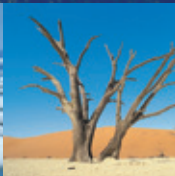
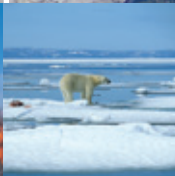


15

→ Le climat

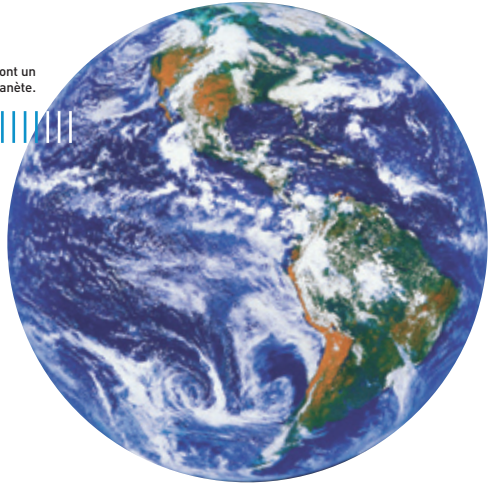


LA MACHINE CLIMATIQUE
PRÉVOIR LE CLIMAT : MODÉLISATION
L'EFFET DE SERRE
L'ÉTUDE DES CLIMATS DU PASSÉ
L'ÉVOLUTION DU CLIMAT
ET DE L'ENVIRONNEMENT



Le climat

Les changements du climat ont un impact sur l'ensemble de la planète.



© iStockTrek

LA MACHINE CLIMATIQUE 4

La Terre et le Soleil 5

Des facettes multiples 6

L'atmosphère 7

L'océan 10

Les interactions
océan-atmosphère 12

Le rôle de la biosphère
continentale 13

Le rôle de la cryosphère 14

Le rôle de la lithosphère 14

PRÉVOIR LE CLIMAT : LA MODÉLISATION 15

Prévisions au long cours 16

Questions de hiérarchie 18

L'EFFET DE SERRE 19

Énergie solaire... 20

...et gaz à effet de serre 21

L'ÉTUDE DES CLIMATS DU PASSÉ 25

La nature et ses indices 26

Entre chaud et froid 28

Le Sahara jadis verdoyant... 30

L'exemple de El Niño 31

L'ÉVOLUTION DU CLIMAT ET DE L'ENVIRONNEMENT 34

Les satellites
météorologiques 35

Le climat à venir 37



Différentes technologies permettent, aujourd'hui, de comprendre le fonctionnement du climat.



Le climat concerne les modifications des conditions météorologiques intégrées sur l'ensemble du globe.



Introduction

Au préalable, il faut distinguer la météorologie de la climatologie. La météorologie est l'étude et la prévision des phénomènes atmosphériques sur des périodes courtes et pour des espaces géographiques limités. Les informations traitées sont donc ponctuelles. La climatologie étudie les familles de conditions météorologiques susceptibles d'affecter les différentes régions sur des périodes de temps longues. Elle fait appel aux diverses sciences de la nature : géographie, géologie, physique, chimie...

Sous le nom de climat, on distingue deux notions différentes. La plus classique, celle apprise dans les cours de géographie, résulte d'une approche spatiale : la Terre est découpée en zones climatiques en fonction des conditions météorologiques qui y règnent aux différentes saisons. L'autre acception du mot climat correspond à une approche temporelle globale : on s'intéresse aux modifications des conditions météorologiques intégrées sur l'ensemble du globe et sur le long terme (30 ans). C'est dans ce deuxième sens qu'il faut le prendre dans le présent livret, qui a pour objet la compréhension du fonctionnement du climat global.

POUR APPRÉHENDER LE CLIMAT SUR TERRE, IL FAUT ANALYSER LA « MACHINE CLIMATIQUE ». ET D'ABORD DISTINGUER LES PARAMÈTRES EN JEU ET LEURS INTERACTIONS.

La machine climatique



LA TERRE ET LE SOLEIL

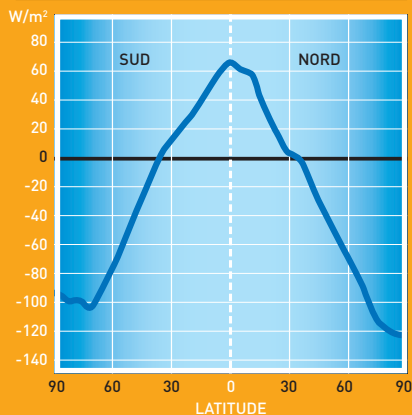
La Terre est une boule solide en rotation, entourée de gaz, recouverte d'eau sur 70 % de sa surface, les 30 % émergeant étant très inégalement répartis sur la surface du globe, avec un relief varié.

Cet ensemble reçoit son énergie du Soleil, avec une puissance surfacique quasi constante de $1\,368\text{ W/m}^2$ au sommet de l'atmosphère et perpendiculairement aux rayons lumineux. En moyenne, compte tenu du fait que la Terre est une sphère, la puissance reçue à la surface terrestre est de 342 W/m^2 . Il y a une forte disparité entre les régions équatoriales, où les rayons du Soleil frappent quasi perpendiculairement la surface à midi, et les régions polaires, où l'éclairage rasant n'apporte qu'une faible énergie par unité de surface (le mot climat vient d'ailleurs du grec *klima* qui veut dire inclinaison).

Le spectre de longueurs d'onde provenant du Soleil est principalement compris entre $0,2\ \mu\text{m}$ dans l'ultraviolet et $4\ \mu\text{m}$ dans le proche infrarouge. La Terre émet vers l'espace de l'énergie (le rayonnement tellurique) sous forme de rayons infrarouges « thermiques » (4 à $100\ \mu\text{m}$).

On parle d'équilibre radiatif pour le climat lorsque la puissance (solaire) reçue est égale à la puissance réémise par la Terre sous forme de rayonnement infrarouge (voir le chapitre « L'effet de serre »). Cet équilibre radiatif est atteint au niveau global. En revanche, il y a une forte disparité selon les latitudes : aux basses latitudes, l'énergie reçue excède l'énergie rayonnée. Au-delà de 35° de latitude, c'est l'inverse

BILAN RADIATIF, MOYENNE ANNUELLE



Le bilan radiatif est la différence entre l'énergie reçue du Soleil et celle réémise vers l'espace, en fonction de la latitude. Cette courbe résulte des campagnes ERBE (Earth Radiation Budget Experiment, cf. encadré p. 6) de mesures par satellite, depuis 1984, du rayonnement envoyé par la Terre vers l'espace (rayonnement solaire réfléchi et rayonnement tellurique).

qui se produit. La surface de la Terre est donc en tout lieu en déséquilibre radiatif. En l'absence de transports thermiques, la température devrait être très sensiblement plus élevée que celle que nous connaissons dans la zone intertropicale, et plus froide dès 40° de latitude ; c'est-à-dire qu'il ferait plus chaud dans la majeure partie de l'Afrique et plus froid en France, par exemple. Les conditions météorologiques moyennes actuelles existent grâce à la machine climatique, qui transporte vers les hautes latitudes l'excès d'énergie thermique provenant des basses latitudes.

L'atmosphère et l'océan transportent approximativement la même quantité d'énergie. Selon les estimations actuelles (voir schéma p. 6), le transport océanique domine aux basses latitudes via le cycle de l'eau ; le transport atmosphérique prend le relais jusqu'aux pôles.

DES FACETTES MULTIPLES

Le fonctionnement de la machine climatique est régi par les lois de la physique (thermodynamique, mécanique des fluides, transfert radiatif...), mais aussi par la chimie et la biologie. Il repose sur des phénomènes variés au sein des enveloppes superficielles de la Terre :

- la dynamique des deux fluides que sont l'atmosphère et l'hydrosphère (l'eau des océans) ;
- les processus physico-chimiques des composés qu'ils renferment, et leurs interactions avec la biosphère (végétation continentale, micro-organismes des eaux de surface océanique) en particulier, mais pas uniquement, par le rôle de la photosynthèse ;
- la formation, la fonte et le comportement de la glace (cryosphère), qu'elle soit marine (banquise) ou continentale (en particulier les grandes calottes du Groenland et de l'Antarctique). Les phénomènes qui régissent le fonctionnement des diverses composantes du système climatique ont des temps d'ajustement très variables. Ainsi, il faut une journée pour le mélange dans la basse troposphère ; un mois pour le mélange des eaux de surface

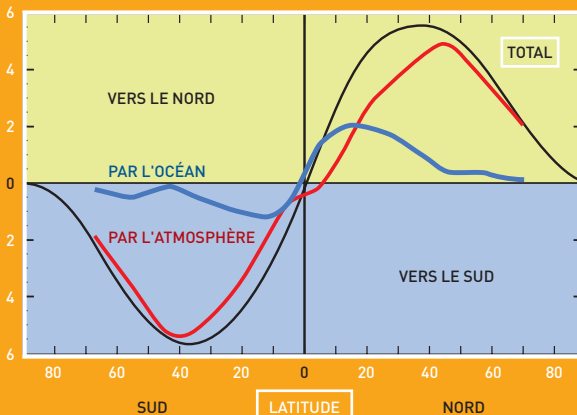
océaniques ; une année pour la disparition des aérosols stratosphériques ; des décennies pour l'élimination de certains gaz à effet de serre ; un millénaire pour boucler la circulation océanique profonde ; des dizaines de milliers d'années pour l'équilibre isostatique des continents.

Les continents s'enfoncent plus ou moins dans le magma terrestre en fonction de leur poids et remontent graduellement quand celui-ci diminue, que ce soit par érosion ou par fonte de grandes masses glaciaires.

À cette hétérogénéité temporelle s'ajoute une grande hétérogénéité spatiale :

- les particules des aérosols ont des dimensions submicroniques ;
- les gouttes d'eau ou les cristaux de glace des nuages ont des dimensions micrométriques, qui conditionnent leur action dans le transfert radiatif ;
- la couche de mélange à la surface des océans a une centaine de mètres d'épaisseur ;
- les calottes de glace couvrent des millions de kilomètres carrés sur des kilomètres de hauteur ;
- les courants océaniques parcourent des milliers de kilomètres.

TRANSPORT D'ÉNERGIE (PÉTAWATTS)

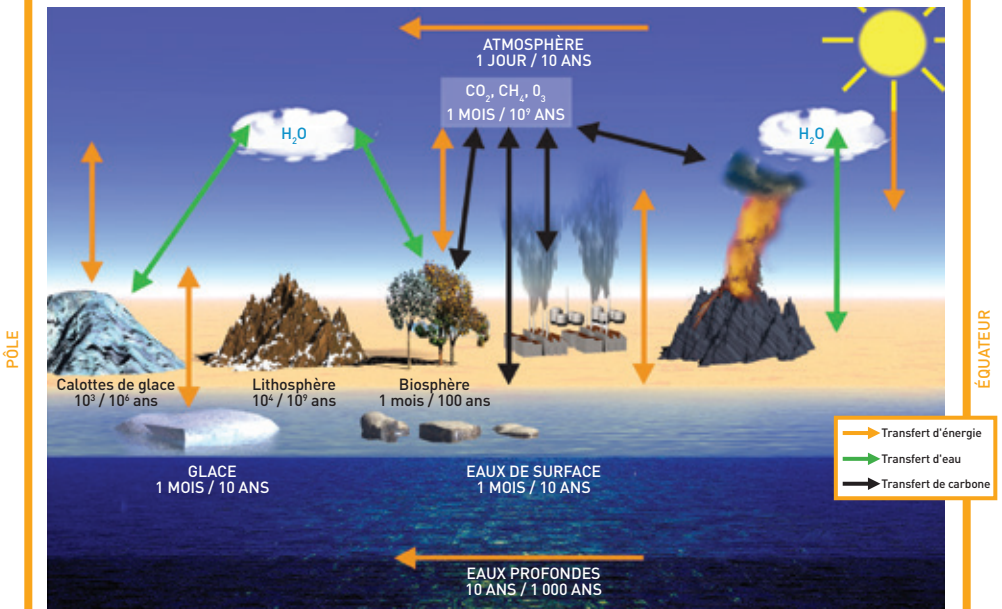


TRANSPORTEUR D'ÉNERGIE

Puissance transportée par la machine climatique (1 pétawatt = 10^{15} W).

Le transport total est mesuré par satellite. Le transport par l'océan est déduit de données météorologiques. Par différence, on obtient le transport par l'atmosphère. La puissance transportée est considérable : par comparaison, la puissance moyenne consommée sous toutes ses formes par l'homme n'a été que de $15 \cdot 10^{12}$ W en 2004 (10 000 fois moins).

UNE INTERACTION PERMANENTE



Atmosphère, hydrosphère, biosphère et cryosphère interagissent sans cesse par des échanges de matière et d'énergie. Mais les phénomènes dont elles sont le siège ont des

temps d'évolution très différents, comme indiqué sur la figure. Les gaz à effet de serre, naturels ou émis par l'homme, ont des temps de résidence très variables, de la

journée pour l'ozone troposphérique à la décennie pour le méthane, et au siècle pour le dioxyde de carbone.

L'ATMOSPHÈRE

La Terre est entourée d'une enveloppe gazeuse, l'atmosphère. L'essentiel des phénomènes atmosphériques affectant le climat a lieu dans la troposphère, la couche au contact de la surface. La stratosphère joue aussi un rôle au niveau du **bilan radiatif**, en situation normale par l'absorption des UV par l'**ozone**,

Bilan de la quantité d'énergie reçue (du Soleil) par rapport à la quantité d'énergie réémise (vers l'espace).

Puissant gaz à effet de serre formé naturellement dans la stratosphère et présent dans la troposphère sous l'effet de la pollution.

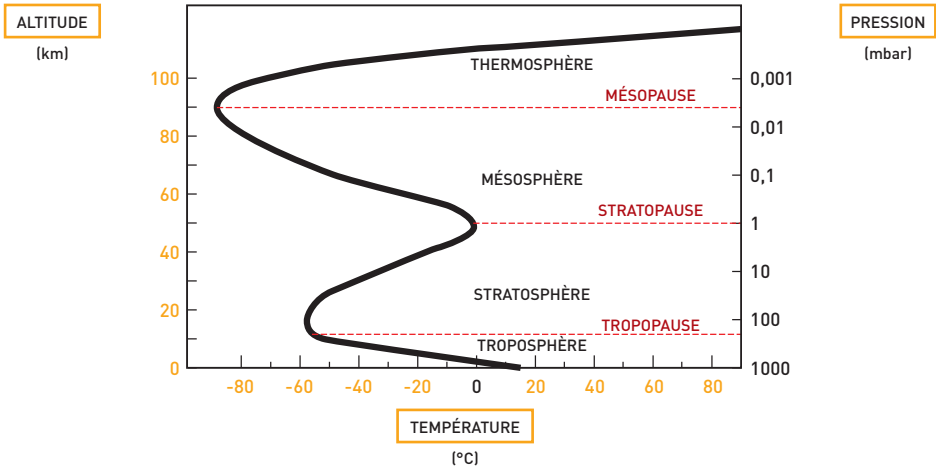
mais aussi en présence d'aérosols de sulfates (injectés dans la stratosphère lors d'éruptions volcaniques majeures). Ces aérosols jouent un rôle de parasol, ren-

voyant vers l'espace une partie de la lumière solaire. La stratosphère est stratifiée en température, d'où son nom.



La troposphère concentre presque tous les phénomènes atmosphériques qui agissent sur le climat.

STRUCTURE VERTICALE DE L'ATMOSPHÈRE



La troposphère est marquée par une forte variation verticale de températures, due au fait que l'essentiel des transferts thermiques qu'elle reçoit provient de la surface terrestre, qui la lui transmet :

- par conduction thermique et transport de matière ;
- par rayonnement infrarouge que certains constituants de la troposphère vont absorber en grande partie ;
- par échange thermique lors des changements d'état de l'eau : celle-ci reçoit de l'énergie de liaison lorsqu'elle s'évapore à la surface des océans et la cède à l'air lorsqu'elle se liquéfie en gouttelettes ou se condense en cristaux de glace.

La troposphère est brassée par un système de vents dont le moteur est thermique. Son fonctionnement est très conditionné par la rotation de la Terre, et notamment par son relief.

La circulation atmosphérique

Les alizés sont des vents très réguliers venant du nord-est dans l'hémisphère Nord et du sud-est dans l'hémisphère Sud. Très chauds, très secs à l'origine, ils se chargent d'humidité sur

leurs longs parcours océaniques. Ils convergent dans la zone équatoriale où leur apport en mouvement, en chaleur et en humidité, procure à l'air l'énergie nécessaire pour se soulever par

convection humide jusqu'à la tropopause à 15 km d'altitude, générant des **précipitations**

Liquides : pluies, brouillards.
Solides : neige, grêle.

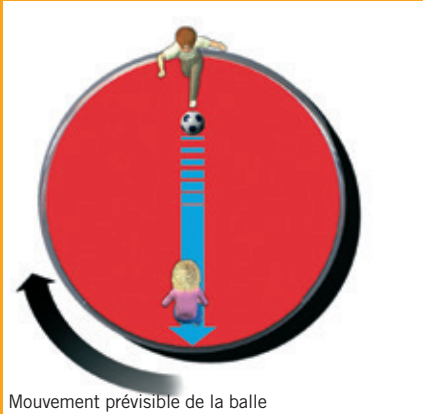
intenses. À 15 km d'altitude, ces masses d'air largement asséchées divergent vers le nord et le sud pour finir, vers 30° de latitude, par redescendre et donc se réchauffer et voir leur humidité relative diminuer fortement, ce qui explique la présence des grands déserts dans les deux hémisphères. Les alizés sont déviés vers l'ouest par la « force de Coriolis » (voir encadré), qui traduit le fait que le mouvement se fait sur un corps en rotation.

Les autres latitudes sont aussi le siège de cellules de convection (voir schéma) : cellules de Ferrel¹ aux moyennes latitudes, cellules polaires² aux hautes latitudes. Dans les moyennes latitudes, ces diverses cellules sont à l'origine des vents d'ouest de surface

LA FORCE DE CORIOLIS

Dans un système de référence en rotation, les corps en mouvement apparaissent sujets à une force perpendiculaire à la direction de leur mouvement. Cette force est appelée force de Coriolis. Prenons par exemple un plateau en rotation sur lequel deux enfants se tiennent debout. L'un

d'eux doit lancer un ballon à son ami. En raison de la rotation du plateau, son ami ne récupère pas le ballon, car celui-ci est dévié par une force perpendiculaire à la direction de son mouvement. (expérience visible au Palais de la Découverte - Paris)

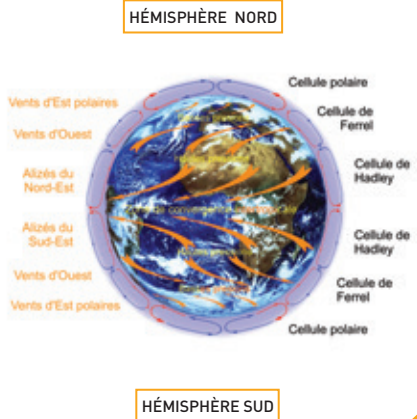


et des jet streams à haute altitude. La circulation est fortement modulée par les ondes de Rossby, conséquences de la variation de la force de Coriolis avec la latitude. Les instabilités atmosphériques génèrent les successions de systèmes dépressionnaires qui balayent nos régions.

Les divers phénomènes météorologiques se produisant au sein de l'atmosphère (vents, transports, précipitations, nébulosité...) sont évidemment acteurs du climat. Les nuages qui peuvent absorber ou réfléchir les rayonnements solaires et telluriques jouent un rôle fondamental comme régulateur ou comme amplificateur de l'effet de serre, selon leur structure ou leur altitude.

Les composantes du système interagissent constamment. Ainsi, les vents sont le moteur des grands courants marins, dont les caractéristiques sont aussi conditionnées par la topographie du bassin océanique et par la rotation de la Terre.

FONCTIONNEMENT DE LA CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE MOYENNE



L'Océan

L'océan est un grand réservoir d'eau salée dont la surface couvre 70 % de la Terre, et dont la profondeur moyenne est de 3,7 km.

La circulation océanique

La salinité et la température de l'eau varient d'un point à l'autre. Les masses d'eau circulent dans l'océan mondial en se mélangeant très peu les unes aux autres. De ce fait, leur température et leur salinité évoluent très lentement et servent aux océanographes pour tracer la provenance de ces masses d'eau.

L'eau océanique est entraînée dans de grands courants qui mettent en jeu une énergie cinétique considérable. L'essentiel de cette énergie se trouve dans les courants de surface (généralement moins d'un kilomètre d'épaisseur), dont le moteur est le vent. Chaque grand bassin océanique est le siège d'un courant tournant (à cause de la force de Coriolis) le long de son pourtour : dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord, dans le sens inverse dans l'hémisphère Sud. Un courant important, également causé par le vent, fait le tour du continent antarctique.

La salinité et la température de l'eau étant variables, il en résulte des différences de densité d'une masse d'eau à l'autre. Ces différences sont la cause d'une autre circulation, profonde, appelée **circulation thermohaline**. Dans la mer de Norvège, mais

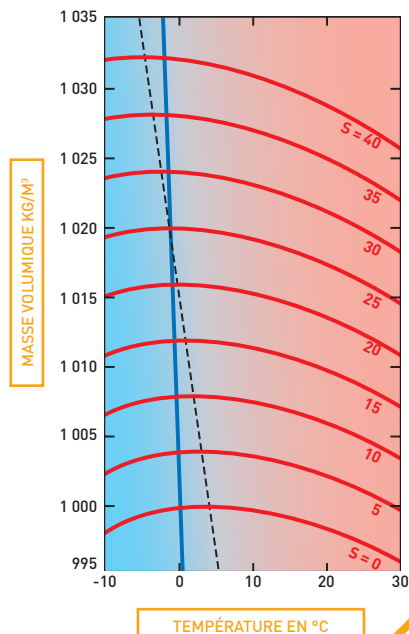
Du grec thermos = chaud et halos = sel, circulation liée à la température et la salinité.

aussi autour de l'Antarctique, les eaux deviennent très froides. Une partie de l'eau gèle (vers - 1,8 °C) pour donner la glace de mer (banquise), et, ce faisant, expulse une

partie de son sel, ce qui augmente la salinité de l'eau liquide. Il en résulte une eau très salée et très froide, donc très dense, qui va plonger vers le fond de l'océan.

VARIATION DE LA MASSE VOLUMIQUE DE L'EAU AVEC LA TEMPÉRATURE ET LA SALINITÉ

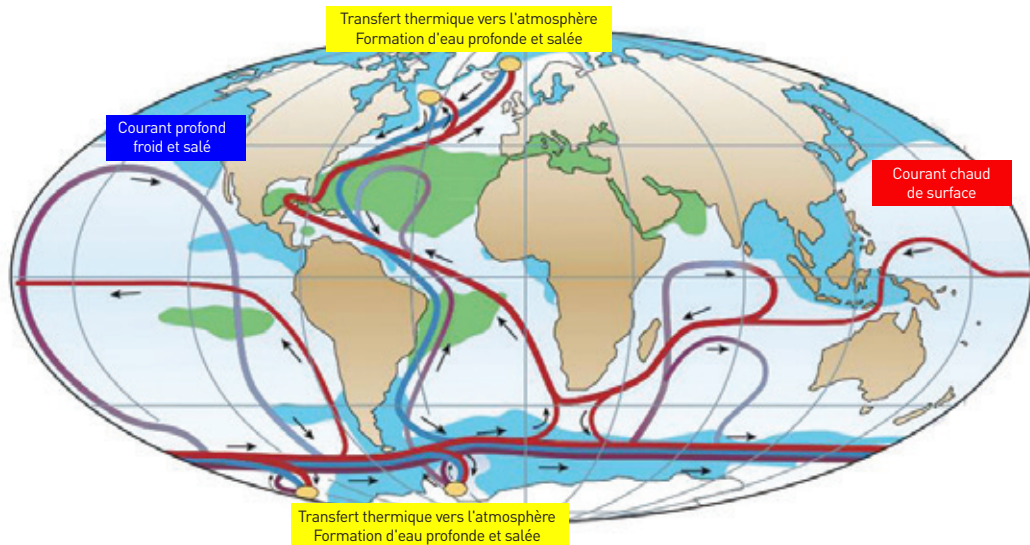
La salinité de la mer est approximativement de 35 grammes par litre.



COURANTS OCÉANIQUES DE SURFACE



LA CIRCULATION THERMOHALINE (RAPPORT 2001 DU GIEC)



Cette eau va ensuite parcourir un grand périple au fond de l'ensemble de l'océan mondial. Des remontées d'eau froide profonde se produisent par la diffusion vers les masses plus chaudes ou causées par le vent sur certains bords de côtes ou dans la zone équatoriale. Ces eaux se réchaufferont vers la surface ; elles seront prises par la circulation de surface et finalement ramenées dans les zones de formation d'eau profonde, après un périple pouvant durer 1 000 ans.

Les grands courants océaniques mettent en jeu une énergie considérable, principalement concentrée en surface.



Les interactions océan-atmosphère

L'atmosphère et l'océan transportent approximativement la même quantité d'énergie. Selon les estimations (voir schéma page 6), le transport océanique domine aux basses latitudes via le cycle de l'eau, tandis que le transport atmosphérique prend le relais jusqu'aux pôles. Les vents sont donc responsables des courants océaniques de surface, ce qui induit un échange important de quantité de mouvement entre les deux fluides. Un échange fondamental est l'échange d'eau, sous forme de vapeur dans le sens océan -> atmosphère ; sous forme de précipitations, suivies de ruissellement pour l'eau tombée sur les continents, dans le sens atmosphère -> océan. La vapeur d'eau va jouer un rôle essentiel pour le transport d'énergie thermique vers les hautes latitudes au sein de l'atmosphère.

La présence d'une surface océanique chaude (température > 27 °C) est la condition de formation de cyclones tropicaux.

L'océan joue un rôle très important dans le cycle du carbone : il absorbe actuellement environ 1/4 du dioxyde de carbone émis par l'homme. À noter que cette absorption, par l'acidification de l'eau qu'elle entraîne, peut avoir des conséquences importantes sur l'équilibre biologique de l'océan et sa biodiversité.

Le plancton émet des composés soufrés, qui passent dans l'atmosphère où ils seront oxydés en sulfates, eux-mêmes regroupés en aérosols qui joueront un rôle fondamental dans la condensation de la vapeur d'eau en nuages. Par sa grande capacité thermique et son inertie due aux temps de circulation et d'équilibration

mis en jeu, l'océan va lisser les phénomènes à court terme et retarder les évolutions à plus long terme.

Le rôle de la biosphère continentale

La végétation est à plusieurs titres un acteur de la machine climatique.

Une surface couverte de végétation absorbe beaucoup plus le rayonnement solaire qu'un sol nu. Selon le type de végétation et selon la saison, ce rôle radiatif sera plus ou moins marqué.

La végétation joue aussi un rôle important dans le cycle de l'eau, qu'elle absorbe pour sa croissance, et qu'elle rejette par évapotranspiration. Il y a 6 000 ans, les populations sahariennes pratiquaient l'élevage et la pêche, comme le révèlent les gravures rupestres ; il a été montré que la pluviosité de cette période du Sahara vert aurait été impossible sans la présence locale de végétation.

Le cycle annuel fait de la végétation un consommateur de dioxyde de carbone en période active (photosynthèse) et un émetteur de dioxyde de carbone par respiration en période de repos végétatif. Actuellement, l'absorption de CO_2 l'emporte largement sur l'émission : la végétation constitue ce que les spécialistes appellent un **puits de carbone**.

Siège d'un processus d'absorption et de stockage de dioxyde de carbone.

Sous l'effet du réchauffement climatique, son rôle de puits pourrait être contrebalancé par la décomposition de la litière. En outre, sa capacité à absorber le CO_2 diminue dans des conditions climatiques chaudes et sèches, comme lors de la canicule de 2003 en Europe.

La végétation absorbe l'eau pour sa croissance, et la rejette par évapotranspiration.



© Photorisic

La végétation pourrait donc devenir, au moins localement, une source de CO_2 .

Enfin, la végétation joue également un rôle dans le cycle de l'azote, dont les oxydes sont des gaz à effet de serre (ou leurs précurseurs) et dans l'émission de divers composés réactifs et gaz à effet de serre.



La formation de la glace de mer est responsable de la circulation thermohaline de l'océan.

LE RÔLE DE LA CRYOSPHERE

À l'état liquide, l'eau absorbe la quasi-totalité du rayonnement solaire **incident**. À l'état solide (neige, glace), elle devient **Qui atteint sa surface.** un très bon réflecteur qui renvoie le rayonnement vers l'espace.

En outre, la cristallisation de l'eau de mer s'accompagne de l'éjection d'une partie du sel qu'elle contient. La formation de la glace de mer est ainsi le processus essentiel responsable de la grande boucle de circulation thermohaline de l'océan.

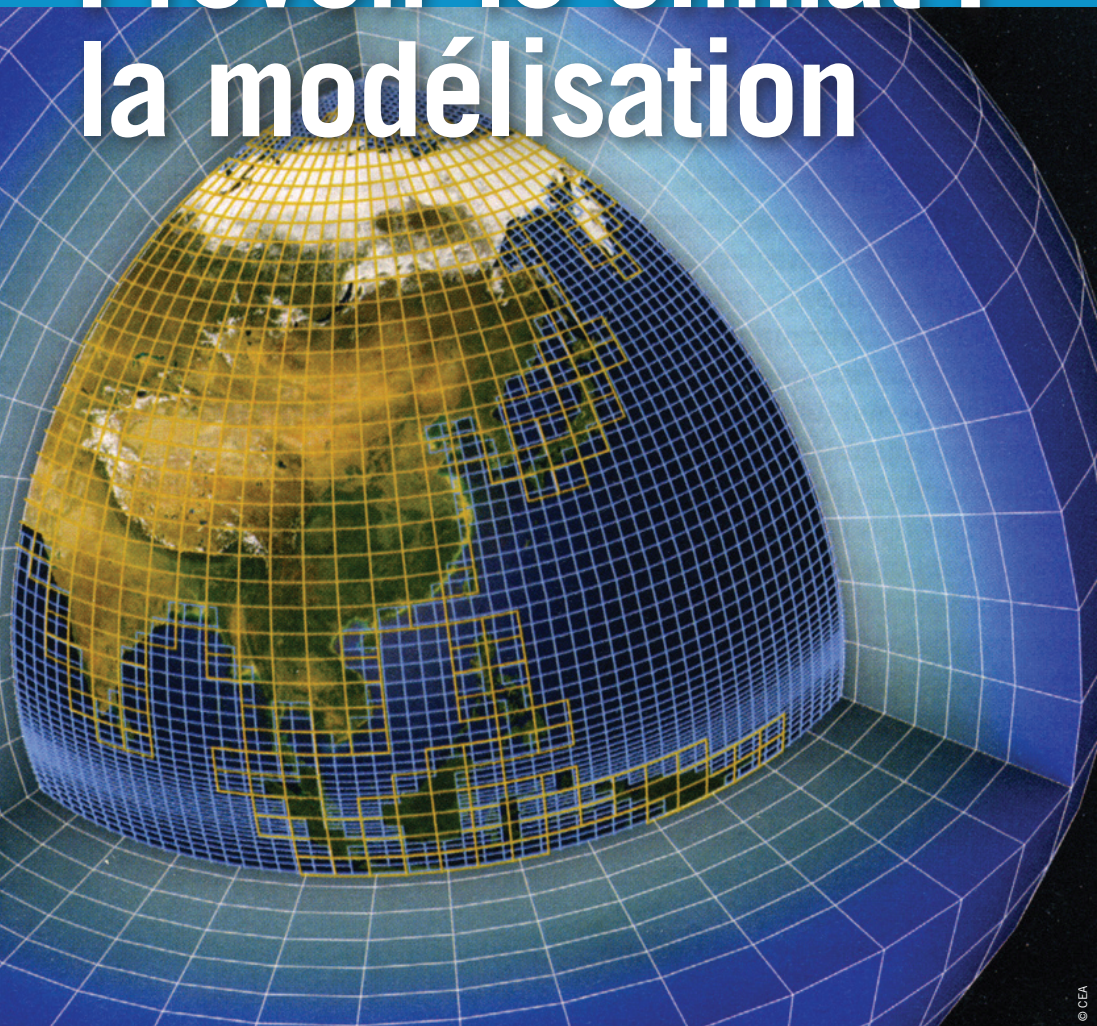
Avec le réchauffement en cours, le **pergélisol** risque de fondre et de relarguer dans l'atmosphère **Sol gelé en permanence, qui occupe une part appréciable de la surface continentale de l'hémisphère Nord, particulièrement autour de 70°N.** de grandes quantités de méthane, un gaz à effet de serre puissant. Par ailleurs, les calottes de glace polaires risquent d'être déstabilisées, rejetant à la mer sous forme d'icebergs des quantités massives d'eau douce, qui pourraient altérer suffisamment la densité de l'eau pour apporter des perturbations importantes à la circulation thermohaline.

LE RÔLE DE LA LITHOSPHERE

Les constantes de temps de la lithosphère sont telles que ses variations n'ont pas d'effets importants sur le climat à l'échelle de temps humaine. À l'échelle des temps géologiques, en revanche, la lithosphère prend tout son rôle. Les mouvements des plaques tectoniques modifient la répartition continents/océans, si importante pour la circulation de l'atmosphère comme de l'océan. La formation des massifs montagneux modifie également la circulation atmosphérique, tandis que l'accumulation de neige aux hautes altitudes augmente fortement **l'albédo** de la surface. L'accumulation ou la **Pouvoir réflecteur.** dégradation de grands massifs rocheux (basaltes) entraîne une modification majeure de la composition atmosphérique et donc de l'effet de serre naturel. Ces divers effets ont permis à la Terre de connaître des épisodes où elle était complètement englacée (il y a 600 à 700 millions d'années, au néoprotérozoïque), sur son unique continent de l'époque, la Rodinia, mais aussi vraisemblablement sur tout l'océan.

PRÉVOIR LE TEMPS QU'IL FERA EST UNE CHOSE...
DÉFINIR LE CLIMAT ET SON ÉVOLUTION EN EST UNE AUTRE.
ON RECOURT POUR CELA À DES MODÈLES.

Prévoir le climat : la modélisation



PRÉVISIONS AU LONG COURS

La question des météorologues est de savoir quel temps il fera à un endroit et à un instant donnés. Compte tenu du caractère chaotique de l'atmosphère (les équations qui rendent compte de son fonctionnement sont loin d'être linéaires, une variation faible des conditions initiales peut modifier considérablement l'évolution à venir), on ne peut pas déterminer le temps qu'il fera de façon fiable au-delà de quelques jours. Dans ces conditions, il n'est pas nécessaire de s'intéresser aux phénomènes à évolution lente pour les prévisions météorologiques : le plus long terme visé actuellement concerne la prévision saisonnière.

Le climat peut être défini comme la distribution des conditions météorologiques possibles à une époque éventuellement très éloignée et dans une région donnée. La question n'est plus de savoir quel temps il fera mais quel temps il pourra faire, avec quelle probabilité et quelles évolutions possibles. Les lois qui régissent le fonctionnement de la machine climatique sont les mêmes, mais on ne peut plus ignorer les composantes du système à temps d'ajustement long. C'est la première grande différence entre les modèles météorologiques et les modèles de climat.

La puissance limitée des ordinateurs est la cause d'une deuxième différence : les modèles météorologiques, qui ne considèrent qu'un nombre restreint de phénomènes sur un intervalle de temps assez court, peuvent travailler sur un grand nombre de points d'espace avec des **pas de temps** courts. À l'inverse,

Fragmentations de temps, de l'ordre de l'heure, de la semaine, de l'année...

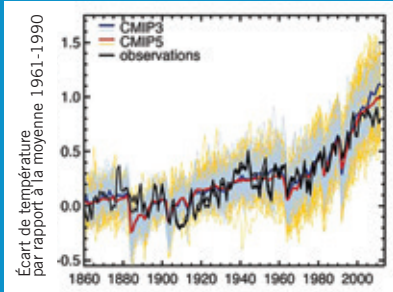


Il existe de grandes différences entre les modèles météorologiques et les modèles climatiques.

les modèles de climat doivent inclure tous les phénomènes et calculer sur des périodes longues ; ainsi, même avec les configurations informatiques les plus puissantes (mises à disposition des chercheurs par le CCRT au centre CEA / DAM Ile-de-France), ils sont contraints de calculer avec des pas de temps allant de 15 à 30 minutes et des résolutions spatiales dégradées (de 10 à 30 km horizontalement et de quelques mètres à quelques centaines de mètres verticalement) par rapport aux modèles météorologiques.

“Une variation faible des conditions atmosphériques initiales peut fortement modifier l'évolution à venir.”

QUELLES CAUSES, QUELLES TEMPÉRATURES



L'estimation de la température moyenne du globe apparaît en noir. Sur le schéma de gauche, elle est comparée à différents modèles qui tiennent compte des causes naturelles (volcanisme, activité solaire) et celles dues à l'activité humaine. L'accord

global est relativement bon. Sur le schéma de droite, les modèles ne tiennent plus compte de ces causes naturelles et sont incapables de reproduire les résultats des mesures des dernières décennies. On comprend ainsi le rôle prépondérant des activi-

tés anthropiques dans le dérèglement climatique, caractérisé par une hausse considérable des températures moyennes.

(Figures extraites du rapport Giec 2013).



© Photodisc

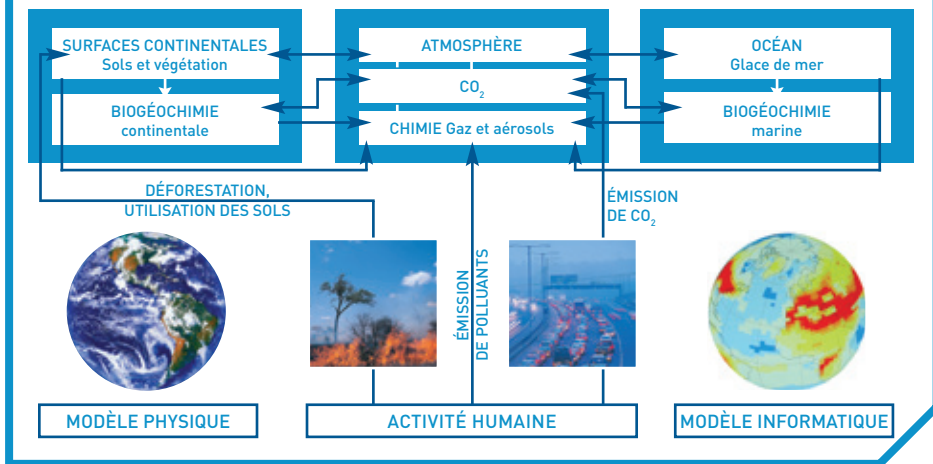
La question n'est pas de savoir quel temps il fera, mais quel temps il pourra faire et avec quelle probabilité.

De façon plus conceptuelle, le mode de fonctionnement des modèles diffère également : le modèle météorologique part des observations et va calculer l'évolution à court terme de la situation météorologique par rapport à ces observations. Le caractère chaotique du climat fait qu'au-delà d'un certain nombre de pas de temps, le modèle perd la mémoire des conditions initiales. Il ne peut pas décrire le monde réel au jour le jour, mais une représentation statistiquement représentative du monde réel quand il est soumis aux conditions imposées au modèle (ensoleillement, composition atmosphérique...). C'est le mode de fonctionnement des modèles climatologiques.

ÉQUATIONS CLIMATIQUES

Un modèle de climat se compose d'un modèle physique plaqué sur une grille horizontale et verticale adaptée à la résolution numérique des équations du système climatique. Il doit prendre en compte tous les com-

partiments : atmosphère, océans, continents, avec leurs composantes propres. Puis il faut lui prescrire les perturbations apportées par l'activité humaine ; enfin, il faut faire interagir tous ces éléments.



QUESTIONS DE HIÉRARCHIE

Pour le climatologue, les modèles ont typiquement deux classes d'utilisations bien différenciées, avec des degrés de complexité variés, qui amènent à construire toute une hiérarchie de modèles :

- Ils servent d'abord à tester les hypothèses sur les mécanismes en jeu dans des phénomènes climatiques tels que les variations brusques découvertes grâce aux forages dans la calotte glaciaire du Groenland et aux prélèvements de sédiments marins dans l'Atlantique Nord. On voudra donc simuler les processus dynamiques de variation du climat et les **effets de seuil**.

Phénomènes dont l'occurrence requiert que certaines grandeurs excèdent une valeur particulière.

On comprend aisément qu'un modèle complexe à temps de calcul très long ne pourra pas servir pour ce type d'étude. Il faudra faire appel à des modèles simplifiés, mais adaptés à la détermination de l'impact de processus particuliers sur le climat.

- Les modèles tridimensionnels de circulation générale servent pour des simulations de longue durée destinées soit à tester leur capacité à reproduire un état du climat très différent de l'actuel, soit à prévoir ce que pourra être le climat dans un environnement perturbé.

PHÉNOMÈNE NATUREL ET VITAL, L'EFFET DE SERRE SE TROUVE AMPLIFIÉ PAR LES ACTIVITÉS HUMAINES. IL EN VIENT ALORS À MODIFIER LE CLIMAT.

L'effet de serre



L'EFFET DE SERRE EN QUELQUES DATES...

1824

Effet de serre découvert par Jean Baptiste Joseph Fourier, mathématicien français.

ANNÉES 1860

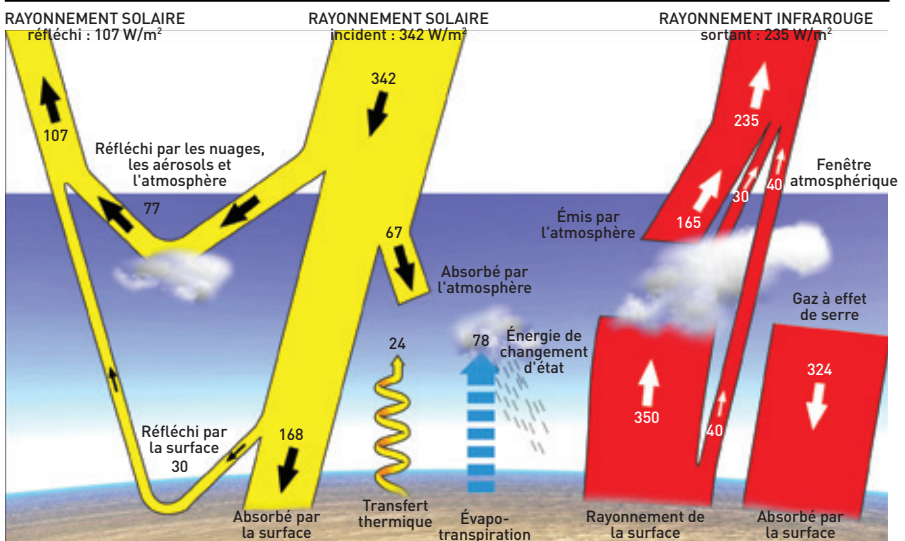
Le physicien irlandais John Tyndall attribue l'effet de serre à la vapeur d'eau et au dioxyde de carbone.

ÉNERGIE SOLAIRE...

L'équilibre climatique (état stationnaire) est obtenu quand le bilan énergétique global est nul : la quantité d'énergie reçue du Soleil est égale à la quantité d'énergie émise vers l'espace. Actuellement, 1 368 W/m² atteignent le « sommet de l'atmosphère », ce qui correspond en moyenne globale à 342 W/m² au sol. Compte

tenu de l'**albédo** moyen de la Terre (30 % **Pouvoir réflecteur.** environ), on peut calculer que, en l'absence d'autres phénomènes, ce sont donc 235 W/m² qui seraient absorbés. La Terre se comporte comme un corps noir, qui rayonne de l'énergie sous forme électromagnétique avec une intensité

FLUX D'ÉNERGIE AU SEIN DU SYSTÈME CLIMATIQUE



L'atmosphère est très transparente pour la lumière du Soleil : malgré la présence des nuages, près de 60 % de l'énergie lumineuse arrivant vers la Terre atteint la surface du globe, qui en réfléchit une faible partie. Globalement, la moitié de

l'énergie solaire arrivant vers la Terre est absorbée par les continents et les océans qu'elle réchauffe.

Une partie de cette énergie est restituée, essentiellement sous forme de rayonnement infrarouge.

Certains gaz présents en faible quantité dans l'atmosphère (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane) absorbent le rayonnement infrarouge : seulement 10 % du rayonnement émis par la surface s'échappe directement vers l'espace.

1896

Le physicien et chimiste suédois Svante Arrhénius donne à l'effet de serre sa description actuelle. Il suggère même que brûler des

combustibles fossiles pour augmenter la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère aurait des conséquences bénéfiques : un climat de la Terre plus égal, une croissance stimulée des plantes et donc une production

plus importante de nourriture pour une population accrue...

Cet optimisme était possible à une époque où l'on n'avait qu'une compréhension très sommaire du fonctionnement de la machine climatique.

variant très fortement avec la température (loi de Stefan-Boltzmann). Pour rayonner 235 W/m², la surface de la Terre devrait avoir une température moyenne globale de - 18 °C, peu propice au développement de la vie telle que nous la connaissons.

La température réelle à la surface est de + 15 °C, ce qui apporte la preuve expérimentale de l'existence d'un effet de serre naturel. À 15 °C (288 K), la Terre émet un rayonnement infrarouge dont le maximum d'intensité se situe à une longueur d'onde de 10 µm. Dans la gamme de longueurs d'onde de ce rayonnement infrarouge tellurique, un certain nombre de gaz présents à l'état de traces dans l'atmosphère l'absorbent. L'atmosphère, qui est transparente à la quasi-totalité du rayonnement solaire incident, se comporte donc comme un absorbeur qui piège une part importante du rayonnement tellurique. Ainsi réchauffée, elle se comporte aussi comme un corps noir, qui va rayonner de l'énergie sous forme infrarouge. À cause de sa température plus froide, l'atmosphère va rayonner moins d'énergie que la surface. Et comme elle la rayonne de façon **isotrope**, la moitié du rayonnement réémis va l'être en direction de la surface de la Terre. Il va donc y avoir piégeage de l'énergie entre l'atmosphère et la surface, et donc un réchauffement de la surface.

De façon égale dans toutes les directions.

Ce fonctionnement rappelle celui d'une serre¹ : le verre laisse entrer le rayonnement solaire incident mais piège l'énergie à l'intérieur de la serre. C'est cette similarité qui a donné le nom de gaz à effet de serre aux gaz atmosphé-

riques qui absorbent le rayonnement infrarouge tellurique.

...ET GAZ À EFFET DE SERRE

La composition de la basse atmosphère, légèrement variable selon le lieu, est donnée dans le tableau ci-dessous :

COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE AU VOISINAGE DE LA SURFACE TERRESTRE (0 À 25 KM).

Les valeurs correspondent à une atmosphère sèche.

(En bleu, les gaz à effet de serre - chiffres 2013)

GAZ	FORMULE CHIMIQUE	ABONDANCE (en volume)
Diazote	N ₂	78,084 %
Dioxygène	O ₂	20,946%
Argon	Ar	0,934 %
Dioxyde de carbone	CO ₂	0,0395 %
Néon	Ne	0,001818 %
Hélium	He	0,000524 %
Méthane	CH ₄	0,0001745 %
Krypton	Kr	0,000114 %
Dihydrogène	H ₂	0,000055 %
Monoxyde d'azote	NO	0,00005 %
Oxyde nitreux	N ₂ O	0,00003 %
Xénon	Xe	0,000009 %
Ozone	O ₃	0,000004 %
Eau (vapeur)	H ₂ O	0 à 4 %

1. En réalité, ce n'est pas l'opacité bien réelle du verre aux infrarouges qui est responsable du piégeage d'énergie dans la serre, mais l'obstacle que met le toit à toute fuite d'air chaud par convection.

“En un siècle et demi, l’homme a réinjecté dans l’atmosphère 545 milliards de tonnes de carbone sous forme de CO₂.”

Dans la nature, le principal gaz à effet de serre est la vapeur d’eau, qui est directement responsable d’environ 60 % de l’effet de serre naturel, le reste provenant des nuages et de divers gaz, au premier rang desquels le dioxyde de carbone CO₂. Bien que présent en très faible quantité, l’ozone O₃ est un gaz à effet de serre très actif qui contribue à 8 % de l’effet de serre global. De 1750 à 2011, par l’utilisation de combustibles fossiles, la production de ciment, la déforestation et la modification de l’occupation des sols (pratiques agricoles, extension des villes...), l’homme a réinjecté dans l’atmosphère 545 milliards de tonnes de carbone que la Nature avait mis des centaines de millions d’années à stocker. De ces émissions d’origine anthropique, 240 milliards de tonnes se sont accumulées dans l’atmosphère, le reste ayant été capturé par les océans et les écosystèmes naturels terrestres.

De ce fait, durant cette période, la concentration de dioxyde de carbone a augmenté de 40 %, passant de 280 à 391 ppm (parties par millions). Plus de 50 % de l’effet de serre additionnel dû aux activités humaines provient du CO₂. Les autres contributeurs sont le

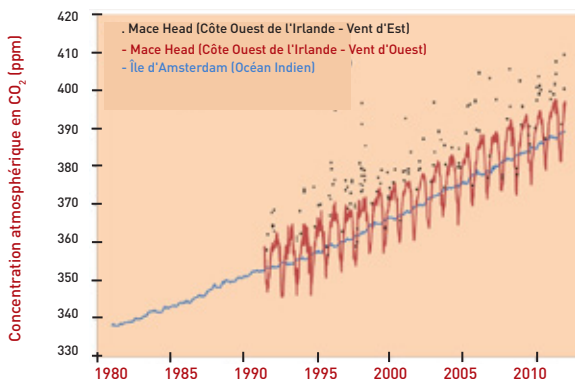
méthane CH₄,

Produit de décomposition anaérobie de la cellulose (rizières, forêts primaires, ruminants).
Principal constituant du gaz naturel et du gaz de schiste.

l’oxyde nitreux N₂O, l’ozone troposphérique O₃, les halogénures de carbone (CFC ou leurs substitués actuels)...

L’impact des gaz à effet de serre sur le climat dépend non seulement de leur opacité au rayonnement infrarouge, mais aussi du temps qu’ils restent dans l’atmosphère avant d’être éliminés soit par réaction chimique, soit par absorption par un autre compartiment de l’environnement.

ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION ATMOSPHÉRIQUE EN CO₂ depuis 1980 à l’île d’Amsterdam et depuis 1992 à Mace Head



CONCENTRÉ D'ATMOSPHÈRE

À l’augmentation moyenne continue se superpose en Irlande une oscillation due à l’activité saisonnière de la végétation, très importante à ces latitudes de l’hémisphère Nord.

À Mace Head, quand le vent vient du continent, il apporte un surcroît de CO₂ provenant directement des activités humaines locales.

AÉROSOLS

On appelle aérosols les suspensions de fines particules dans l'atmosphère. Ils peuvent être d'origine naturelle ou anthropique.



© Photodisc

Pour une part, les aérosols naturels proviennent des océans : sels de mer produits par l'évaporation des embruns, sulfates provenant de l'oxydation de composés soufrés (diméthylsulfure) émis par le plancton. Pour l'autre, ils proviennent des continents : poussières **terrigènes**

Poussières d'origine minérale, arrachées aux sols.

soulevées par l'érosion éolienne, carbone sous forme minérale ou organique (suies) produit par les feux de forêts ou de savane déclenchés par la foudre, poussières et sulfates volcaniques.

L'activité humaine contribue à générer certains de ces types d'aérosols : la mise à nu des sols favorise leur érosion par le vent ; les combustions diverses pour l'industrie, le transport, les feux pour les pratiques agricoles (particulièrement les feux de savane

ou de forêt) produisent des aérosols carbonés tandis que les rejets atmosphériques de soufre produisent des aérosols de sulfates. La plupart des aérosols restent dans la troposphère moins d'une semaine. Ils peuvent être transportés jusqu'à des milliers de km. Ensuite, ils tombent sur Terre par gravité ou par lessivage de l'atmosphère par la pluie. Leur répartition géographique étant très disparate, leur effet sera donc essentiellement local.

Les aérosols de sulfates stratosphériques sont produits par les éruptions volcaniques majeures (ex. : Mt St-Helen, Pinatubo). Ils demeurent dans la stratosphère plus d'une année. Ils ont donc le temps d'équilibrer leur concentration qui, après quelques mois, est devenue



© Photodisc

homogène par bandes de latitude. Le rôle climatique des aérosols est complexe et pas encore bien établi. Il dépend de la nature de l'aérosol, mais aussi de sa taille, de son altitude et de l'albédo local de la surface. Ils agissent directement

comme un parasol sur le rayonnement solaire qu'ils peuvent absorber ou réfléchir. Ainsi, les aérosols stratosphériques provenant de l'éruption du Pinatubo ont causé une baisse de la température du globe de 1/2 degré pendant les deux années qui ont suivi l'éruption. Mais certains aérosols contribuent à l'effet de serre en absorbant le rayonnement infrarouge tellurique.

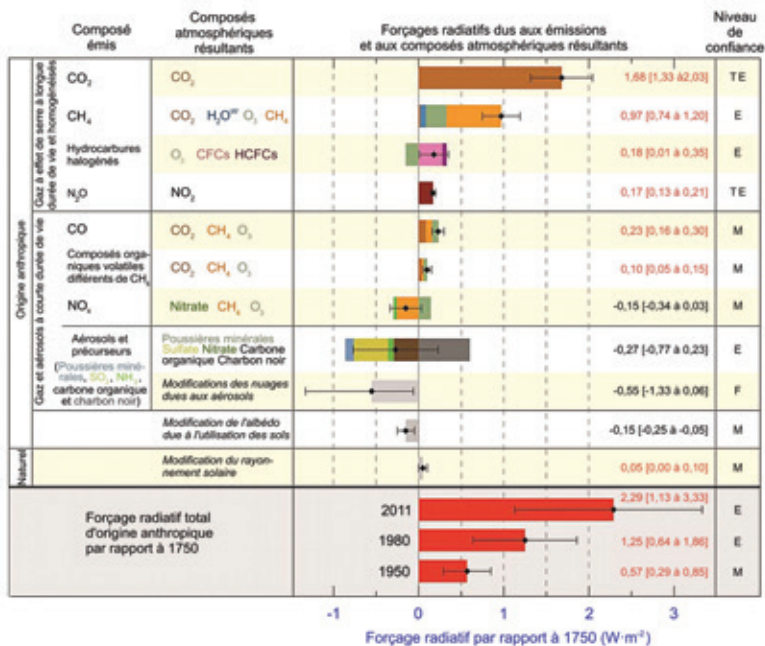


© CEA

Les aérosols ont aussi plusieurs effets indirects sur le climat : ils servent de noyaux de condensation de la vapeur d'eau dans la formation des nuages ; leur concentration influera sur la taille des gouttes, taille qui conditionne le pouvoir réfléchissant et le temps de résidence des nuages.

Absorbant le rayonnement tellurique, ils échauffent localement l'atmosphère, modifiant sa stabilité verticale. Par les réactions chimiques complexes auxquelles ils participent, ils influent sur la concentration de composés à effet de serre ou de leurs précurseurs. Enfin, ils agissent sur la photosynthèse, car ils sont un apport de nutriments essentiels pour le phytoplancton en océan ouvert, mais aussi pour la forêt amazonienne.

MODIFICATION DU FORÇAGE RADIATIF ENTRE 1750 ET 2000



On appelle forçage radiatif la puissance additionnelle du rayonnement total, solaire et infrarouge, reçue par la surface de la Terre, par rapport à une situation de référence (ici 1750). Différentes causes sont ici inventoriées. Les niveaux de confiance sont notés F (faible), M (moyen), E (élevé) et TE (très élevé).
Tableau extrait du rapport du Giec 2013.

L'ozone troposphérique, qui disparaît par réactions chimiques, a un temps de résidence très variable en fonction des conditions atmosphériques, mais il ne dépasse pas quelques semaines. Le méthane a un temps de résidence de dix ans ; le dioxyde de carbone de plus d'une centaine d'années ; l'oxyde nitreux et les CFC de l'ordre du siècle également. De fait, beaucoup de composés injectés dans l'atmosphère contribuent à l'effet de serre, même si ce ne sont pas eux-mêmes des gaz à effet de serre. Les aérosols (voir encadré page 23) contribuent à l'effet de serre directement

en fonction de leur composition, de leur altitude et de la réflectivité du sol. Les composés, qui modifient la capacité oxydante de l'atmosphère, vont avoir un effet indirect sur l'effet de serre en agissant sur la production de gaz comme l'ozone ou en modifiant l'élimination de gaz comme le méthane. Ainsi, le monoxyde de carbone CO détruit les radicaux hydroxyle OH qui sont les agents destructeurs du méthane. L'injection de CO dans l'atmosphère va donc inhiber l'élimination du méthane dont l'effet de serre perdurera plus longtemps.

L'HISTOIRE CLIMATIQUE DE LA TERRE VOIT ALTERNER PÉRIODES
CHAUDS ET FROIDES. RESTE À DÉTERMINER LES RAISON
ET LES IMPACTS DE CES ÉVOLUTIONS.

L'étude des climats du passé



“En comparant les dates des vendanges, on s’est aperçu que la canicule de 2003 était sans précédent depuis au moins six siècles.”

Le climat varie naturellement. L’histoire climatique de la Terre est chahutée, avec des épisodes chauds et des épisodes froids. La question qui est régulièrement posée aux climatologues est de savoir si l’augmentation de température observée depuis un siècle est vraiment imputable à l’homme ou si elle n’est pas une manifestation de la variabilité naturelle du climat. Il est donc important de connaître les détails des climats passés et de comprendre pourquoi et comment ils ont pu varier.

On a compris au milieu du XIX^e siècle, grâce au naturaliste suisse Louis Agassiz, que la Terre avait connu des glaciations. On sait maintenant qu’elle a subi au cours du dernier million d’années une succession d’épisodes glaciaires entrecoupés de périodes chaudes (comme actuellement) généralement assez brèves. Lors des grandes glaciations, les continents aux hautes latitudes de l’hémisphère Nord étaient

recouverts de plusieurs kilomètres de glace. L’histoire de ces épisodes est elle-même assez perturbée avec, au Groenland, des variations locales de température de 15 °C en quelques décennies. Il est important pour les climatologues de comprendre ces diverses évolutions. Il est très utile pour les modélisateurs d’avoir une connaissance bien documentée de tels épisodes sur lesquels ils pourront tester la capacité de leurs modèles à reproduire des climats réels très différents de l’actuel.

LA NATURE ET SES INDICES

La mesure systématique des conditions météorologiques n’a débuté que dans la seconde moitié du XIX^e siècle. Pour connaître les climats du passé, il faut donc aller chercher des indices qui témoignent du climat qui prévalait à l’époque de leur archivage. Pour les époques historiques, certains indices peuvent se trouver, par exemple, dans les dates des travaux agricoles (c’est ainsi que, grâce aux dates des vendanges, on a pu déterminer que la canicule de 2003 était sans précédent depuis au moins six siècles). Mais beaucoup d’indices doivent être récoltés sur le terrain, là où la nature a bien voulu les préserver. Ce sera, selon les époques ou l’échelle des phénomènes auxquels on s’intéresse :

- dans les sédiments marins, pour les très grandes échelles de temps ;
- dans les sédiments des lacs ;
- dans les squelettes des coraux ;



Les couches de glace accumulées au Groenland ou en Antarctique, année après année, sont autant d’indices sur l’histoire du climat.

UNE CAROTTE POUR LE CLIMAT



© H. Bazoge/CEA

Des milliers de carottes de sédiments marins sont stockés dans la cave du château du domaine CNRS à Gif-sur-Yvette. La carotte étant placée dans un conteneur gradué, les climatologues vont prélever des échantillons à différentes profondeurs de sédiment. La composition isotopique des squelettes des foraminifères qui s'y trouvent renseigne sur les conditions océaniques, et donc le climat, qui régnaient de leur vivant.

- dans les concrétions (stalagmites) lentement déposées dans les cavernes ;
 - dans la glace empilée année après année sur les continents des hautes latitudes (Groenland, Antarctique) ;
 - dans les plus hauts massifs montagneux (Andes), là où la glace ne fond pas l'été.
- Pour les époques plus récentes, on analyse aussi la croissance des arbres, dont les caractéristiques sont enregistrées dans les cernes annuels.

Le climatologue trouve dans ces archives naturelles ce qui s'y est déposé :

- dans les sédiments, ce seront les coquilles, squelettes... des animaux aquatiques, les grains de pollen, les minéraux insolubles ;
- dans les glaciers continentaux (polaires ou alpins), outre la glace, il trouvera les particules qui ont pu se déposer ou l'air qui a été emprisonné ;

- les concrétions des grottes renferment les minéraux qui ont précipité lors de leur formation...

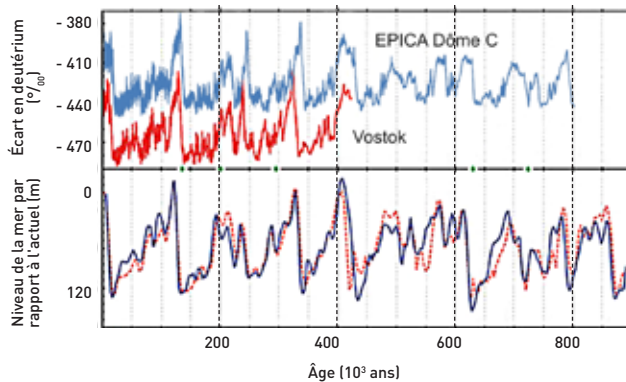
Un dépôt se déchiffre comme un livre, page par page, c'est-à-dire couche par couche. La croissance de ces dépôts est parfois conditionnée par la météorologie, avec une saisonnalité marquée. C'est le cas de la glace, des coraux, parfois des concrétions.

Tant que la marque de cette saisonnalité n'a pas été effacée, elle permet de dater les signaux que l'on recueille aux différentes profondeurs. Au-delà, il faudra faire appel à des méthodes plus indirectes pour établir la chronologie des événements mesurés en différents sites du globe.

CONDITIONS CLIMATIQUES AU COURS DU DERNIER MILLION D'ANNÉES

Les courbes du haut représentent les mesures de deutérium dans les carottes de glace des stations antarctiques Vostok (en rouge) et Dôme C (en bleu). Ces mesures donnent accès aux paléo-températures et constituent un « thermomètre isotopique ».

Les courbes du bas montrent le niveau de la mer déterminé à partir des compositions isotopiques en ^{18}O des foraminifères benthiques des sédiments marins. Deux ensembles de mesures différents sont représentés (en bleu et en rouge pointillé) pour montrer l'incertitude sur les valeurs.



ENTRE CHAUD ET FROID

Grâce aux forages profonds au Groenland et en Antarctique et aux nombreuses mesures sur les sédiments marins, il a été possible de remonter aux conditions climatiques de la quasi-intégralité du dernier million d'années. Le paléothermomètre isotopique nous montre que le climat a oscillé avec une périodicité d'environ 100 000 ans entre deux états : un état froid, celui des grandes glaciations dont la dernière a eu son paroxysme il y a 21 000 ans, – et un état chaud comme celui qui prévaut actuellement, généralement de courte durée. La dernière période chaude aussi longue que la nôtre remonte à 400 000 ans, époque comparable, pour le cycle orbital de la Terre, à la situation actuelle. Les grandes glaciations ont pour cause première la variation de la répartition géographique et de l'intensité de l'insolation tout au long de l'année. Cette variation est toutefois loin de suffire pour produire les grands changements observés. Les rétroactions, et particulièrement celles des gaz à effet de serre ou celles venant du fort albédo des calottes enneigées et de la banquise, jouent un rôle amplificateur considérable. Il est remarquable

de voir, comme cela a été découvert dans les bulles d'air emprisonnées dans les carottes de glace de Vostok, à quel point la température et les concentrations atmosphériques en CO_2 et CH_4 sont corrélées.

Mais aucune de ces périodes, chaude et froide, n'est calme. L'analyse des carottes glaciaires et océaniques a mis en évidence des soubresauts rapides dans le climat des hautes latitudes. L'interprétation qui a été faite de ces événements est que des débâcles d'icebergs ont amené d'énormes quantités d'eau douce dans l'Atlantique Nord, perturbant gravement la circulation océanique. Des événements similaires pourraient se produire dans l'avenir si le réchauffement global s'accompagnait de précipitations très importantes ou de fonte brutale des calottes glaciaires : il n'est pas exclu que cela perturbe suffisamment la circulation océanique pour déplacer vers le sud la limite nord de la dérive Nord-Atlantique (cf. carte des courants océaniques de surface, page 11) qui amène à l'Europe les eaux chaudes du Gulf Stream et compense partiellement ou totalement les effets locaux du réchauffement climatique global.

LES ISOTOPES, INDICATEURS CLIMATIQUES



© A. Gonin/CEA

Un fragment de carotte de glace est exposé devant le spectromètre qui permettra d'en déterminer la composition isotopique.

La molécule d'eau H_2O est formée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. L'un ou l'autre des atomes d'hydrogène peut, dans 0,015 % des cas en moyenne, être l'isotope stable lourd de l'hydrogène, le deutérium.

De même, l'atome d'oxygène est dans 0,2 % des cas l'isotope lourd ^{18}O . Mais des processus physiques ou chimiques peuvent enrichir ou appauvrir l'eau en ses isotopes lourds. Dans le cas qui nous intéresse, ce sont les changements de phase : évaporation ou condensation, qui conduisent à un fractionnement faible mais

mesurable. Lors du changement de phase, la phase la plus dense est enrichie en l'isotope le plus lourd au détriment de la phase légère.

Initialement appauvrie en isotopes lourds lors de son évaporation dans les régions tropicales, la vapeur d'eau va continuer à en perdre tout au long de son trajet vers les pôles, du fait des condensations successives partielles qu'elle va subir par suite de la baisse progressive de sa température. Plus le refroidissement est marqué et plus la neige sera appauvrie. Par la mesure de la composition isotopique de la glace, on a donc accès

à la température du nuage dont elle est issue.

La glace polaire est donc appauvrie en deutérium de même qu'en ^{18}O . Cet ^{18}O va se retrouver dans les eaux et en particulier dans les océans dont l'eau en est ainsi enrichie. Cet excès de ^{18}O peut être mesuré dans les restes carbonatés des foraminifères qui ont sédimenté au fond des océans.

Animaux
planctoniques.

En combinant les mesures de composition isotopique des glaces polaires et des foraminifères marins, on peut en déduire la quantité d'eau qui avait été soustraite à la mer pour former les glaces, et donc le volume total des glaces ou le niveau de la mer à cette époque. C'est ainsi qu'on a pu montrer que le niveau de la mer était de quelque 120 mètres plus bas lors des grandes glaciations qu'actuellement ; ce qui a permis à nos ancêtres de pénétrer dans la grotte Cosquer, dont l'entrée est aujourd'hui située à 37 m de profondeur dans les calanques près de Marseille.

Les changements de phase ne sont pas les seuls processus conduisant à un fractionnement. La diffusion, certaines réactions biologiques... conduisent à des fractionnements, dont la mesure sert à signer et quantifier l'occurrence de ces processus et donc l'origine, naturelle ou anthropique, biologique ou minérale, de l'élément mesuré.

Les hivers froids où les patineurs s'en donnaient à cœur joie sur les rivières gelées ont beaucoup inspiré les peintres pendant le petit âge glaciaire.



© AKG-images

Hendrick Avercamp (1585 - 1634), *Paysage d'hiver avec patineurs* (Rijksmuseum, Amsterdam).



© CEA

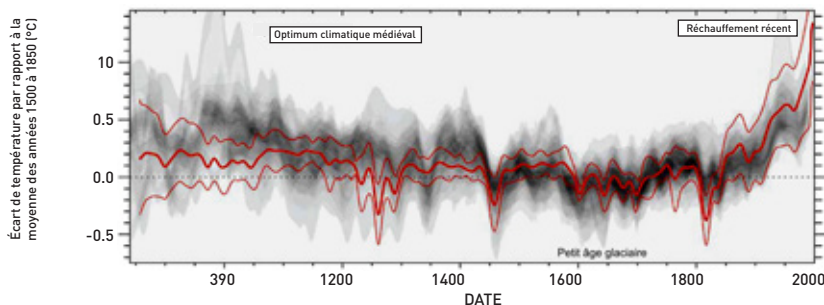
VIE ET MORT DES FORAMINIFÈRES

Des foraminifères vivent et meurent dans les eaux océaniques. On retrouve leurs coquilles dans les sédiments au fond des océans. Lors des refroidissements brutaux qui ont ponctué les phases de réchauffement, les conditions (température et salinité) font que les foraminifères disparaissent complètement. À leur place, les sédiments contiennent des débris rocheux, arrachés aux continents par les glaciers. C'est la chute dans l'océan de gigantesques morceaux de ces glaciers qui, par l'apport massif d'eau douce qu'elle a entraîné, a modifié la circulation océanique et provoqué le refroidissement.

LE SAHARA JADIS VERDOYANT...

La variabilité climatique ne se limite pas aux périodes glaciaires. Il y a 6 000 ans, le Sahara n'était pas le désert que nous connaissons, mais une région verdoyante avec des lacs où l'on pratiquait l'élevage, la pêche..., ainsi qu'en attestent les nombreuses peintures rupestres. L'Europe a connu un optimum de température au Moyen-Âge, qui a, entre autres, permis la colonisation du sud Groenland par les Vikings. Ensuite, un refroidissement notable a marqué la période 1400-1850 : le petit âge glaciaire a vu la température baisser sur toute l'Europe et vraisemblablement sur le globe, avec une avancée notable des glaciers. Depuis 1850, on assiste à un réchauffement qui marque la fin du petit âge glaciaire. 1750 marque l'entrée dans l'ère industrielle, et il faut maintenant faire la part entre ce qui est naturel et ce qui est dû à l'activité humaine.

ÉVOLUTION DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE DE L'HÉMISPÈRE NORD DEPUIS L'AN 1000



Les valeurs sont les écarts des températures de l'hémisphère Nord par rapport à la moyenne sur la période 1500-1850. La courbe rouge épaisse représente la simulation des températures entre 800 et 2000. Elle est

encadrée de deux courbes rouges plus fines qui marquent le domaine d'incertitude à 90 %. Les zones ombrées caractérisent les diverses reconstitutions expérimentales de la température, faites à partir de

nombreuses mesures, utilisant des sources variées. On note l'optimum climatique médiéval, le petit âge glaciaire et le réchauffement récent.

L'EXEMPLE DE EL NIÑO

Il s'agit d'une variabilité à court terme du climat, qui se situe d'abord dans le Pacifique équatorial, mais qui, dans ses événements les plus violents, affecte toute la zone intertropicale et même jusqu'à 40° Sud, des océans Indien et Pacifique, et le bord ouest de l'Atlantique. Elle se caractérise par une anomalie couplée de l'atmosphère et de l'océan. Dans la situation normale (en l'absence de El Niño), les alizés poussent les eaux de surface de l'Amérique vers l'Indonésie. Il en résulte, à l'ouest du Pacifique, une forte humidité sur l'Indonésie et un niveau de la mer plus haut qu'à l'est. À l'est du Pacifique, le long des côtes du Pérou, il y a une remontée des eaux profondes froides, riches en nutriments, ce qui entraîne des températures fraîches et une productivité marine très favorable à la pêche.

Tous les trois ou quatre ans environ, les alizés faiblissent, l'océan reflue vers le Pérou, bloquant les remontées d'eau profonde et pouvant provoquer des pluies torrentielles sur

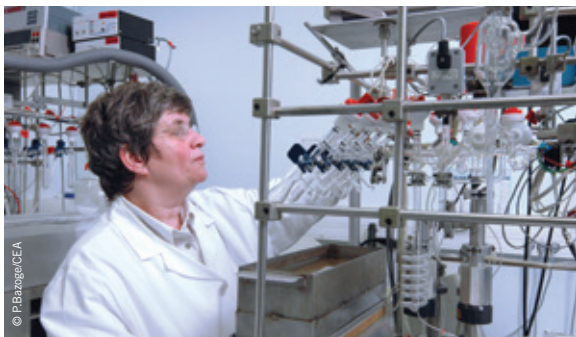
la côte ouest de l'Amérique du Sud et une grande sécheresse, éventuellement génératrice d'incendies, en Indonésie. Ce phénomène qui dure plusieurs mois avait été baptisé El Niño (l'enfant, sous-entendu : Jésus) par les populations du Pérou, qui appréciaient son apport d'eau chaude sur les côtes froides aux environs de Noël.

Entre deux événements du type El Niño, il arrive que se produise le phénomène inverse qui, par analogie, a été baptisé La Niña.

Étant donné la violence de récents El Niño, la question se pose d'une influence du réchauffement climatique sur la fréquence et l'intensité du phénomène.

El Niño n'est pas le seul mode de variabilité climatique. Ainsi l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), qui module la position et l'intensité des vents d'ouest sur l'océan, marque fortement les conditions climatiques (température, précipitations, tempêtes...) sur l'Atlantique Nord et sur l'Europe.

LES ISOTOPES, POUR LA CHRONOLOGIE



Préparation d'éléments organiques pour mesure par ^{14}C , sur un bati verre.

Un problème majeur des climatologues est de corrélérer temporellement les signaux qu'ils mesurent à divers endroits du globe. Il est donc indispensable d'établir la chronologie de divers événements. La plupart des « horloges » utilisées font appel aux décroissances radioactives. L'une des plus connues est la mesure du carbone 14 (^{14}C - période radioactive : 5 736 ans). Pendant sa vie, un organisme biologique équilibre sans cesse la composition isotopique de son carbone avec celle du milieu ambiant – l'atmosphère pour les végétaux. Ses tissus biologiques contiennent donc le taux ambiant de ^{14}C . Après sa mort, les échanges avec le milieu ambiant cessent ; le ^{14}C va se désintégrer, avec une demie-vie de 5 736 ans. Le taux restant dans

l'échantillon permet donc de savoir depuis combien de temps il est mort. Pour la datation au ^{14}C , les échantillons sont traités chimiquement pour en extraire le carbone qui sera purifié sous forme de CO_2 . Le dioxyde de carbone sera ensuite réduit pour le transformer en graphite.

L'analyse isotopique du graphite se fera à l'aide d'un accélérateur de particules couplé à un spectromètre magnétique. Cette technique permet de traiter des échantillons infimes, de l'ordre du mg.

Des bancs de traitement permettent de préparer simultanément un grand nombre d'échantillons.

On utilise aussi beaucoup les filiations radioactives telles les couples : uranium 234 - thorium 230 ; potassium 40 - argon 40...

Certains minéraux accumulent les rayonnements reçus. Dans certaines conditions, ils émettent de la lumière proportionnellement à la quantité de rayonnements accumulés. Les chercheurs utilisent cette propriété pour la datation. La grande difficulté est de trouver un phénomène suffisamment sensible pour les gammes de temps considérées et un échantillon auquel on puisse attribuer un âge de façon significative.

La chronologie peut aussi bénéficier d'autres techniques, comme la mesure de l'intensité du champ magnétique terrestre, enregistrée par les minéraux magnétiques et qui présente l'avantage d'étudier les variations synchrones sur toute la Terre.



Mesures au magnétomètre cryogénique dans une chambre amagnétique.

LA THÉORIE ASTRONOMIQUE DES GLACIATIONS

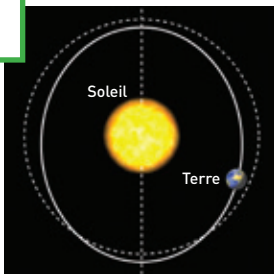
Dans l'hémisphère Nord, les continents prédominent par rapport aux océans (mais le pôle est dans un océan). Dans l'hémisphère Sud, les continents n'occupent qu'une très faible surface (mais le pôle est au cœur d'un continent). Une glaciation ne peut

débuter que sur les continents, dont l'inertie thermique est plus faible que celle de l'océan, et donc dans l'hémisphère Nord (l'Antarctique reste de toute façon gelé). Si les conditions de précipitations et d'ensoleillement sont telles que la neige tombée en hiver ne fond pas

l'été, celle-ci peut s'accumuler et se transformer en glace. De telles conditions requièrent une saisonnalité peu contrastée avec un hiver humide, donc pas trop froid, et un été frais.

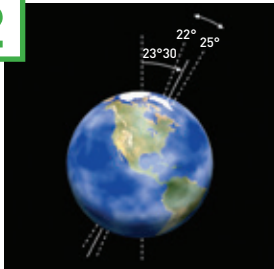
C'est là qu'intervient la position de la Terre par rapport au Soleil.

1



La Terre décrit une ellipse dont le Soleil est à l'un des foyers. La Terre est soumise à l'attraction du Soleil, mais aussi des autres planètes du système solaire, ce qui a pour effet de déformer sa trajectoire, faisant varier la répartition saisonnière de l'insolation.

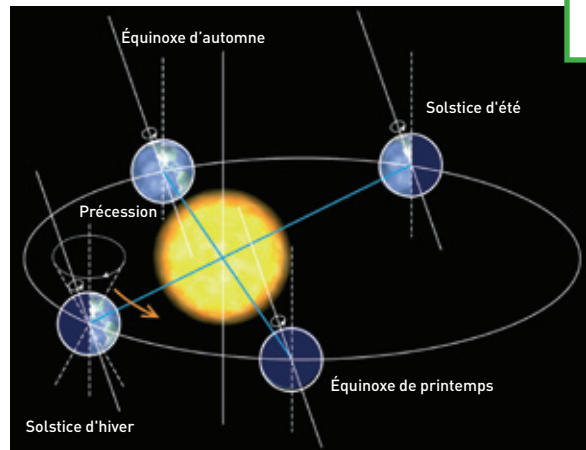
2



Trois types de modifications, pseudo-périodiques, affectent la position de la Terre par rapport au Soleil :

- l'excentricité de l'ellipse, qui varie avec deux pseudo-périodes de 100 000 et 413 000 ans,
- l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre sur le plan de l'écliptique, qui varie entre 22 et 25° avec une période de 41 000 ans ;

3



- enfin, l'axe de rotation de la Terre a également un mouvement de précession (périodes 19 000 et 23 000 ans), sur un cône dont le sommet est au centre de la Terre. Ce mouvement entraîne un décalage de la position des équinoxes et solstices sur l'ellipse, avec pour conséquence une modification des contrastes entre les saisons.

Ces diverses fréquences sont les fréquences dominantes des variations du climat au cours du dernier million d'années.

LA MESURE RÉGULIÈRE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES CONTRIBUE À METTRE EN ÉVIDENCE LES CONSÉQUENCES DE NOS COMPORTEMENTS.

L'évolution du climat et de l'environnement



“Chaque satellite météorologique géostationnaire permet de suivre en continu environ un tiers de la surface du globe.”

LES SATELLITES MÉTÉOROLOGIQUES

La variabilité météorologique à court terme est très grande. Dans nos régions, elle dépasse largement les pires variations envisagées des conditions climatiques moyennes. Un grand nombre de mesures sur une longue série temporelle sera donc nécessaire pour détecter une évolution du climat et des paramètres de l'environnement qui le conditionnent. Selon la variabilité spatiale ou temporelle du phénomène à suivre, il faudra donc des mesures plus ou moins denses géographiquement et plus ou moins espacées dans le temps.

Pour tout ce qui demande un suivi quotidien à grande échelle spatiale et temporelle, le satellite est l'observatoire idéal pour autant qu'il ait des instruments capables d'aborder le phénomène étudié. Chaque satellite météorologique géostationnaire permet de suivre environ un tiers de la surface du globe, et ce plusieurs fois par heure. Les satellites à orbite polaire permettent l'observation quotidienne de la quasi-totalité de la surface du globe. Pour des observations de phénomènes limités à une zone géographique donnée (exemple : la mousson), les satellites auront des orbites spécifiques. Outre les satellites météorologiques, des satellites dédiés à l'observation de l'environnement et au suivi d'acteurs du climat (nuages, rayonnement solaire et tellurique, aérosols, gaz à effet de serre...) ont été lancés pour la communauté scientifique.

Si beaucoup de données météorologiques peuvent être mesurées par satellite, il se pose néanmoins le problème de la répartition ver-

ticale, qui ne peut être résolue que pour un nombre limité de paramètres.

En outre, le satellite ne peut pas enregistrer un grand nombre de paramètres avec une grande résolution spatiale, sous peine de saturer les transmissions de données et les traitements. Enfin, le satellite est inaccessible une fois lancé, et son bon fonctionnement doit être vérifié et rectifié grâce à des mesures au sol. Celles-ci sont donc un complément indispensable aux mesures par satellite.

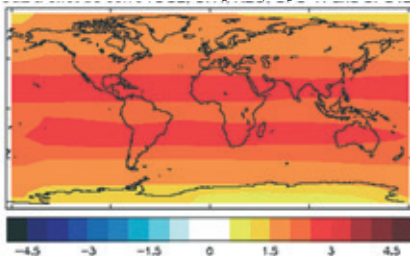
Le suivi à long terme et grande fréquence se fera grâce à des stations automatiques judicieusement réparties sur la surface du globe pour assurer une bonne couverture et éviter que le signal recherché ne soit perturbé. Citons les stations météorologiques, les bouées automatiques, les stations de suivi de la

Le satellite, un observatoire idéal pour un suivi quotidien à grande échelle, spatiale et temporelle. Ici le Global Precipitation Measurement.

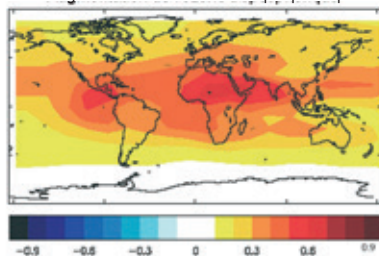


MOYENNE ANNUELLE DE L'ÉVOLUTION DE DIVERS FORÇAGES RADIATIFS (EN $W \cdot M^{-2}$) DE 1750 À 2000 SOUS L'ACTION DE L'HOMME

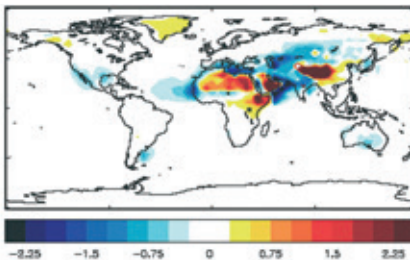
Gaz à effet de serre : CO_2 , CH_4 , N_2O and CFC



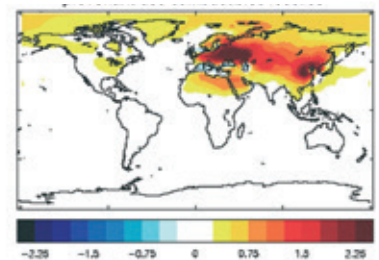
Augmentation de l'ozone troposphérique



Poussières minérales émises à cause de l'action de l'homme



Carbone (noir de fumée et suies) provenant des combustibles fossiles



Les gaz à effet de serre dont le temps de résidence dans l'atmosphère est long sont bien mélangés. Une mesure par bande de latitude suffit à connaître leur forçage. L'ozone troposphérique qui a un temps de résidence plus court n'a pas le temps de s'éloigner autant de ses sources. Il faudra donc au moins une mesure

par bande de latitude et par continent. Les aérosols, qu'ils soient terrigènes ou carbonés, ne voyagent pas beaucoup avant que la plus grande partie ait été éliminée de l'atmosphère. Il faudra donc les mesurer au voisinage de chaque source. (Figure GIEC)

composition de l'atmosphère, les spectromètres automatiques... En outre, les météorologues font des mesures quotidiennes par ballons sondes pour avoir la répartition verticale de paramètres météorologiques.

À titre indicatif, l'Organisation météorologique mondiale gérait en 2013 quelques 11 000 stations à terre, 4 000 stations embarquées sur des navires, 1 200 bouées dérivantes en mer, plus de 1 300 radiosondes attachées à des ballons-sondes, 3 000 stations à bord d'avions, 3 satellites placés sur des orbites polaires et 6 sur des orbites géostationnaires.

Pour une connaissance fine limitée géographiquement, des programmes de mesures récurrentes existent, qui peuvent utiliser des transports existants : les mesures de température de la mer sont effectuées quotidiennement par nombre de bateaux marchands, tandis que des mesures atmosphériques sont installées à bord d'avions de ligne.

Enfin, l'étude de phénomènes particuliers peut donner lieu à des campagnes multi-instrumentées, dont les plus importantes se font à l'échelle internationale.

Citons par exemple la campagne AMMA qui a étudié la mousson africaine et dont la plupart des observations ont eu lieu en 2005. Autre exemple de campagne dédiée au climat : le projet CHARMEX (Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment) démarré en 2010. Il a pour but d'observer et de comprendre la dynamique atmosphérique et climatique du bassin méditerranéen, pour prédire l'habitabilité de la région à l'échelle du prochain siècle.

LE CLIMAT À VENIR

Les mesures effectuées directement dans l'atmosphère le montrent, la concentration des gaz à effet de serre a augmenté dans l'atmosphère à une vitesse jamais atteinte dans l'histoire géologique de la Terre et à des niveaux sans précédent au cours du dernier million d'années.

Des modifications du climat et de l'environnement ont été clairement observées depuis le XX^e siècle :

• la température moyenne a augmenté de 0,75 °C, cette augmentation étant plus forte la nuit que le jour. La diminution de l'écart jour/nuit va dans le sens de ce que produirait une augmentation de l'effet de serre ;

- le niveau de la mer s'est élevé de 15 cm ;
- le volume de la banquise a diminué de 50 % au cours des 35 dernières années.

Compte tenu des quantités de gaz à effet de serre déjà injectées dans l'atmosphère et de l'inertie du système, on devrait s'attendre à un réchauffement du climat au cours de ce siècle même si les concentrations de ces gaz n'augmentaient plus. Mais même les plus optimistes des estimations sur l'évolution de la société mondiale et de son comportement prévoient encore une forte augmentation de cette concentration.

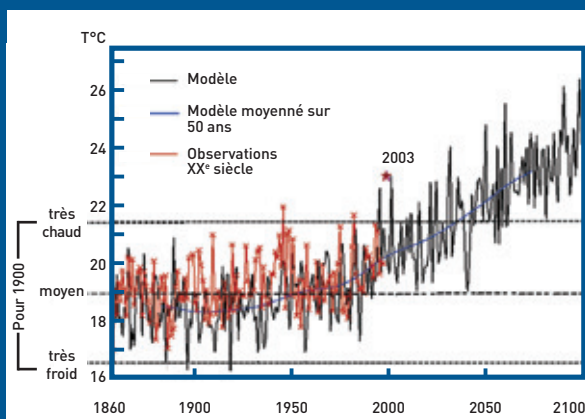


Le Marion Dufresnes au large de l'île de la Possession, lors de la campagne océanographique Indien Sud.



Des analyses au sol sont un complément indispensable aux mesures par satellites, ici sur l'île Amsterdam.

EXEMPLE DE RÉSULTAT DE SIMULATION DE L'ÉVOLUTION DU CLIMAT D'ÉTÉ EN FRANCE, DE 1860 À 2100, AVEC UN SCÉNARIO DE DÉVELOPPEMENT « ÉGOÏSTE » DES NATIONS



Les prédictions du modèle sont en noir, la tendance (modèle lissé par moyenne glissante sur 50 ans) en bleu. Pour comparaison, on a porté en rouge les observations.

Avec cette simulation, la canicule de 2003 est nettement plus chaude qu'un été considéré comme très chaud autour de 1900. Un été très chaud à l'aune de 1900, dont la fréquence d'occurrence était une fois par siècle, devient beaucoup plus fréquent, tandis que la fréquence des étés froids diminue. Avec l'augmentation de la température moyenne, un été moyen serait plus chaud en 2050 que les étés les plus chauds en 1900. En poursuivant la tendance, un été aussi « chaud » que 2003 deviendrait un été « frais ».

Pour estimer comment évoluera le climat au cours du XXI^e siècle et au-delà, il n'est pas possible de simplement extrapoler à partir des climats passés : on ne connaît pas d'analogie dont les caractéristiques astronomiques et environnementales soient suffisamment proches de l'actuel. Il est donc nécessaire de faire appel à la modélisation.

Comme on l'a vu, la modélisation du climat est imparfaite : la machine climatique est complexe, les phénomènes en jeu sont souvent encore mal connus et difficiles à modéliser de façon réaliste. Même si la recherche avance et que des progrès sont faits chaque année, l'inévitable limitation des ressources de calcul oblige à des approches simplificatrices, qui ne prennent pas en compte la finesse de certains phénomènes. Chaque modèle cherche à apporter ses propres solutions à ces divers écueils. Il en résulte des disparités de résultats que les climatologues investiguent dans de grands programmes internationaux d'inter-comparaison.

Un certain nombre de résultats sont robustes et se retrouvent avec tous les modèles. Ainsi, il

est certain que le réchauffement sera maximal aux hautes latitudes, comme on l'observe déjà dans l'Arctique, avec pour conséquence vraisemblable le dégel massif du pergélisol et le dégazage du méthane

Sol gelé en permanence.

qu'il séquestre. Au niveau pluviométrique, le Bassin méditerranéen est globalement menacé d'une aridification accrue.

Mais l'ampleur des phénomènes et leur répartition géographique dépendront beaucoup de la façon dont l'humanité gèrera l'accumulation des gaz à effet de serre. Les simulations des climats du futur font donc nécessairement appel à des scénarios de développement socio-économiques de la société et de ses émissions de ces gaz.

Les impacts environnementaux des changements climatiques à venir donnent lieu à des prédictions souvent pessimistes. Toutefois, faute d'une connaissance suffisante des rétroactions du système, il est difficile aujourd'hui de prédire l'importance et la fréquence des événements effectivement susceptibles de se produire.

La prise de conscience des conséquences possibles des perturbations que l'homme apporte à l'environnement global a suscité un énorme effort de recherche au cours des dernières décennies. Elle a considérablement fait progresser notre connaissance et nos capacités à modéliser le climat, en particulier grâce à l'étude des climats du passé. Mais notre compréhension des mécanismes d'évolution ou de stabilisation du climat, qui ont modelé son histoire, est encore très partielle et doit être approfondie pour permettre une prévision fiable de ses évolutions et particulièrement de ses extrêmes, dont l'impact sociétal peut être majeur.

Un réchauffement maximum pourrait provoquer un dégel massif.



L'ACTION INTERNATIONALE ET LE 5^e RAPPORT DU GIEC

L'évolution du climat et de l'environnement global a suscité l'organisation d'importantes actions.

À la demande du G7 et sous l'égide des Nations unies, un groupe de scientifiques internationaux, le Giec, a été mis en place en 1998. Ce groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (en anglais IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change) synthétise les travaux et recherches réalisés à travers le monde sur ce sujet et édite tous les 5 ou 6 ans un rapport sur l'état des connaissances en matière d'évolution du climat.

Au Sommet de la Terre de Rio de Janeiro (juin 1992) a été signée la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques, qui adopta l'objectif d'une stabilisation des émissions de gaz à effet de serre.

À la Conférence de Kyoto (décembre 1997) a été signé le protocole de

réduction globale des émissions de ces gaz, de 5,2 % en moyenne en 2012 par rapport à 1990, pour les pays de l'OCDE et les pays de l'Europe de l'Est (dont la Russie). L'objectif de réduction pour l'Union européenne est de 8 %.

La conférence de Bali (2007) a engagé des actions d'adaptation au changement climatique. Cette même année, le prix Nobel de la paix a été décerné conjointement à Al Gore et au Giec pour leur action en faveur de la prise de conscience des risques liés à l'évolution du climat.

En Europe, les 27 ont adopté en 2008 l'ambitieux « Paquet Énergie-climat » qui fixe, d'ici à 2020 : 20 % de gain en efficacité énergétique, 20 % de réduction de leurs émissions de gaz à effet de serre par rapport à 1990, 20 % d'énergies renouvelables dans la consommation énergétique totale de l'Union européenne.

En 2009, la conférence de Copenhague visait à réduire de moitié les émissions de gaz à effet de serre en 2050 par rapport à celles de 1990, pour ne pas dépasser une augmentation moyenne de 2 °C en 2100 par rapport à l'ère pré-industrielle.

À Stockholm, en Suède, le 27 septembre 2013, les membres du Giec ont adopté le premier volet de leur 5^e rapport, consacré aux « éléments physiques du climat ». Sa rédaction a impliqué des scientifiques auteurs du monde entier, parmi lesquels 17 français dont 8 chercheurs du Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE Institut Pierre Simon Laplace - CEA/CNRS/UVSQ). Une étude qui confirme et précise l'ampleur du changement climatique provoqué par l'accumulation des gaz à effet de serre.

www.ipcc.ch

LA COLLECTION

- 1 → L'atome
- 2 → La radioactivité
- 3 → L'homme et les rayonnements
- 4 → L'énergie
- 5 → L'énergie nucléaire : fusion et fission
- 6 → Le fonctionnement d'un réacteur nucléaire
- 7 → Le cycle du combustible nucléaire
- 8 → La microélectronique
- 9 → Le laser
- 10 → L'imagerie médicale
- 11 → L'astrophysique nucléaire
- 12 → L'hydrogène
- 13 → Le soleil
- 14 → Les déchets radioactifs
- 15 → Le climat
- 16 → La simulation numérique
- 17 → Les séismes
- 18 → Le nanomonde
- 19 → Énergies du XXI^e siècle
- 20 → La chimie pour l'énergie



DE LA RECHERCHE À L'INDUSTRIE



© Commissariat à l'énergie atomique
et aux énergies alternatives, 2013

Direction de la communication
Bâtiment Siège
91191 Gif sur Yvette cedex

www.cea.fr

ISSN 1637-5408.

