HAL
open science

Qu'apprend-on des grands changements climatiques passés ?

Valérie Masson-Delmotte, Pascale Braconnot, Masa Kageyama, Pierre Sepulchre

To cite this version:

Valérie Masson-Delmotte, Pascale Braconnot, Masa Kageyama, Pierre Sepulchre. Qu'apprend-on des grands changements climatiques passés ?. La Météorologie, 2015, 88, pp.25-35. 10.4267/2042/56359 . hal-03023057

HAL Id: hal-03023057

https://hal.science/hal-03023057v1

Submitted on 25 Nov 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Qu'apprend-on des grands changements climatiques passés ?

Valérie Masson-Delmotte, Pascale Braconnot, Masa Kageyama, Pierre Sepulchre

Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement,
Institut Pierre-Simon Laplace, CEA / CNRS, Gif-sur-Yvette

valerie.masson@lsce.ipsl.fr

Résumé

Cet article introduit les facteurs naturels qui ont agi sur le système climatique, à différentes échelles de temps, ainsi que les caractéristiques de la variabilité interne au système climatique et ses rétroactions. Nous décrivons brièvement les méthodes déployées pour caractériser et comprendre les grands changements climatiques passés, à partir de la datation et de l'analyse d'archives naturelles du climat mais aussi de simulations numériques de ces climats. Les relations entre concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre et température moyenne à la surface de la Terre sont abordées pour des périodes très contrastées, les phases chaudes de l'Éocène et du Pliocène, et le climat glaciaire. Les climats passés témoignent aussi de variations rapides du climat, répétées pendant les périodes glaciaires et liées à des modifications du transport de chaleur interhémisphérique de l'océan Atlantique, ce qui se traduit par des changements de température de surface de signe opposé dans les deux hémisphères. Nous présentons enfin les grands traits des changements de température à la surface de la Terre lors des deux dernières périodes interglaciaires, en réponse aux modifications lentes des caractéristiques de l'orbite terrestre. L'ensemble de ces climats passés fournit un banc d'essai pour tester les modèles de climat, mais aussi pour mettre en perspective l'ampleur et la vitesse du changement climatique en cours et à venir.

Les climats passés donnent accès à un ensemble d'expériences naturelles sur le système climatique terrestre, dans lesquelles interviennent les mêmes mécanismes que ceux qui façonnent le climat actuel et interviendront dans l'évolution future du climat. C'est ce qui explique que les rapports du groupe de travail I du Giec fassent le point sur les progrès des connaissances vis-à-vis de ces climats passés.

Dans ce chapitre, nous introduisons les facteurs naturels (ou « forçages ») qui agissent sur le climat, à différentes échelles de temps, ainsi que les mécanismes de rétroaction intrinsèques à la machine climatique. Nous présentons ensuite brièvement les méthodes mises en œuvre pour caractériser et simuler les changements climatiques passés. Enfin, nous faisons le point sur la manière dont la compréhension des changements climatiques passés peut éclairer les changements climatiques en cours et à venir.

Fonctionnement du « système Terre » et expériences naturelles

Les variations climatiques passées témoignent de la réponse du système climatique à différents éléments déclencheurs, qui agissent à différentes échelles de temps et font intervenir des perturbations physiques ou biogéochimiques, comme :

– le forçage biologique : à très long terme, au cours de centaines de millions d'années, l'évolution biologique a progressivement modifié la composition de l'atmosphère et les caractéristiques des surfaces continentales ;

– le forçage géologique : des modifications à très long terme (millions d'années) de la géographie physique (positions des continents, soulèvement des chaînes de montagne) agissent également sur la composition de l'atmosphère *via* l'équilibre entre le volcanisme de fond (rejet de CO_2 vers l'atmosphère), l'altération des roches et la sédimentation (piègeage du CO_2 dans les sédiments marins) ;

– le forçage astronomique (aussi appelé forçage orbital) : des modifications lentes (milliers à centaines de milliers d'années) de la répartition de l'ensoleillement en fonction des latitudes et des saisons résultent des variations de la géométrie de l'orbite de la Terre autour du Soleil et de son axe d'inclinaison ;

– le forçage solaire : il caractérise les modifications de l'énergie reçue du Soleil, du fait des variations de son activité ;

– le forçage volcanique : les éruptions volcaniques explosives entraînent la formation d'aérosols atmosphériques qui ont une durée de vie de quelques années et, en diffusant le rayonnement solaire incident, ont un effet refroidissant sur le climat.

Le système climatique a aussi la capacité de générer une variabilité inhérente aux interactions entre ses différentes composantes et tout particulièrement entre les circulations atmosphériques et océaniques. Cette variabilité « interne » se traduit par une organisation spatiale de grande échelle permettant de décrire des « modes de variabilité » comme le phénomène El Niño. La variabilité interne s'exprime à différentes échelles de temps, d'une année à l'autre à plusieurs centaines d'années.

Abstract

What can be learned from large past climate variations?

This article introduces the natural factors acting on the climate system, on different time scales, and the characteristics of internal climate variability and feedbacks. The methods used to reconstruct and understand past large climate changes from the dating and analysis of natural archives and past climate numerical simulations are briefly described. The relationships between changes in atmospheric greenhouse gas concentrations and the mean temperature at the Earth's surface are investigated for very contrasted past periods, the warm phases of the Eocene and Pliocene, and the glacial climate. Past climates have also unveiled the repeated occurrence of abrupt events during glacial periods, linked with major reorganizations of the inter-hemispheric heat transport by the Atlantic Ocean leading to contrasted surface temperature changes in the two hemispheres. We finally depict the large-scale patterns of surface temperature changes during the present and last interglacial periods, in response to gradual changes of the Earth's orbit. All these past climates provide benchmarks to test climate models, and a framework against which recent and projected changes can be compared.

Ces facteurs ont été des moteurs de l'évolution passée du climat et agiront sur son évolution future, à court et long terme ; depuis l'ère industrielle, l'influence humaine sur le climat s'ajoute à ces facteurs naturels (Planton *et al.*, 2015, ce numéro).

La réponse du climat à des forçages met en jeu un ensemble de mécanismes amplificateurs ou stabilisateurs appelés rétroactions, dont certains sont rapides et d'autres plus graduels (figure 1). Si les processus intervenant dans les rétroactions climatiques rapides peuvent être caractérisés par l'étude du climat récent, seuls les climats passés permettent d'appréhender les rétroactions lentes du « système Terre », opérant sur plusieurs siècles ou davantage. Les climats passés mettent également en évidence des transitions entre différents états moyens (par exemple, entre climat glaciaire et interglaciaire) et témoignent de l'occurrence d'événements « abrupts », identifiés par des variations climatiques rapides, qui se sont produits en quelques décennies à quelques siècles. Ces caractéristiques posent la question du fonctionnement de la variabilité interne au système climatique et de l'existence d'effets de seuil. Les climats passés permettent enfin d'identifier les caractéristiques de la variabilité intrinsèque au système climatique actuel sur plusieurs millénaires. Cela permet de situer les changements en cours dans le contexte de cette variabilité naturelle et ainsi de mieux mettre en perspective l'influence humaine sur le climat (Khodri *et al.*, 2015, ce numéro).

L'étude des climats passés a ainsi contribué à faire évoluer les modèles de climat vers des modèles de « système Terre » qui intègrent non seulement les interactions physiques entre l'océan et l'atmosphère mais également la cryosphère, la chimie de l'atmosphère et les aérosols, la dynamique de la végétation et le cycle du carbone.

Des progrès majeurs dans la compréhension des changements climatiques passés

Les progrès logistiques ont permis d'accéder à un ensemble d'archives naturelles du climat, à travers des méthodes de collecte, de carottage et de forage déployées dans tous les milieux, depuis les concrétions des grottes jusqu'aux glaciers de haute altitude, en passant par les sédiments marins ou lacustres. Les progrès technologiques des systèmes d'analyse permettent d'effectuer des mesures très précises sur de très petits échantillons pour dater ces archives et en extraire des indicateurs biologiques ou physico-chimiques appelés « proxies ». Ces indicateurs sont sensibles à une ou plusieurs variables climatiques (comme la température, la quantité de précipitations ou la salinité). Leurs relations sont étudiées grâce aux observations actuelles, par le développement d'approches statistiques et/ou la modélisation de processus, en tenant spécifiquement compte de la manière dont

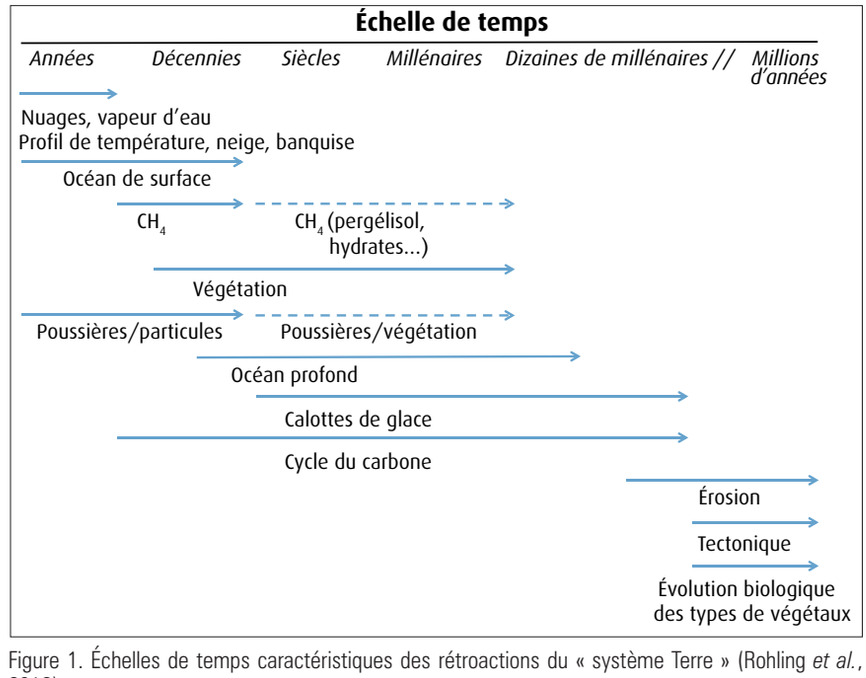

Figure 1. Échelles de temps caractéristiques des rétroactions du « système Terre » (Rohling *et al.*, 2012).

s'effectue l'enregistrement du signal climatique (par exemple, selon la saison, la profondeur ou l'altitude). Il est donc possible de reconstruire les variations climatiques passées, dans l'espace (latitude, longitude, altitude au-dessus des continents, profondeur dans les océans) et dans le temps, à partir de la compilation de ces informations paléoclimatiques (Jeandel et Mosseri, 2011 ; Duplessy et Ramstein, 2013).

À ces reconstructions s'ajoute la caractérisation des facteurs externes, appelés forçages, qui ont agi sur les différents compartiments du système climatique au cours du temps (figure 1). Cela intègre les connaissances de la topographie de la surface terrestre (position des continents et océans, reliefs, extension des calottes de glace continentales) et de l'évolution de la composition atmosphérique (concentrations en gaz à effet de serre et poussières continentales). Pour les périodes les plus récentes, les variations de l'activité solaire sont estimées grâce aux signaux transmis par les isotopes cosmogéniques (^{10}Be mesuré dans les glaces polaires et ^{14}C mesuré dans les anneaux de croissance des arbres), alors que la caractérisation de l'impact de l'activité volcanique sur le climat repose sur l'analyse des dépôts de poussières volcaniques dans les glaces polaires. Connaître précisément les facteurs agissant sur le bilan radiatif terrestre (forçages radiatifs) et les conditions aux limites (topographie) du système climatique est un pré-requis indispensable pour simuler les climats passés.

En parallèle, une hiérarchie de modèles de climat a été développée pour simuler le fonctionnement du système climatique. Des modèles conceptuels ont ainsi été mis en œuvre pour comprendre les cycles glaciaires-interglaciaires ou encore les variations rapides du climat. Les modèles représentant les circulations atmosphériques et océaniques en trois dimensions ont été utilisés pour simuler le climat de différentes périodes passées, en réponse à des changements de forçages externes prescrits. Des modèles de complexité intermédiaire ont permis de faire des simulations transitoires longues de plusieurs milliers d'années.

La confrontation des résultats des simulations numériques avec les reconstructions climatiques issues des données passées permet de tester notre compréhension du fonctionnement du climat et la capacité des modèles à reproduire des variations climatiques dans une gamme différente de celle de la période actuelle qui sert de référence pour le développement et la mise au point des modèles. Depuis une vingtaine d'années, les exercices de comparaison de modèles de climat comportent un volet portant sur les climats passés à travers le Paleoclimate Modelling Intercomparison Project[1] pour plusieurs périodes clés choisies en termes de forçages, d'informations paléoclimatiques disponibles, d'ampleur ou de vitesse de changements : les derniers 1 000 ans ; le climat de l'Holocène moyen, il y a 6 000 ans ; le début de l'Holocène et l'événement froid qui s'est produit il y a 8 200 ans ; le dernier maximum glaciaire, il y a 21 000 ans ; la dernière période interglaciaire, il y a 130 000 à 115 000 ans ; et enfin la période chaude du Pliocène moyen (il y a 3,3 à 3 millions d'années). Cette initiative a motivé des synthèses de données paléoclimatiques pour des périodes clés et le développement de méthodologies pour confronter simulations et les indicateurs utilisés en paléoclimatologie. La confrontation entre reconstructions et simulations permet de mieux interpréter et exploiter les enregistrements paléoclimatiques. Ainsi, les simulations permettent d'explorer la cohérence spatiale des changements climatiques passés et donc d'évaluer si un enregistrement paléoclimatique d'un site donné reflète des effets purement locaux ou bien s'il est représentatif de changements sur une région plus vaste. Elles offrent aussi la possibilité de tester la capacité des modèles de climat à dans des conditions radicalement différentes de celles de la période récente pour laquelle ils sont mis au point. Enfin, ces simulations sont indispensables à la compréhension des mécanismes physiques de ces changements passés.

Dans l'optique du 5e rapport d'évaluation du Giec, des simulations de climats passés ont été intégrées dans le projet international CMIP5 (Boucher *et al.*, 2015, ce numéro) avec trois cibles : le climat du dernier maximum glaciaire, il y a 21 000 ans (permettant d'évaluer la réponse des modèles de climat à une baisse de concentration en gaz à effet de serre et à la présence de calottes de glace massives aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord) ; le climat de l'Holocène moyen, il y a 6 000 ans (permettant de tester leur réponse à une orbite terrestre différente) ; et le climat du dernier millénaire (pour leur réponse aux variations des activités solaire et volcanique). Ces simulations ayant été effectuées avec les mêmes modèles de climat que pour la période historique et les projections, elles ouvrent la possibilité de tirer parti des informations issues des archives naturelles du climat pour évaluer quels modèles représentent le mieux les mécanismes de changements passés et donc la possibilité de réduire les incertitudes sur les projections, si ces mécanismes sont aussi à l'œuvre pour les climats futurs (Schmidt *et al.*, 2014).

Changements passés de la teneur en gaz à effet de serre et réponse du climat

Plusieurs méthodes permettent d'estimer l'évolution de la teneur atmosphérique en CO_2 au cours des 65 millions d'années (Ma) écoulées, complétant l'enregistrement issu de l'air piégé dans les carottes de glace antarctiques, ce dernier étant limité aux 800 000 dernières années (figure 2). Ces méthodes indirectes reposent par exemple sur les isotopes du bore dans les sédiments carbonatés des fonds océaniques, l'analyse des isotopes stables du carbone dans des sédiments marins ou terrestres, ou le comptage des stomates sur les fossiles végétaux.

Les concentrations actuelles en dioxyde de carbone, méthane et protoxyde d'azote dans l'atmosphère dépassent largement les niveaux enregistrés dans les carottes de glace au cours des variations glaciaires-interglaciaires des derniers 800 000 ans. Néanmoins, sur le plus long terme, l'histoire géologique de la Terre révèle également des périodes de teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre élevées qui témoignent de leur impact à long terme sur le climat global. Lors de plusieurs périodes passées caractérisées par une concentration élevée en dioxyde de carbone, le climat était en effet plus chaud que pendant la période préindustrielle.

Ainsi, pour la période entre 65 et 50 millions d'années (Ma) appelée Paléocène-Éocène, les différentes estimations suggèrent une concentration en CO_2 atmosphérique supérieure à 1 000 ppm[2] des valeurs largement supérieures à la concentration actuelle (400 ppm) et préindustrielle (280 ppm).

1. http://pmip3.lsce.ipsl.fr

2. ppm : parties par million en volume

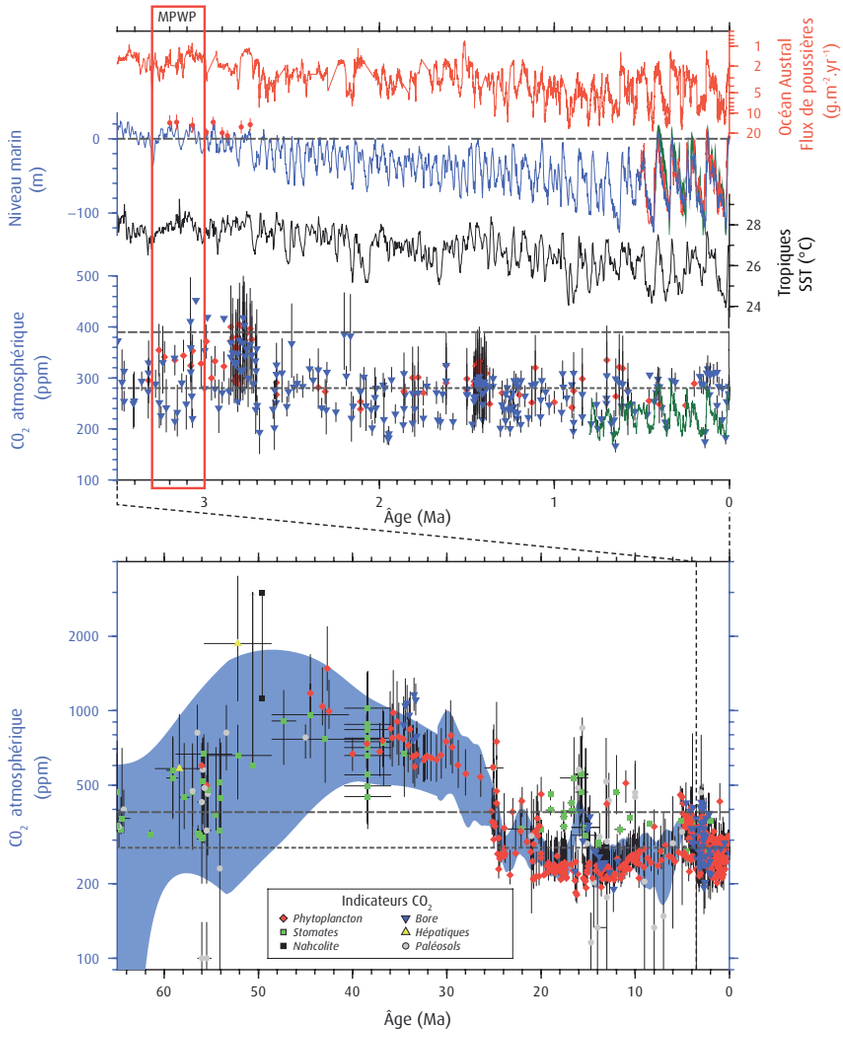

Figure 2. Estimations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère au cours des derniers 65 millions d'années (en bas) et des derniers 3,5 millions d'années (en haut). Sur la figure du haut sont également représentés les changements de température de surface des océans tropicaux (noir), les changements de niveau des mers estimés à partir de sédiments marins (bleu), le dépôt de poussières dans les sédiments marins de l'océan Austral (en rouge) et les mesures de la concentration en CO_2 dans les carottes de glace antarctiques (en vert). Différents indicateurs ont été utilisés pour estimer la concentration atmosphérique en CO_2 au cours des derniers 3,5 millions d'années, à savoir les isotopes du bore dans les sédiments marins (triangles bleus) et les isotopes du carbone de phytoplancton (losanges rouges). La zone encadrée en rouge indique la période chaude du milieu du Pliocène. Adapté de Masson-Delmotte *et al.* (2013).

Par ailleurs, le système Terre de cette période est caractérisé par une géographie physique très différente de l'actuelle, avec notamment l'absence des grandes cordillères (Andes, Rocheuses), un passage océanique large et profond à la place de l'Amérique centrale et une connexion entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique, dépourvue de calotte de glace. Les différents indicateurs marins et continentaux suggèrent que le climat global était particulièrement chaud, avec des températures de 5 à 30 °C plus élevées qu'actuellement, selon la latitude considérée. Ce réchauffement étant particulièrement intense lors de l'optimum climatique de l'Éocène inférieur (entre 53 et 50 Ma).

Vers 55 Ma, le maximum thermique du Paléocène-Éocène (PETM) témoigne d'un événement spectaculaire de réchauffement global. L'analyse des sédiments marins indique une augmentation supplémentaire de 4 à 7 °C des températures du fond des océans et un réchauffement de 8 à 10 °C à la surface des mers aux hautes latitudes. À l'échelle géologique, c'est l'événement de réchauffement climatique le plus abrupt jamais enregistré ; ainsi, si la durée totale de l'événement est estimée à 170 000 ans, les changements de températures mentionnés plus haut ont eu lieu en l'espace de 5 000 et 20 000 ans. Dans cet intervalle de temps, on estime que 4 500 à 6 800 milliards de tonnes de carbone ont été injectées dans l'atmosphère (sous forme de CO_2, en partie issue de l'oxydation de méthane), une quantité dix fois supérieure aux émissions anthropiques des derniers 250 ans, mais du même ordre de grandeur que certaines projections à l'horizon 2400. Lors du PETM, plusieurs hypothèses ont été suggérées pour la source de cette injection brutale de gaz à effet de serre, allant de l'activité volcanique à la déstabilisation d'hydrates de méthane[3] stockés au fond des océans. Le PETM témoigne d'une acidification océanique majeure, associée à l'extinction de 50 % des espèces de foraminifères benthiques[4].

De même, la période chaude du milieu du Pliocène (entre 3,3 et 3 Ma) est caractérisée par une concentration atmosphérique en CO_2 entre 350 et 450 ppm, une température de l'air en surface entre 1,9 et 3,6 °C plus élevée qu'au début du XXe siècle et une réduction du volume des glaces continentales (au Groenland et en Antarctique). Les informations géologiques et les simulations suggèrent donc que les calottes de glace actuelles pourraient subir une déglaciation importante si la concentration actuelle de CO_2 persiste pendant plusieurs milliers d'années.

Enfin, les changements de la concentration en gaz à effet de serre ont joué un rôle important dans l'amplitude et la durée des cycles glaciaires-interglaciaires (figure 3). Ces cycles sont contrôlés par le forçage astronomique (voir ci-dessus), mais leur amplitude ne peut être expliquée que par l'effet amplificateur d'un ensemble de rétroactions du climat, du cycle du carbone (et de la concentration atmosphérique en CO_2) et de la cryosphère (en particulier de l'albédo des surfaces glacées et enneigées). Reconstructions et simulations convergent pour montrer que le démarrage d'une glaciation dépend à la fois de la configuration astronomique et de la teneur atmosphérique en CO_2. Compte tenu des faibles variations de la géométrie de l'orbite terrestre calculées pour les 50 000 années à venir (figure 3), aucune glaciation ne serait à attendre d'ici là si la concentration en CO_2 reste au-dessus de 300 ppm (Berger et Loutre, 2002).

3. Aussi appelés clathrates, les hydrates de méthane sont des molécules de gaz entourées par un réseau de molécules d'eau formant une « cage » et ayant l'apparence de la glace. On les trouve dans les fonds marins, sur les marges continentales, à des profondeurs de 300 à 800 mètres, et dans les sols gelés de l'Arctique.
4. Type de zooplancton vivant au fond des oéans.

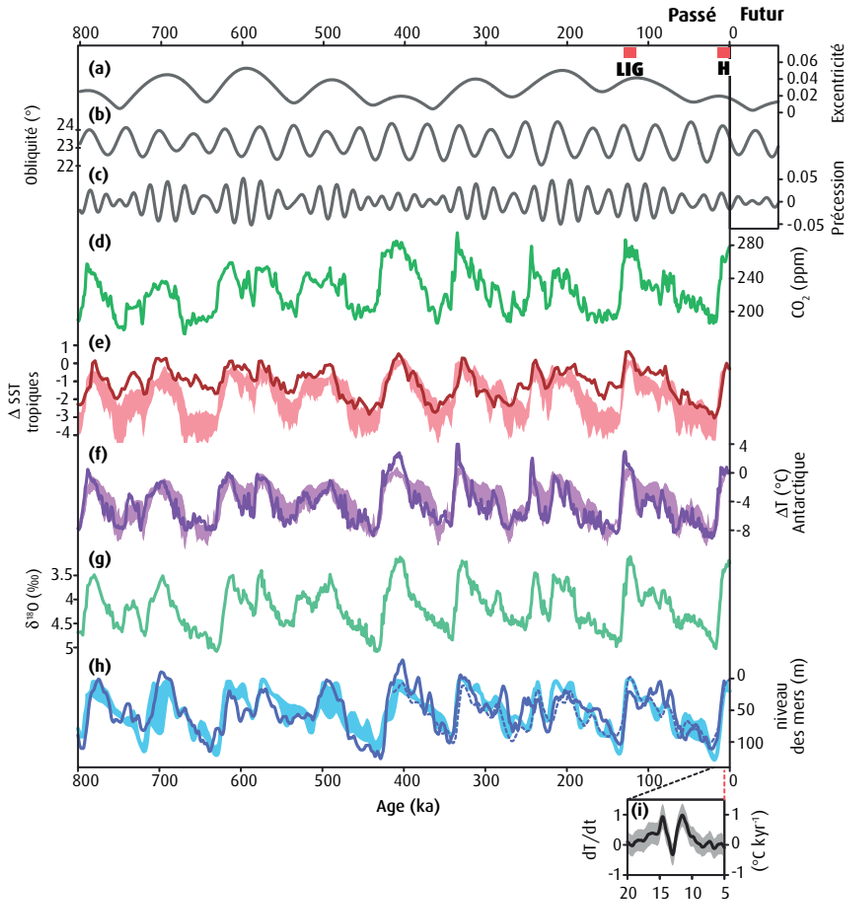

Figure 3. Cycles glaciaires-interglaciaires des derniers 800 000 ans (en fonction du temps, exprimé en milliers d'années passées ou futures, ou ka). De haut en bas : caractéristiques du forçage astronomique (excentricité, obliquité et paramètre de précession) ; concentration atmosphérique en CO_2 mesurée dans les carottes de glace antarctiques ; estimation des changements de température de surface des océans tropicaux (rouge) ; estimation des changements de température en Antarctique (violet) ; composition isotopique des foraminifères benthiques de sédiments marins (vert) et estimation du niveau des mers (bleu). Les enveloppes colorées représentent, pour certains paramètres, le résultat de simulations effectuées à l'aide de modèles climatiques de complexité intermédiaire auxquels sont prescrits les changements de composition atmosphérique et le forçage astronomique ; les changements de calottes de glace sont dans certains cas prescrits et dans d'autres cas interactifs. Encadré du bas : estimation de la vitesse du changement de température moyenne à la surface de la Terre à partir d'une compilation d'enregistrements paléoclimatiques (Shakun *et al.*, 2012). Adapté de Masson-Delmotte *et al.* (2013).

Grâce au projet PMIP, des synthèses des estimations des changements de températures glaciaires (ou « reconstructions ») ont été effectuées. Les mêmes modèles de climat ont été utilisés pour simuler le climat futur et pour le climat glaciaire. Le changement de température de surface en moyenne globale entre le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans) et le climat préindustriel est estimé à environ 5 °C (entre 3 et 8 °C), avec un rythme de réchauffement pouvant atteindre 1,5 °C par millénaire (Shakun *et al.*, 2012). Reconstructions et simulations du climat glaciaire concordent pour décrire un refroidissement, par rapport au climat préindustriel, de quelques degrés dans les tropiques et atteignant plus de 10 °C aux pôles, mettant ainsi en évidence une amplification des changements de température vers les pôles. Le refroidissement est également plus important sur les continents que sur les océans. Ces phénomènes d'amplification des changements de température au-dessus des continents et vers les pôles sont également une caractéristique des projections climatiques futures, simulées en réponse à l'augmentation de l'effet de serre anthropique (figure 4). Les reconstructions de température pour le dernier maximum glaciaire permettent donc de valider la capacité des modèles de climat à représenter ces phénomènes.

Reconstructions et simulations du climat glaciaire ont également été combinées pour identifier des limites inférieures et supérieures à la sensibilité du climat : pour un doublement de la teneur atmosphérique en dioxyde de carbone, une réponse de température inférieure à 1 °C ou supérieure à 6 °C peut être exclue[5]. Cette approche est cependant limitée par (i) les incertitudes sur les reconstructions de températures et tout particulièrement les températures de surface des océans tropicaux ; (ii) par le fait que, pour certains modèles de climat, les rétroactions liées aux nuages ne sont pas toujours symétriques dans le cas d'un refroidissement ou d'un réchauffement (Crucifix, 2006) ; (iii) par des rétroactions du « système Terre » non prises en compte pour la simulation du climat glaciaire, comme les changements de végétation et l'émission plus importante d'aérosols (poussières ou autres particules en suspension dans l'atmosphère), qui ont un effet sur le bilan radiatif. Cela requiert d'utiliser des modèles de climat à haute résolution spatiale pour représenter finement le soulèvement de ces poussières. Au cours des prochaines années, des progrès dans l'estimation plus fine du changement de température glaciaire par le développement des indicateurs paléoclimatiques, l'amélioration des simulations et le développement des méthodes statistiques d'intégration entre reconstructions et simulations pourraient permettre de réduire l'incertitude sur la sensibilité du climat (Schmidt *et al.*, 2014).

Enfin, plusieurs études ont identifié la séquence des événements au cours de la dernière déglaciation, il y a environ 20 000 à 10 000 ans. Les changements d'ensoleillement de l'hémisphère Nord ont piloté la fonte des calottes de cet hémisphère. Le réchauffement de l'hémisphère Sud a précédé celui de l'hémisphère Nord du fait d'un ralentissement de la circulation méridienne de l'océan Atlantique (voir la partie suivante sur les variations climatiques rapides) et d'une réponse rapide de la glace de mer et du climat autour de l'Antarctique au forçage astronomique. Climat et cycle du carbone ont été étroitement liés, comme en témoigne l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2 suivant rapidement le réchauffement de l'Antarctique. Seules quelques études pilotes ont été conduites pour simuler cette dernière

5. La sensibilité du climat est la réponse, à l'équilibre, de la moyenne globale annuelle de la température de surface de la Terre à un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 par rapport à une référence préindustrielle. La sensibilité du climat est calculée à partir de simulations. Elle peut également être estimée pour des périodes passées en utilisant des estimations du changement de température moyenne et des estimations des forçages radiatifs. Voir aussi Boucher et al. *(2015, ce numéro).*

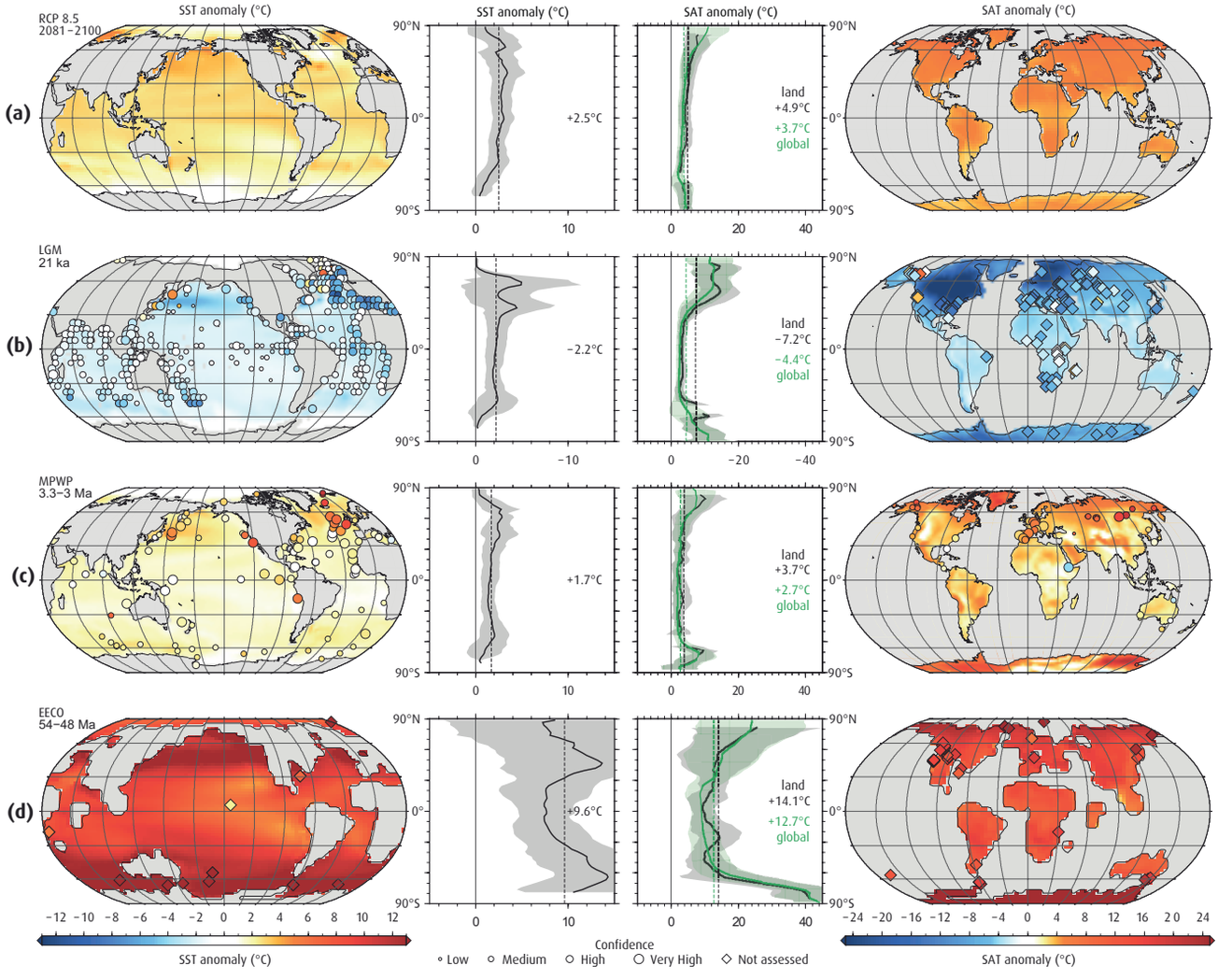

Figure 4. Reconstructions (symboles colorés ; le type et la taille du symbole indiquent le degré de confiance sur l'estimation) et moyenne d'ensemble de simulations des changements de température de surface des mers (SST, à gauche) et de l'air en surface au-dessus des continents (SAT, à droite) pour quatre périodes, par rapport au climat préindustriel : a) pour le scénario RCP8.5 de poursuite des émissions anthropiques de gaz à effet de serre d'ici à 2100 ; b) pour le dernier maximum glaciaire, il y a 21 000 ans (LGM) ; c) pour la période chaude du Pliocène moyen (MPWP, 3,3 à 3 Ma) ; d) pour la période chaude du début de l'Éocène (EECO, 54-46 Ma). Les figures du milieu montrent les changements simulés en fonction de la latitude pour la moyenne de toutes les simulations (trait plein) encadrée par deux écarts-types (grisé). Les nombres indiquent l'amplitude des changements de température de surface des mers ou de l'air (au-dessus des continents seuls, « land » ; et en moyenne globale, « global »). Adapté de Masson-Delmotte *et al.* (2013).

déglaciation, principalement à l'aide de modèles de complexité intermédiaire (Ganopolski et Roche, 2009 ; Roche *et al.*, 2011). Les premières tentatives effectuées avec un modèle de circulation générale ont été réalisées en prescrivant les changements de paramètres orbitaux, de composition atmosphérique et de volume des calottes de glace. En général, les flux d'eau de fonte des calottes ont été ajustés pour produire des changements de circulation océanique et des séquences climatiques qui ressemblent aux reconstructions paléoclimatiques (Liu *et al.*, 2009). De nombreux groupes vont à l'avenir explorer cette dernière déglaciation pour tester leurs modèles vis-à-vis de leur capacité à simuler non seulement un climat « moyen » mais également les réorganisations transitoires des circulations océaniques et atmosphériques. Ces simulations permettront aussi de tester la cohérence des scénarios de déglaciation élaborés à partir des reconstructions climatiques issues de différentes archives climatiques. Comprendre et simuler les interactions entre climat et cycle du carbone lors de cette déglaciation reste en effet un défi majeur.

Pour ces trois périodes passées (dernier maximum glaciaire, Pliocène et Éocène), caractérisées par des changements importants de la concentration atmosphérique en CO_2, les reconstructions de température et les simulations montrent une amplification polaire, c'est-à-dire une amplitude de réponse plus importante aux hautes latitudes qu'en moyenne globale (figure 4). Cette amplification est plus prononcée sur le long terme en Antarctique que dans les scénarios transitoires de changement climatique futur (à horizon 2100), du fait du temps de réponse de l'océan Austral.

Variations climatiques rapides

La dernière période glaciaire est marquée, dans les enregistrements issus des carottes de glace du Groenland, par des changements climatiques rapides, sur quelques décennies, et de grande amplitude (5 à 16 °C). Ces événements, dits de Dansgaard-Oeschger, sont définis, dans les carottes de glace du Groenland,

par une phase froide (« stade »), suivie d'un réchauffement abrupt vers une brève phase chaude (« interstade »). Au cours de la dernière période glaciaire, 25 événements de ce type ont été identifiés. Toutes les périodes glaciaires depuis 1,1 million d'années sont caractérisées par une variabilité de ce type (Grützner et Higgins, 2010). Malgré une caractérisation de plus en plus fine de leur amplitude et de leur structure spatiale, la cause de ces instabilités reste incertaine.

Reconstructions et simulations suggèrent que ces événements sont associés à des modifications de la circulation méridienne de l'océan Atlantique (figure 5a), qui pourrait être caractérisée par plusieurs états d'équilibre ou de quasi-équilibre. Les changements climatiques rapides pourraient alors s'expliquer par des transitions entre ces états d'équilibre. L'existence de ces équilibres multiples a été simulée à l'aide de plusieurs modèles de complexité intermédiaire, mais reste difficile à étudier avec des modèles plus complexes à cause du temps de calcul que de telles études nécessitent. Cette question est pourtant capitale, non seulement pour comprendre les événements abrupts de la dernière période glaciaire, mais aussi pour anticiper de potentiel changements climatiques rapides futurs, liés ou non à la fonte des calottes polaires. Des changements de glace de mer, de circulation atmosphérique et de topographie des calottes de glace ont également été proposés comme moteurs de ces instabilités, tous ces mécanismes n'étant d'ailleurs pas exclusifs. Certains stades coïncident avec des décharges massives d'icebergs issus des calottes glaciaires de l'hémisphère Nord, identifiées par leurs dépôts dans les sédiments marins (événements de Heinrich). Les incertitudes sur l'ampleur de ces flux d'eau et sur leur chronologie ne permettent pas de déterminer si ces débâcles d'icebergs sont issues d'instabilités internes aux calottes de glace, et ont piloté les changements de courants marins, ou bien si elles sont une réponse de l'écoulement des calottes de glace à des changements de courants marins préalables (Alvarez-Solas *et al.*, 2010).

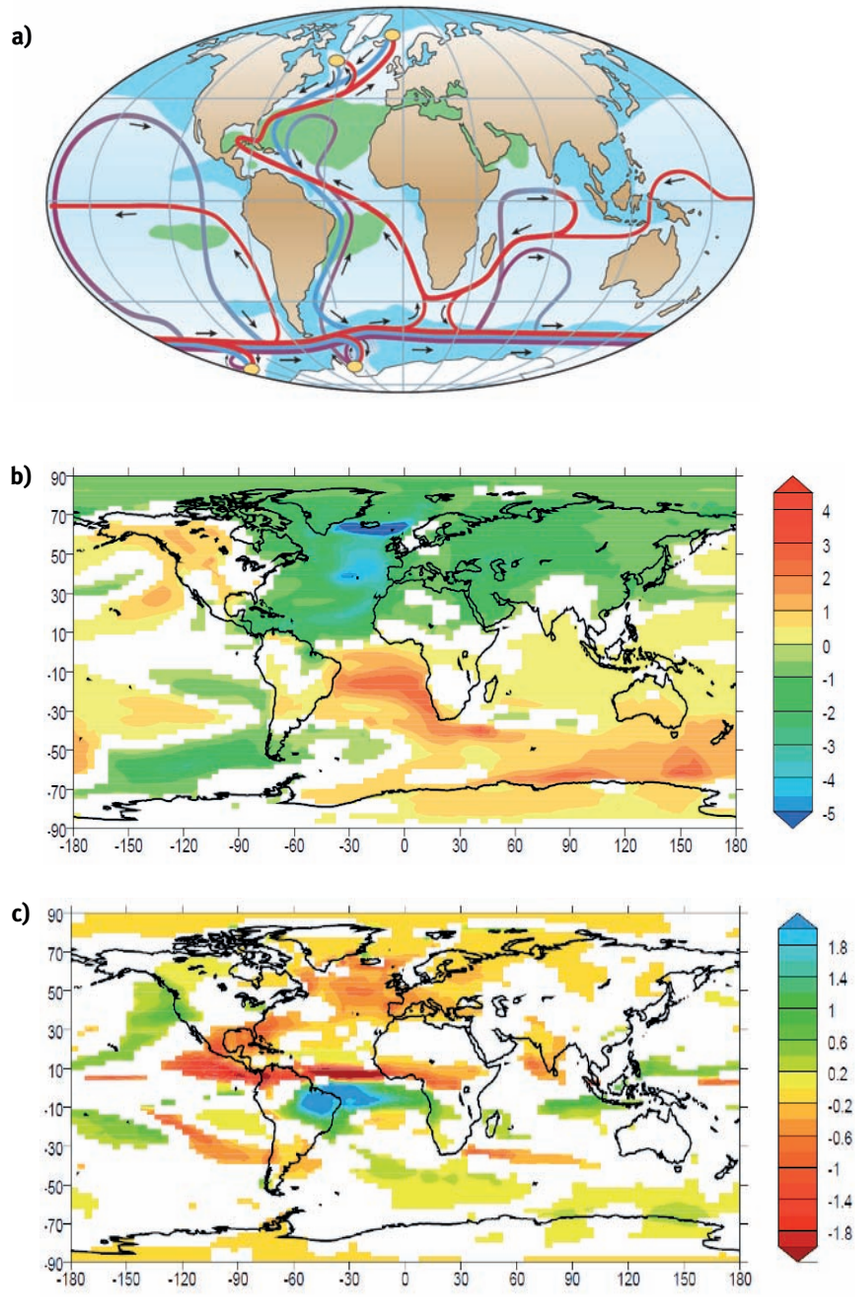

Figure 5. a) Schéma illustrant la circulation océanique profonde actuelle : la formation d'eau profonde, liée à la convection océanique en Atlantique Nord, est associée à un transport d'énergie du sud vers le nord par l'océan Atlantique (trait rouge pour les courants de surface, trait bleu pour les courants au fond de l'océan ; les zones de formation d'eau profonde sont indiquées par les points jaunes ; les zones de forte salinité en vert et de faible salinité en bleu). b) Changements de températures moyennes annuelles (en °C) simulées par le modèle IPSL-CM4 pour un arrêt de cette formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord et de la circulation océanique associée. Cette figure montre la différence de température entre une situation de « circulation arrêtée » et la situation de « circulation active », et la « bascule interhémisphérique » marquée par un refroidissement en Atlantique Nord et un réchauffement en Atlantique Sud et pour une grande partie de l'océan Austral. c) Anomalies de précipitations annuelles (en mm/jour) pour les mêmes simulations qu'en b), mais avec un code de couleur inversé. Source : Kageyama *et al.* (2009).

En réponse à une perturbation de flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord, les modèles de climat simulent des changements de formation d'eau profonde par convection et de circulation méridienne de l'océan Atlantique (Hewitt *et al.*, 2006 ; Stouffer *et al.*, 2006 ; Swingedouw *et al.*, 2009). Ces deux effets agissent en retour sur la quantité d'énergie transportée du sud vers le nord par l'océan Atlantique. Lorsque la circulation méridienne atlantique diminue, ce transport de chaleur ralentit, provoquant un refroidissement de la surface de l'Atlantique Nord et une expansion de la glace de mer (voir figure 5b). Ces changements à la surface des océans induisent des changements de circulation atmosphérique qui compensent en partie la diminution de transport de chaleur vers le nord par l'océan. Les gradients de température de surface de l'océan Atlantique tropical provoquent une migration de la zone de convergence intertropicale, qui se traduit par une diminution des précipitations

autour de la Méditerranée, en Afrique de l'Ouest ou en Asie, et une augmentation des précipitations au sud-ouest de l'Amérique du Nord et au sud de l'Amérique du Sud (voir figure 5c). Cette structure contrastée entre tropiques des deux hémisphères est qualitativement cohérente avec les enregistrements paléoclimatiques régionaux, comme les variations de composition isotopique de la calcite de spéléothèmes[6]. La diminution du transport d'énergie vers le nord par l'océan Atlantique est simultanément responsable d'un réchauffement graduel autour de l'Antarctique (voir figure 5b). Cette structure interhémisphérique des changements de température est en bon accord avec les enregistrements issus des carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique, qui peuvent être placés dans un cadre chronologique précis et commun.

Des variations rapides d'ampleur plus modeste ont également été identifiées lors de périodes interglaciaires. Ainsi, un refroidissement d'une durée de 100 à 160 ans a marqué le pourtour de l'Atlantique Nord il y a environ 8 200 ans. Il coïncide avec un flux d'eau douce provenant de la fonte de la calotte nord américaine et la vidange soudaine des lacs Ojibway et Agassiz, correspondant à une montée du niveau moyen des mers de 0,4 à 3 mètres en 6 mois à 200 ans. Plusieurs modèles de climat ont été utilisés pour simuler cet événement. Ils confirment que la structure des changements observés à la surface de l'océan Atlantique et sur les continents voisins est cohérente avec une réduction de l'intensité de la circulation méridienne de l'océan Atlantique, pilotée par ce flux d'eau. Les indicateurs issus des sédiments marins montrent que cette circulation se rétablit à son état initial au bout d'environ 200 ans, de manière plus graduelle que dans les simulations. Ce cas particulier témoigne de la réversibilité de changements de circulation méridienne de l'océan Atlantique, dans son état interglaciaire, suite à un apport ponctuel d'eau douce.

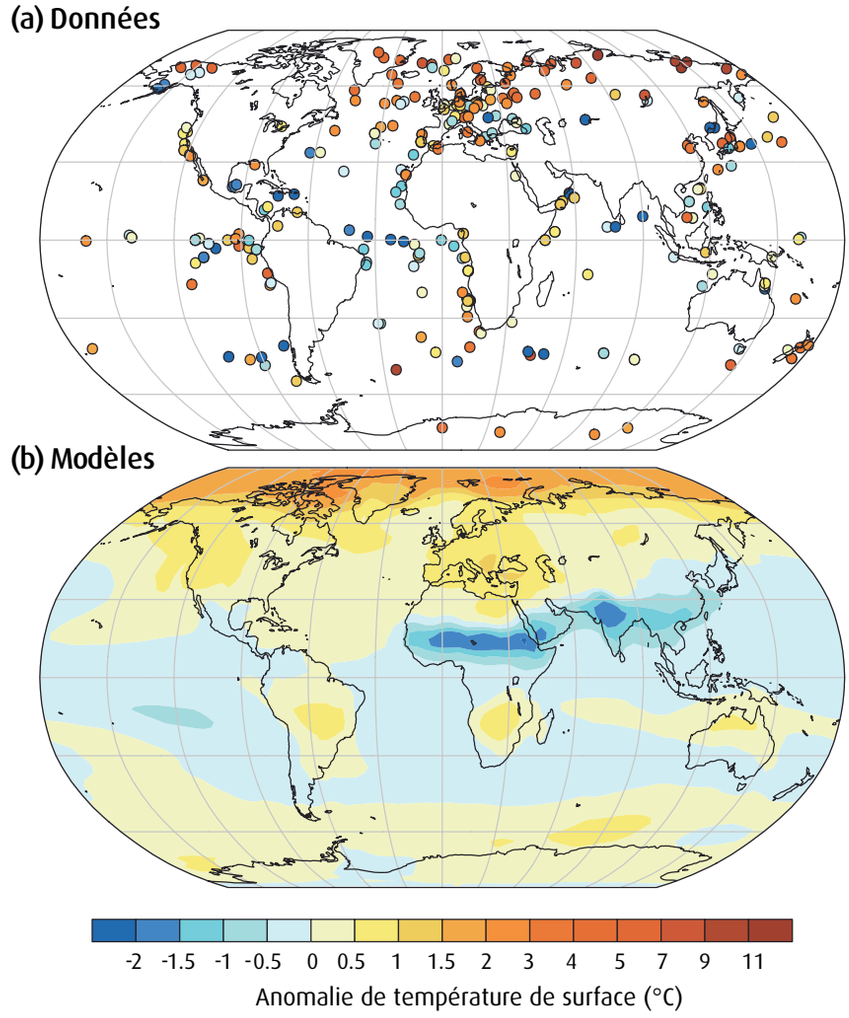

Figure 6. Reconstructions (symboles colorés) et moyenne d'ensemble de simulations de changements de température (°C) de surface des mers et de l'air en surface des continents entre la dernière période interglaciaire et le climat préindustriel, en réponse au seul changement des paramètres orbitaux (entre 128 000 et 125 000 ans avant la période actuelle, pour 13 modèles). Adapté de Masson-Delmotte *et al.* (2013).

Dynamique du climat au cours des périodes interglaciaires

Au cours de la dernière décennie, la caractérisation de la dynamique globale du climat de la période interglaciaire actuelle (l'Holocène, les derniers 11 700 ans) et de la dernière période interglaciaire a fortement progressé (figure 6), permettant les premières estimations des changements de température moyenne à la surface de la Terre et de leurs tendances multimillénaires. Au cours de ces deux périodes, la composition atmosphérique était proche de celle de la période préindustrielle.

La structure spatiale des changements de température est directement liée aux changements de la répartition de l'ensoleillement dus au forçage astronomique, avec des tendances contrastées entre les tropiques et les hautes latitudes. Ainsi, les températures des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord avaient diminué graduellement au cours des derniers 5 000 ans du fait de la diminution de l'ensoleillement estival à ces latitudes, ce qui contraste avec le réchauffement observé depuis le XXe siècle. De même, le recul récent des glaciers extratropicaux de l'hémisphère Nord contraste avec une phase d'extension au cours des derniers millénaires, elle-même précédée par une extension minimum observée entre 8 000 et 6 000 ans, à cause des changements d'ensoleillement. Si le retrait actuel des glaciers se poursuit au même rythme, la plupart des glaciers extratropicaux de l'hémisphère Nord retrouveront au cours de ce siècle leur extension minimum du

6. Les spéléothèmes sont les concrétions des cavités souterraines (comme les stalagmites). Elles sont constituées de carbonate de calcium formé lentement à partir de réactions de dissolution des carbonates via les eaux d'infiltration. Ces archives donnent accès à plusieurs indicateurs liés au climat, comme la composition isotopique de l'oxygène et du carbone ou l'abondance d'éléments traces. Elles peuvent surtout être datées de manière très précise, grâce à la technique de datation radiométrique par l'uranium-thorium.

début de l'Holocène. Les changements de température les plus importants sont reconstruits et simulés près de l'Arctique, du fait d'un ensemble de processus amplificateurs incluant les rétroactions de la cryosphère. En moyenne globale, les changements de température au cours de l'Holocène ont été modestes, moins de 2 °C par rapport au climat préindustriel.

Les changements saisonniers d'ensoleillement ont été plus importants au cours de la dernière période interglaciaire qu'au cours de l'Holocène, entraînant des réchauffements plus prononcés dans certaines régions, en particulier autour de l'Arctique. Cependant, les changements d'obliquité ont conduit à des refroidissements dans les régions tropicales, du fait d'une diminution de l'ensoleillement annuel moyen aux basses latitudes. À partir des reconstructions et simulations disponibles, on estime que le réchauffement global moyen au cours de la dernière période interglaciaire était modeste, atteignant moins de 2 °C par rapport au climat préindustriel (figure 6). Il faut noter que les rétroactions simulées en réponse au forçage astronomique de cette période ont une amplitude, en été et autour de l'Arctique, comparable aux rétroactions simulées en réponse à un doublement de la concentration en dioxyde de carbone. Les incertitudes liées à la datation des archives climatiques sont néanmoins un point de blocage dans la confrontation entre reconstructions et simulations. Cette dernière période interglaciaire a suscité un intérêt croissant, car elle témoigne des processus de déglaciation du Groenland et/ou de l'Antarctique. En effet, le niveau moyen des mers était de 5 à 10 mètres plus élevé qu'aujourd'hui (Kopp *et al.*, 2009 ; Dutton et Lambeck, 2012), la meilleure estimation rapportée dans le cinquième rapport du Giec étant de 6 mètres. Les simulations effectuées à l'aide de modèles glaciologiques compatibles avec les changements d'altitude estimés à partir de l'étude des carottes de glace du forage NEEM au nord-ouest du Groenland (NEEM, 2013) suggèrent que la déglaciation du Groenland a pu contribuer entre 1,4 et 4,3 mètres à ce haut niveau marin, ce qui implique une contribution supplémentaire de l'Antarctique (Masson-Delmotte *et al.*, 2013). Un réchauffement des pôles de plusieurs degrés au-dessus du niveau préindustriel peut donc, s'il persiste pendant plusieurs millénaires, provoquer une déglaciation importante.

Évaluation des modèles de climat

Les simulations du dernier maximum glaciaire et de l'Holocène moyen ont permis de comparer les performances des modèles de climat de l'exercice PMIP3/CMIP5 aux résultats obtenus avec les versions antérieures et de les confronter à des synthèses de changements de température ou de précipitations (Braconnot *et al.*, 2012).

Pour le climat glaciaire, les changements de température simulés pour différentes régions (Europe, Amérique du Nord, Afrique du Nord ou Asie orientale) et le contraste de température entre continents et océans sont cohérents avec les reconstructions, compte tenu de leurs incertitudes. Cependant, les modèles ont tendance à sous-estimer les changements du gradient de température en fonction de la latitude et les changements de précipitation. La circulation océanique glaciaire profonde, marquée par des eaux très froides et salées, reste mal simulée. Comme pour le climat actuel, on n'observe qu'une amélioration très modeste de la performance des modèles utilisés pour CMIP5 par rapport aux versions précédentes, malgré leur sophistication (comme l'amélioration de la représentation des changements de végétation pour certains modèles) et l'amélioration de leur résolution spatiale.

Ces évaluations se font pour une période donnée et donc pour un climat « à l'équilibre » avec les forçages imposés. De nombreux travaux sont en cours pour développer des méthodes de comparaison entre reconstructions et simulations transitoires, par exemple pour les tendances de température au cours d'une période interglaciaire ou bien lors de la dernière déglaciation. Ces comparaisons demandent alors de prendre en compte les incertitudes sur les estimations de température, mais aussi sur la datation des enregistrements paléoclimatiques. Ces méthodes sont aujourd'hui mises au point en utilisant des modèles de complexité intermédiaire, permettant de réaliser rapidement des simulations longues, et seront ensuite appliquées aux modèles de climat couplés océan-atmosphère. De même, la modélisation des paramètres effectivement mesurés dans les archives du climat (comme les isotopes de l'oxygène, du carbone, ou bien les assemblages de différentes espèces de foraminifères) est intégrée au sein des modèles de climat, ce qui permet de comparer directement les simulations aux informations paléoclimatiques. Ces aspects devraient permettre de dépasser les incertitudes liées à l'interprétation des indicateurs paléoclimatiques et mieux exploiter les informations paléoclimatiques pour évaluer les modèles de climat.

Conclusions et perspectives

Les quelques mentions des climats passés dans le résumé pour décideurs du 5e rapport d'évaluation du Giec illustrent uniquement l'apport des enregistrements paléoclimatiques pour situer les changements récents dans un contexte plus large. Ainsi, il précise que les concentrations en dioxyde de carbone, méthane et protoxyde d'azote ont augmenté depuis la période industrielle et atteignent des niveaux sans précédent depuis plus de 800 000 ans, durée des enregistrements du forage EPICA Dome C en Antarctique de l'Est (Loulergue *et al.*, 2008). Ce résumé constate également que la période des 30 dernières années (1983-2012) est exceptionnelle dans le contexte des derniers 1400 ans, tant pour le réchauffement de surface de l'hémisphère Nord que pour la montée du niveau des mers ou le déclin de la glace de mer arctique (Cazenave *et al.*, 2015, ce numéro ; Khodri *et al.*, 2015, ce numéro). Enfin, les climats passés y sont également mentionnés vis-à-vis des conditions pouvant entraîner une déglaciation majeure de la calotte du Groenland, en tirant parti des périodes passées de haut niveau des mers, comme la dernière période interglaciaire.

Cependant, comme nous l'avons brièvement exposé, le rapport complet apporte des informations bien plus approfondies sur la compréhension des changements climatiques passés et sur la capacité des modèles numériques de climat à simuler ces changements passés, dans cinq chapitres différents[7]. Ici, nous avons résumé l'état des connaissances pour quelques aspects de ces climats passés, en mettant l'accent sur ceux qui sont particulièrement pertinents pour les risques futurs à moyen et long terme. Les climats passés

7. Chapitres 5 (Information from paleoclimate archives), 6 (Carbon and other biogeochemical cycles), 9 (Evaluation of climate models), 10 (Detection and attribution of climate change: from global to regional) et 13 (Sea level change).

contribuent ainsi à la réflexion sur les conséquences potentiellement irréversibles de l'influence humaine sur le climat, sachant que les temps de réponse caractéristiques des forêts, des aquifères profonds, du cycle du carbone, de l'océan profond ou des calottes polaires s'échelonnent respectivement de quelques décennies à quelques millénaires.

Nous avons délibérément mis l'accent sur les changements passés de température parce que leurs reconstructions sont plus abouties que les synthèses de changements passés de précipitations. Nous avons mentionné un certain nombre d'incertitudes et de points de blocage qui motivent de nombreux travaux en cours. Soulignons l'importance des efforts coordonnés au niveau international dans la mise à disposition de toute la communauté scientifique de ces données, tant pour les simulations (programmes d'intercomparaisons) que pour les reconstructions. Pour ce dernier volet, des actions cruciales sont coordonnées dans le cadre de PMIP ou dans le cadre du programme international Past Global Changes (PAGES)[8]. Le lecteur curieux trouvera d'ailleurs une foison d'informations sur l'actualité des recherches sur les climats passés dans les lettres d'information de PAGES[8].

Les climats passés permettent également d'évaluer les impacts des variations passées du climat sur les écosystèmes marins et terrestres, et sur les sociétés humaines. Même s'il n'existe pas d'analogue naturel des changements en cours, les informations issues des archives historiques et naturelles du climat peuvent permettre de caractériser les impacts des variations climatiques passées sur les écosystèmes (par exemple, vis-à-vis des conséquences de l'acidification des océans ou bien de la réponse des forêts à des modifications du cycle hydrologique). Les relations entre ces changements climatiques et environnementaux passés et les sociétés humaines font également l'objet de nombreux travaux. Des efforts sont en cours pour affiner ces connaissances et donc contribuer également au second volet du rapport du Giec, dédié aux impacts du changement climatique et aux possibilités d'adaptation.

Connaître et comprendre l'histoire du climat de la Terre est donc l'un des piliers des sciences du climat, pour lequel il faut disposer de moyens logistiques importants pour accéder aux archives naturelles du climat, de moyens d'analyses en laboratoire pour en extraire des informations précises et datées, de bases de données et de temps de calcul pour effectuer des simulations climatiques longues et intégrant les traceurs paléoclimatiques.

8. www.pages-igbp.org

Bibliographie

Alvarez-Solas J., Charbit S., Ritz C., Paillard D., Ramstein G., Dumas C., 2010. Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events. *Nat. Geosci.*, 3, 122-126.

Berger A., Loutre M., 2002. An exceptionally long interglacial ahead? *Science*, 297, 1287-1288.

Boucher O., Dufresne J.-L., Vial J., Brun É., Cattiaux J., Chauvin F., Salas y Mélia D., Voldoire A., Bopp L., Braconnot P., Ciais P., Yiou P., Guilyardi É., Mignot J., Guivarch C., 2015. Projection des changements climatiques futurs. *La Météorologie*, 88, 56-68.

Braconnot P., Harrison S.P., Kageyama M., Bartlein P.J., Masson-Delmotte V., Abe-Ouchi A., Otto-Bliesner B., Zhao Y., 2012. Evaluation of climate models using palaeoclimatic data. *Nat. Clim. Change*, 2, 417-424.

Cazenave A., Berthier E, Meyssignac B., Le Cozannet G., Masson-Delmotte V., Salas y Mélia D., 2015. Le niveau de la mer : variations passées, présentes et futures. *La Météorologie*, 88, 69-82.

Crucifix M., 2006. Does the Last Glacial Maximum constrain climate sensitivity? *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18701. doi:10.1029/2006GL027137

Duplessy J.-C., Ramstein G., 2013. *Paléoclimatologie - Enquête sur les climats anciens*. Tome I : Trouver, dater et interpréter les indices ; Tome II : Comprendre et modéliser l'intégralité du système climatique, EDP Sciences, 450 p.

Dutton A., Lambeck K., 2012. Ice volume and sea level during the Last Interglacial. *Science*, 337, 216–219.

Ganopolski A., Roche D., 2009. On the nature of lead-lag relationships during glacial-interglacial climate transitions. *Quat. Sci. Rev.*, 3361-3378.

Grützner J., Higgins S.M., 2010. Threshold behavior of millennial scale variability in deep water hydrography inferred from a 1.1 Ma long record of sediment provenance at the southern Gardar Drift. *Paleoceanography*, 25, PA4204. doi: 10.1029/2009PA001873

Hewitt C.D., Broccoli A.J., Crucifix M., Gregory J.M., Mitchell J.F.B., Stouffer R. J., 2006. The effect of a large freshwater perturbation on the glacial north Atlantic Ocean using a coupled general circulation model. *J. Clim.*, 19, 4436-4447.

Jeandel C., Mosseri R., 2011. *Le climat à découvert*. CNRS éditions, 288 p.

Kageyama, M., Mignot, J., Swingedouw, D., Marzin, C., Alkama, R., Marti, O., 2009. Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: results from the IPSL model. *Clim. Past*, 5, 551-570.

Khodri M., Swingedouw D., Mignot J., Sicre M.A., Garnier E., Masson-Delmotte V., Ribes A., Terray L., 2015. Le climat du dernier millénaire. *La Météorologie*, 88, 36-47.

Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X., Maloof A.C., Oppenheimer M., 2009. Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462, 863-867.

Liu Z., Otto-Bliesner B., He F., Brady E.C., Tomas R., Clark P.U., Carlson A.E., Lynch-Stieglitz J., Curry W., Brook E.J., Erickson D., Jacob R., Kutzbach J., Cheng J., 2009. Transient simulation of last deglaciation with a new mechanism for Bolling-Allerod warming. *Science*, 325, 310-314.

Loulergue L., Schilt A., Spahni R., Masson-Delmotte V., Blunier T., Lemieux B., Barnola J. M., Raynaud D., Stocker T., Chappellaz J., 2008. Orbital and millenial-scale features of atmospheric CH_4 over the last 800 000 years. *Nature*, 453, 383-386.

Masson-Delmotte V., Schulz M., Abe-Ouchi A., Beer J., Ganopolski A., González Rouco J.F., Jansen E., Lambeck K., Luterbacher J., Naish T., Osborn T., Otto-Bliesner B., Quinn T., Ramesh R., Rojas M., Shao X., Timmermann A., 2013. Information from Paleoclimate Archives. in: Stocker T.F., Qin D. , Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M., eds. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, New York, NY, USA.

NEEM, 2013. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 493, 489-494.

Planton S., Bopp L., Brun É., Cattiaux J., Chauvin F., Chevallier M., Ciais P., Douville H., Giraud G., Soubeyroux J.-M., Terray L., 2015. Évolution du climat depuis 1850. *La Météorologie*, 88, 48-55.

Roche D.M., Renssens H., Paillard D., Levavasseur G., 2011. Deciphering the spatio-temporal complexity of climate change of the last deglaciation: a model analysis. *Clim. Past*, 7, 591-602.

Rohling E.J., Sluijs A., Dijkstra H.A., Kohler P., de Wal R., von der Heydt A.S., Beerling D.J., Berger A., Bijl P.K., Crucifix M., DeConto R., Drijfhout S.S., Fedorov A., Foster G.L., Ganopolski A., Hansen J., Honisch B., Hooghiemstra H., Huber M., Huybers P., Knutti R., Lea D.W., Lourens L.J., Lunt D., Masson-Demotte V., Medina-Elizalde M., Otto-Bliesner B., Pagani M., Palike H., Renssen H., Royer D.L., Siddall M., Valdes P., Zachos J.C., Zeebe R.E., Members P.P., 2012. Making sense of palaeoclimate sensitivity. *Nature*, 491, 683-691.

Schmidt G.A., Annan J.D., Bartlein P.J., Cook B.I., Guilyardi E., Hargreaves J.C., Harrison S.P., Kageyama M., LeGrande A.N., Konecky B., Lovejoy S., Mann M.E., Masson-Delmotte V., Risi C., Thompson D., Timmermann A., Tremblay L.B., Yiou P., 2014. Using palaeo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5. *Clim. Past*, 10, 221-250.

Shakun J.D., Clark P.U., He F., Marcott S.A., Mix A.C., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E., 2012. Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature*, 484, 49-54.

Stouffer R.J., Yin J., Gregory J.M., Dixon K.W., Spelman M.J., Hurlin W., Weaver A.J., Eby M., Flato G.M., Hasumi H., Hu A., Jungclaus J.H., Kamenkovich I.V., Levermann A., Montoya M., Murakami S., Nawrath S., Oka A., Peltier W.R., Robitaille D.Y., Sokolov A., Vettoretti G., Weber S.L., 2006. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Clim.*, 19, 1365-1387.

Swingedouw D., Mignot J., Braconnot P., Mosquet E., Kageyama M., Alkama R., 2009. Impact of freshwater release in the North Atlantic under different climate conditions in an OAGCM. *J. Clim.*, 22, 6377-6403.