

- 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

DE LA RECHERCHE
À L'INDUSTRIE

15 > Le climat



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

Le climat

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

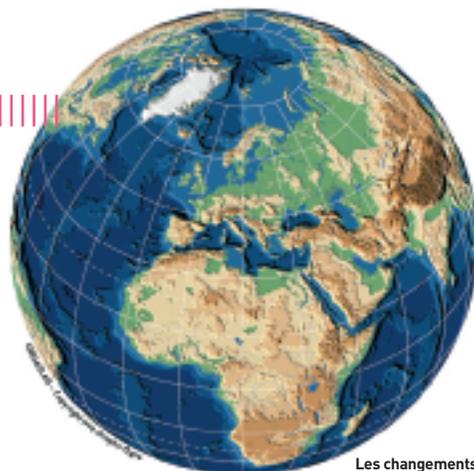
PRÉVOIR LE CLIMAT : MODÉLISATION 15

Prévisions au long cours 16

Questions de hiérarchie 17

L'EFFET DE SERRE 19

Énergie solaire... 20



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

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* 32

SUIVRE 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.”

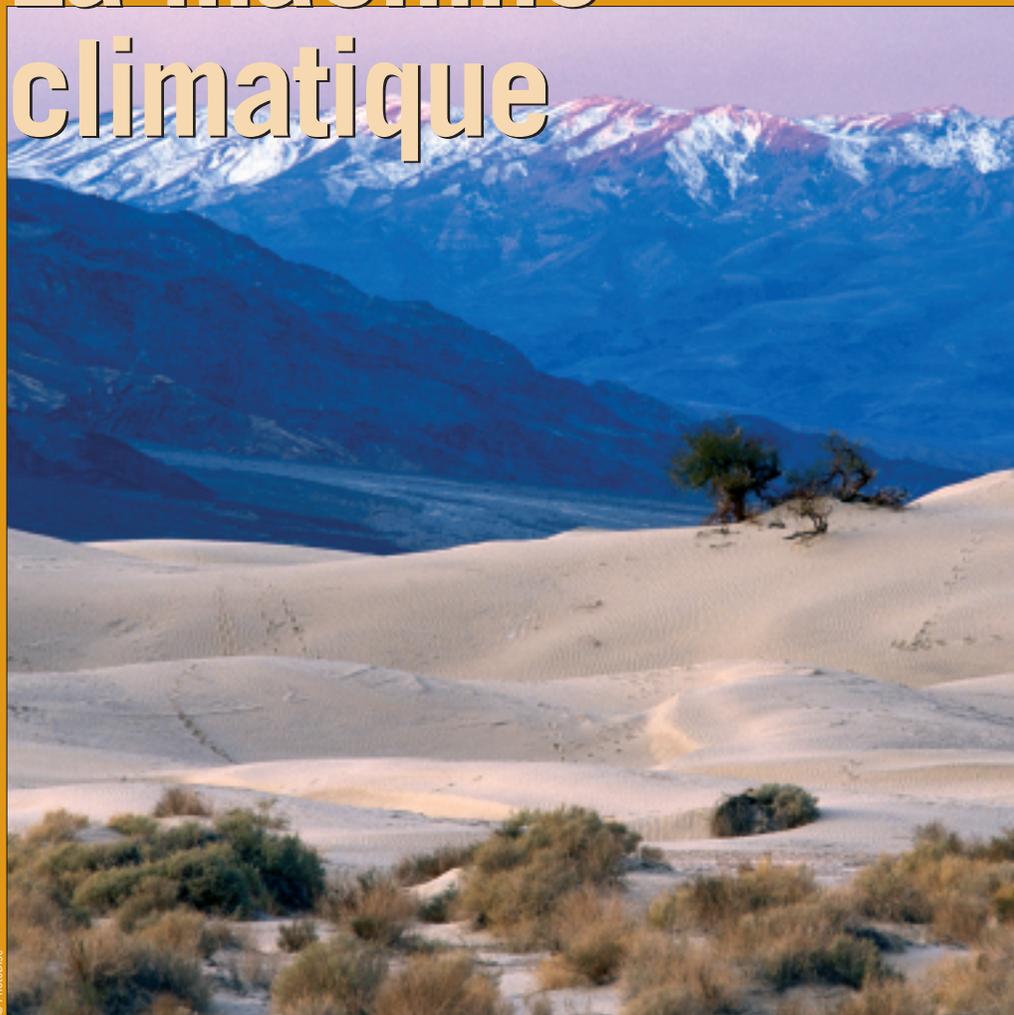
climat et météo

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 précis. 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 qu'on apprend 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. C'est dans ce deuxième sens qu'il faut prendre le mot climat 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 LEUR INTERACTION.

La machine climatique

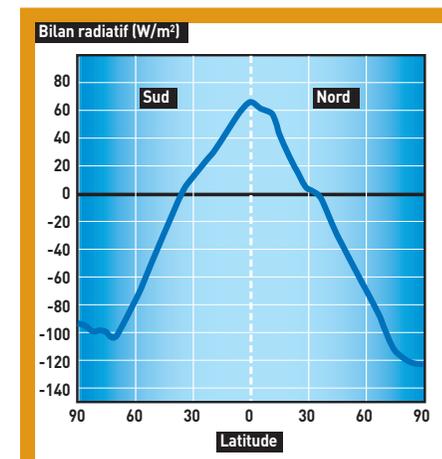


LA TERRE ET LE SOLEIL

La Terre est une boule solide en rotation, entourée de gaz, recouverte d'eau sur 70 % de sa surface, les 30 % émergeant au-dessus des eaux étant très inégalement répartis sur la surface du globe, avec un relief varié. Cet ensemble reçoit son énergie du Soleil, en moyenne 1368 W/m^2 au sommet de l'atmosphère perpendiculairement aux rayons lumineux. En moyenne, compte tenu du fait que la Terre est une sphère (dont le Soleil n'éclaire qu'une moitié à la fois), l'énergie 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 spectre de longueurs d'onde provenant du Soleil est compris principalement 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 quantité d'énergie (solaire) reçue est égale à la quantité d'énergie 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 qui se produit. La surface de la Terre est



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).

donc en tout lieu en déséquilibre radiatif. En l'absence de transports de chaleur, 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 de chaleur 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, la biologie. Il repose sur des phénomènes variés au sein des enveloppes superficielles de la Terre :

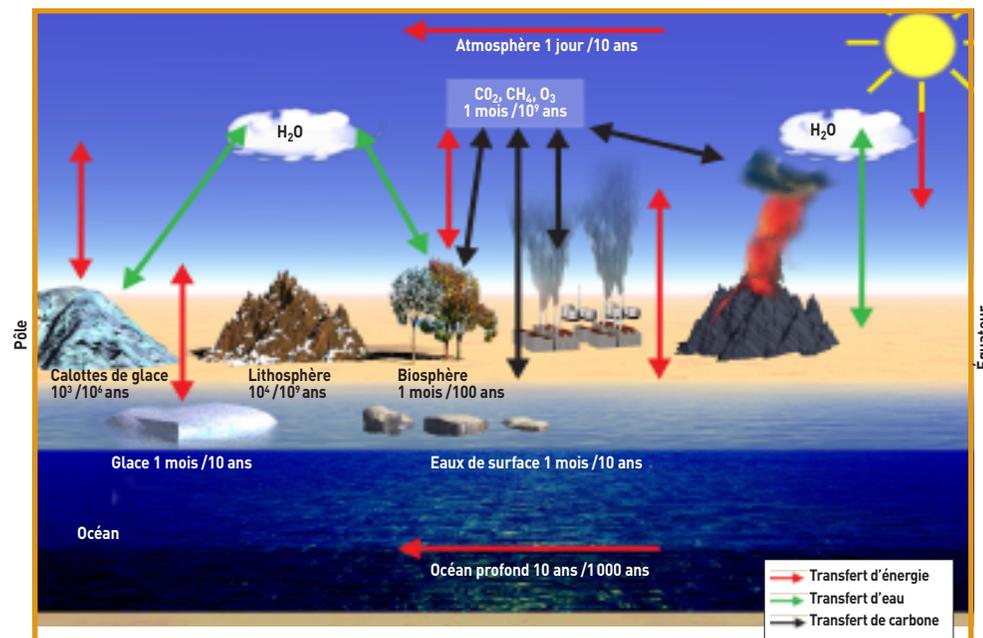
- la dynamique des deux fluides que sont l'atmosphère et l'eau des océans (hydrosphère) ;
- les processus physico-chimiques des composés qu'ils renferment, et leurs interactions avec la biosphère (végétation continentale, micro-organismes des eaux de surface océanique) en particulier, mais pas uniquement, pour 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'équilibrage isostatique des continents.

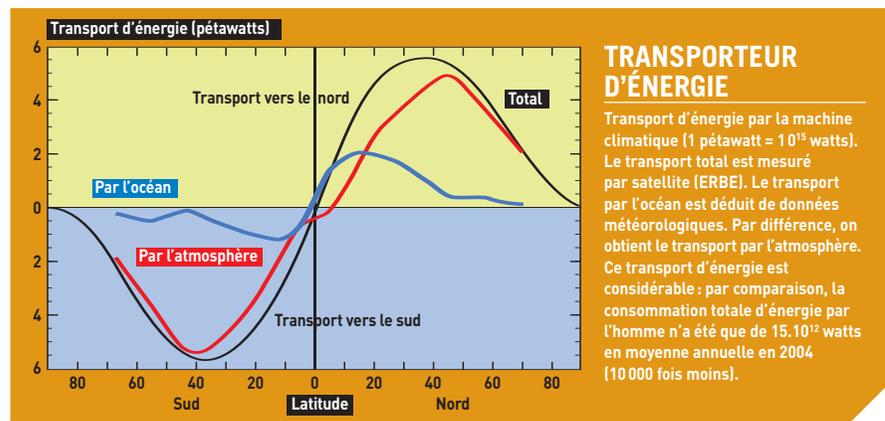
l'équilibrage isostatique

À cette hétérogénéité temporelle s'ajoute une grande hétérogénéité spatiale : les particules des aérosols ont des dimensions submicroniques, les gouttes d'eau



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 (voir « L'effet de serre », pp. 19-24), 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.



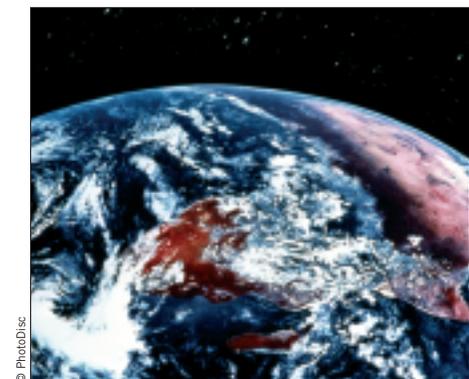
TRANSPORTEUR D'ÉNERGIE

Transport d'énergie par la machine climatique (1 pétawatt = 10¹⁵ watts). Le transport total est mesuré par satellite (ERBE). Le transport par l'océan est déduit de données météorologiques. Par différence, on obtient le transport par l'atmosphère. Ce transport d'énergie est considérable : par comparaison, la consommation totale d'énergie par l'homme n'a été que de 15.10¹² watts en moyenne annuelle en 2004 (10.000 fois moins).

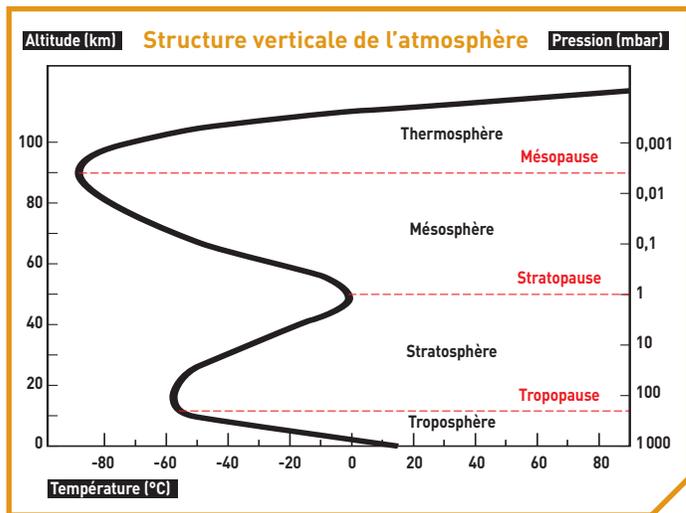
ou les cristaux de glace des nuages ont des dimensions micrométriques, qui conditionnent leur action dans le transfert radiatif ; la couche de mélange à la surface des océans a une centaine de mètres d'épaisseur ; les calottes de glace couvrent des millions de kilomètres carrés sur des kilomètres de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

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



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



du **bilan radiatif**, en situation normale par l'absorption des UV par l'**ozone**, mais aussi en présence d'aérosols de sulfates (injectés dans la stratosphère lors d'éruptions volcaniques majeures). Ces aérosols jouent un rôle de parasol, renvoyant vers l'espace une partie de la lumière solaire. La stratosphère est stratifiée en température, d'où son nom. La troposphère est marquée par une forte variation verticale de températures, due au fait que l'essentiel de la chaleur qui l'alimente provient de la surface terrestre, qui la lui transmet :

- soit directement par conduction et turbulence – on parle de chaleur sensible ;
- soit sous forme de rayonnement infrarouge dont certains constituants de la troposphère vont absorber une grande partie ;
- soit sous forme de chaleur latente par évaporation de l'eau de surface. La chaleur sera restituée lors de la condensation de la vapeur.

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 équatorial l'énergie nécessaire pour se soulever par **convection humide** jusqu'à la tro-

popause à 15 km d'altitude, générant des **précipitations** 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

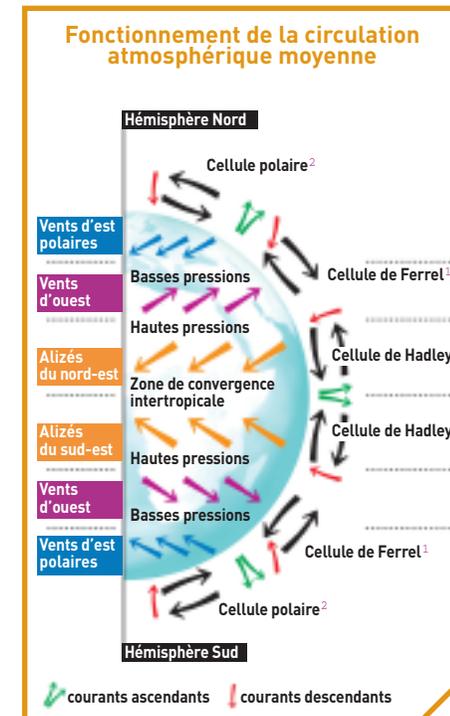
Mouvement vertical de l'air dû à une inhomogénéité de température et donc de densité.

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

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 se tiennent debout deux enfants. L'un d'eux doit lancer un ballon à son amie. En raison de la rotation du plateau, son amie 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)

explique la présence des grands déserts dans les deux hémisphères. Les alizés sont déviés vers l'ouest par la « force de Coriolis » (voir encadré ci-dessus), 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 ci-contre) : 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 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.

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 l'une et l'autre. 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.

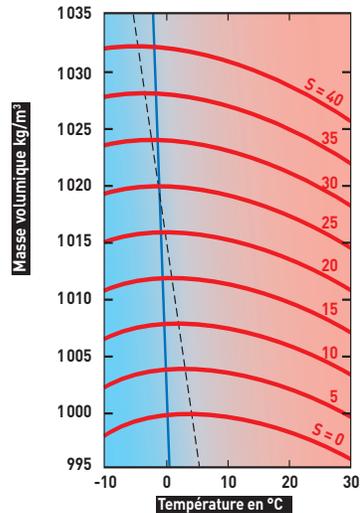
La salinité et la température de l'eau étant variables d'une masse d'eau à l'autre, il en

résulte des différences de densité entre ces masses. Ces différences sont la cause d'une autre circulation, profonde, appelée **circulation thermohaline** : dans la mer de Norvège, mais aussi autour de l'Antarctique, les eaux deviennent très froides. Une partie de l'eau gèle (vers $-1,8^{\circ}\text{C}$) pour donner la glace de mer (banquise), et, ce faisant, expulse son sel, qui augmente la salinité de l'eau liquide.

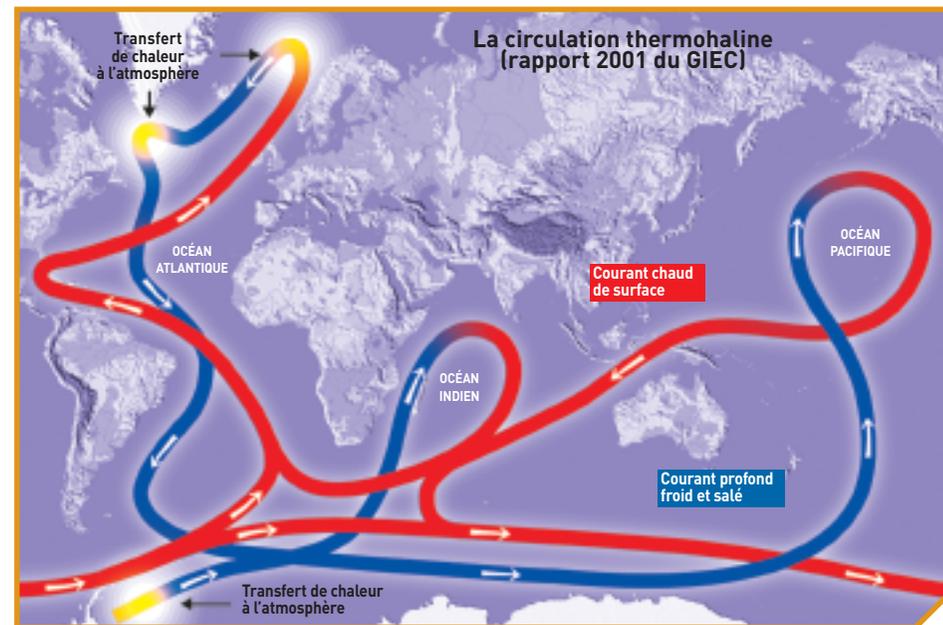
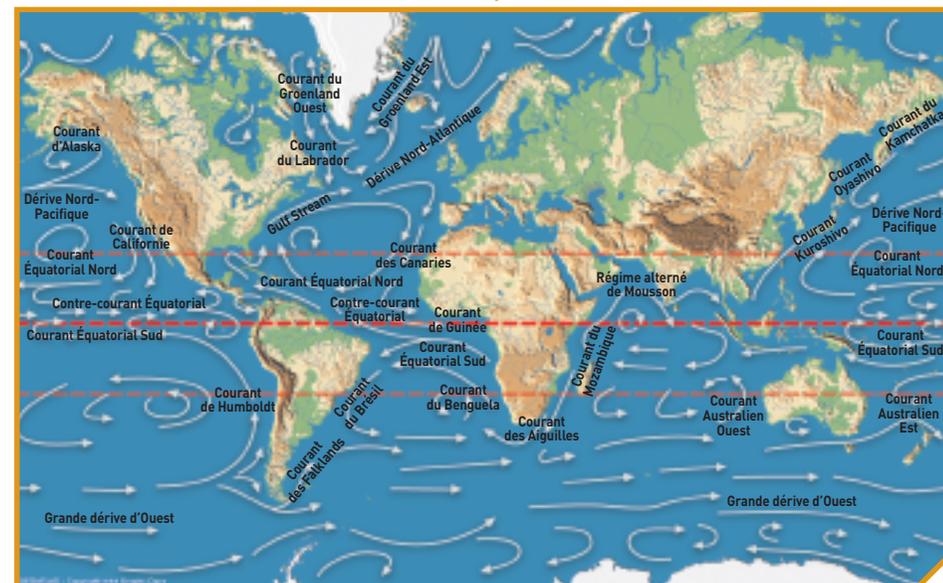
A cause de son origine : température et salinité (thermohalin vient du grec *thermos* = chaud et *halos* = sel).

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.



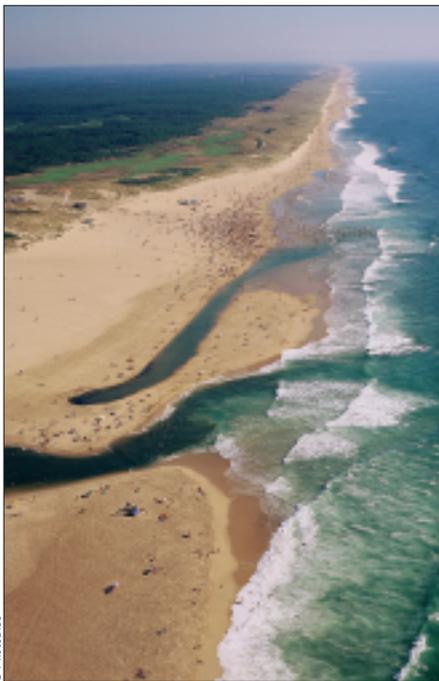
Courants océaniques de surface



“Les vents sont responsables des courants océaniques de surface.”

Il en résulte une eau très salée et très froide, donc très dense, qui va plonger vers le fond de l’océan.

Cette eau va ensuite parcourir un grand périple au fond de l’ensemble de l’océan mondial. À la faveur des remontées d’eau froide profonde, produites par la diffusion vers les masses plus



Les grands courants qui entraînent l’eau océanique mettent en jeu une énergie cinétique considérable, principalement concentrée en surface.

chaudes ou causées par le vent sur certains bords de côtes ou dans la zone équatoriale, ces eaux vont remonter vers la surface où elles se réchaufferont. 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 INTERACTIONS Océan-Atmosphère

L’atmosphère et l’océan transportent approximativement la même quantité d’énergie. Selon les estimations du schéma en 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 mouvements 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 de chaleur 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, qui se regrouperont en aérosols et joueront un rôle fondamental dans la condensation de la vapeur d’eau en nuages.

Par sa grande capacité calorifique 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 BIOSPHERE CONTINENTALE

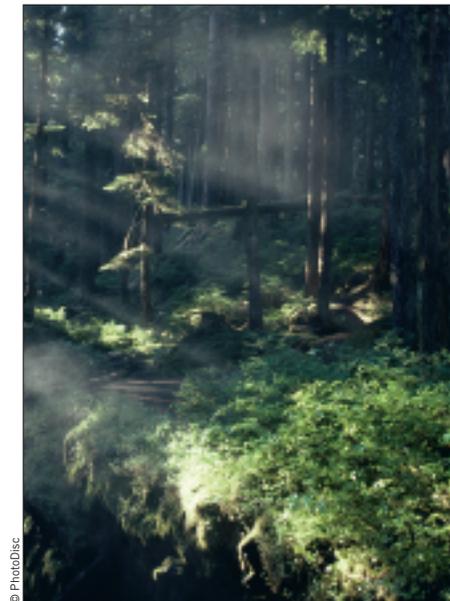
La végétation est à plusieurs titres un acteur de la machine climatique.

Elle a d’abord un rôle radiatif : 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 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

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



© PhotoDisc

(photosynthèse) et un émetteur de dioxyde de carbone par respiration en période de repos végétatif. Actuellement, l’absorption de CO₂ l’emporte largement sur l’émission : la végétation constitue ce que les spécialistes appellent un **puits de carbone**. Sous l’effet du réchauffement climatique, son rôle de puits pourrait être contrebalancé par la décomposition de la litière.

Les substances sont émises dans le milieu ambiant par des sources et éliminées dans des puits.

En outre, sa capacité à absorber le CO₂ diminue dans des conditions climatiques chaudes et sèches, comme la canicule de 2003 en Europe. La végétation pourrait donc devenir, au moins localement, une source de CO₂.

Enfin, la végétation joue également un rôle dans le cycle de l’azote, dont les oxydes sont



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

© PhotoDisc

des gaz à effet de serre ou leurs précurseurs et dans l'émission de divers composés réactifs et gaz à effet de serre.

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 **un très bon réflecteur qui renvoie le rayonnement vers l'espace.**

Qui atteint sa surface.

En outre, la cristallisation de l'eau de mer s'accompagne de l'éjection 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 de grandes quantités de méthane, un gaz à effet de serre puissant.

Sol gelé en permanence, qui occupe une part appréciable de la surface continentale de l'hémisphère Nord, particulièrement autour de 70°N.

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.

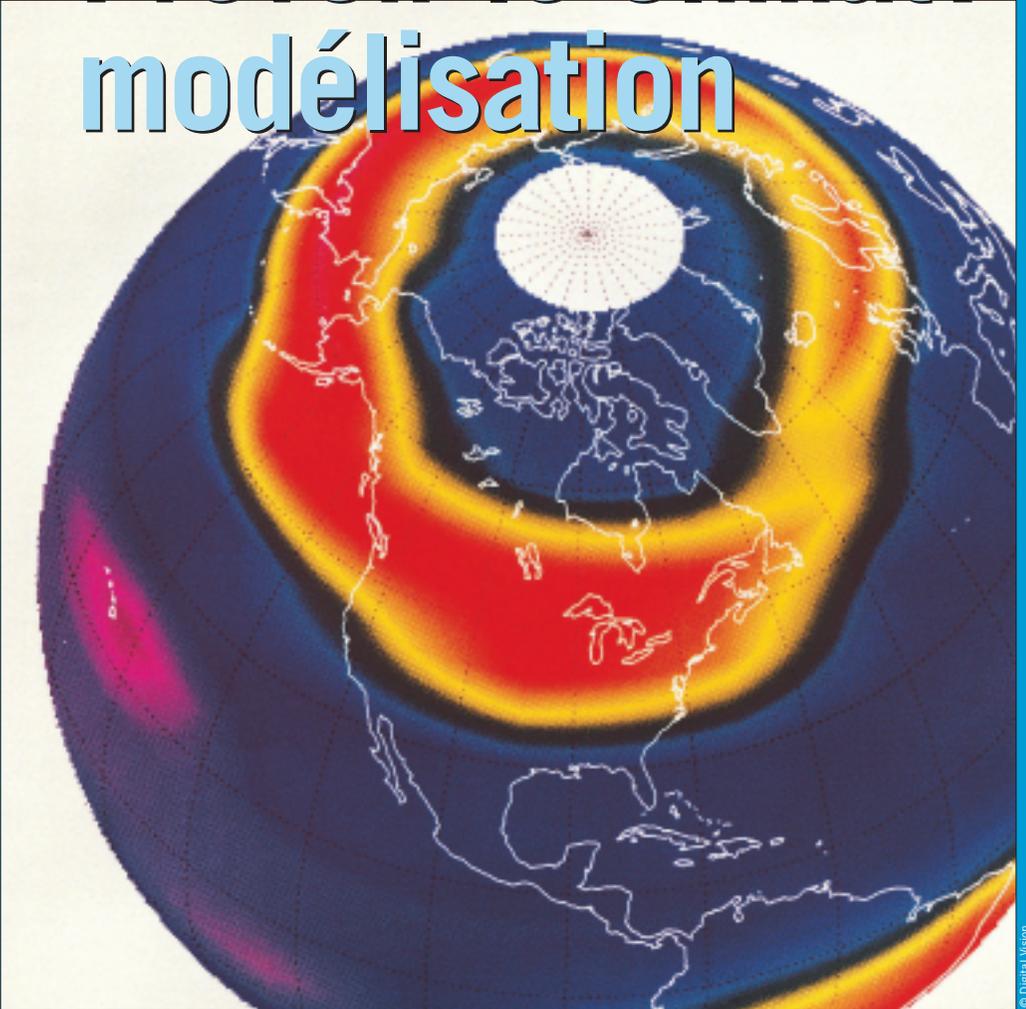
LE RÔLE DE LA LITHOSPHERE

Les constantes de temps de la lithosphère sont telles que ses variations n'ont pas d'effets importants sur le climat à nos échelles de temps. 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 **dégradation de grands manteaux 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 (il y a 600 à 700 millions d'années, au néoproterozoïque) où elle était complètement englacée, sur son unique continent de l'époque, la Rhodinia, mais aussi vraisemblablement sur tout l'océan.

Pouvoir réflecteur.

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: modélisation



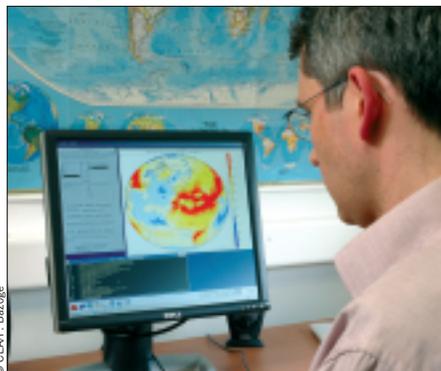
© Digital Vision

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

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 pouvant 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 et 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 une durée de temps assez courte peuvent travailler sur un grand nombre de points d'espace avec des



© CEANP-Bazoge

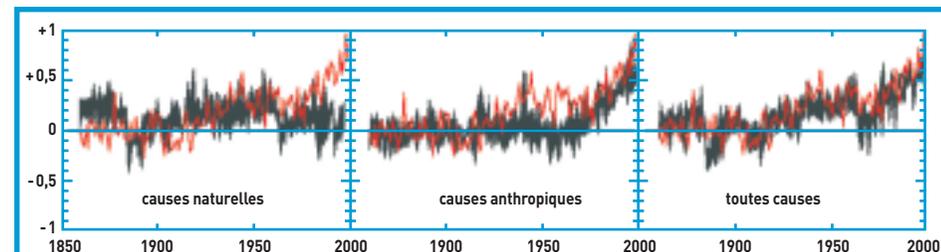
Il existe de grandes différences entre les modèles météorologiques et les modèles de climat.

pas de temps courts. À l'inverse, les modèles de climat doivent inclure tous les phénomènes et calculer sur des périodes

longues ; ainsi, même avec les configurations informatiques les plus puissantes (*Earth simulator* au Japon), ils sont contraints de calculer avec des pas de temps plus longs et des résolutions dégradées (typiquement 100 km) par rapport aux modèles météorologiques.

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

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



QUELLES CAUSES, QUELLES TEMPÉRATURES ?

L'évolution des températures enregistrées depuis le milieu du XIX^e siècle apparaît en rouge. Les modèles sont incapables de reproduire la variation observée en ne considérant que les causes naturelles : volcanisme, activité

solaire (à gauche) ou que les causes dues à l'activité de l'homme : gaz à effet de serre, aérosols, usages des sols (au milieu). En revanche, ils reproduisent assez bien ces observations en tenant compte à la fois des causes naturelles et de l'action de l'homme (à droite).

Ceci est une bonne indication que nous comprenons la machine climatique mais aussi que l'homme est réellement en train de dérégler le climat.

(Figure extraite du rapport GIEC 2001, voir encadré « L'action politique internationale », p. 39).



© PhotoDisc

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

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.

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 :

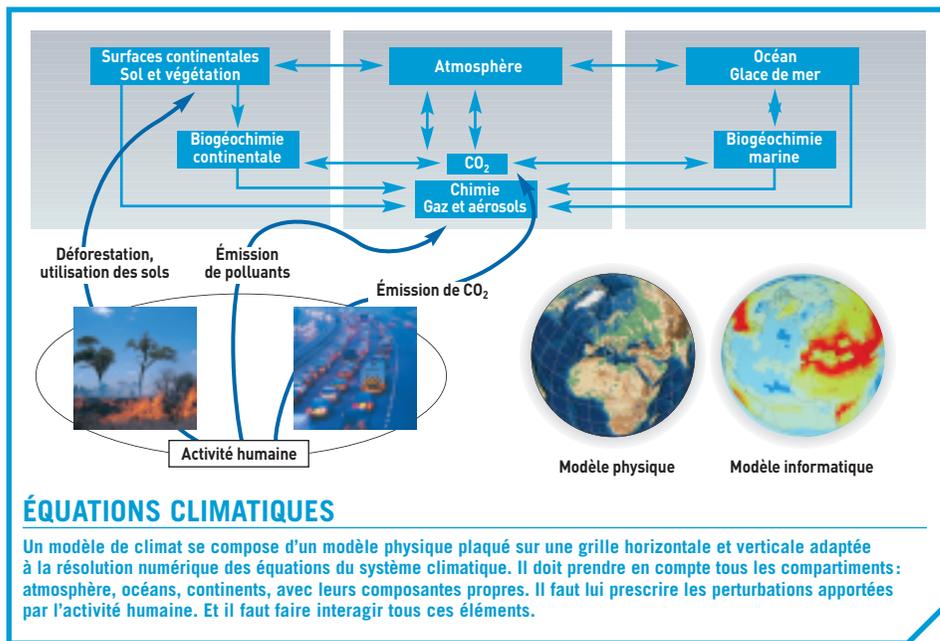
- ils servent d'abord à tester les hypothèses sur

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. On comprend aisément qu'un modèle complexe à temps de

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

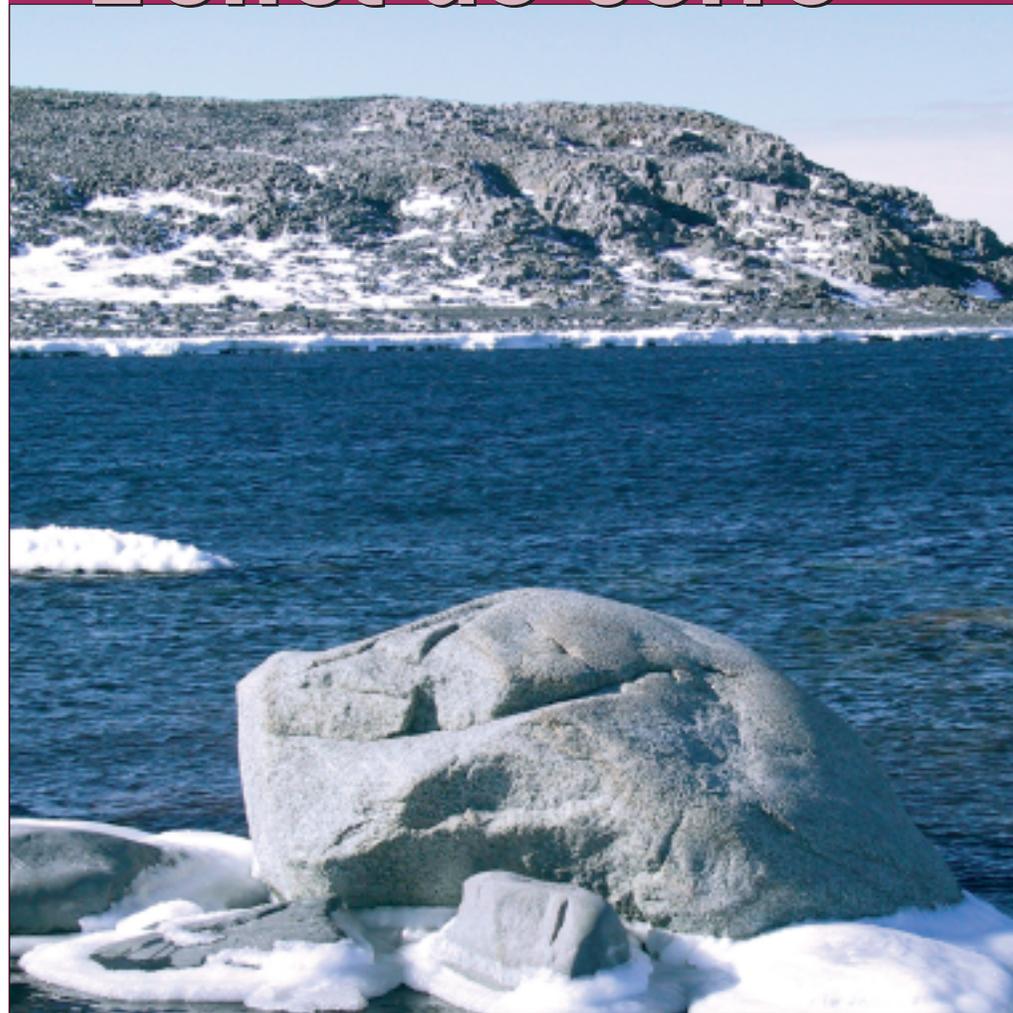
calcul très long ne pourra pas servir pour ce type d'étude. Il faudra faire appel à des modèles simplifiés, mais adaptés à la détermination de l'impact de processus particuliers sur le climat.

- 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



1824 Années 1860

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

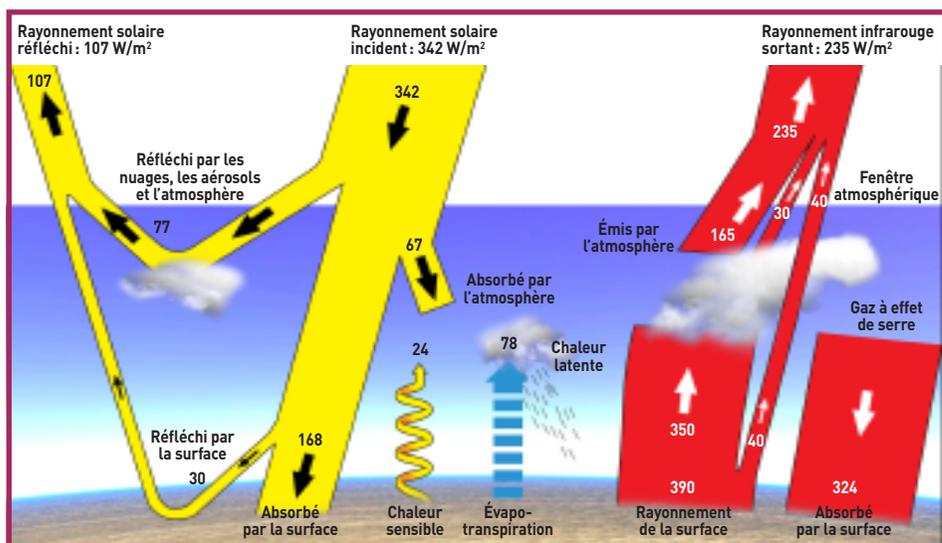
Le physicien irlandais John Tyndall attribue l'effet de serre à la vapeur d'eau et au dioxyde de carbone.

L'effet de serre en quelques dates... L'effet de serre en quelques dates... L'effet de serre en

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 perdue (émise vers l'espace). L'énergie provient du Soleil : actuellement, 1368 W/m^2 atteignent le « sommet

de l'atmosphère », ce qui correspond en moyenne globale à 342 W/m^2 au sol. Compte tenu de l'albédo moyen de la Terre (30 % environ), on peut calculer que, en l'absence d'autre phénomène, ce sont donc 239 W/m^2 qui seraient absorbés par la Terre. La Terre se comporte comme un corps noir,



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 chaleur 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.

(Source : rapport 2001 du GIEC).

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.

qui rayonne de l'énergie sous forme électromagnétique avec une intensité variant très fortement avec la température (loi de Stefan-Boltzmann). Pour rayonner 239 W/m^2 , la surface de la Terre devrait avoir une température moyenne globale de $-18 \text{ }^\circ\text{C}$, peu propice au développement de la vie telle que nous la connaissons.

La température réelle à la surface est de $+15 \text{ }^\circ\text{C}$, ce qui apporte la preuve expérimentale de l'existence d'un effet de serre naturel. À $15 \text{ }^\circ\text{C}$ (288 K), la Terre émet un rayonnement infrarouge dont le maximum d'intensité se situe à une longueur d'onde de $10 \text{ } \mu\text{m}$. 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 absorbent le rayonnement. 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. L'atmosphère, réchauffée par ce rayonnement absorbé, 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 fait donner le nom de gaz à effet de serre aux gaz atmosphériques qui absorbent le rayonnement infrarouge tellurique.

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 (0 à 25 km). En bleu italique, les gaz à effet de serre

GAZ	FORMULE CHIMIQUE	ABONDANCE (en volume)
Azote	N_2	78,08 %
Oxygène	O_2	20,95 %
Vapeur d'eau	H_2O	0 à 4 %
Argon	Ar	0,93 %
Dioxyde de carbone	CO_2	0,0370 %
Néon	Ne	0,0018 %
Hélium	He	0,0005 %
Méthane	CH_4	0,00017 %
Hydrogène	H_2	0,00005 %
Oxyde nitreux	N_2O	0,00003 %
Ozone	O_3	0,000004 %

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. Il est maintenant usuel de voir des serres en plastique transparent aux infrarouges.

“En un siècle et demi, l'homme a réinjecté dans l'atmosphère 300 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 (CO₂, CH₄, N₂O, O₃) au premier rang desquels le dioxyde de carbone. Bien que présent en très faible quantité, l'ozone est un gaz à effet de serre très actif qui contribue à 8 % de l'effet de serre global.

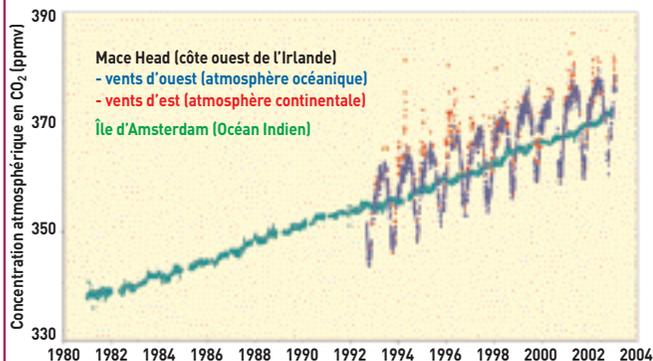
Depuis le début de l'ère industrielle, l'homme a réinjecté dans l'atmosphère, sous forme de CO₂, 300 milliards de tonnes de carbone que la nature avait mis des millions d'années à enfouir dans le sous-sol sous forme de charbon, de pétrole et de gaz. Si la moitié de ce dioxyde de carbone a été reprise par la végétation, les sols et les océans, 150 milliards de tonnes restent dans l'atmosphère, où la concentration de

carbone a augmenté de 30 % depuis 1800, passant de 280 à 370 ppm (parties par million). Plus de 50 % de l'effet de serre additionnel dû aux activités humaines provient du CO₂. Les autres contributeurs sont le **méthane**, l'oxyde nitreux, l'ozone troposphérique, les halogénures de carbone (CFC ou leurs substituts actuels)...

L'effet 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'en être éliminés soit par réaction chimique, soit par absorption par un autre compartiment de l'environnement. L'ozone troposphérique qui disparaît par réactions chimiques a un temps de résidence très variable

Produit de décomposition anaérobie de la cellulose, en particulier dans les rizières ou dans les panses des ruminants.

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 (produits par l'homme).

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 (sulfure de diméthyle) émis par le plancton. Pour l'autre, ils proviennent des continents : poussières terrigènes soulevées

Poussières d'origine minérale, arrachées aux sols. 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.



© PhotoDisc

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 peu longtemps, leur

durée est inférieure à la semaine. Ils peuvent être transportés jusqu'à des milliers de km. Ils tombent sur Terre par gravité ou par lessivage de l'atmosphère par la pluie. Leur répartition géographique est très disparate ; leur effet sera donc essentiellement local.



© PhotoDisc

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 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.

Pouvoir réflecteur. Ils agissent directement comme un parasol sur le rayonnement solaire qu'ils peuvent

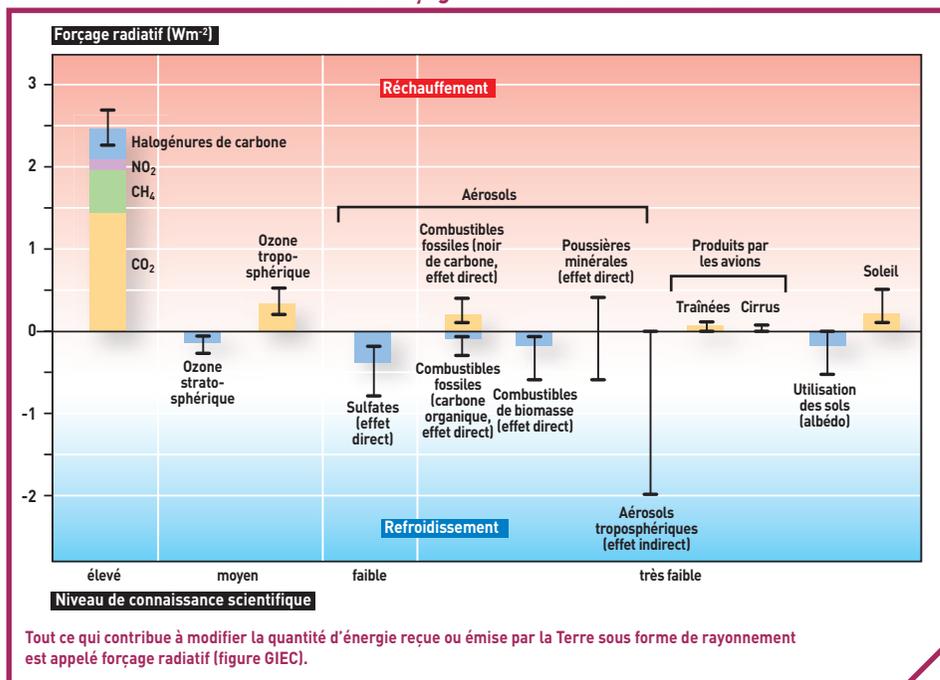
absorber ou réfléchir. Ainsi, les aérosols stratosphériques provenant de l'éruption du Pinatubo ont causé une baisse de la température du globe de 1/2 degré pendant les deux années qui ont suivi l'éruption. Mais certains aérosols contribuent à l'effet de serre en absorbant le rayonnement infrarouge tellurique.



© 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 (albédo) 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.

Modifications du forçage radiatif entre 1750 et 2000



en fonction des conditions atmosphériques. Celui-ci ne dépasse pas quelques semaines. Le méthane a un temps de résidence de dix ans; le dioxyde de carbone d'une centaine d'années; l'oxyde nitreux et les CFC ont des temps de résidence également de l'ordre du siècle. 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 CHAUDES ET FROIDES. RESTE À DÉTERMINER LES RAISONS ET LES IMPACTS DE CES ÉVOLUTIONS.

L'étude des climats du passé



© CEAM/PEV

“En comparant les dates des vendanges passées, on s'aperçoit 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. Pour le climatologue, 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.



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

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, le climatologue doit 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 cherchés 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 ;
- dans les concrétions (stalagmites) lentement déposées dans les cavernes ;



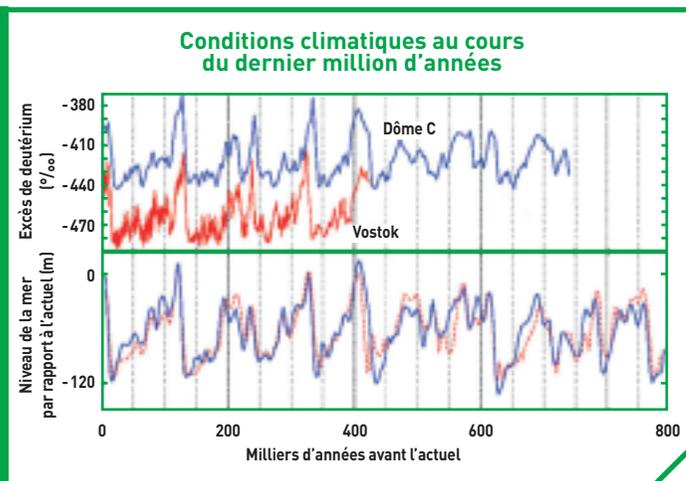
UNE CAROTTE POUR LE CLIMAT

Dans la cave du château, sur le domaine du CNRS à Gif-sur-Yvette, sont stockés des milliers de carottes de sédiments marins. Les climatologues vont prélever des échantillons de ces carottes à différentes profondeurs dans le sédiment (dans la photo en bas à gauche, la carotte est placée dans un conteneur gradué en profondeur de sédiment). La composition isotopique des squelettes de foraminifères qui s'y trouvent renseigne sur le climat qui régnait du vivant du foraminifère mesuré.

- 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 pendant 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 débris (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.

Les courbes du haut représentent le thermomètre isotopique (voir encadré, page ci-contre) donnant les températures mesurées grâce aux carottes de glace de Vostok (en rouge) et de dôme C (en bleu). 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.

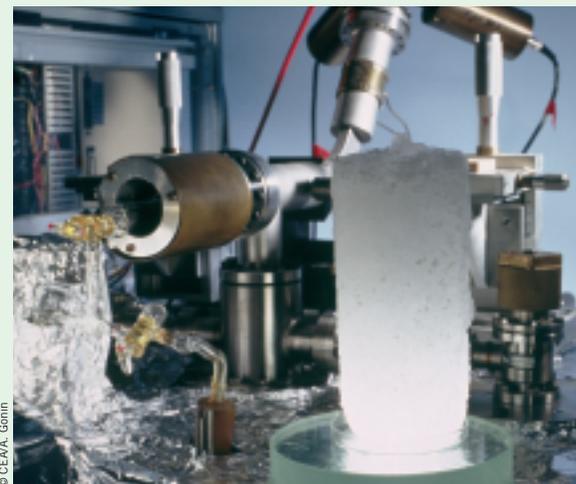


ENTRE CHAUD ET FROID

Grâce aux forages profonds dans le Groenland et l'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 chacune de ces périodes, chaude et froide, n'est pas 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

LES ISOTOPES, INDICATEURS CLIMATIQUES



© CEA/A. Gonnin

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

La molécule d'eau est formée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène H_2O . 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. Appauvrie en isotopes lourds par son évaporation dans les régions tropicales, la vapeur d'eau va s'appauvrir 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 . Ce ^{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 m plus bas qu'actuellement lors des grandes glaciations, ce qui a permis à nos ancêtres de pénétrer dans la grotte Cosquer, dont l'entrée est actuellement 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.



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

© alg-images



© CEA

VIE ET MORT DES FORAMINIFÈRES

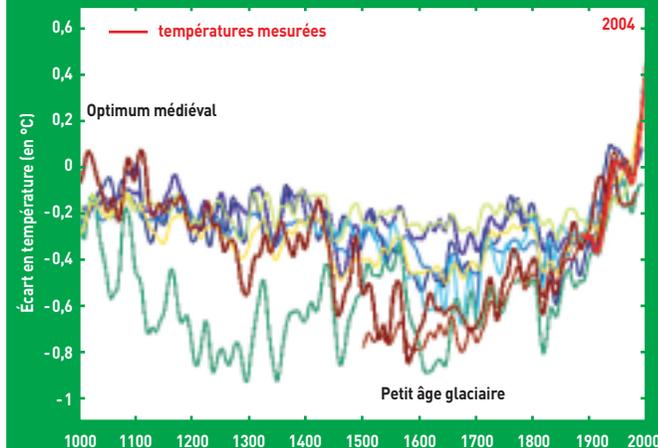
Des foraminifères vivent et meurent dans les eaux océaniques. On retrouve leurs coquilles dans les sédiments au fond des océans. Lors des refroidissements brutaux, qui ont ponctué les phases de réchauffement, les conditions (température et salinité) font que les foraminifères disparaissent complètement. 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.

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 provoque ainsi un refroidissement notable de l'Europe de l'Ouest.

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

Évolution de la température moyenne de l'hémisphère Nord depuis l'an 1000



Les valeurs sont les écarts à la température moyenne de la période 1961-1990. La courbe en rouge est la valeur instrumentale mesurée avec des thermomètres depuis 1902. Les autres courbes sont des valeurs reconstituées par différents auteurs. Leur dispersion indique l'incertitude sur les reconstitutions. On distingue nettement la période de l'optimum médiéval et les températures plus basses du petit âge glaciaire. Mais le fait marquant est l'augmentation rapide et importante de la température depuis le début du xx^e siècle et particulièrement depuis 1970. (Figure tirée de l'encyclopédie Wikipedia).

LES ISOTOPES, POUR LA CHRONOLOGIE

Un problème majeur des climatologues est de corréler temporairement les signaux qu'ils mesurent à divers endroits du globe. Il est indispensable d'établir la chronologie des divers événements. La plupart des « horloges » utilisées font appel aux décroissances radioactives. L'une des plus connues est la mesure du carbone 14 (¹⁴C) (période radioactive: 5736 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 carbone 14. Après sa mort, les échanges avec le milieu ambiant cessent; le carbone 14 va se désintégrer, avec une période radioactive de 5736 ans. Le taux dans l'échantillon actuel permet donc de savoir depuis combien de temps il est mort, pourvu qu'on sache quel était le taux ambiant à l'époque de sa mort. 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 accumulée. Les chercheurs utilisent cette propriété pour la datation. Les grandes difficultés sont de trouver un phénomène suffisamment sensible pour les gammes de temps considérées et un échantillon pour lequel il soit significatif de définir un t₀. 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.



© CEA/P. Bazege

Pour la datation au carbone 14, les échantillons sont traités chimiquement pour en extraire le carbone qui sera purifié sous forme de CO₂. 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 (tandem) couplé à un spectromètre magnétique. Cette technique permet de traiter des échantillons infimes (mg de carbone). Des bancs de traitement permettent de préparer simultanément un grand nombre d'échantillons.

“El Niño peut provoquer de fortes pluies sur l'ouest de l'Amérique du Sud et une grande sécheresse en Indonésie.”

au Moyen-Âge, qui a, entre autres, permis la colonisation du 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 (les scènes d'hiver glacé ont inspiré beaucoup de peintres) 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. Mais nous sommes aussi entrés dans l'ère industrielle, et il faut faire la part entre ce qui est naturel et ce qui est dû à l'action de l'homme.

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

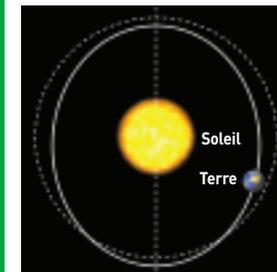
normale (en l'absence de *El Niño*), les alizés poussent les eaux de surface de l'Amérique vers l'Indonésie. Il en résulte à l'ouest du Pacifique une forte humidité sur l'Indonésie et un niveau de la mer plus haut qu'à l'est du Pacifique. À l'est, le long des côtes du Pérou, il y a remontée des eaux 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 donc la pêche, 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.

LA THÉORIE ASTRONOMIQUE DES GLACIATIONS

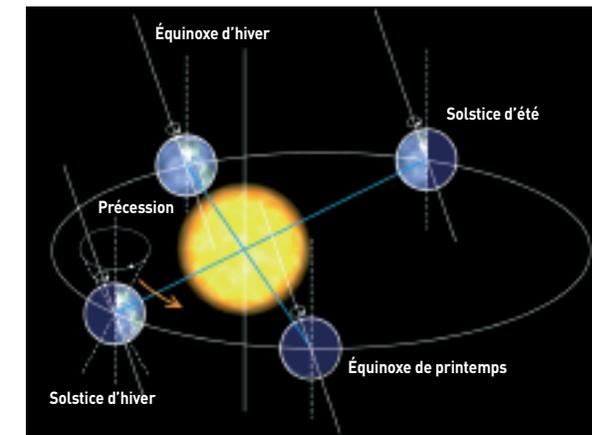
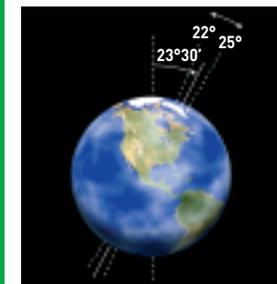
Dans l'hémisphère Nord, les continents prédominent par rapport à l'océan (le pôle est dans un océan). Dans l'hémisphère Sud, les continents n'occupent qu'une très faible surface (le pôle est au cœur d'un continent). Une glaciation débutera évidemment

sur les continents, dont l'inertie thermique est plus faible que celle de l'océan, et donc dans l'hémisphère Nord. Si les conditions de précipitations et d'ensoleillement sont telles que la neige tombée en hiver ne fond pas l'été, la neige pourra 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.



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.



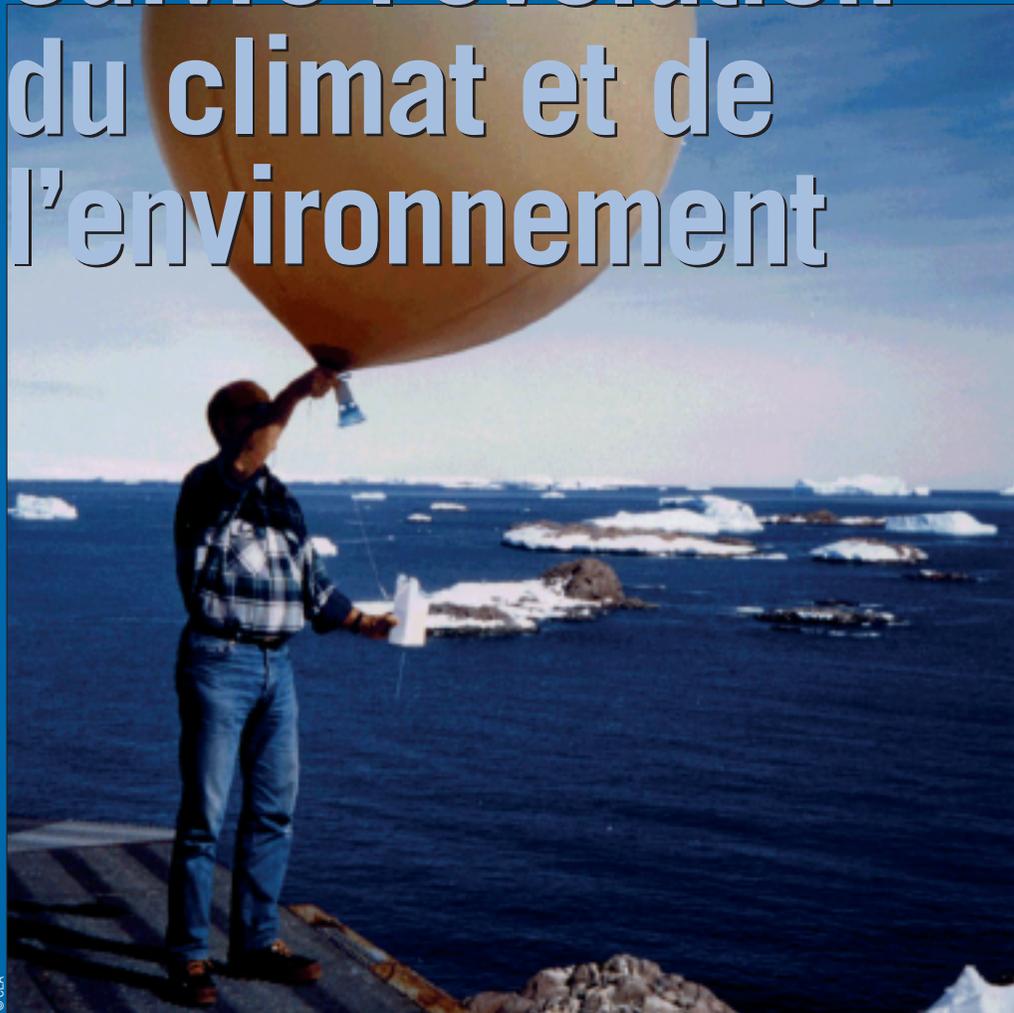
Trois types de modifications, pseudo-périodiques, affectent la position de la Terre par rapport au Soleil :
– l'excentricité de l'ellipse, qui varie avec deux pseudo-périodes de 100 000 et 413 000 ans,
– l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre sur le plan de l'écliptique qui varie entre 22 et 25° avec une période

– 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. L'axe perpendiculaire au plan de l'écliptique entraîne un décalage de la position des équinoxes et solstices sur l'ellipse.

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.

Suivre l'évolution du climat et de l'environnement



© CEA

“Un seul 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 y ait des instruments capables de résoudre le phénomène étudié. Les satellites météorologiques géostationnaires permettent ainsi à chacun 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

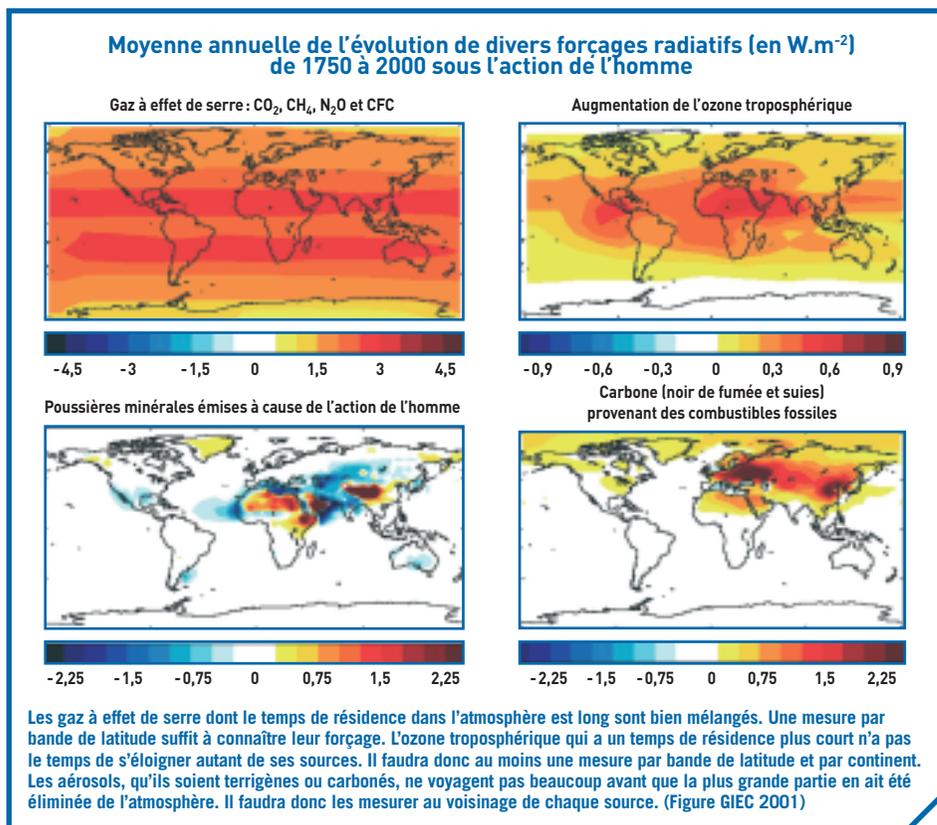
peuvent être mesurées par satellite, il se pose néanmoins le problème de la répartition verticale, qui ne peut être résolue que pour un nombre limité de paramètres. En outre, le satellite ne peut pas enregistrer un grand nombre de paramètres avec une grande résolution spatiale, sous peine de saturer 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



© PhotoDisc

Le satellite, un observatoire idéal pour un suivi quotidien à grande échelle spatiale et temporelle.



les stations météorologiques, les bouées automatiques, les stations d'analyse de la 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 gère quelque 10 000 stations à terre, 7 000 stations embarquées sur des navires et 800 bouées dérivantes en mer, plus de 800 stations de radiosondage et 14 satellites, dont 8 géostationnaires.

Pour une connaissance fine limitée géographiquement, des programmes de mesures récurrentes existent, qui utilisent éventuellement 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 INDOEX en 1999, d'étude des aérosols émis par



Mesures atmosphériques à bord d'un avion, pour une connaissance fine limitée géographiquement.



Des analyses au sol sont un complément indispensable aux mesures par satellites.

l'Inde, qui a vu mettre en œuvre simultanément des mesures au sol, des mesures en bateau, des mesures aéroportées et des mesures par satellite. Autre exemple de campagne dédiée au climat : AMMA, la campagne d'étude de la mousson africaine, dont la plupart des observations ont eu lieu en 2005.

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 inconnue 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 au cours du xx^e siècle :

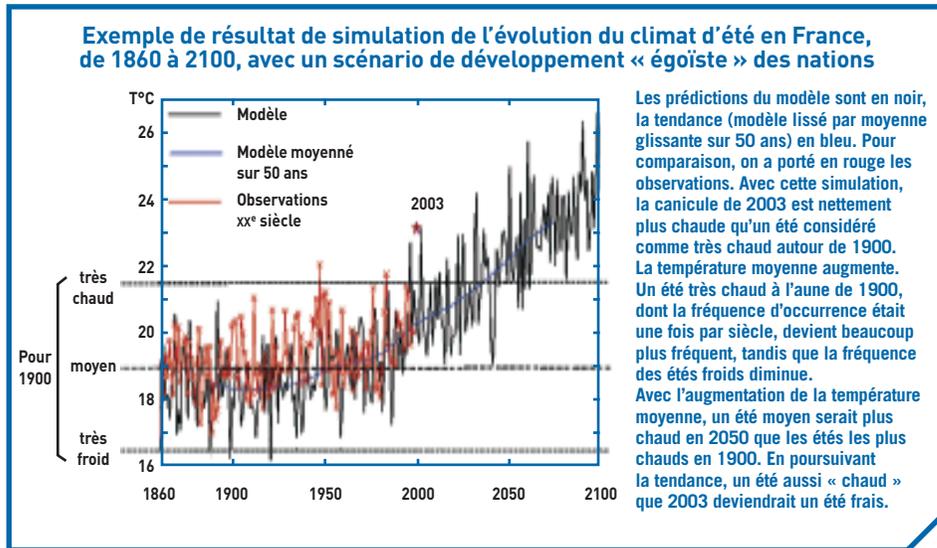
- la température moyenne a augmenté de $0,6\text{ }^\circ\text{C}$, cette augmentation étant plus forte la nuit que

le jour ; cette 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 12 cm ;
- la surface de la banquise de l'océan Arctique a diminué de 30 % ; son épaisseur a diminué de 40 % au cours des trente dernières années.

Compte tenu des quantités de gaz déjà injectées dans l'atmosphère et de l'inertie du système, on devrait s'attendre à un réchauffement du climat dans le siècle à venir, même si les concentrations de gaz à effet de serre 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.

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. 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'intercomparaison. 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, avec pour conséquence vrai-

semblable le dégel massif du **pergélisol** et le dégazage du méthane qu'il séquestre ; au niveau pluviométrie, 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 de la société et de ses émissions de gaz à effet de serre. 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.

Soil gelé en permanence.

“La prise de conscience «écologique» fait avancer nos capacités à modéliser le climat.”

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 et fait considérablement 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 des évolutions du climat et particulièrement de ses extrêmes, dont l'impact sociétal peut être majeur.

Un réchauffement maximum pourrait provoquer un dégel massif.



© CEAM/PEV

L'ACTION POLITIQUE INTERNATIONALE

L'évolution du climat et de l'environnement global a suscité l'organisation d'importantes conférences au cours de la décennie écoulée.

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 (entrée en vigueur le 21 mars 1994).

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 2008-2012 par rapport à 1990, pour les pays de l'OCDE et les pays de l'Europe de l'Est (dont la Russie). Les objectifs de réduction pour l'Union européenne et la France sont respectivement de 8 % et 0 %.

Les moyens de les atteindre ont été débattus sans succès en novembre 2000 à La Haye. Les conférences suivantes, tenues à Marrakech (2001), le Sommet de la Terre à Johannesburg (août-septembre 2002), les conférences à New Delhi (octobre 2002) et à Moscou (septembre-octobre 2003), n'avaient pas permis la ratification du protocole de Kyoto. La Russie s'y est finalement ralliée, permettant la ratification du protocole le 16 février 2005.

Sous l'impulsion du programme des Nations unies pour l'environnement, les problèmes posés par les substances appauvrissant la couche d'ozone atmosphérique ont été traités à Vienne (1985) et surtout à Montréal (septembre 1987) où a été signé le protocole imposant une réduction

de la production et de l'utilisation des chlorofluorocarbures (CFC). Ce protocole a fait l'objet des amendements de Londres (1990), qui a imposé l'abandon des CFC au 1^{er} janvier 2000 et étendu la réglementation à d'autres produits, de Copenhague (1992), Montréal (1997) et Pékin (1999).

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 1988. Ce Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (en anglais, IPCC : *Intergovernmental Panel on Climate Change*) édite tous les 5 ou 6 ans un rapport sur l'état des connaissances en matière d'évolution du climat (<http://www.ipcc.ch>). Le plus récent date de 2001. Le prochain doit paraître en 2007.