

La modélisation du climat d'il y a 6 000 ans

La modélisation des climats du passé poursuit un double objectif : d'une part la compréhension des mécanismes des changements climatiques, d'autre part l'évaluation de la capacité des modèles qui sont utilisés pour la prévision du climat des prochaines décennies à reproduire un climat différent du climat actuel. L'étude du moyen Holocène, il y a 6 000 ans, illustre cette démarche.

Au cours de la période interglaciaire actuelle, l'Holocène, le climat de l'Europe a connu une période plus chaude, souvent qualifiée d'optimum climatique. La température estivale était supérieure de 2 à 3 °C à celle qu'on enregistre de nos jours. C'était il y a environ 6 000 ans, au moyen Holocène.

Contrairement à ce que suggère l'intuition, réchauffement climatique n'est pas nécessairement synonyme d'aridité. En effet, le Sahara connaissait alors des pluies plus abondantes et en plein cœur du désert actuel coulaient des rivières et paissaient des troupeaux élevés par les populations nomades. Les peintures rupestres retrouvées sur les falaises du Tassili n'Ajjer, au sud-est de l'Algérie, les ossements d'éléphants, de girafes et même d'hippopotames attestent de ressources hydrologiques importantes dans des régions actuellement arides. Des traces de ce passé sont également détectables dans les sédiments et les fossiles déposés sur les anciens fonds lacustres. Les pollens, très bien conservés pendant des milliers d'années dans les sédiments qui s'accumulent au fond des lacs et des marécages, permettent d'identifier les plantes qui poussaient aux alentours. Ce climat plus humide semble avoir prévalu dans toute la ceinture aride

qui s'étend aujourd'hui de l'Afrique du Nord à l'Asie.

L'étude et la modélisation de tels changements de climat nous renseignent sur la variabilité naturelle du climat et sur le rôle que jouent les interactions entre les différents éléments du système climatique (atmosphère, océan, glace et biosphère), via les cycles d'énergie et d'eau. Depuis quelques décennies, les activités humaines, en modifiant la composition de l'atmosphère (gaz à effet de serre, aérosols) ou la surface terrestre (agriculture, déforestation), ont introduit des facteurs supplémentaires qui peuvent altérer le climat. Comprendre les mécanismes climatiques présents et passés est donc essentiel pour détecter sans ambiguïté et prévoir les effets de l'action humaine sur le climat.

La prévision de l'évolution du climat et l'étude des mécanismes des changements de climat passe par le développement et l'utilisation de modèles numériques (encadré 2), qui sont le pendant des modèles de prévision du temps. Les performances de ces modèles sont évaluées à partir de simulations du climat actuel. Une simulation satisfaisante du climat actuel ne garantit cependant pas que le modèle soit capable de reproduire correctement un changement de climat. Les études de sensibilité à une augmentation de la teneur en gaz carbonique ont montré par exemple que l'amplitude du réchauffement simulé dépendait de la modélisation des nuages. Il est donc intéressant de simuler des extrêmes climatiques passés, pour lesquels on dispose

d'une bonne couverture de données, afin de déterminer si les modèles sont capables de représenter les principaux mécanismes des changements climatiques. C'est l'un des objectifs du *Paleoclimate Modeling Intercomparison Project* (PMIP), coordonné par Sylvie Joussaume (CNRS, France) et Karl Taylor (Lawrence Livermore National Laboratory, USA). Le moyen Holocène a été choisi comme l'une des périodes clefs de ce projet, dont nous illustrons les principaux résultats ci-dessous.

AVEC LES PARAMÈTRES ORBITAUX D'IL Y A 6 000 ANS

Le réchauffement estival d'il y a 6 000 ans résulte principalement de la variation lente des paramètres orbitaux de la Terre dans son mouvement autour du Soleil (encadré 1) et particulièrement de la précession des équinoxes. Dans la configuration orbitale actuelle, la distance Terre-Soleil est minimale pendant l'hiver boréal et maximale en été. Le cycle saisonnier a une amplitude plus importante dans l'hémisphère Sud que dans l'hémisphère Nord. Il y a 6 000 ans, la position des solstices et des équinoxes par rapport au périhélie était déplacée d'environ 90° par rapport à la position actuelle. La distance Terre-Soleil était donc plus faible en été et plus importante en hiver, ce qui s'accompagnait d'une amplification du cycle saisonnier du rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord (figure 1).

– Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement, UMR 1572 CNRS-CEA, Orme des merisiers, bât. 709, CE Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette cedex.

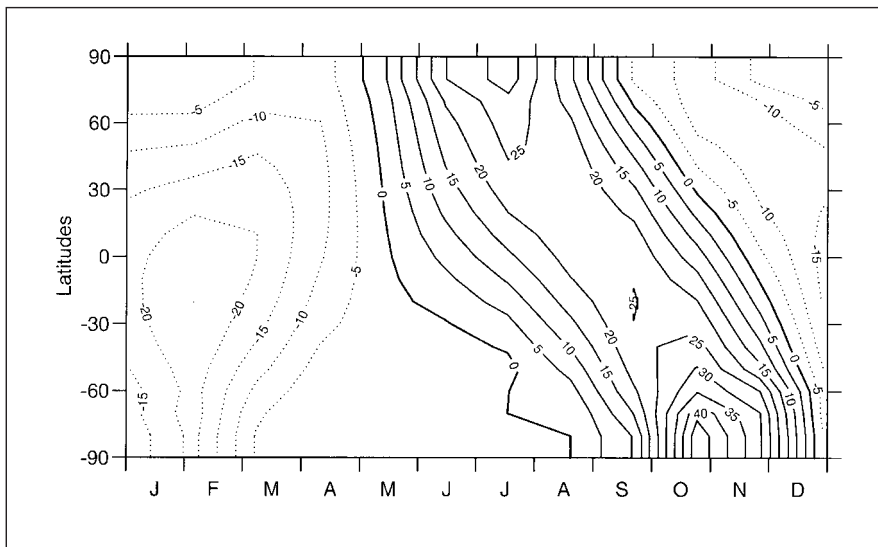


Figure 1 - Modification du cycle saisonnier du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère il y a 6 000 ans par rapport à la situation actuelle. Le rayonnement solaire incident est constant par bande de latitude, de l'ordre de 450 W/m^2 (en moyenne journalière) sous les tropiques. Les différences 6 000 – 0 sont présentées en fonction de la latitude pour les 12 mois de l'année. Les isolignes sont portées tous les 5 W/m^2 . Les valeurs positives sont en trait plein et les valeurs négatives en pointillés. Par rapport à ce que nous connaissons de nos jours, les tropiques recevaient environ 5 % moins de rayonnement solaire en hiver et les moyennes latitudes environ 5 % plus de rayonnement solaire en été.

Ce changement de rayonnement solaire, imposé comme condition aux limites à un modèle d'atmosphère, se traduit par une amplification du cycle saisonnier de la température de l'air. Les hivers sont plus froids et les étés plus chauds dans l'hémisphère Nord. Le réchauffement estival (moyenne des mois de juillet et août) simulé, atteint en moyenne $2,5 \text{ }^\circ\text{C}$ sur l'Asie, comme l'illustre la figure 2 pour le modèle d'atmosphère du Laboratoire de météorologie dynamique (CNRS).

Ce réchauffement continental a un impact important sur la mousson d'été. En effet, en été, les continents de l'hémisphère Nord se réchauffent plus fortement que l'océan, qui a une plus grande capacité thermique. L'air chaud est moins dense, ce qui se traduit par le développement d'une basse pression sur le continent, dont le minimum se situe au pied des reliefs himalayens et du plateau tibétain et s'étend jusque au-dessus du Sahara surchauffé. Les vents sont ainsi aspirés de l'océan vers le continent. Ils se chargent en eau au cours de leur trajet sur les océans tropicaux chauds et la déversent sous forme de pluies torrentielles sur le continent, les

pluies de mousson. Il y a 6 000 ans, l'amplification du contraste terre-océan renforçait la circulation de mousson. Les vents de mousson convergeaient plus au nord en Afrique du Nord et en Eurasie (figure 2), rendant ainsi humides des régions aujourd'hui desséchées.

Toutes les simulations du projet PMIP s'accordent sur un tel mécanisme d'amplification de la mousson. Le projet regroupe actuellement les résultats de 18 modèles de circulation générale de l'atmosphère dont la plupart ont été utilisés pour des simulations du climat futur. Les modèles ont effectué les mêmes simulations, ce qui rend les résultats directement comparables et permet d'isoler les mécanismes communs des changements de climat. Le chauffage du continent et le gradient de température entre continent et océan apparaissent comme des éléments fondamentaux dans le mécanisme de changement de mousson au moyen Holocène.

Des différences existent cependant entre les résultats concernant la localisation et l'amplitude des changements simulés. Elles permettent

d'évaluer l'impact des différences de résolution et de représentation des processus physiques entre les modèles. La représentation des nuages, par exemple, pourrait expliquer certaines de ces différences. D'autres aspects faisant intervenir la représentation des processus de surface introduisent également une dispersion dans les résultats et sont en cours d'analyse.

LE VERDICT DES DONNÉES

Les données de pollen et de niveaux passés des lacs sont nombreuses en Afrique du Nord. On retrouve jusqu'à 27°N (latitude de Reggane, au nord du Tassili) la trace de lacs qui existaient il y a 6 000 ans dans des bassins maintenant asséchés. Les reconstructions de végétation à partir des pollens et des plantes macro-fossiles indiquent que la steppe s'étendait jusqu'à 23°N (nord du Tibesti) au moins, alors que la limite actuelle se situe aux environs de 16°N . Cette migration vers le nord de la transition entre le désert et la steppe est une manifestation à l'échelle d'un continent d'un changement de circulation atmosphérique qui affecte l'ensemble de la ceinture tropicale. L'analyse des simulations PMIP montre que l'accroissement de la quantité d'eau reçue dans cette région coïncide bien avec l'extension de la steppe vers le nord. Cependant, aucun modèle ne simule un bilan hydrique suffisant pour maintenir ce type de végétation jusqu'à 23°N , la limite moyenne étant située par les différents modèles entre 18 et 20°N .

DES MÉCANISMES AMPLIFICATEURS ?

Les simulations PMIP du climat d'il y a 6 000 ans ont été réalisées en modifiant les paramètres orbitaux (encadré 1) et le taux de CO_2 atmosphérique, imposé à 280 ppm au lieu de 345 ppm pour le climat actuel. En revanche, la température de surface des océans et les caractéristiques du sol et de la végétation ont été maintenues identiques à celles du climat

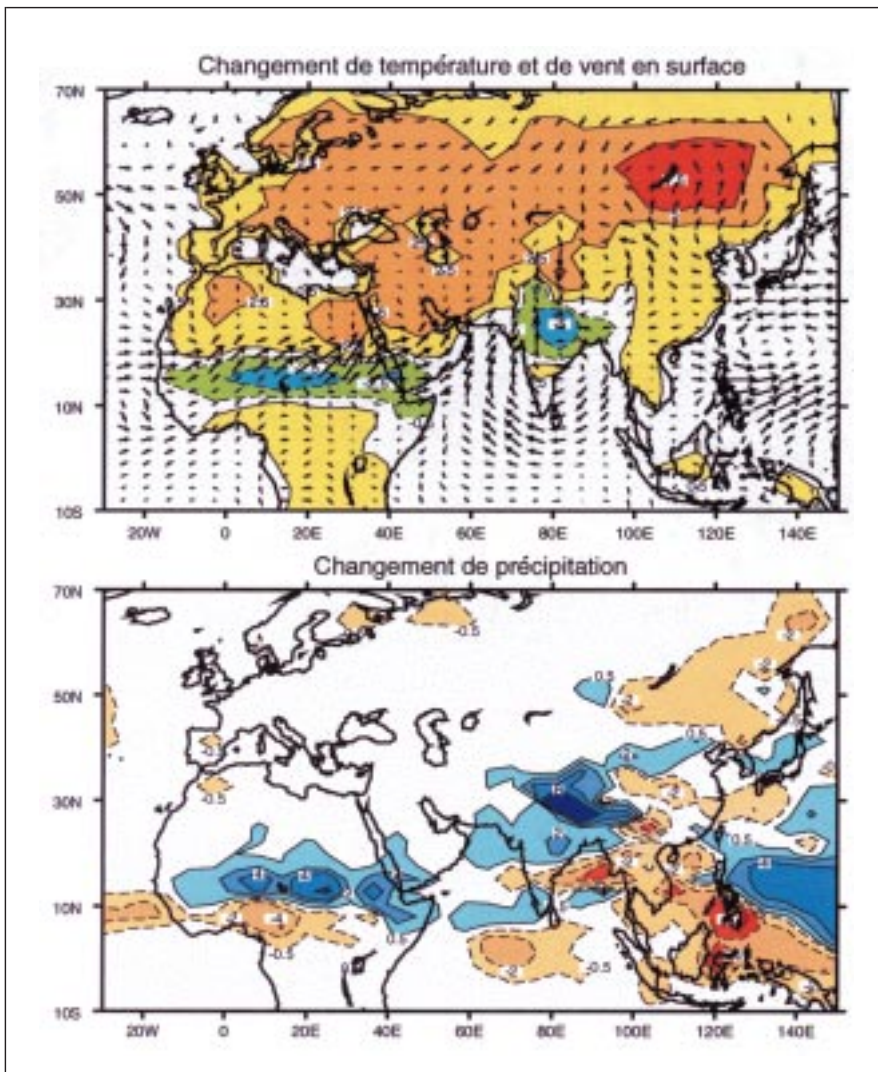


Figure 2 - *Changement de température et de vent en surface (graphique du haut) et de précipitation (graphe du bas) il y a 6 000 ans par rapport au climat actuel, en moyenne pour les mois de juillet et août. Pour la température les isolignes $\pm 0,5$, $\pm 2,5$ et 5°C sont représentées. Les changements de température positifs sont indiqués par les traits pleins et les couleurs chaudes, tandis que les changements négatifs sont indiqués par les traits pointillés et les couleurs froides. Pour les précipitations, les valeurs positives sont en bleu et les valeurs négatives en rouge. Les isolignes $\pm 0,5$, ± 2 , ± 4 , $\pm 8\text{ mm/j}$ sont représentées. Cette figure montre le réchauffement estival sur l'Eurasie associé à l'augmentation de rayonnement solaire. Ce réchauffement amplifie le flux de mousson (vent de surface). Dans les tropiques, le refroidissement simulé dans régions où les pluies augmentent est le fruit d'une couverture nuageuse plus importante, qui fait écran aux radiations solaires, et d'un accroissement de l'évaporation qui refroidit la surface.*

actuel. Ce genre d'expérience n'est pas destiné à représenter toutes les facettes du climat du moyen Holocène, mais constitue plutôt une première approximation raisonnable des conditions climatiques de cette époque. Une partie du désaccord entre les résultats des modèles et les données peut donc être imputée aux changements de végétation et de température de l'océan, qui ont été jusque-là négligés. La végétation et l'océan interagissent avec l'atmosphère

via leur réflectivité et le contrôle qu'ils exercent sur les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau à l'interface entre la surface et l'atmosphère. L'océan participe aussi, comme l'atmosphère, à la redistribution d'énergie entre l'équateur et les pôles. Il existe donc des boucles de rétroactions entre les différents milieux qui peuvent amplifier ou amortir les perturbations initiées par les changements des paramètres orbitaux.

Il n'existe pas, pour la période considérée, de reconstitution de la végétation ou de la température de surface de l'océan à l'échelle du globe qui puisse être interpolée à la maille d'un modèle d'atmosphère et imposée comme condition aux limites en surface aux modèles d'atmosphère. Le développement récent des modèles couplés (encadré 2) permet maintenant d'étudier les rétroactions des autres composantes du système climatique sur les changements de circulation atmosphérique. Nous aborderons successivement le couplage avec un modèle de biome (assemblage de plantes ayant le même type de fonctionnement) et le couplage océan-atmosphère.

QUAND LA VÉGÉTATION RÉTROAGIT

Pour simuler le climat d'il y a 6 000 ans en intégrant les changements des paramètres orbitaux, de CO_2 et de végétation, le modèle d'atmosphère du LMD a été couplé au modèle de biome développé en Suède (*Département d'écologie végétale*, université de Lund) (encadré 2). Ce couplage nécessite la réalisation de 6 itérations entre les deux modèles pour atteindre un équilibre entre climat et végétation. La figure 3 montre que à chaque itération, la proportion de désert diminue au profit de la steppe. La prise en compte de la végétation permet donc de faire migrer les pluies de mousson vers le nord. La raison principale est que la steppe réfléchit moins le rayonnement solaire qui parvient à la surface que le désert. Cela favorise le réchauffement du sol, accroît le contraste thermique entre l'océan et le continent et amplifie l'advection du flux de mousson. La végétation favorise aussi une plus grande évaporation, ce qui maintient une source d'humidité sur le continent. Bien que l'extension de la steppe vers le nord soit plus importante que dans les simulations de type PMIP, elle n'atteint pas 23°N à la dernière itération. Ce défaut vient peut-être de ce que nous cherchons à faire migrer de la végétation à partir du désert alors que la

Encadré 1

PARAMÈTRES ORBITAUX ET CYCLES CLIMATIQUES

L'énergie solaire est la principale source d'énergie de la circulation atmosphérique. En une année, l'orbite parcourue par la Terre décrit presque exactement une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers. L'axe de rotation terrestre est incliné par rapport au plan de l'écliptique dans lequel s'effectue ce mouvement. Ainsi, la distribution journalière d'énergie solaire reçue au cours d'une journée n'est pas uniforme en latitude et varie saisonnièrement.

Sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes sur la Terre, les paramètres orbitaux varient au cours du temps. Au cours du Quaternaire, l'excentricité de l'ellipse a varié entre 0 (cercle) et 0,0607 avec une périodicité d'environ 100 000 ans. L'obliquité qui mesure l'inclinaison de l'équateur sur l'orbite terrestre a varié entre $22^{\circ}04'$ et $24^{\circ}45'$ avec une période moyenne de 41 000 ans. Le climat des hautes latitudes est particulièrement sensible à ce paramètre. Enfin, au cours des millénaires, la position des solstices et des équinoxes se déplace lentement le long de l'ellipse, ce qui entraîne une variation de l'énergie solaire reçue à chaque saison, en raison de la modulation de la distance Terre-Soleil. Ce mouvement de précession des équinoxes résulte de la combinaison du mouvement de l'axe de rotation de la Terre autour d'un axe perpendiculaire au plan de l'écliptique et de la rotation de l'orbite elliptique autour du soleil. Il est modulé par l'excentricité et varie suivant des périodes de 19 000 et 23 000 ans. On le caractérise par la position de l'équinoxe de printemps par rapport au périhélie (point de l'ellipse le plus proche du Soleil).

D'après la théorie des paléoclimats, aussi connue sous le nom de théorie de Milankovitch, ces variations des paramètres orbitaux, en modifiant la distribution latitudinale et saisonnière du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère, seraient le moteur de fluctuations climatiques ayant des périodes de 10 000 à 100 000 ans. Les analyses spectrales des enregistrements des variations climatiques passées, reconstituées à partir des données des sédiments marins ou des glaces polaires, attestent en effet de telles périodicités.

période d'il y a 6 000 ans se situe à la fin de l'optimum climatique, avec déjà de la végétation dans le Sahara depuis plus de 2 000 ans.

La sensibilité du couplage à l'état initial de la végétation a été testée en démarrant d'un « Sahara vert », c'est-à-dire en imposant de la végétation

dans le désert à la première itération. Avec cette végétation le modèle simule une augmentation importante des pluies. Mais, au bout de 6 itérations entre les modèles de biome et de climat, la situation est très similaire à celle obtenue en partant de la végétation actuelle (figure 3). Le Sahara vert

ne se maintient donc pas. Une étude effectuée en Allemagne (*Max Planck Institut*, Hambourg) obtient une conclusion similaire. Cependant, la simulation du MPI produit une couverture végétale plus importante dans la moitié ouest du désert actuel, ce qui montre que l'amplitude de la rétro-

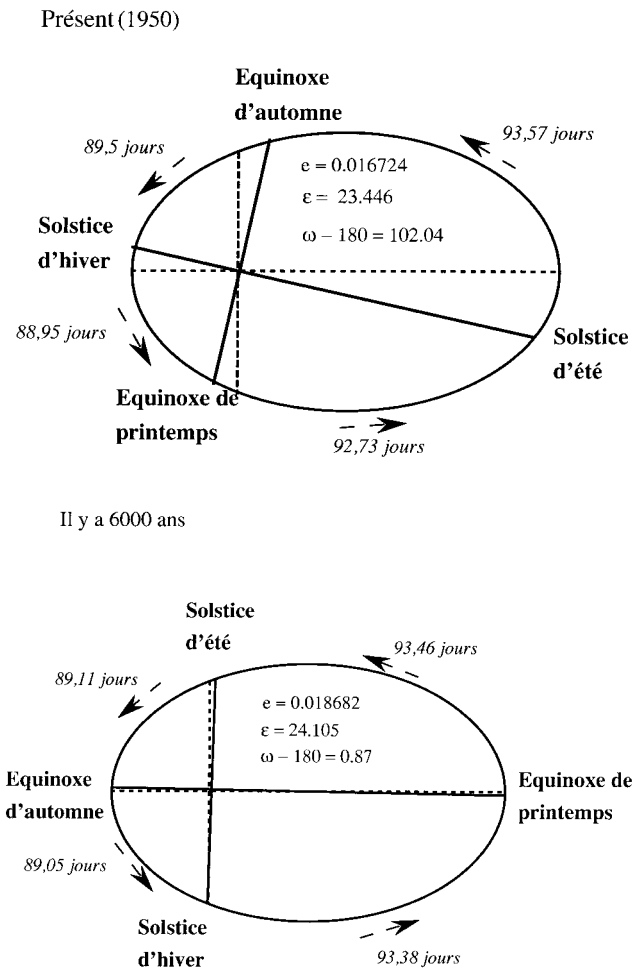


Figure - Configurations orbitales actuelles et d'il y a 6 000 ans. Les valeurs des paramètres orbitaux de chaque période sont caractérisées par l'excentricité (e), l'obliquité (ϵ) et la position du périhélie, mesuré par l'angle entre l'équinoxe de printemps et le périhélie (ω). Les nombres figurant le long de l'ellipse indiquent le nombre de jours entre solstices et équinoxes. Ils représentent les longueurs des saisons, qui varient au cours des millénaires.

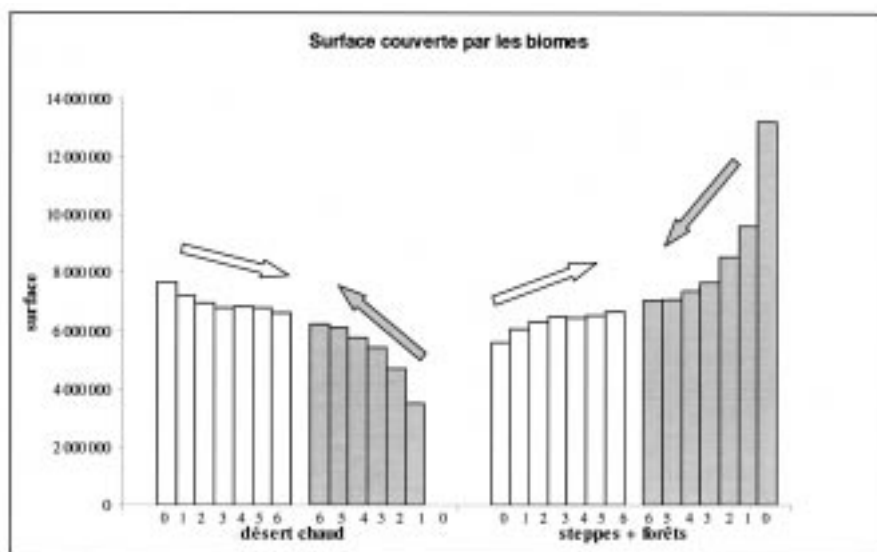


Figure 3 - Évolution, au cours des itérations successives entre le modèle de biome et le modèle de climat, de la surface couverte par de la végétation (steppes + forêts) et par le désert chaud en Afrique du Nord (3°-30°N, 20°W-30°E). Les bâtons blancs (respectivement gris) correspondent aux simulations ayant la végétation actuelle (respectivement un Sahara vert) comme condition initiale (cf. texte). L'indice '0' indique la réponse du modèle à la seule modification des paramètres orbitaux. Les indices suivants représentent les différentes itérations, l'indice '6' étant la végétation obtenue à l'équilibre entre les modèles. La variation à chaque itération est plus marquée lorsqu'on part d'un Sahara vert (en gris) puisque l'état initial est alors assez loin de l'état d'équilibre. Lorsqu'on démarre avec la végétation actuelle (respectivement le Sahara vert), la surface occupée par le désert diminue (respectivement augmente), tandis que celle occupée par de la végétation herbacée et arbustive augmente (respectivement diminue).

action liée à la végétation dépend des modèles utilisés. L'est du Sahara, reste, quant à lui, désertique dans les deux modèles.

SI L'OcéAN S'EN MÊLE

L'océan peut influencer sensiblement le flux de mousson qui, en Afrique, prend sa source dans le Golfe de Guinée et au large de l'Afrique de l'Ouest. Les vents s'infléchissent vers le continent, aspirés par la dépression thermique qui s'installe sur l'Afrique du Nord en été. Les reconstitutions des températures océaniques, à partir du plancton fossile trouvé dans les sédiments marins, suggèrent que les températures de l'océan du moyen Holocène avaient des valeurs proches des valeurs actuelles. Cependant, les travaux menés ces dernières années sur l'étude des précipitations au Sahel indiquent que de faibles variations des températures océaniques suffisent à engendrer des changements de précipitations importants. Les modèles couplés océan-atmo-

sphère, qui intègrent simultanément les circulations océanique et atmosphérique, sont les outils les plus appropriés pour étudier le rôle de l'océan dans les changements clima-

tiques. Ces modèles sont de plus en plus utilisés pour étudier l'évolution future du climat et évaluer l'impact climatique de l'augmentation des gaz à effet de serre. Des simulations couplées océan-atmosphère commencent également à voir le jour pour la période d'il y a 6 000 ans.

Une telle simulation a été effectuée avec le modèle couplé de l'Institut Pierre-Simon Laplace, dont la composante atmosphérique est le modèle du LMD et la composante océanique le modèle d'océan du LODYC (Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie). Les changements simulés des températures océaniques sont faibles, comme le suggèrent les données. Cependant, l'ajustement thermique et dynamique de l'océan induit un déphasage dans le déroulement du cycle saisonnier. La température de surface de l'océan suit les variations du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère avec un retard de 2 à 3 mois selon les régions (figure 4). Ainsi, dans l'Atlantique Nord, ce n'est pas en hiver mais au printemps que les températures simulées sont significativement plus basses il y a 6 000 ans. Comme le continent réagit pratiquement en phase avec le rayonnement solaire qui

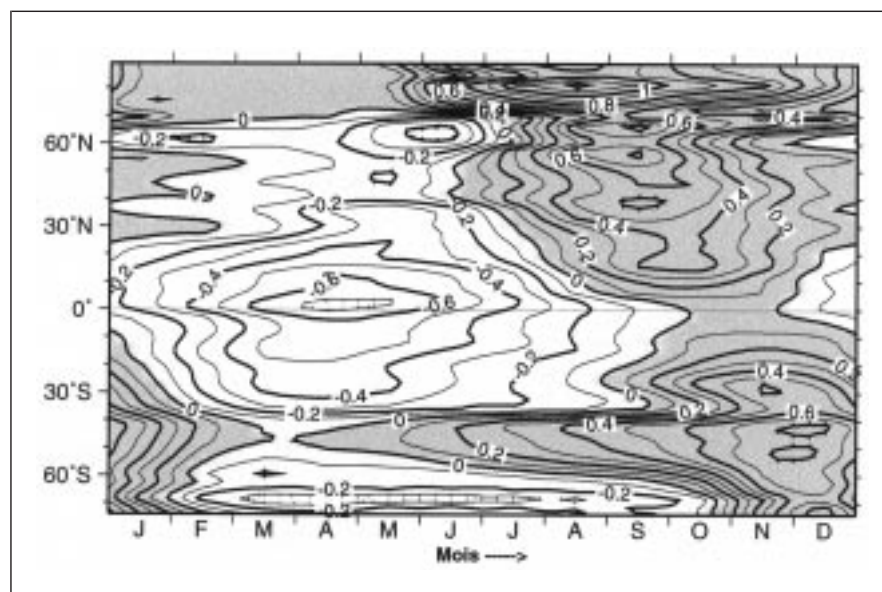


Figure 4 - Cycle saisonnier du changement de température de surface de l'océan. Les températures ont été moyennées zonalement sur tous les océans et sont présentées en fonction des 12 mois de l'année. Les isolignes sont portées tous les 0.1 °C et les valeurs positives sont grisées.

Encadré 2

LES MODÈLES DE CLIMAT

LES MODÈLES D'ATMOSPHÈRE

L'atmosphère a été l'élément le plus étudié du système climatique qui comprend l'atmosphère, l'océan, les glaces marines et continentales et la biosphère. Les modèles de circulation générale s'appuient sur les principes de la mécanique des fluides géophysiques et de la thermodynamique. Ils résolvent les équations de conservation de l'énergie, de la masse, de la vapeur d'eau et de la quantité de mouvement régissant la circulation atmosphérique. Les équations sont discrétisées sur une grille comprenant de 10 à 30 niveaux verticaux et dont les mailles ont de 300 à 800 km de côté, ce qui permet de représenter les mouvements à l'échelle du globe. Les phénomènes d'échelle inférieure à la maille et au pas de temps du modèle sont paramétrés, suivant les principes de base de la physique. C'est le cas en particulier de la microphysique des nuages et des processus turbulents comme les flux de chaleur échangés avec la surface.

Pour réaliser une simulation, il faut spécifier au modèle un état initial en chaque point du maillage et fournir tout au long de la simulation les conditions aux limites (composition de l'atmosphère, rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère, température de surface de l'océan, couverture de glace de mer, relief, albédo et état de la surface sur les continents, etc.). Ces modèles demandent d'importantes ressources informatiques (en moyenne de 3 à 20 heures sur un Cray C90 par année simulée, suivant la résolution utilisée et la complexité de la physique représentée). L'atmosphère s'ajustant rapidement aux conditions aux limites, des simulations de 10 à 20 ans sont en général suffisantes pour obtenir une statistique représentative du climat simulé. Les conditions aux limites sont modifiées pour réaliser des simulations paléoclimatiques.

COUPLAGE AVEC UN MODÈLE DE BIOME

La végétation est étroitement liée au climat et évolue lorsque le climat change. Inversement, la végétation, via les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau à la surface, a un

impact sur le climat. Les modèles d'atmosphère contiennent un module permettant de calculer les flux de surface, mais les propriétés de la surface (conditions aux limites du modèle) nécessaires pour calculer ces flux sont en général fixées à partir de la climatologie actuelle. Pour faire évoluer la végétation en fonction du climat simulé, les modèles d'atmosphère peuvent être couplés à un modèle de biome (assemblage de plantes ayant le même type de fonctionnement). Le modèle de biome calcule, pour un climat donné, la végétation en équilibre avec ce climat. Cette végétation est alors imposée au modèle d'atmosphère comme nouvelle condition aux limites. La procédure de couplage entre les deux modèles est itérée jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de différence significative de climat ni de végétation entre deux itérations successives. L'équilibre statistique climat-végétation est alors atteint.

LE COUPLAGE OCÉAN-ATMOSPHÈRE

Dans les simulations atmosphériques, les conditions à la surface de l'océan sont imposées à partir de climatologies issues des observations de température de l'océan, de façon à pouvoir calculer les flux de chaleur, de quantité de mouvement et d'eau. Pour étudier les rétroactions entre l'océan et l'atmosphère, le modèle d'atmosphère est couplé à un modèle d'océan. Tout comme les modèles d'atmosphère, les modèles de circulation générale de l'océan représentent la dynamique et la thermodynamique de l'océan. Le couplage, dans ce cas, se fait de façon plus imbriquée que pour le modèle de biome, car océan et atmosphère échangent leurs informations une fois par jour simulé. Le modèle d'atmosphère fournit au modèle d'océan les flux de surface, les précipitations et le drainage continental (flux d'eau douce). Le modèle d'océan fournit la température de surface et la couverture de glace de mer dans les hautes latitudes. Ces modèles sont en plein essor. Ils permettent d'étudier les fréquences propres du système couplé océan-atmosphère. Ils sont de plus en plus employés pour la prévision des climats futurs, mais nécessitent de plus longues intégrations et d'importantes ressources informatiques.

devient plus important à cette époque de l'année, ce refroidissement de l'océan accroît le contraste thermique entre l'océan et le continent et favorise la pénétration de l'air océanique humide sur le continent. Le démarrage de la mousson est de ce fait légèrement plus précoce.

En août-septembre, l'océan est plus chaud dans l'hémisphère Nord. Dans l'hémisphère Sud, le réchauffement estival n'est pas suffisant pour atteindre les températures actuelles et l'océan reste plus froid. Le gradient thermique qui se crée entre le sud de l'équateur et 15°N dans l'océan

Atlantique favorise le maintien des zones de précipitation au nord de la position actuelle à la fin de l'été. La zone de précipitation continentale suit l'influence de l'océan et la saison de mousson est aussi légèrement allongée en Afrique du Nord. Dans la région saharienne, les précipitations

annuelles produites par le modèle couplé ont le niveau requis pour faire migrer la steppe jusqu'à 20°N.

CONCLUSION

Même si la précession des équinoxes est à l'origine de l'amplification de la mousson enregistrée il y a 6 000 ans, la modification des paramètres orbitaux seule ne permet pas de simuler un climat en bon accord avec les reconstitutions issues des données des niveaux passés des lacs ou des pollens. Les expériences avec les modèles couplés atmosphère-végétation ou atmosphère-océan montrent que les interactions entre atmosphère, océan et biosphère sont fondamentales et amplifient les changements initiés par les variations des paramètres orbitaux. Le modèle couplé océan-atmosphère vient d'être couplé au modèle de biome station-

naire suivant la méthode utilisée dans les simulations atmosphère-végétation décrites ci-dessus. Les résultats montrent que la prise en compte des effets de la végétation et de l'océan permet une humidification de l'Afrique du Nord bien plus importante que la somme des deux effets pris séparément et la transition désert-steppe se rapproche de 23°N.

Le couplage simultané de tous ces éléments est nécessaire pour représenter les fluctuations climatiques car l'atmosphère, l'océan et la végétation sont couplés par le cycle de l'eau. Les rétroactions associées à l'océan, mais aussi à la végétation doivent donc être prises en compte dans les études d'évolution du climat en réponse à l'augmentation des gaz à effet de serre. Ces études sont basées actuellement sur les résultats des modèles restreints au couple océan-atmo-

sphère. Un modèle couplé océan-atmosphère-végétation, dans lequel l'évolution annuelle de la végétation est permise mais qui nécessite d'importantes ressources informatiques, est en cours de réalisation.

POUR EN SAVOIR PLUS

Joussaume (S.), « Le climat d'hier à demain », *Éditions du CNRS*, 1993.

Duplessy (J.-C.) et Morel (P.), « Gros temps sur la planète », *Éditions Odile Jacob*, 1990.

Berger (A.), « Milankovitch theory and climate », *Reviews of Geophysics*, vol. 26, n° 4, pp. 624-657, 1988.

Jolly (D.) et al., « Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6 ka », *Journal of Biogeography*, vol. 25, p. 1007, 1998.