenu obligatoire d'utiliser, en climatologie, l'apport des sciences permettant d'étudier le passé, y compris celles qui sont susceptibles d'expliquer les variations des climats dans le temps, comme l'astronomie.

On peut donc dire que l'étude des climats du passé fait aujourd'hui partie de la climatologie, au sens large, et ce livre veut en porter témoignage. Il est divisé en trois parties. La première donne des notions de climatologie, en se limitant à l'essentiel, ce qui, parfois, exige de côtoyer la météorologie. La deuxième est consacrée aux méthodes de la paléoclimatologie, notamment en faisant la revue des indices qui permettent la reconstitution des climats du passé. La troisième, enfin, concerne l'évolution des climats, domaine dans lequel des progrès considérables ont été faits au cours des dernières décennies, et dont les résultats ont tellement d'importance pour l'avenir des sociétés humaines et, plus largement, pour le fonctionnement de la planète.

Le fait qu'y soient distinguées climatologie et paléoclimatologie ne résulte pas d'une différence d'essence entre elles, mais de ce que les renseignements sur les périodes récentes, où l'on peut observer directement les caractéristiques climatiques, sont beaucoup plus variés et plus précis que sur les périodes anciennes. Ces périodes récentes sont donc *a priori* plus aptes à donner accès aux mécanismes intimes du fonctionnement du climat et à leur modélisation, seule façon d'assurer des prévisions de ses variations, y compris en y incluant les modifications que l'Homme y apporte par ses activités. Pour cela, des développements physiques sont indispensables, au-delà

de ce qu'apporte cet ouvrage du fait de son objectif pédagogique, et de son volume limité. On y trouvera cependant, en annexe, quelques éléments de physique et de statistique qui peuvent servir de départ à la réflexion.

La climatologie étant une discipline déjà ancienne, l'exposé qui en est fait ici se tient dans des limites classiques. Il en va différemment de la paléoclimatologie qui a beaucoup progressé récemment. Pour en rendre compte, nous avons choisi de l'illustrer en faisant appel, très souvent, aux figures originales des auteurs. Ces figures ont été sélectionnées avec soin parmi des publications ayant valeur d'exemple. Nous avons en effet considéré que, pour les étudiants, il était bon de connaître ces figures telles que les auteurs les avaient données, et non d'en fournir des versions simplifiées qui leur auraient fait perdre leur valeur documentaire. De plus, les références des articles correspondants, données dans les légendes de ces figures, sont autant de pistes de lectures et de réflexions qui peuvent être mises à profit par étudiants et professeurs. Nous avons préféré cette approche bibliographique, complétée par quelques références en fin d'ouvrage, à une longue liste de publications, lesquelles peuvent aujourd'hui se retrouver aisément par l'usage d'Internet. Concernant ce monde informatique mouvant, nous avons donné quelques indications sur des sites qui offrent des garanties de stabilité et qui sont dignes de confiance. L'utilité de ce réseau est considérable, et l'on pourra y trouver une quantité de renseignements complétant nos propos où nous tentons de donner ce qui nous a paru essentiel dans ces disciplines.

Quant à ce qui concerne la prévision de l'évolution des climats, nous nous sommes référés essentiellement aux publications du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) qui sont une mine de renseignements, mine consistant en quelques milliers de pages dont l'exploitation exige un gros effort, mais dont l'accès est aisé sur Internet (www.ipcc.ch).

C'est donc un ouvrage de base que nous proposons au lecteur, en souhaitant qu'il lui donne les moyens d'avoir un panorama équilibré des phénomènes climatiques dont la compréhension est aujourd'hui si utile pour se situer dans le monde où nous vivons et pour envisager son avenir.

Cette troisième édition comporte des compléments sur le volcanisme et sur le climat du dernier millénaire.

Climat, climats, paléoclimat, des définitions difficiles

La planète Terre est essentiellement formée d'un ensemble solide qui, à une échelle de temps de l'ordre de l'année, du siècle, voire du millénaire, ne montre guère de changements, si l'on excepte des manifestations volcaniques ou sismiques, et çà et là, quelques mouvements superficiels et locaux. Cet ensemble est surmonté par des enveloppes fluides : l'hydrosphère (liquide et discontinue) et l'atmosphère (gazeuse et continue). Ces enveloppes sont très mobiles et soumises à des mouvements, qui peuvent être très rapides et très inconstants en ce qui concerne l'atmosphère. Elles sont principalement, mais pas uniquement, le lieu de développement des êtres vivants, ce qui explique en partie l'intérêt qu'on leur porte. L'étude de la variation à courte échéance des paramètres atmosphériques (tels que la température, la pression,

les vents, la nébulosité, les précipitations, etc.), et la prévision de cette variation, est l'objet de la **météorologie** (du grec *meteos*, élevé dans les airs).

Les conditions atmosphériques ont, de tout temps, été l'objet d'attentions particulières, compte tenu de l'importance qu'elles revêtent pour le développement des activités humaines. On a très tôt pris conscience que, en plus de leur grande variabilité dans le temps, ces conditions montraient des variations dans l'espace qui dépendaient largement de la latitude des lieux où l'on se tenait. Ces variations sont à l'origine de la notion de climat, ce que traduit l'étymologie, le terme étant emprunté au grec *klima*, qui signifie inclinaison. C'est à l'inclinaison des rayons du soleil qu'il est fait allusion : même si le monde grec n'avait pas exploré toutes les latitudes, il en savait assez pour comprendre que si le climat d'Athènes n'était pas le même que celui du sud de l'Égypte, c'était surtout parce que le soleil était plus haut dans le ciel au sud qu'au nord, écrasant de chaleur, par des rayons verticaux au solstice d'été, les régions thébaines. Le terme a été généralisé à toutes les conditions atmosphériques, avec des acceptions diverses qui exigent qu'on précise son utilisation.

Aujourd'hui, en effet, le terme de climat désigne habituellement l'état physique de l'atmosphère à longue échéance, notamment sa température, avec un intérêt spécial pour l'eau qu'elle contient, sous forme de vapeur (hygrométrie), de liquide plus ou moins dispersé (nuages, brouillards, précipitations) ou de solide (grêle, neige) et une focalisation sur la partie basse de l'atmosphère, la troposphère qui, il est vrai, comprend la plus grande partie de la masse atmosphérique, et dans laquelle nous nous mouvons habituellement.



A.1 Une définition de la climatologie par l'Organisation météorologique mondiale, OMM (World Meteorological Organisation, WMO)

« La climatologie est l'étude du climat, de ses variations et de son impact sur diverses activités dont (sans exhaustivité) celles qui affectent la santé humaine, la sécurité et le bien-être. En un sens restreint, le climat peut être défini comme le temps qu'il fait en moyenne. En un sens plus large, c'est l'état du système climatique. Le climat peut être décrit en termes de description statistique de la tendance centrale et de la variabilité d'éléments pertinents comme la température, les précipitations, les vents, ou au travers d'une combinaison d'éléments comme les types de temps caractéristiques d'un lieu, d'une région ou du monde pour une période de temps déterminée. »

Ce sont surtout les durées envisagées qui différencient la météorologie, science du temps qu'il fait (courtes durées), et la science du climat, ou **climatologie** (longues durées). Il est cependant difficile de fixer sur quel espace de temps doit être défini le climat. Il est clair que cette durée doit comprendre les quatre saisons, leurs différences, en une certaine mesure répétitives, formant un cycle qui doit être envisagé dans son ensemble. Mais si cette durée est le minimum que l'on doit respecter, est-elle suffisante pour fournir une image stable du climat ? Certainement pas car, on le

sait, les années se suivent et ne se ressemblent guère, sans que d'ailleurs on ait, aujourd'hui, une idée claire des causes de cette variabilité.

Pour lisser ces différences interannuelles, il est fréquent que l'on utilise des moyennes (dites **normales climatiques**) souvent calculées sur une durée de trente ans. Mais cette durée est arbitraire. Si elle a pour avantage d'effacer les variations brusques que, faute de pouvoir les expliquer, on considère comme aléatoires, elle a comme inconvénient, justement, de faire disparaître des variations courtes qui pourraient éventuellement trouver une explication. En fait, la durée à prendre pour la définition du climat dépend des phénomènes que l'on veut mettre en évidence et, plus précisément, de leurs fréquences (au sens physique du terme, c'est-à-dire du rythme de leurs répétitions). Ainsi, des moyennes sur 30 ans, ou même sur un siècle, pourront mettre en évidence des tendances à long terme, mais si l'on cherche à étudier des phénomènes à haute fréquence, par exemple l'influence éventuelle des variations undécennales (c'est-à-dire de 11 ans environ) de l'activité solaire, de telles moyennes sont à proscrire.



A.2 Les normales climatiques, selon l'OMM (WMO)

Pour permettre des comparaisons entre les climats des différentes régions du globe et ceux de différentes époques, dans le passé ou dans l'avenir, on utilise des normales climatiques. L'OMM a émis un certain nombre de recommandations à cet égard. Ces normales doivent être les moyennes arithmétiques de paramètres climatiques (par exemple, température, précipitations) calculées pour chaque mois de l'année à partir des données quotidiennes. Le principe est d'utiliser, pour ces normales, des périodes de 30 ans, préférentiellement 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, etc. Cette pratique repose en grande partie sur le fait que, lorsque cette recommandation fut faite, au début du xx^e siècle, il n'était guère possible de faire ce calcul sur des périodes plus longues, ce qui était le but alors visé. Cependant, maintenant que l'on a reconnu l'existence d'importantes dérives séculaires des paramètres climatiques, il apparaît que l'intérêt d'une telle durée de 30 ans se réduisait et pouvait même masquer des variations intéressantes. C'est ainsi qu'il est recommandé, pour des usages prédictifs, d'utiliser des moyennes faites sur des durées plus courtes (5 ans, 10 ans). L'OMM émet aussi des recommandations pour les cas où il existe des données manquantes et sur la façon de calculer les moyennes journalières de température. Dans ce dernier cas, la méthode la plus fiable pour effectuer des comparaisons est d'utiliser la moyenne entre la température maximale et la température minimale du jour.

À noter que l'utilisation de moyennes pour l'usage climatologique doit être faite avec discernement, sous peine de masquer la réalité des phénomènes : une même moyenne pluviométrique n'a évidemment pas la même signification si les précipitations sont réparties sur plusieurs mois de l'année ou sur seulement quelques jours (figure A.1). En particulier, l'utilisation de moyennes ne devrait pas se faire au préjudice de la prise en compte d'évènements comme les cyclones, les précipitations exceptionnelles, etc., qui, pour n'être pas quotidiens, ont de très importants effets sur les conditions environnementales.

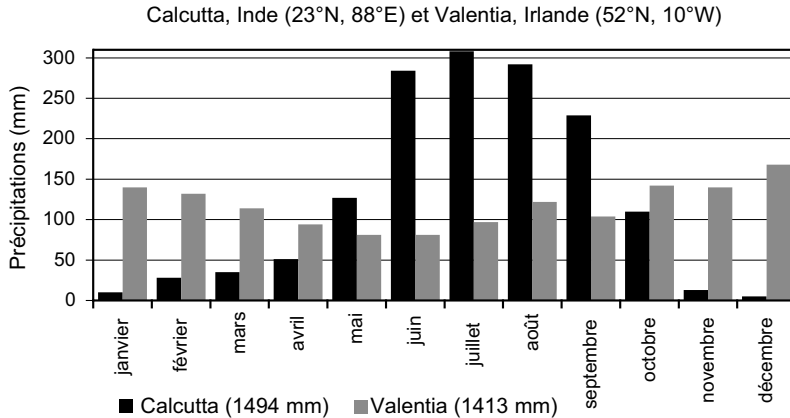


Figure A.1 - Comparaison de deux régimes pluviométriques ayant le même cumul annuel de précipitations.

Pour un même cumul annuel de précipitations, on peut avoir des répartitions mensuelles très différentes, comme ici en Inde (pluies concentrées en été), et en Irlande (pluies réparties sur toute l'année).



A.3 Prévoir les changements climatiques

Lorsqu'on demande aux scientifiques comment il leur est possible de prévoir le climat dans 50 ans alors qu'ils ne peuvent pas prévoir le temps qu'il fera dans quelques semaines, on commet une confusion courante entre la météorologie et la climatologie. Il est vrai que la nature chaotique des phénomènes atmosphériques rend la prévision du temps impossible au-delà de quelques jours. Mais la prévision des évolutions climatiques (c'est-à-dire de moyennes à long terme) du fait de divers changements, par exemple dans la composition atmosphérique, est une question très différente et beaucoup plus gérable. Par analogie, alors qu'il est impossible de prévoir l'âge auquel un homme pris en particulier mourra, nous pouvons calculer avec une grande confiance l'âge moyen de décès pour les hommes dans les pays industrialisés qui est d'environ 75 ans. (Extrait de Le Treut, H., Somerville, R. *et al.*, 2007. In *IPCC Climate Change 2007*, Working Group I, p. 104).

Il faut donc aussi tenir compte de la variabilité de ces phénomènes. Cette variabilité, qui existe à différentes échelles de temps et d'espace, peut être exprimée de différentes façons, soit graphiquement, par exemple en représentant les paramètres climatiques des différents mois de l'année, ou des différents jours du mois, ou des différentes heures de la journée, etc., soit mathématiquement, en utilisant les calculs classiques de la statistique (moyenne, écarts-types, etc., voir annexe 4).

En définitive, on peut proposer de définir le climat comme étant l'ensemble des conditions physiques qui règnent dans l'atmosphère sur une durée au moins annuelle, choisie en fonction de la variabilité des phénomènes que l'on veut étudier. Cette durée, et les dates des relevés correspondants, doivent être précisées dans la

présentation de moyennes climatiques, et les données judicieusement choisies pour ne pas trop restreindre, voire déformer, l'information sur ces conditions physiques.

Si le terme de climat, utilisé absolument, concerne la planète entière, compte tenu de variabilités temporelles et géographiques, on le précise lorsqu'on veut l'appliquer à une région particulière (par exemple : le climat de la France) et on en réserve généralement le pluriel (les climats) pour désigner les différents types qui peuvent être distingués selon les régions (climat méditerranéen, climat tropical, etc.).

Le terme de **paléoclimat(s)** désigne le(s) climat(s) du passé. On les reconstitue à partir des enregistrements qu'ils ont pu laisser dans les sédiments, les glaces, le bois, etc. Cependant, ces enregistrements n'ont pas la précision des observations actuelles. Il faut s'en souvenir en faisant des comparaisons entre le climat d'aujourd'hui et ceux du passé.

En quelques mots

- La **météorologie** étudie l'évolution du temps qu'il fait à court terme, la **climatologie** l'étudie à long terme. Le climat est habituellement défini sur une durée de 30 ans. Mais cette durée est arbitraire et doit être ajustée selon les caractéristiques des changements climatiques que l'on souhaite mettre en évidence, et des méthodes statistiques que l'on utilise à cette fin.

Partie 1

Éléments de climatologie

COMPOSITION ET PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE

1

PLAN

- 1.1 Les gaz atmosphériques
- 1.2 Division de l'atmosphère en couches

1.1 LES GAZ ATMOSPHÉRIQUES

L'atmosphère est essentiellement constituée d'un mélange gazeux, l'air. Ce mélange (figure 1.1) comprend surtout de l'azote (N_2 , 78 % en volume) et de l'oxygène (O_2 , 21 %). Pour le reste, soit 1 %, on y trouve de l'argon (Ar, presque 1 %), du dioxyde de carbone, ou gaz carbonique, (CO_2 , 0,03 %) et des traces infimes d'une multitude d'autres gaz : néon, krypton, hélium, ozone, hydrogène (tableau 1.1).

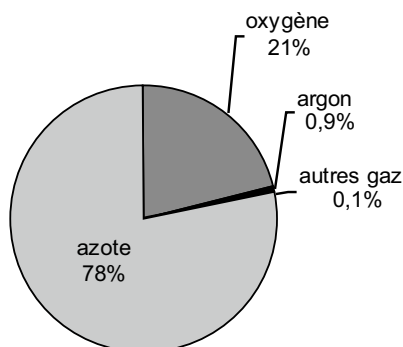


Figure 1.1 - Composition de l'air en volume.

L'air est composé de 78 % d'azote, 21 % d'oxygène et 1 % d'autres gaz (parmi lesquels seulement 0,03 % de dioxyde de carbone), ainsi que d'une proportion variable de vapeur d'eau.

Cette composition est assez constante jusque vers 85 km d'altitude sauf pour certains gaz, par exemple l'ozone qui est surtout présent entre 20 km et 30 km d'altitude.

En plus de ces gaz, on trouve des proportions variables de vapeur d'eau (rarement plus de 5 % ou 6 % du total) dont il faut rappeler qu'elle est transparente (c'est de

Chapitre 1 • Composition et physique de l'atmosphère

l'eau à l'état gazeux) et que c'est sa condensation en fines gouttelettes ou en cristaux de glace qui donne les nuages.

Enfin, des particules solides plus ou moins fines sont présentes. Elles peuvent être constituées par des poussières arrachées aux déserts par le vent (argiles, sable, etc.), par des cendres volcaniques éjectées dans l'atmosphère lors d'éruptions, par des résidus de combustion (feux de forêts, usines, etc.) dont les quantités ont augmenté considérablement depuis le début de l'ère industrielle, et par de fins cristaux de chlorure de sodium provenant des océans. Ces particules ont un rôle important, non seulement dans les phénomènes d'absorption des rayonnements, mais aussi dans la formation des nuages et des précipitations, car elles constituent des noyaux autour desquels se condensent les gouttelettes d'eau.

Tableau 1.1 - Composition de l'atmosphère.

Gaz atmosphériques	En volume	En masse
Azote (N ₂)	780 836	755 192
Oxygène (O ₂)	209 475	231 418
Argon (Ar)	9 340	12 882
Dioxyde de carbone (CO ₂)	322	489
Néon (Ne)	18,18	12,67
Krypton (Kr)	1,14	3,30
Méthane (CH ₄)	1,5	0,83
Hélium (He)	5,24	0,724
Dioxyde d'azote (NO ₂)	0,27	0,410
Ozone (O ₃)	0,04	0,065
Xénon (Xe)	0,087	0,395
Hydrogène (H ₂)	0,5	0,035
Monoxyde de carbone (CO)	0,19	0,19

Elle est ici exprimée en ppm (parties pour un million, c'est-à-dire millièmes) par rapport à l'air sec. Pour l'exprimer en pourcentage, il faut diviser ces chiffres par 10 000, ce qui fait, en volume, pour l'azote 78 %, pour l'oxygène 21 %, pour l'argon 0,9 % et, pour le dioxyde de carbone, 0,03 %.

1.2 DIVISION DE L'ATMOSPHÈRE EN COUCHES

Les propriétés de l'atmosphère varient selon l'altitude. D'une part, l'air est d'autant plus dense que l'on se trouve près du sol, car les molécules de gaz sont attirées et retenues par l'attraction terrestre. D'autre part, notamment du fait des réactions successives engendrées par les radiations solaires pendant leur traversée de l'atmosphère, les équilibres physico-chimiques ne sont pas les mêmes aux différents niveaux et entraînent des variations dans les proportions relatives de certains gaz. L'absorption des rayonnements énergétiques, reçus principalement du Soleil, mais aussi réémis par la surface de la Terre, dépendant de l'abondance de plusieurs de ces gaz, il en résulte que les températures de l'air peuvent varier considérablement selon l'altitude. En fonction de ces variations, l'on distingue quatre couches principales (figure 1.2).

1.2 • Division de l'atmosphère en couches

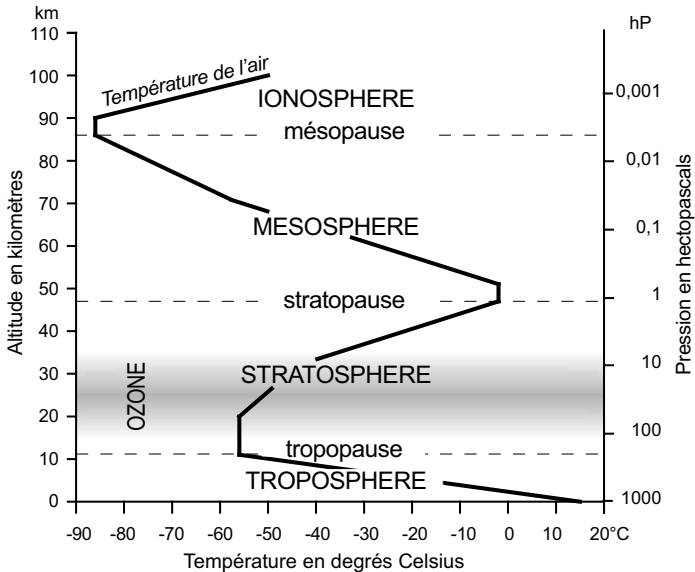


Figure 1.2 - Division de l'atmosphère en couches.

Ce schéma est établi en utilisant les valeurs de l'atmosphère standard internationale (voir tableau 1.2 et annexe 1). Ce sont des moyennes, les vraies valeurs peuvent varier notablement, en particulier de l'équateur aux pôles.



1.1 Atmosphère standard

Les propriétés de l'atmosphère varient sensiblement dans le temps et dans l'espace. Mais, pour les besoins de l'aéronautique notamment, on a besoin de se référer à un modèle fixe, décrivant une atmosphère moyenne dit « atmosphère standard ». On trouvera au tableau 1.2 les valeurs d'un tel modèle défini par l'*International Organization for Standardization*.

1. La **troposphère**. Elle commence, vers le bas, à la surface du sol et sa limite supérieure, appelée tropopause, se situe vers 8 km au-dessus des pôles et vers 16 km au-dessus de l'équateur. Dans les conditions normales, la température y décroît lentement avec l'altitude pour ne plus atteindre que -50° à -60°C à son sommet. C'est la région de l'atmosphère où la vie se développe. Elle contient 80 % de la masse totale de l'air atmosphérique, dont la pression diminue avec l'altitude (figure 1.3), et pratiquement toute sa vapeur d'eau. C'est donc là que se forment les nuages et que les principaux phénomènes météorologiques se manifestent.

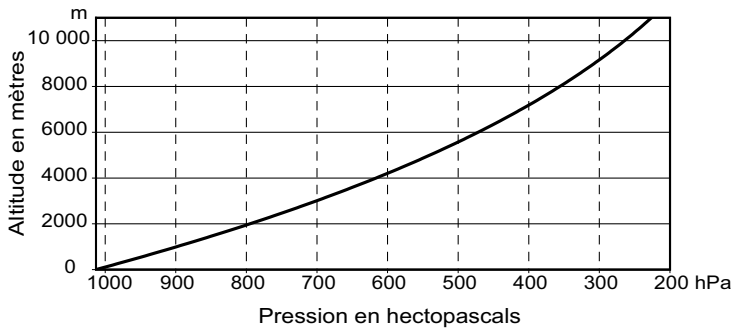


Figure 1.3 - Pression atmosphérique standard en fonction de l'altitude dans la troposphère.

Pour son calcul, voir l'annexe 1.

Tableau 1.2 - Atmosphère standard internationale (ISA), définie par l'International Organization for Standardization (ISO).

Couche	Niveau	Altitude géopotentielle de la base de la couche (en km)	Altitude géométrique de la base de la couche (en km)	Gradient thermométrique dans la couche (en °C/km)	Température de la base de la couche (en °C)	Pression à la base de la couche (en hPa)
7	Mésopause	84,852	86,000		- 86,2	0,003734
6	Mésosphère	71,000	71,802	- 2,0	- 58,5	0,039564
5	Mésosphère	51,000	51,413	- 2,8	- 2,5	0,66939
4	Stratopause	47,000	47,350	0,0	- 2,5	1,1091
3	Stratosphère	32,000	32,162	2,8	- 44,5	8,6802
2	Stratosphère	20,000	20,063	1,0	- 56,5	54,749
1	Tropopause	11,000	11,019	0,0	- 56,5	226,32
0	Troposphère	0,000	0,000	- 6,5	15,0	1 013,25

Ces valeurs sont conventionnelles et doivent être comprises comme étant des moyennes. Dans la réalité, elles varient notablement de l'équateur (tropopause à 18 km) aux pôles (tropopause à 8 km) ainsi que selon les saisons et selon des caractéristiques locales (zones de hautes et de basses pressions). Au-dessus de la mésopause commence l'ionosphère.

2. La **stratosphère** surmonte la troposphère et est limitée vers le haut par la stratopause située aux environs de 50 km d'altitude. L'air y est de 10 à 1 000 fois moins dense que près du sol et sa température y augmente lentement vers le haut jusqu'à atteindre environ 10 °C en été. Cette augmentation de température est due principalement à la présence d'ozone qui, bien qu'en proportion infime, absorbe intensément le rayonnement ultraviolet du Soleil.

3. La **mésosphère**, plus élevée encore, est limitée en haut, vers 80 km, par la mésopause. Les températures y décroissent de bas en haut jusque vers $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$.
4. L'**ionosphère** représente la partie la plus élevée de l'atmosphère. L'air y est très raréfié et les molécules de gaz sont ionisées par les rayonnements de haute énergie qui les frappent.

Si l'on considère la Terre entière, l'épaisseur de l'atmosphère est très petite : à l'échelle d'une boule de 10 cm de diamètre, elle correspondrait à quelque chose comme 0,1 mm. Ne l'oublions pas en regardant les schémas représentant l'atmosphère, y compris dans cet ouvrage : ils ne peuvent évidemment que rarement la dessiner à l'échelle.

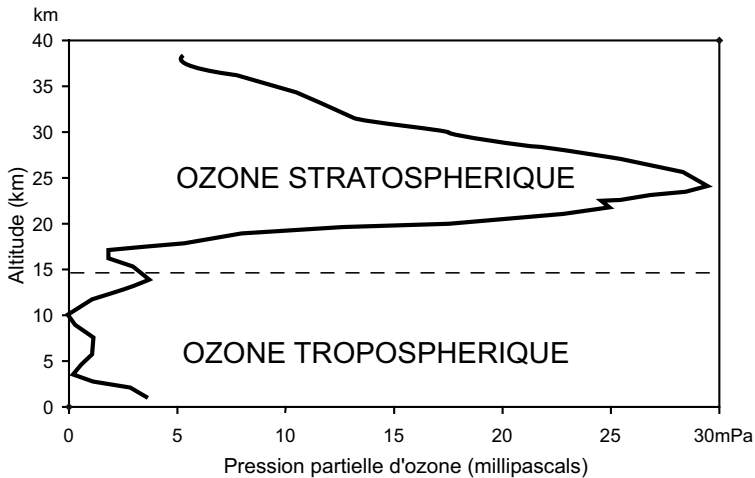


Figure 1.4 - Valeurs moyennes de la concentration atmosphérique en ozone en fonction de l'altitude.

En quelques mots

- L'atmosphère est constituée principalement de 78 % d'oxygène et de 21 % d'azote (en volume). Les autres gaz (dioxyde de carbone, ozone, gaz rares, méthane, etc.) sont donc en proportions très faibles. De la vapeur d'eau y est présente en quantité variable.
- On distingue dans l'atmosphère des couches superposées, de bas en haut la *troposphère*, la *stratosphère* (où l'ozone joue un rôle important), la *mésosphère* et l'*ionosphère*. La pression atmosphérique diminuant de bas en haut selon une loi exponentielle, 80 % de la masse de l'atmosphère est contenue dans la troposphère où s'observent les phénomènes météorologiques.
- Une concentration d'ozone vers 25 km d'altitude fait obstacle aux rayons ultraviolets et protège la matière organique de leurs effets nocifs.



1.2 L'ozone atmosphérique

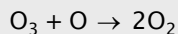
L'ozone, ou trioxygène, est un gaz très oxydant dont les molécules sont composées de trois atomes d'oxygène. Il existe dans l'atmosphère à des concentrations extrêmement faibles (0,000 06 %), mais son rôle, dans le contrôle des climats et dans la préservation de la vie sur Terre, est très important. La concentration de l'ozone dans l'atmosphère peut s'exprimer en pourcentage, en pression partielle ou, globalement, en unités Dobson (une unité Dobson correspondant à une épaisseur de 0,01 mm de ce gaz ramené à la pression atmosphérique). En moyenne, la concentration actuelle de l'ozone atmosphérique est de 300 unités Dobson (correspondant à une épaisseur de 3 mm).

On doit distinguer l'ozone stratosphérique (90 % du total) et l'ozone troposphérique (figure 1.4).

L'ozone stratosphérique est présent principalement entre 15 et 35 km d'altitude, avec un maximum vers 25 km (voir figure 1.2). Sa concentration résulte d'un équilibre entre deux réactions, l'une le produisant, l'autre le détruisant. Sa production en haute atmosphère est due à l'action des rayons ultraviolets de courte longueur d'onde sur les molécules de dioxygène, donnant deux ions oxygène qui réagissent avec du dioxygène :



La destruction de l'ozone s'opère par réaction avec l'oxygène atomique :

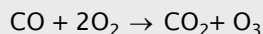


Si l'ozone est un gaz très transparent, qui donc n'absorbe pas le rayonnement solaire dans le domaine du visible, il est absorbant dans le domaine des ultraviolets. À ce titre, il constitue une protection pour la matière vivante puisque, notamment, l'ADN est facilement détruit par ce rayonnement. La présence d'une quantité suffisante d'ozone dans l'atmosphère est donc une condition nécessaire à l'existence de la vie en dehors du milieu aquatique, naturellement protégé des ultraviolets.

Il est à noter que, dans la période récente, on a constaté une baisse de la concentration de l'ozone stratosphérique au-dessus du pôle Sud où elle a pu descendre jusqu'à 100 unités Dobson. Cette baisse, qui a été mise en relation avec des émissions anthropiques de chlorofluorocarbures (CFC) réagissant avec l'ozone, semble s'atténuer, peut-être par l'effet d'une réglementation rigoureuse concernant ces émissions.

Par ailleurs, l'ozone, étant aussi absorbant dans le domaine de l'infrarouge, constitue un gaz à effet de serre.

Quant à l'ozone troposphérique, localisé à de faibles altitudes, il a essentiellement pour origine des réactions impliquant des oxydes d'azote (NO_x), de l'oxyde de carbone (CO) et des composants volatils sous l'influence de la lumière et dont, globalement, le résultat est :



Les composants mis en réaction sont principalement des produits des activités anthropiques. L'ozone, dont ils favorisent la production, a un effet négatif sur la santé humaine.

L'ÉNERGIE DES CLIMATS

2

PLAN

- 2.1 L'énergie solaire
- 2.2 L'énergie géothermique
- 2.3 Quelques lois du rayonnement

Pour comprendre le fonctionnement des climats, il est nécessaire de savoir comment se comportent les éléments qui les conditionnent. C'est-à-dire comment et pourquoi se déplacent les masses d'air de l'atmosphère ou les masses d'eau des océans, comment elles s'échauffent, comment se forment les nuages, comment ils donnent des précipitations. En dernière analyse, tous ces phénomènes sont liés à des échanges d'énergie, aussi bien entre les constituants du système qu'avec l'espace. Le premier problème qui se pose est donc de savoir d'où provient cette énergie, sous quelle forme elle est fournie au système climatique, et comment elle se répartit dans le temps et dans l'espace.

2.1 L'ÉNERGIE SOLAIRE

L'énergie la plus apparente est celle qui nous vient du Soleil. C'est une source de rayonnement dont la puissance peut être considérée comme constante à l'échelle de temps d'une vie humaine, à quelques variations près. Au sommet de l'atmosphère terrestre, cette puissance est, en moyenne, de $1,361 \text{ kW/m}^2$, valeur appelée **constante solaire** (encart 2.1). La puissance totale reçue sur Terre est égale à celle interceptée par un disque ayant le même diamètre que la Terre, perpendiculaire au rayonnement, soit $1,7 \cdot 10^{14} \text{ kW}$, environ 13 000 fois la consommation mondiale d'énergie. Comme la surface de la Terre est quatre fois plus grande que celle du disque de même diamètre, la puissance reçue en moyenne par mètre carré de surface au sommet de l'atmosphère est de 340 W/m^2 (figure 2.1).



2.1 La constante solaire... n'est pas constante

La valeur de la constante solaire est sujette à des variations, notamment selon un cycle d'environ 11 ans (voir chapitre 19). Ces variations sont faibles (de l'ordre de 0,01 %). En 2008, année de faible activité, elle était de $1\,360,8 \pm 0,5 \text{ W/m}^2$. En 2014, elle était de $1\,361,4 \text{ W/m}^2$.

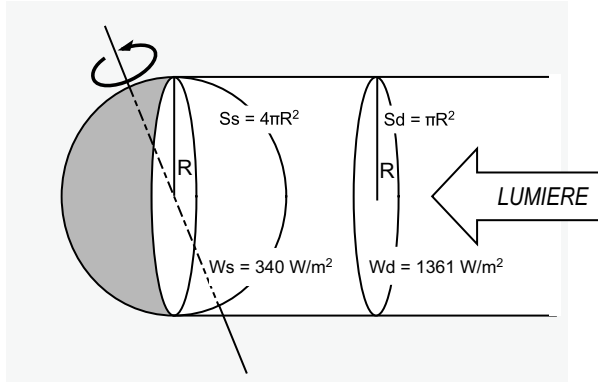


Figure 2.1 - Énergie solaire reçue sur Terre.

L'énergie solaire reçue par la Terre par unité de temps est égale au produit de la constante solaire W_d par la surface S_d d'un disque de même rayon R que la Terre ($6,366 \cdot 10^6 \text{m}$), soit $1,361 \times 1,27 \cdot 10^{14} = 1,7 \cdot 10^{14} \text{kW}$. La surface d'une sphère ($S_s = 4\pi R^2$) étant quatre fois plus grande que la surface d'un disque de même rayon ($S_d = \pi R^2$), cela fait en moyenne 340 W par mètre carré (mais avec une répartition très inégale selon les lieux et les moments).

2.2 L'ÉNERGIE GÉOTHERMIQUE

Une autre source d'énergie importante existe à la surface de la Terre : c'est l'énergie qui provient de l'intérieur. Elle n'a pas comme origine, comme on l'a longtemps cru, la chaleur primitive du Globe non encore dissipée, mais procède de réactions nucléaires liées à la désintégration d'éléments radioactifs, uranium et thorium.

Cette énergie se manifeste essentiellement par un flux de chaleur dirigé positivement de l'intérieur vers l'extérieur du Globe. À ce flux correspond un gradient géothermique caractérisé par le fait que la température s'élève en moyenne d'un degré lorsque l'on s'enfonce d'une trentaine de mètres dans le sol. Ce flux d'énergie, très variable selon les lieux, est en moyenne de $0,05 \text{ W/m}^2$, 7 000 fois moins que celui du rayonnement solaire ; il joue donc un rôle direct beaucoup plus faible que lui dans les phénomènes climatiques. Cependant, il est à l'origine des perturbations atmosphériques entraînées par les éruptions volcaniques et, sur des laps de temps bien plus considérables, des mouvements des plaques lithosphériques ayant un effet climatique, soit du fait des modifications de la répartition des masses continentales, soit par la création de chaînes de montagnes.

2.3 QUELQUES LOIS DU RAYONNEMENT

La connaissance de quelques lois physiques est essentielle pour comprendre comment est répartie et utilisée par le système climatique l'énergie qui provient du Soleil.

Rayonnement du corps noir

D'une façon générale, les corps émettent des rayonnements électromagnétiques dont les caractéristiques dépendent de leur température. Lorsque ces rayonnements sont

visibles, le phénomène est appelé incandescence. La répartition, selon les différentes longueurs d'onde, de ces rayonnements lumineux est souvent complexe, mais il existe un cas où elle est très simple : c'est pour ce que l'on appelle le corps noir, corps idéal qui absorbe tous les rayonnements qu'il reçoit.

Il n'existe pas de corps noir parfait mais on peut l'approcher, par exemple en fabriquant une sphère creuse tapissée de noir à l'intérieur et percée d'un petit trou. Elle répond pratiquement à la définition du corps noir car un rayonnement lumineux pénétrant par ce petit trou n'a presque aucune chance d'en ressortir. Si l'on chauffe cette sphère et que l'on observe par le trou ce qui s'y passe, on constate que des rayonnements s'y manifestent selon des lois très simples. Nous mentionnerons les plus importantes pour ce qui nous concerne.

- **Loi de Stefan** (énoncée en 1879). L'énergie rayonnée par unité de surface du corps noir et par unité de temps est proportionnelle à la puissance quatre de sa température absolue (celle-ci est mesurée en kelvins K, échelle identique à celle des degrés celsius (°C), mais avec une origine située à $-273,15$ °C), ce qui s'écrit $W = \sigma \cdot T^4$. La constante σ , appelée constante de Stefan, est égale à $5,67 \cdot 10^{-8}$ (W étant alors en watts pour une surface de 1 m^2). Sur cette base, on peut calculer par exemple qu'une plaque de cuisinière de 10 cm de rayon portée à 220 °C rayonnera une puissance de 105 W (mais elle chauffe surtout par conduction...).
- **Loi de Wien** (énoncée en 1896). Le rayonnement n'est pas concentré sur une seule longueur d'onde mais réparti autour d'un maximum (figure 2.2). Ce maximum (L_{max}) se déplace en fonction de la température T du corps noir selon une loi très simple (loi de Wien) qui s'écrit : $L_{\text{max}} = 2898/T$, L_{max} étant exprimé

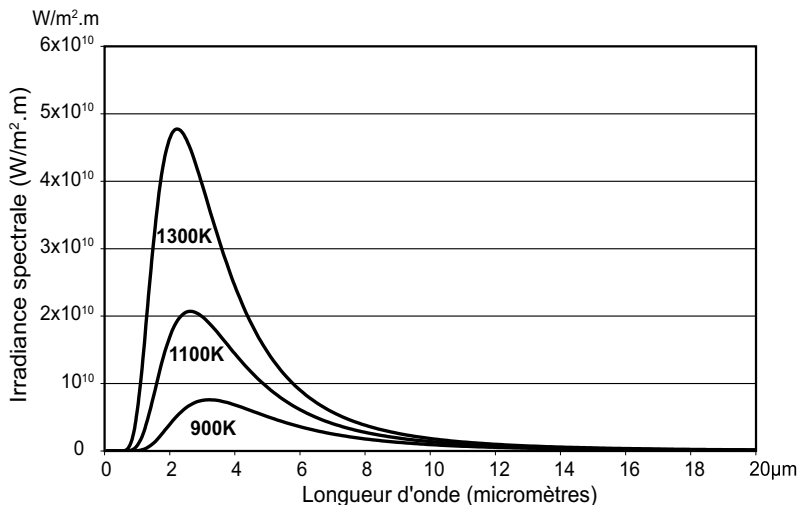


Figure 2.2 - Rayonnement du corps noir.

La figure montre la répartition de l'énergie de rayonnement émise par le corps noir à différentes températures. Plus la température augmente, plus l'énergie émise est importante et plus la longueur d'onde correspondant au maximum de cette émission est courte.

en micromètres (μm). Pour la plaque de cuisinière ci-dessus, le maximum de rayonnement sera donc à $5,9 \mu\text{m}$, dans la gamme des infrarouges.

Ainsi, pour connaître la température d'un corps dont les caractéristiques sont voisines de celles du corps noir, il suffit de mesurer la longueur d'onde de son maximum de rayonnement. Par exemple, dans le domaine des rayonnements visibles, en regardant l'intérieur d'un haut-fourneau, la simple considération de la couleur du métal en fusion permet d'en évaluer la température. Dans le domaine des infrarouges, il existe des appareils, aujourd'hui très courants, basés sur ce principe et permettant de mesurer des températures à distance.



2.2 Le rayonnement du corps noir

Pour calculer comment se répartit le rayonnement du corps noir selon les longueurs d'onde, compte tenu de sa température, on utilise la formule de Planck :

$$W_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)}$$

avec :

W_λ : irradiance spectrale (densité de puissance spectrale) exprimée en watts par mètre carré et par mètre de longueur d'onde (pour exprimer cette longueur d'onde en micromètres, ce qui est plus habituel, il faut diviser W_λ par 10^6).

c (vitesse de la lumière dans le vide) : 3×10^8 m/s.

h (constante de Planck) : $6,6 \times 10^{-34}$ J·s.

k (constante de Boltzman) : $1,380 \times 10^{-23}$ J·K⁻¹.

T : température absolue du corps en kelvins (K).

λ : longueur d'onde en mètres (m).

À noter que l'irradiance totale est l'intégrale de la fonction (c'est-à-dire, à l'échelle utilisée, la surface enfermée par la courbe W_λ). On retrouve alors la formule de Stephan.

On peut appliquer la loi de Wien au Soleil en posant, en première approximation, qu'il a les propriétés du corps noir. La longueur d'onde du maximum du rayonnement qu'il nous envoie est de $0,50 \mu\text{m}$ (bleu-vert). Ce rayonnement nous est fourni par sa couche extérieure, la photosphère, dont nous pouvons calculer la température par la formule ci-dessus, ce qui nous donne $Tk = 2\,898/0,50 = 5\,796$ K. Par ailleurs, en admettant que le Soleil rayonne exactement comme le corps noir, compte tenu de son éloignement de la Terre et de la constante solaire, on peut calculer, par la formule de Stephan, que sa température serait de $5\,770$ K. Les valeurs trouvées permettent ainsi, en première approximation, d'assimiler son rayonnement à celui du corps noir à $5\,780$ K (figure 2.3).

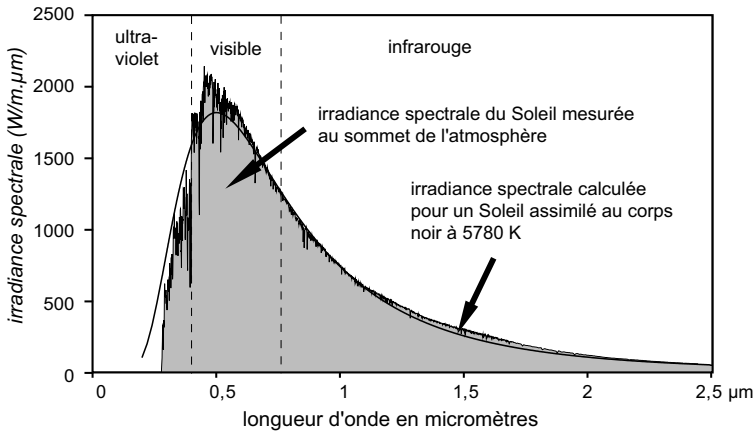


Figure 2.3 - Spectre du rayonnement solaire.

Le spectre du rayonnement solaire est proche de celui du corps noir à 5 780 K. Seule la partie dont les longueurs d'onde sont situées entre 0,38 et 0,78 μm nous est visible.

Tableau 2.1 - Température de la Terre et des planètes.

	Mercur	Vénus	Terre	Mars
Distance au Soleil (UA)	0,387	0,723	1	1,523
Albédo A	0,119	0,750	0,306	0,250
Température calculée	161 °C	-41 °C	-18 °C	-63 °C

Les lois du rayonnement permettent de calculer la température de la Terre et des planètes en dehors de leur éventuelle atmosphère, compte tenu de leur albédo (proportion du rayonnement directement renvoyé vers l'espace). UA : unité astronomique (distance moyenne de la Terre au Soleil). Pour ce calcul, voir l'annexe 2. Comparer avec le tableau 3.1.

Corps non assimilables au corps noir

Pour que les raisonnements qui suivent puissent être fondés, il nous faut encore parler du comportement des corps qui s'éloignent beaucoup de la définition du corps noir, c'est-à-dire qui n'absorbent pas tout le rayonnement qu'ils reçoivent, soit qu'ils le renvoient, au moins en partie, soit qu'ils soient traversés par lui, étant transparents pour la longueur d'onde considérée.

Dans le domaine du rayonnement visible (longueurs d'onde comprises entre 0,38 et 0,78 μm), ces corps, s'ils ne sont pas totalement transparents ou réfléchissants, sont colorés lorsqu'on les éclaire avec une lumière blanche. En effet, un corps est coloré parce qu'il renvoie, transmet, ou émet certaines longueurs d'onde plutôt que d'autres. Pour les gaz, par exemple, on constate qu'ils absorbent certaines longueurs d'onde très sélectivement. Cela peut être mis en évidence par l'analyse spectrale, au moyen d'un prisme, de la lumière qui a traversé ces gaz. Si certaines longueurs d'onde sont absorbées, le spectre observable à la sortie du prisme montrera, au

milieu de l'arc-en-ciel, des raies sombres correspondant à ces longueurs d'ondes : c'est ce que l'on appelle un **spectre d'absorption**, qui peut aussi se représenter par une courbe indiquant l'intensité de l'absorption en fonction de la longueur d'onde (figure 2.4).

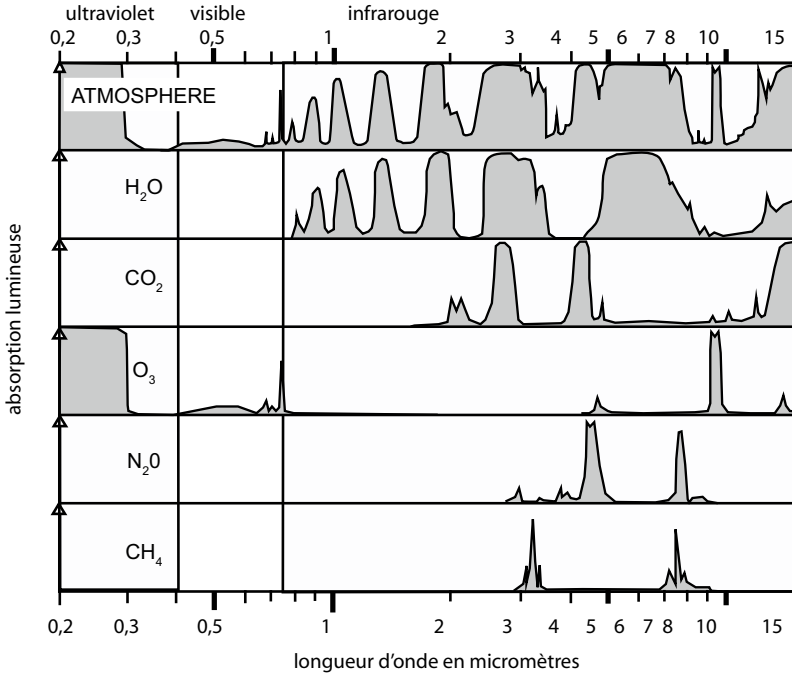


Figure 2.4 - Spectres d'absorption des gaz atmosphériques les plus absorbants.

Les spectres des gaz dépendent de leur composition et de leur structure moléculaire et sont différents pour chacun d'eux. On a donc là un moyen de les identifier à distance, s'ils sont incandescents ou s'ils sont traversés par une lumière connue, ce qui permet de les détecter dans les étoiles ou le cosmos. On notera le rôle important de la vapeur d'eau en ce qui concerne l'absorption des infrarouges. Dans ce même rôle, il faut aussi compter sur le dioxyde de carbone (CO_2), l'oxyde d'azote (N_2O) et le méthane (CH_4). L'ozone (O_3) absorbe la plus grande partie des ultraviolets, mais aussi certains des infrarouges vers $10 \mu\text{m}$. En définitive, on voit que l'atmosphère (courbe du haut) laisse surtout passer le rayonnement visible et le proche ultraviolet.

Ces absorptions expliquent les différences entre le spectre du rayonnement solaire reçu à la surface de l'atmosphère et celui reçu au sol après que le rayonnement solaire l'a traversée (figure 2.5).

Le spectre d'absorption d'un gaz étant connu, on peut prévoir la façon dont, chauffé, il émettra un rayonnement, car l'intensité de celui-ci sera la même que pour le rayonnement du corps noir à la même température et pour la même longueur d'onde mais multiplié par le coefficient d'absorption du gaz pour cette même longueur d'onde (**loi de Kirchoff**). Autrement dit, pour les longueurs d'onde où il est parfaitement transparent, un gaz chauffé n'émet aucun rayonnement (cela est vrai