

## Biosphère terrestre et climat : une complicité mise en évidence

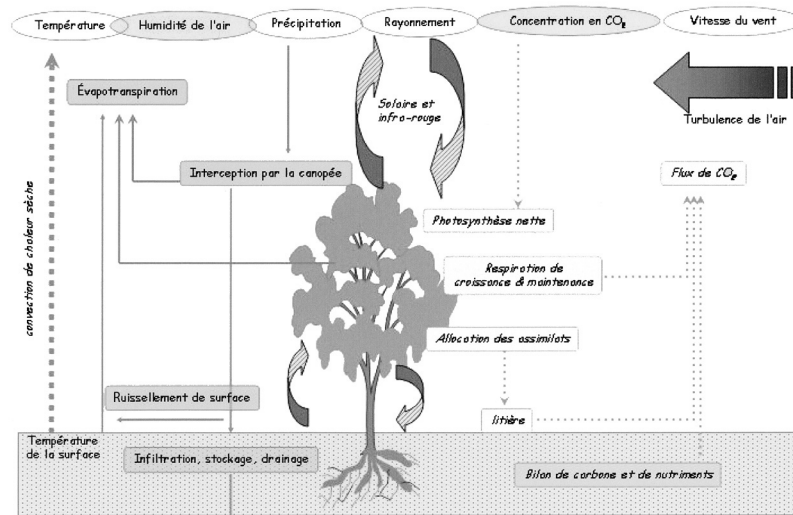
par NATHALIE DE NOBLET-DUCOUDRÉ

En 1936, Köppen présentait la végétation comme « le climat rendu visible », un traceur des fluctuations climatiques bien plus fiable que n'importe quel instrument de météorologie ! Suivant son exemple, de nombreux scientifiques ont développé des classifications qui associent à un espace climatique, défini le plus souvent par des critères liés à la température et aux précipitations, un type particulier de biome ou d'écosystème (*cf.* Holdridge, 1947 ; Prentice *et al.*, 1992). Si Köppen avait raison, nous n'aurions pas à nous soucier des impacts climatiques possibles d'une progression constante de la déforestation dans les zones tropicales.

La réalité bien sûr est tout autre puisque la végétation échange avec l'atmosphère, à tout instant, de l'énergie, de l'eau, de la chaleur, du dioxyde de carbone et bien d'autres composés biogéochimiques et biogéniques (figure 1). Ces échanges affectent l'état hydrique et thermique de l'atmosphère, ainsi que sa composition chimique. Une modification de ces échanges agit sur la circulation de l'atmosphère et par conséquent sur le climat.

La biosphère terrestre est donc un véritable acteur du système, susceptible d'introduire d'éventuelles surprises dans l'évolution du climat, et ce d'autant plus que l'homme agit lui aussi sur le paysage, parfois indépendamment des fluctuations climatiques (Vitousek *et al.*, 1997). Les divers scénarios climatiques, réalisés pour explorer l'espace des phases des réalisations possibles du climat dans le futur, doivent absolument prendre en compte cet élément de rétroaction.

Pour cela, il faut mettre en équation ce système complexe que sont les interactions sol-végétation-atmosphère, comme ont été mises en équation les circulations atmosphérique et océanique qui constituent le corps principal d'un modèle de climat (voir le chapitre rédigé par Gavin Schmidt dans ce même ouvrage). Il est ensuite nécessaire d'explorer

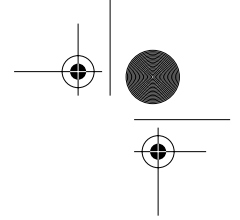


**Figure 1 :** Les échanges entre la surface et l'atmosphère sont multiples. Seuls sont représentés sur ce schéma ceux qui sont pris en compte dans les modèles de végétation actuels, et qui permettent l'évaluation du rôle de la végétation dans le système climatique. La végétation influe :

- 1) sur le rayonnement, qu'il soit solaire ou infrarouge, en interceptant, réfléchissant, absorbant, transmettant et émettant (dans l'infrarouge seulement) une partie de ces rayonnements (flèches curvilignes),
- 2) sur le cycle de l'eau, de l'atmosphère comme du sol (flèches grises continues et texte en gras),
- 3) sur le cycle du carbone (flèches en pointillé gris clair et texte en gras et italique),
- 4) sur la température de l'air ambiant via notamment le flux de chaleur sensible, convection sèche se produisant à l'interface surface-atmosphère (flèche en gros pointillé gris foncé),
- 5) sur l'intensité du vent et l'état de turbulence de l'air (grosse flèche pleine).

*L'état de l'atmosphère à chaque instant affecte (et se trouve en retour modifié par) ces échanges (zones de texte sous forme d'ellipse).*

diverses situations passées, pour lesquelles la communauté scientifique dispose de données lui permettant d'affirmer que le climat, ou sa variabilité, était différent de l'actuel. L'intérêt majeur de l'outil numérique est qu'il nous permet d'identifier le rôle joué par la biosphère terrestre à ces diverses époques, et de comprendre les mécanismes par lesquels elle a pu influencer le climat ou sa variabilité.

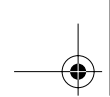


### *Des outils indispensables : les modèles numériques*

Au début des années 1970, Manabe (1969) introduisait la première modélisation simple de la surface continentale. Son objectif était de représenter au mieux l'une des caractéristiques essentielles de la végétation dans sa relation avec l'atmosphère : le renvoi de l'énergie radiative reçue sous la forme de flux de chaleur latente (*i.e.* évapotranspiration ou convection de vapeur d'eau) et de flux de chaleur sensible (*i.e.* convection de chaleur sèche). C'est en effet la répartition entre ces deux flux du rayonnement absorbé par la surface qui affecte le gradient vertical de température au sein de l'atmosphère. Le flux de chaleur sensible réchauffe immédiatement les basses couches de l'atmosphère, tandis que le flux de chaleur latente ne réchauffe l'atmosphère que lors de la condensation de la vapeur d'eau, c'est-à-dire à des altitudes relativement élevées et parfois très loin de son lieu d'émission. L'élément clé qui favorise l'un ou l'autre de ces flux est le contenu en eau du sol. L'évapotranspiration est en effet tributaire de cette grandeur puisque son rôle est de transférer l'eau du sol vers l'atmosphère, ce qu'elle ne peut faire si le sol est sec. Manabe choisit donc de représenter le sol comme un seau qui se remplit par les pluies, se vide par évapotranspiration, et déborde s'il est plein. L'efficacité des échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère est représentée par une résistance<sup>1</sup> fonction de la rugosité de la surface et de la stabilité de l'atmosphère. Un frein supplémentaire est ajouté au flux de chaleur latente sous la forme d'une fonction linéaire simple de l'état hydrique du sol. La végétation, dans ce premier modèle, est ainsi représentée par deux paramètres : 1) son albédo<sup>2</sup>, ou coefficient réflecteur de l'énergie solaire, permettant de quantifier l'énergie solaire absorbée par la surface, 2) sa rugosité, caractérisant à la fois sa densité foliaire et sa structure. La surface continentale est découpée en une dizaine de grands types de végétation, ou biomes, auxquels on affecte ces deux caractéristiques. Cette modélisation, qui peut

---

1. La biosphère est assimilée à un circuit électrique. La surface et l'atmosphère représentent les pôles à potentiels différents (humidité ou température), et le système sol- plante est une résistance s'opposant au transfert de chaleur ou de matière (eau) entre ces deux pôles.  
2. L'albédo varie de 10 à 17 % pour une forêt (83 à 90 % de l'énergie solaire reçue est absorbée), à plus de 70 % pour une surface plane couverte de neige. Pour plus de détails, voir le chapitre « Impact des changements climatiques sur l'agriculture et la forêt » dans ce même ouvrage.



paraître simpliste, est encore en vigueur dans un grand nombre de modèles de climat.

Dès le début des années 1980 trois niveaux de complexité sont progressivement introduits dans les modèles de végétation. Le sol devient multicouche afin de mieux rendre compte de la complexité des mouvements verticaux de l'eau (Deardorff, 1977). La végétation est explicitement représentée par le biais des ouvertures qui se trouvent sur ses feuilles, les stomates, au travers desquels se produisent la diffusion de l'eau en direction de l'atmosphère et du dioxyde de carbone vers la plante (*cf.* Deardorff, 1978 ; Dickinson *et al.*, 1986 ; Sellers *et al.*, 1986). Le fonctionnement de ces stomates est mis en équation sous la forme d'une résistance, dite stomatique, dont l'intensité fluctue en fonction de conditions atmosphériques (température, rayonnement, humidité), hydriques (sol et atmosphère), et de la concentration en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère. La densité foliaire de la végétation permet de distinguer une fraction de sol non ombragée, et ainsi de différencier l'énergie absorbée par la plante de celle absorbée par le sol. La végétation en un lieu (ou un point de grille du modèle) est représentée comme une mosaïque d'écosystèmes pouvant cohabiter. Cette particularité permet de tenir compte de l'individualité de la réponse de chaque type de plante à ses conditions environnementales.

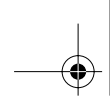
Mais, jusque-là, la biosphère est perçue par les climatologues comme un milieu résolument physique. Le défaut majeur de cette représentation est qu'elle interdit à toute plante de réagir aux fluctuations climatiques par une modification de sa physiologie, que ce soit de manière saisonnière par un développement foliaire plus ou moins abondant, plus ou moins durable, ou que ce soit à plus long terme par une éventuelle disparition au profit d'un autre type de plante mieux adaptée. C'est pourquoi, depuis quelques années, nous assistons à l'introduction progressive des cycles biogéochimiques, plus spécifiquement du cycle du carbone, au sein des modèles de végétation. C'est ce que les scientifiques appellent communément « la révolution verte » des modèles de végétation. La photosynthèse permet à la plante d'assimiler le dioxyde de carbone. L'allocation des produits de l'assimilation permet de répartir la biomasse synthétisée vers les différents éléments composant la plante (feuilles, tiges, racines, bois de sève). La compétition entre différents types de plantes permet de déterminer le type qui s'adaptera le mieux au climat, les plus sophistiqués étant généralement reconnus sous l'appellation de modèles globaux de la dynamique de la végétation (*cf.* Foley *et al.*, 1996 ; Krinner *et al.*, 2005).



### *Les transitions climatiques*

Il y a 115 000 ans, la Terre entrait dans sa dernière glaciation (voir le chapitre rédigé par André Berger et Marie-France Loutre dans ce même ouvrage). Sa configuration orbitale était telle que l'hémisphère Nord recevait moins d'énergie solaire en été et plus en hiver. Suivant l'hypothèse émise par Milankovitch (1941) (et rediscutée par Berger, 1988), la fraîcheur des étés aurait conduit à un recul de la date de fonte et même, par endroits, à l'absence de fonte totale permettant l'accumulation de la neige d'année en année et la formation au fil du temps de calottes de glace. De nombreux scientifiques à la fin des années 1980 et au début des années 1990 ont conduit des expériences de sensibilité climatique à l'aide de modèles de circulation générale de l'atmosphère (MCGA), afin de vérifier cette hypothèse (Royer *et al.*, 1984 ; Rind *et al.*, 1989 ; Phillipps et Held, 1994). Dans la plupart des cas, malgré l'augmentation simulée de la couverture neigeuse, aucun site de neige pérenne n'est apparu dans les différents modèles utilisés (figure 2d). Ces résultats ne remettaient toutefois pas en cause la théorie émise par Milankovitch, mais soulignaient la nécessité d'inclure dans les modèles les rétroactions liées aux autres composantes du système climatique, en commençant par l'océan et la biosphère continentale.

Les changements de climat simulés, en réponse à la variation de l'orbite terrestre à cette époque, sont cependant d'une amplitude suffisante pour conduire à une redistribution importante des écosystèmes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (au Canada et en Sibérie), et plus particulièrement à une extension vers le sud de végétations herbacées (toundra par exemple), au détriment des forêts boréales que nous connaissons actuellement (figures 2a-b). Cette modification du paysage conduit à une modification profonde des caractéristiques de la surface (par exemple, augmentation de l'albédo ; diminution du coefficient d'échange turbulent pour les flux d'eau et de chaleur, et pour les échanges de quantité de mouvement ; diminution des surfaces d'échange avec l'atmosphère pour l'évapotranspiration), affectant les flux échangés avec l'atmosphère. L'augmentation de l'albédo de la canopée induit une perte significative d'énergie solaire absorbée par la surface, d'autant plus importante que la surface est recouverte de neige puisque, dans ce dernier cas, l'albédo passe d'une valeur d'environ 20 % pour un couvert arboré à une valeur de plus de 50 % pour un couvert herbacé. Ce changement de végétation conduit à un refroidissement annuel de la surface, s'opposant



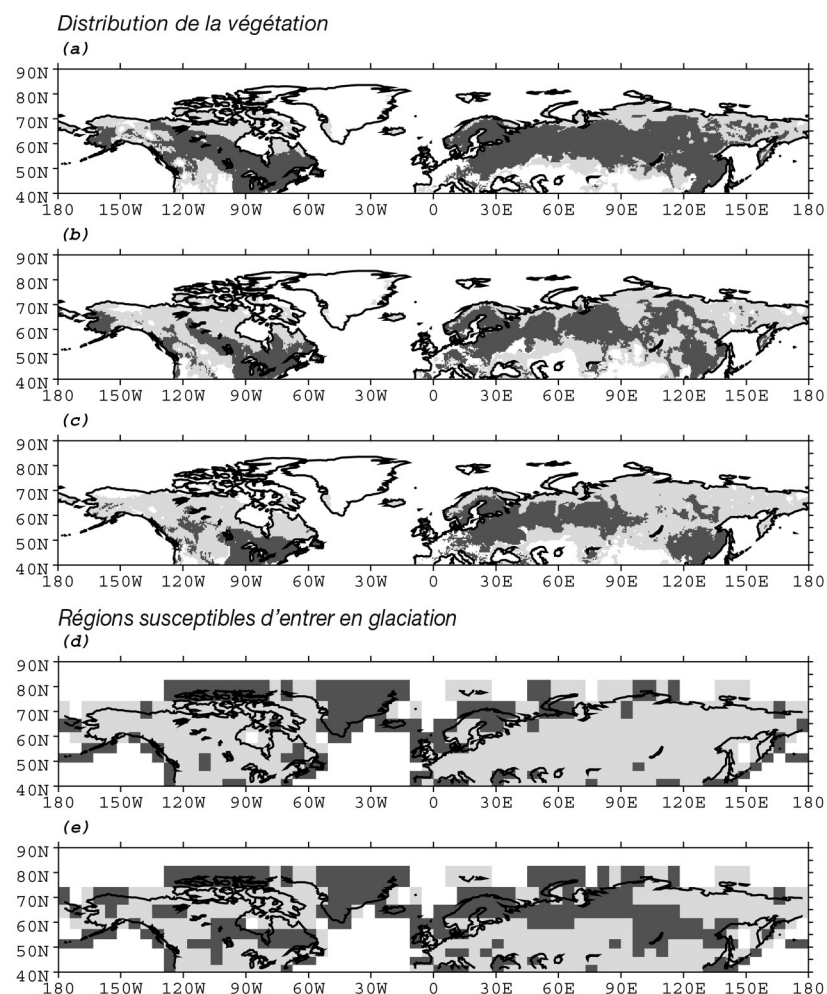
au forçage orbital en hiver, et amplifiant considérablement le forçage orbital au printemps (Gallée *et al.*, 1992 ; de Noblet *et al.*, 1996 ; Gallimore et Kutzbach, 1996). L'allongement significatif de la période de couverture neigeuse dans de grandes régions de l'hémisphère boréal et l'apparition de quelques points de neige pérenne permettent ainsi de valider l'hypothèse de Milankovitch en mettant en avant le rôle fondamental des rétroactions surface-atmosphère (figures 2e, 2c). Le rôle prépondérant de l'albédo des surfaces est mis en évidence, pour les très hautes latitudes de l'hémisphère Nord, masquant les effets liés à la variation des autres caractéristiques de la surface.

Deux études plus récentes réalisées par Crucifix et Loutre (2002) et Kageyama *et al.* (sous presse) démontrent que le rôle joué par la végétation a été fondamental au cours des 10 à 20 000 années suivant le dernier interglaciaire, il y a 126 000 ans, et que la dernière glaciation aurait vraisemblablement été de moindre ampleur, ou plus tardive, en l'absence des rétroactions surface-atmosphère.

Plus récemment, au cours de la période holocène, les lacs étaient nombreux, la plupart en eau dans le Sahara et au Sahel, et de nombreuses évidences de présence de végétation ont été trouvées conduisant à l'appellation de « Sahara vert » à cette période. L'hémisphère Nord recevait plus d'énergie solaire en été et moins en hiver, le cycle saisonnier était donc accru (tandis qu'il était diminué dans l'hémisphère Sud) conduisant à des étés plus chauds et des hivers plus rudes. Les modélisateurs des climats passés ont tenté de reproduire le niveau de pluies nécessaire à la pousse des végétaux dans ces régions actuellement très arides. L'hypothèse la plus vraisemblable qui a toujours cours aujourd'hui, est que le flux de mousson estival apportait plus de pluies qu'actuellement, et surtout que ces pluies parvenaient à des latitudes bien plus septentrionales qu'aujourd'hui. Comme pour la période décrite précédemment, les modélisateurs se sont vite aperçus que la seule réaction de l'atmosphère au forçage orbital est insuffisante pour renforcer de façon conséquente ce flux de mousson (*cf.* Joussaume *et al.*, 1999). Les rétroactions liées à la redistribution des écosystèmes terrestres et à la modification du cycle saisonnier des températures de surface de l'océan sont nécessaires à l'augmentation de ce flux marin humide (Braconnot *et al.*, 1999b ; figure 3).

Les diverses expériences de sensibilité conduites par plusieurs groupes de par le monde ont permis de démontrer la nature très différente du rôle de l'océan et de la biosphère continentale (*cf.* Braconnot *et al.*, 1999a ; Braconnot *et al.*, 1999b ; Claussen *et al.*, 1999) et de mettre en évidence que la végétation, dans cette région du globe, joue un rôle



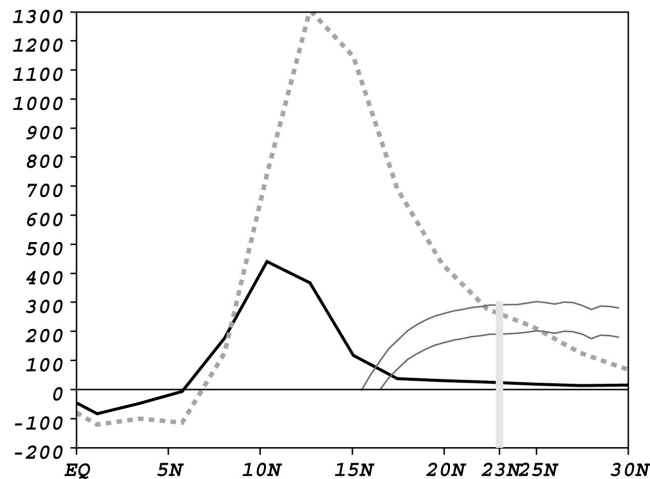


**Figure 2 : L'entrée en glaciation vue par le modèle.**

La distribution de la végétation dans l'hémisphère Nord (a, b et c) est regroupée en deux grandes zones : les forêts en gris foncé, les herbacées en gris clair. Les zones susceptibles d'entrer en glaciation (d, e) sont représentées en gris foncé. Dans ces régions, les stocks de neige simulés par le modèle augmentent, ainsi que la durée de la saison de la neige. Les régions en gris clair voient au contraire une diminution des stocks de neige.

Les forêts dominent actuellement le paysage (a), alors qu'il y a 115 000 ans elles étaient restreintes très au sud de leur position actuelle, laissant ainsi la place à de vastes zones herbacées composées en grande partie de toundra (c). À cette époque, de nombreuses régions se révèlent susceptibles d'entrer en glaciation (e).

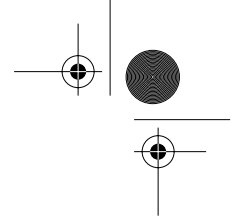
Les changements de climat simulés en réponse à la variation de l'orbite terrestre à cette époque, et avant toute rétroaction par la végétation, étaient d'une amplitude suffisante pour conduire à une redistribution importante des écosystèmes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (au Canada et en Sibérie) (b), même si ces changements ne suffisaient pas pour pérenniser la neige (d).



**Figure 3 :** L'Holocène moyen, il y a 6 000 ans. *Moyenne zonale de l'augmentation des précipitations simulées en Afrique (entre 17° ouest et 30° est) au Moyen Holocène (exprimées en mmlan et comparées à l'intensité des précipitations actuelles), lorsque la végétation est figée dans sa distribution actuelle (ligne continue noire) et lorsqu'elle est autorisée à interagir avec l'intensité des précipitations et donc le flux de mousson (ligne en pointillé gris). Les deux lignes grises et fines (entre 15° et 30° nord), représentent la quantité de précipitations qu'il faudrait ajouter au taux actuel pour que la végétation observée il y a 6 000 ans puisse pousser. L'écart entre ces deux lignes traduit l'incertitude qu'il y a sur cette reconstruction. La ligne verticale en trait plein, épais et gris correspond à la limite au nord de laquelle les indices polliniques ne nous permettent pas de conclure à la présence de végétation continue (peut-être plus vraisemblablement une série d'oasis), tandis qu'au sud de cette limite la végétation était continue il y a 6 000 ans.*

prépondérant. En début de mousson, l'albédo plus faible d'un couvert végétal (comparé à celui d'un sol nu désertique) conduit à un réchauffement plus important du continent, au creusement de la dépression thermique et au renforcement du gradient terre-océan favorisant l'augmentation du flux humide provenant de l'océan Atlantique équatorial. La transpiration importante de la végétation maintient, dès le démarrage de la mousson, une forte convection humide favorisant une advection continue de vapeur d'eau pendant toute la durée de la mousson (Texier *et al.*, 2000). Quand le gradient terre-océan diminue fortement sous l'influence combinée de l'ensoleillement, qui décroît au début de l'automne, et du réchauffement important de l'océan de surface, les pluies perdurent par recyclage local, le sol étant encore très humide et la trans-





piration de la végétation importante. Le rôle de l'océan se fait essentiellement sentir en début de saison, par son réchauffement tardif lié à la modification du cycle saisonnier de l'ensoleillement qui permet une accentuation du gradient thermique terre-océan.

À des latitudes plus élevées les rétroactions végétation-atmosphère étaient inverses de celles décrites pour l'entrée en glaciation, et permettaient un réchauffement plus important des hautes latitudes de l'hémisphère Nord (rétroactions positives) liées à la reconquête de la toundra par les forêts boréales plus sombres en été et surtout en hiver en présence de neige (Foley *et al.*, 1994 ; Texier *et al.*, 1997).

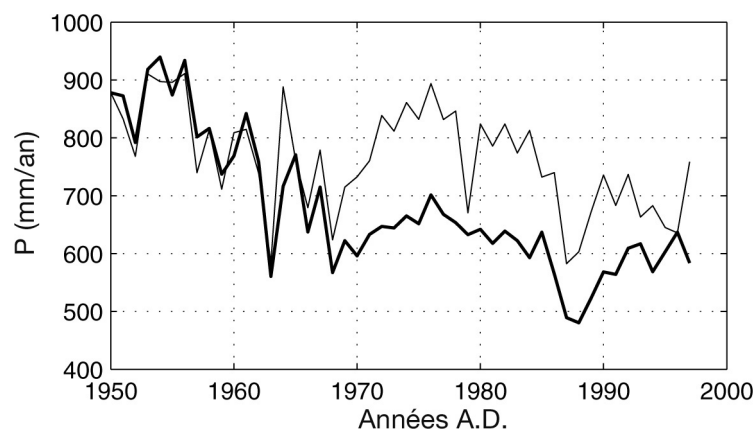
### *La variabilité climatique*

La plupart des phénomènes atmosphériques (comme la mousson en Afrique ou en Inde) ou modes de circulation (comme l'oscillation nord-atlantique, ou l'oscillation australe connue sous le nom d'El Niño) subissent une variabilité interannuelle, décennale ou séculaire que nous ne sommes pas encore en mesure d'expliquer. La mousson africaine par exemple a subi, ces dernières décennies, des fluctuations qui ne semblent pas reliées aux seules variations de la température de surface des océans, mais qui sont accompagnées de fluctuations de la couverture végétale. La question est de savoir si la végétation ne fait que suivre la variation des pluies, ou si elle y participe et comment.

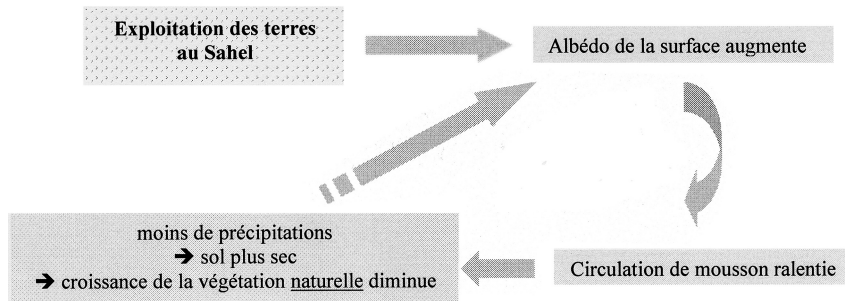
La question clé que nous nous posons donc est : quel rôle joue la dynamique de la végétation sur la variabilité climatique ? C'est par la réalisation de divers scénarios de sensibilité à l'aide de nos modèles numériques que nous tentons de répondre à cette question.

Charney (1975) a le premier émis l'hypothèse que la persistance de la sécheresse au Sahel pourrait être liée au défrichage par l'homme de terres en marge des zones arides. Wang et Eltahir (2000b, a) confirment, à l'aide d'un modèle, que la persistance de la sécheresse au Sahel pourrait être liée à l'usage que l'on y fait des sols. Le défrichage détruit une partie du système racinaire, et réduit ainsi la capacité de la surface à recycler les précipitations qui diminuent. Cette diminution des précipitations affecte la totalité des écosystèmes dans cette région, y compris la végétation naturelle dont le développement est ralenti en raison de ce déficit hygrométrique, amplifiant ainsi l'effet premier sur les précipitations qui diminuent plus fortement encore (figures 4 et 5).

Des études plus récentes à l'échelle globale (Crucifix *et al.*, 2005) et (Delire *et al.*, 2004) semblent confirmer ces conclusions. Elles montrent en effet que la végétation ne paraît pas jouer de rôle majeur sur la variabilité interannuelle mais amplifie la variabilité décennale, tout au moins dans les zones semi-arides où la réponse de la couverture végétale à de faibles changements pluviométriques est importante. D'autres travaux, dédiés à une meilleure compréhension des fluctuations de la mousson indienne, ont montré que l'humidité du sol en Inde pouvait potentiellement jouer un rôle sur l'intensité de la mousson d'une année sur l'autre (Meehl, 1994) conduisant à un cycle quasi biennal de l'intensité de ce phénomène. Lors d'une année de forte mousson (humide) le sol se sature en eau et reste humide jusqu'au début de la saison de mousson suivante. L'évapotranspiration à ce moment-là est importante et entraîne beaucoup de pertes d'énergie par la surface la refroidissant. Le contraste thermique entre continent et océan, qui est l'un des moteurs importants du flux de mousson, est alors diminué et l'advection d'air humide provenant de l'océan est ralentie, comparée à celle de l'année précédente. La



**Figure 4 :** La persistance de la sécheresse au Sahel. Le modèle développé par Wang et Eltahir (2000a) met en évidence, entre 1950 et 2000, une persistance du déficit pluviométrique après la période de défrichage prescrite au modèle (de 1950 à 1970) si la fraction naturelle de la végétation est autorisée à fluctuer avec le système climatique (trait épais), tandis que les précipitations reviennent à des niveaux plus « normaux » quand la fraction naturelle de la végétation est figée (trait fin). La variabilité interannuelle simulée des précipitations dans les deux jeux de simulations est liée aux fluctuations de la température de surface des océans observées entre 1950 et 2000.

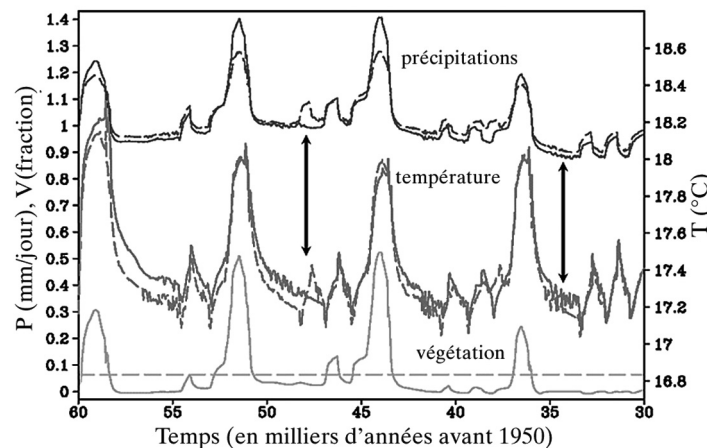


**Figure 5 :** La persistance de la sécheresse au Sahel *peut en partie être expliquée par la réponse de la végétation. L'exploitation des terres, notamment sous forme de pâturages, a eu pour effet premier d'augmenter l'albédo de la surface, réduisant ainsi le contraste thermique entre le continent et l'océan, moteur du flux de mousson africaine. Ce dernier est ainsi ralenti, apportant moins d'eau sur le continent. Ce déficit pluviométrique agit sur la végétation naturelle (non exploitée), qui croît moins bien, participe elle aussi à l'augmentation de l'albédo et contribue au ralentissement du flux de mousson.*

mousson est plus faible, le sol est relativement sec en fin de saison, diminue l'évapotranspiration l'année suivante, autorisant un réchauffement plus important des terres, et par voie de conséquence un plus fort contraste thermique et une mousson forte.

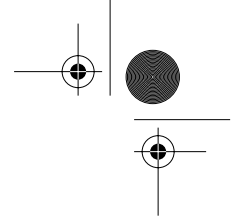
Dans un passé plus lointain, lors de la dernière grande période glaciaire (entre – 60 000 et – 20 000 ans), la très grande variabilité climatique illustrée par des oscillations de grande amplitude connues sous le nom d'événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger (voir l'article d'Édouard Bard dans ce même ouvrage) est liée aux débâcles d'icebergs dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, elles-mêmes provoquées par une instabilité dynamique des calottes glaciaires qui s'étendaient sur de vastes zones en Amérique du Nord et en Europe. Dans une étude de modélisation très récente, Claussen *et al.* (2003) ont mis en évidence une influence potentielle de la végétation sur l'amplitude des événements de Heinrich, et la fréquence des événements de Dansgaard-Oeschger. Deux expériences ont été réalisées. Dans la première, la végétation est autorisée à accompagner les fluctuations climatiques et ainsi à participer à la dynamique du système. Dans la seconde, la distribution de la végétation est fixée, et caractéristique de celle d'un monde froid avec une très grande expansion des herbacées et des zones semi-arides, et une expansion très

limitées des forêts. L'amplitude des événements de Heinrich est plus importante lorsque la végétation est interactive, alors que le nombre d'événements de type Dansgaard-Oeschger est accru lorsque la végétation est figée dans un âge glaciaire (figure 6). L'explication avancée par les auteurs pour le moment, mais qui nécessite de plus amples travaux d'interprétation, est que la végétation, quand elle accompagne le changement climatique, permet un réchauffement plus important de la planète, qui ralentit la reconstruction des calottes glaciaires et ainsi l'atteinte du point de rupture conduisant à la débâcle d'icebergs. Si à l'inverse la végétation est maintenue dans un stade froid, la dynamique de formation des calottes est accélérée, ainsi que l'atteinte de ses points de rupture.



**Figure 6 :** La variabilité climatique en période glaciaire.

*Entre 60 000 et 30 000 ans avant l'actuel, le climat glaciaire se caractérisait par de nombreuses oscillations de type Heinrich pour celles de grande amplitude, et Dansgaard-Oeschger pour celles de moindre amplitude. L'amplitude des événements de Heinrich est augmentée si la végétation est interactive (lignes en trait plein), et les événements de Dansgaard-Oeschger sont plus nombreux si la distribution de végétation est maintenue dans un stade froid (lignes en trait pointillé). Cette figure est extraite de la conférence présentée par Claussen et al. (2003).*



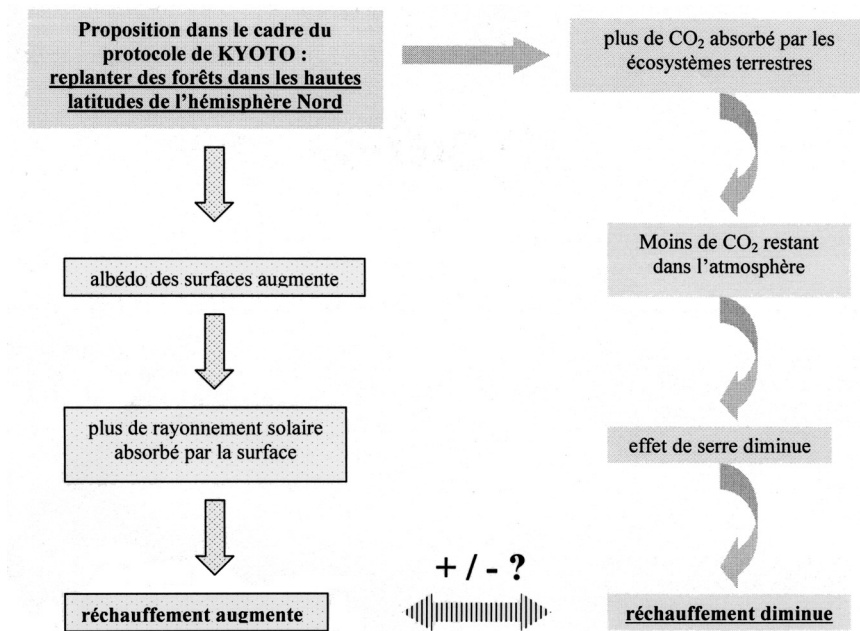
### *Quelles surprises nous réserve la biosphère terrestre dans le futur ?*

Dans les sections précédentes j'ai montré que la dynamique naturelle de la végétation semble jouer un rôle moteur dans la variabilité climatique. Il est donc illusoire d'espérer qu'elle devienne un traceur passif dans le futur !

Peu d'études ont examiné, à ce jour, les conséquences potentielles des interactions entre dynamique naturelle de la biosphère continentale et climat dans le futur. Les seuls travaux disponibles mettent en évidence deux éléments importants conduisant à une amplification probable, par les surfaces continentales, du réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

(1) Le réchauffement anticipé des hautes latitudes de l'hémisphère Nord favorisera non seulement une augmentation de la durée de la saison de croissance des plantes (déjà observée, voir l'article de Bernard Seguin *et al.* dans ce même ouvrage), mais également l'expansion des forêts boréales vers le nord, au détriment de la toundra. Cette reforestation progressive conduira à une diminution de l'albédo de ces régions, particulièrement fort aujourd'hui en période hivernale sous couvert neigeux, et par conséquent à un réchauffement supplémentaire s'ajoutant à celui ayant initié cette reconquête forestière (Levis *et al.*, 2000). Nous retrouvons ici les éléments de rétroaction déjà observés dans le passé, et discutés dans la deuxième section de ce chapitre. C'est cette capacité qu'ont les écosystèmes forestiers à réchauffer l'atmosphère dans les hautes latitudes qui a poussé Betts (2000) à souligner que la proposition faite dans le cadre du protocole de Kyoto, de planter des forêts dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour enrayer l'effet de serre doit être prise avec plus de précautions et analysée en tenant compte de toutes les rétroactions possibles. Si une forêt jeune est en effet plus un puits qu'une source de CO<sub>2</sub> limitant partiellement l'augmentation du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère et donc l'effet de serre, elle est également plus sombre que le couvert herbacé qu'elle remplace et susceptible d'entraîner un réchauffement de la surface puis de l'air (figure 7).

(2) La végétation joue actuellement, vis-à-vis de la concentration en dioxyde de carbone dans l'atmosphère, un rôle de puits, c'est-à-dire qu'elle absorbe, par son fonctionnement biologique, une partie du CO<sub>2</sub>



**Figure 7 :** Les effets de la végétation sur le climat *ne doivent pas être envisagés du seul point de vue du gaz à effet de serre principal : le dioxyde de carbone.*

*La solution proposée par le protocole de Kyoto, pour limiter l'effet de serre atmosphérique par le jeu des implications représentées dans les zones grisées, sur la droite de ce schéma, peut être partiellement ou totalement contrecarrée par les effets de l'une des propriétés physiques de la végétation (son effet sur le rayonnement solaire), représentés sur la gauche de ce schéma dans les zones mouchetées.*

émis par les activités humaines, et limite ainsi son accumulation dans l'atmosphère. Sous l'effet du réchauffement climatique la physiologie de bon nombre d'écosystèmes risque d'être modifiée, et ce rôle de puits est susceptible de diminuer. La décomposition de la matière organique dans les sols, mécanisme par lequel du dioxyde de carbone est libéré et transféré dans l'atmosphère, va s'accélérer puisqu'elle est d'autant plus importante qu'il fait plus chaud, contribuant ainsi à une augmentation supplémentaire du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. C'est ainsi que Dufresne *et al.* (2002) prédisent que la réponse de la biosphère continentale conduira en 2 100 à une augmentation supplémentaire de 80 ppm de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère<sup>3</sup>, tandis que les résultats de l'étude menée par Cox *et al.* (2000)

3. Ces 80 ppm sont à ajouter à l'augmentation du dioxyde de carbone liée aux activités humaines. Le dernier rapport du GIEC parle d'un éventuel doublement de la concentration en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère en 2 100 ; ce doublement risque d'être dépassé par la réponse de la biosphère continentale.



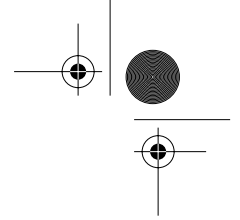


sont encore plus dramatiques et suggèrent une augmentation de 280 ppm ! Des études supplémentaires, avec d'autres modèles, sont actuellement en cours pour tenter de mieux appréhender la marge d'erreur à associer à ces premières estimations.

Le rôle que jouera la biosphère terrestre sur le climat futur est cependant encore plus compliqué compte tenu des nombreuses actions de l'homme sur le paysage qui perturbent la marche naturelle du système. Depuis plus de 10 000 ans l'homme défriche en effet la Terre pour se protéger des intempéries (en construisant des abris), se chauffer, se nourrir (mises en culture très importantes depuis la sédentarisation de l'homme), se déplacer (constructions de routes et de voies ferrées). À l'heure actuelle près de 40 % des terres émergées ont été conquises par l'homme (Vitousek *et al.*, 1997), dans moins d'un siècle certains scénarios prévoient une disparition totale de la forêt équatoriale en Afrique et en Asie du Sud-Est (The-IMAGE-Project, 1998) et une occupation des surfaces continentales par l'homme dépassant 60 %.

Deux simulations numériques ont analysé les effets d'une éventuelle déforestation anthropique de l'Afrique équatoriale sur le changement climatique futur et abouti à des résultats contradictoires. Les perturbations des conditions atmosphériques semblent en effet limitées aux régions déforestées où elles conduisent à un réchauffement supplémentaire dans le cas du modèle ARPEGE de Météo-France (Maynard et Royer, 2004), alors qu'un refroidissement important des moyennes latitudes (notamment en Europe) est observé dans le modèle du Colorado State University (De Fries *et al.*, 2002). Il n'existe donc, pour le moment, aucun consensus entre les modélisateurs du climat sur le rôle que jouera l'anthropisation des surfaces en Afrique sur le climat futur.

Il semble cependant exister un consensus sur l'impact global de la déforestation progressive des moyennes latitudes qui a eu lieu au cours du dernier millier d'années au profit d'une extension des terres arables (afin de nourrir une population grandissante), puisque les études réalisées par Brovkin *et al.* (1999) et Bertrand *et al.* (2002) montrent un refroidissement de l'hémisphère Nord en moyenne annuelle, qui contrecarre partiellement le réchauffement induit par l'augmentation des gaz à effet de serre depuis l'époque pré-industrielle. Ce refroidissement est lié à l'effet dominant de l'albédo des terres enneigées qui est plus fort sur une surface de cultures ou de prairies que sur une surface de forêts. Dans une étude plus récente, Brovkin *et al.* (2004) confirment que l'usage des sols qui a été fait à nos latitudes tempérées, au cours des 150 dernières années, a conduit à un refroidissement, malgré le réchauffement compensatoire lié au rejet de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère induit



par cette déforestation. Leur conclusion confirme les résultats obtenus par Claussen *et al.* (2001) dans une étude théorique visant à démontrer les effets différents, sur le climat, d'une déforestation tropicale comparée à une déforestation des latitudes situées au nord de 40°N. La première produit un réchauffement global lié à la fois au rejet de dioxyde de carbone dans l'atmosphère et à la diminution du flux de chaleur latente émis par les surfaces continentales tropicales, tandis que la seconde conduit au refroidissement précité.

### *Quelques éléments de réflexion en guise de conclusion*

Les surfaces continentales jouent un rôle moteur dans le système climatique virtuel que nous avons été en mesure de mettre en équation dans nos ordinateurs. Il paraît également certain qu'elles jouent un rôle dans le monde réel, même s'il est aujourd'hui impossible de le mettre en évidence avec certitude à l'échelle globale puisque nous ne pouvons envisager une expérience grandeur nature permettant d'isoler les effets de cette seule composante.

Cette science est encore très jeune et les résultats qui ont été discutés dans ce chapitre résultent, pour la plupart, d'études de sensibilité « isolées », c'est-à-dire réalisées par un laboratoire particulier. Elles sont suffisamment convaincantes pour que les climatologues dans leur ensemble décident d'inclure la composante « surface continentale » avec sa « révolution verte » dans leurs modèles, mais pour asseoir la fiabilité de ces études, et des suivantes, il faut définir une stratégie internationale d'intercomparaison de modèles, comme cela est fait dans le cadre de l'évaluation par le GIEC (IPCC, 2001). C'est à cette tâche que s'attellent plusieurs scientifiques depuis peu.

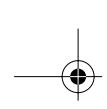
Si les modèles de végétation sont aujourd'hui complexes et incluent une grande multitude de processus et d'interactions, nous savons d'ores et déjà qu'il en manque encore un grand nombre, par exemple (a) les émissions biogéniques par la végétation, qui jouent un rôle sur la composition chimique de l'atmosphère, (b) la prise en compte de la phase solide de l'eau du sol (zones de pergélisol) et ses interactions avec le cycle du carbone (méthane et dioxyde de carbone), (c) les zones humides naturelles et anthropiques qui jouent un rôle fondamental sur le cycle du méthane.

### **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

– BERGER A.L., « Milankovitch theory and climate », *Reviews of Geophysics*, 26 (4), 1988, 624-657.

- BERTRAND C., LOUTRE M.-F., CRUCIFIX M., BERGER A., « Climate of the last millenium : a sensitivity study », *Tellus*, 54A, 2002, 221-244.
- BETTS R.A., « Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo », *Nature*, 408, 2000, 187-190.
- BRACONNOT P., JOUSSAUME S., DE NOBLET N., MARTI O., « La modélisation du climat d'il y a 6 000 ans », *Images de la Physique*, 1999a, 92-98.
- BRACONNOT P., JOUSSAUME S., MARTI O., DE NOBLET N., « Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation », *Geophysical Research Letters*, 26 (16), 1999b, 2481-2484.
- BROVKIN V., GANOPOLSKI A., CLAUSSEN M., KUBATZKI C., PETOUKHOV V., « Modelling climate response to historical land cover change », *Global Ecology and Biogeography Letters*, 8, 1999, 509-517.
- BROVKIN V., SITCH S., VON BLOH W., CLAUSSEN M., BAUER E., CRAMER W., « Role of land cover changes for atmospheric CO<sub>2</sub> increase and climate change during the last 150 years », *Global Change Biology*, 10, 2004, 1253-1266.
- CHARNEY J.G., « Dynamics of desert and drought in the Sahel », *Quart. Journal of the Royal Meteorological Society*, 101, 1975, 193-202.
- CLAUSSEN M., BROVKIN V., GANOPOLSKI A., « Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change », *Geophysical Research Letters*, 28 (6), 2001, 1011-1014.
- CLAUSSEN M., GANOPOLSKI A., BROVKIN V., GERSTENGARBE F., WERNER P., JAHN A., 2-D Seesaw Pattern : Simulated global-scale response of the climate system to Dansgaard/Oeschger and Heinrich events, *International Conference on Earth System Modelling*, Hamburg, September 15-19, 2003, 2003.
- CLAUSSEN M., KUBATZKI C., BROVKIN V., GANOPOLSKI A., HOELZMANN P., PACHUR H.-J., « Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene », *Geophysical Research Letters*, 26 (14), 1999, 2037-2040.
- COX P., BETTS R.A., JONES C.D., SPALL C.D., TOTTERDELL I.J., « Acceleration of global warming due to carbone-cycle feedbacks in a coupled climate model », *Nature*, 408, 2000, 184-187.
- CRUCIFIX M., BETTS R.A., COX P., « Vegetation and climate variability : a GCM modelling study », *Climate Dynamics*, 24 (5), 2005, 457-467.
- CRUCIFIX M., LOUTRE M.-F., « Transient simulations over the last interglacial period (126-115 kyr BP) : feedback and forcing analysis », *Climate Dynamics*, 19, 2002, 417-433.
- DE FRIES R., BOUNOUA L., COLLATZ G.J., « Human modification of the landscape and surface climate in the next fifty years », *Global Change Biology*, 8, 2002, 438-458.
- DE NOBLET N., PRENTICE I.J., JOUSSAUME S., TEXIER D., BOTTA A., HAXELTINE A., 1996, « Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation », *Geophysical Research Letters*, 23 (22), 3191-3194.
- DEARDORFF J.W., « A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models », *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1977, 1182-1185.

- DEARDORFF J.W., « Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation », *Journal of Geophysical Research*, 83, 1978, 1889-1903.
- DELIRE C., FOLEY J.A., THOMPSON S., « Long-term variability in a coupled atmosphere-biosphere model », *Journal of Climate*, 17 (20), 2004, 3947-3959.
- DICKINSON R.E., HENDERSON-SELLERS A., KENNEDY P.J., WILSON M.F., Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Model, Report No. NCAR/TN275+STR, NCAR Technical Note, 1986.
- DUFRESNE J.-L., FRIEDLINGSTEIN P., BERTHELOT M., BOPP L., CIAIS P., FAIRHEAD L., LE TREUT H., MONFRAY P., « Direct and indirect effects of future climate change on land and ocean carbon uptake », *Geophysical Research Letters*, 29 10.1029/2001GL013777, 2002.
- FOLEY J.A., KUTZBACH J.E., COE M.T., LEVIS S., « Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch », *Nature*, 371, 1994, 52-54.
- FOLEY J.A., PRENTICE C.I., RAMANKUTTY N., LEVIS S., POLLARD D., SITCH S., HAXELTINE A., « An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics », *Global Biogeochemical Cycles*, 10 (4), 1996, 603-628.
- GALLÉE J.-F., VAN YPERSELE J.P., FICHEFET T., MARSAT I., TRICOT C., BERGER A.L., « Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate-ice sheet model. Part 2 : response to insolation and CO<sub>2</sub> variations », *Journal of Geophysical Research*, 97 (D14), 1992, 15713-15740.
- GALLIMORE R.G., KUTZBACH J.E., « Role of orbitally induced changes in tundra area in the onset of glaciation », *Nature*, 381, 1996, 503-505.
- HOLDRIDGE L.R., « Determination of world formations from simple climatic data », *Science*, 105, 1947, 367-368.
- IPCC, Climate Change 2001. The Scientific Basis, Vol. Cambridge University Press, 2001.
- JOUSSAUME S., TAYLOR K., BRACONNOT P., MITCHELL J., KUTZBACH J.E., HARRISON S.P., PRENTICE C.I., ABE-OUCHI A., BONFILS C., BROCCOLI A., DONG B., HERTERICH K., HEWITT C., JOLLY D., KIM J.W., KISLOV A., KITO A., MASSON V., McAVANEY B.J., McFARLANE N., DE NOBLET N., PETERSCHMITT J.-Y., POLLARD D., RIND D., ROYER J.-F., SCHLESINGER M., SYKTUS J., THOMPSON S., VALDES P., VETTORETTI G., WEBB R.S., WYPUTTA U., « Monsoon changes/Regional climates for 6000 years ago : results of 18 simulations from the Palaeoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) », *Geophysical Research Letters*, 26, 1999, 859-862.
- KAGEYAMA M., CHARBIT S., RITZ C., KHODRI M., « Quantifying Ice-sheet feedbacks during the last glacial inception », *Geophysical Research Letters*, sous presse.
- KÖPPEN W., « Das Geographisches System der Klimate », in Köppen W., Geiger R. (éds.), *Handbuch der klimatologie*, Gerbrüder Borntraeger, Berlin, 1936.
- KRINNER G., VIOVY N., DE NOBLET-DUCOUDRÉ N., OGÉE J., FRIEDLINGSTEIN P., CIAIS P., SITCH S., POLCHER J., PRENTICE I.C., « A dynamical global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system », *Global Biogeochemical Cycles*, 19 GB1015, doi : 10.1029/2003GB002199, 2005.



- LEVIS S., FOLEY J.A., POLLARD D., « Large-Scale Vegetation Feedbacks on a Doubled CO<sub>2</sub> Climate », *Journal of Climate*, 13 (7), 2000, 1313-1325.
- MANABE S., « The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface », *Monthly Weather Review*, 97, 1969, 739-774.
- MAYNARD K., ROYER J.-F., « Effects of « realistic » land-cover change on a greenhouse-warmed African climate », *Climate Dynamics*, 22, 2004, 343-358.
- MEEHL G.A., « Influence of the Land Surface in the Asian Summer Monsoon : External Conditions versus Internal Feedbacks », *Journal of Climate*, 7 (7), 1994, 1033-1049.
- MILANKOVITCH M.M. (éd.), *Kanon der Erdbestahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, 1941.
- PHILLIPPS P.J., HELD I.M., « The response to orbital perturbations in an atmospheric model coupled to a slab ocean », *Journal of Climate*, 7, 1994, 767-782.
- PRENTICE I.C., CRAMER W., HARRISON S.P., LEEMANS R., MONSERUD R.A., SOLOMON A.M., « A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate », *Journal of Biogeography*, 19, 1992, 117-134.
- RIND D., PETEET D., KUKLA G., « Can Milankovitch orbital variations initiate the growth of ice sheets in a general circulation model ? », *Journal of Geophysical Research*, 94, 1989, (D10) : 12851-12871.
- ROYER J.-F., DEQUE M., PESTIAUX P.A., « Sensitivity experiment of astronomical forcing with a spectral GCM : simulation of the annual cycle at 125 000 BP and 115 000 BP », in Berger A. (éd.), *Milankovitch and Climate*, vol 2, Reidel Publ. Co., 1984, 73-763.
- SELLERS P.J., MINTZ Y., SUD Y.C., DALCHER A., « A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models », *Journal of Atmospheric Sciences*, 43, 1986, 505-531.
- TEXIER D., DE NOBLET N., BRACONNOT P., « Sensitivity of the African and Asian monsoons to mid-Holocene insolation and data-inferred surface changes », *Journal of Climate*, 13, 2000, 164-181.
- TEXIER D., DE NOBLET N., HARRISON S.P., HAXELTINE A., JOUSSAUME S., JOLLY D., LAARIF F., PRENTICE I.C., TARASOV P., « Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change : a coupled model simulation for 6000 yr BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa », *Climate Dynamics*, 13, 1997, 865-882.
- The-IMAGE-Project, *Global Change Scenarios of the 21st Century*, Vol. Elsevier Science Ltd, Oxford, 1998.
- VITOUSEK P.M., MOONEY H.A., LUBCHENCO J., MELILLO J.M., 1997, « Human domination of Earth's ecosystems », *Science*, 277, 494-499.
- WANG G., ELTAHIR E.A.B., « Ecosystem dynamics and the Sahel drought », *Geophysical Research Letters*, 27 (6), 2000a, 795-798.
- WANG G., ELTAHIR E.A.B., « Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall », *Water Resources Research*, 36 (4), 2000b, 1013-1021.