

TD à partir de

Synopsis du film « Le jour d'après »

Article du Monde « Les scientifiques s'interrogent sur les événements extrêmes survenus dans plusieurs régions du globe »

Article de la Recherche « Le Gulf Stream en perte de vitesse »

Article de Nature Paillard 2001 vo1 409 « Climatology : glacial hiccups »

Objectifs :

Déterminer si le scénario du film « le jour d'après » est envisageable

Comprendre comment le cours « Dynamique, stabilité, résilience » permet de répondre à cette question

Voir comment le même problème est abordé par les différents médias, de l'article de vulgarisation à l'article scientifique

Pour tirer un bénéfice maximum du TD les étudiants doivent lire les articles au moins en diagonal avant le cours (au moins ceux en français), et relire les articles (y compris ceux en anglais) avant le TD en réfléchissant aux questions suivantes auxquelles on répondra collectivement en TD.

I Partie purement scientifique

1 Quels est le système écologique étudié dans tous les articles ?

2 Quels sont les "acteurs" de ce système ?

3 Représenter le système par un schéma (différents acteurs, flèches indiquant les interactions)

4 Quels sont les outils utilisés par les chercheurs pour étudier le système étudié et faire des prédictions ?

5 Quelles sont les notions évoquées dans le cours qui permettent de comprendre les articles ?

6 Le scénario du « Jour d'après » est-il possible ? Quelle est la probabilité qu'il se produise ?

II Partie « média »

1 Quel est l'enjeu pour la société ? Pourquoi faut-il répondre à ces questions scientifiques ?

2 Quelles sont les différences dans la présentation du problème entre les 3 articles ?

3 Le grand public peut-il facilement déterminer si un scénario du type « le jour d'après » est possible ?

4 Pourquoi ?

Sécheresses et tempêtes avivent le débat sur le climat

Article paru dans l'édition du Monde du 11.02.09

Les scientifiques s'interrogent sur les événements extrêmes survenus dans plusieurs régions du globe

Sécheresse historique en Australie, sécheresse d'une intensité inédite depuis cinquante ans en Chine, sécheresse séculaire en Argentine, inondations au Maroc, tempêtes en France : les désordres météorologiques intenses qui balayent la planète suscitent des drames humains et vont affecter l'agriculture, donc l'économie des pays touchés. Mais leur concomitance ranime le débat parmi les climatologues du monde entier : s'agit-il du hasard ou assiste-t-on aux premiers signes du changement climatique annoncé ?

En Argentine, Vicente Barros, chercheur à l'université de Buenos Aires et membre du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat), estime qu'aucun élément ne permet d'établir une relation entre la sécheresse et le changement climatique. Selon le scientifique, « l'occurrence d'un événement isolé ne caractérise pas le climat et encore moins le changement climatique ». Cela serait différent si cette sécheresse se répétait plusieurs années de suite. M. Barros envisage cependant une relation entre les sécheresses en Argentine et en Australie du fait de la Niña, un phénomène météorologique cyclique couvrant tout l'océan Pacifique.

En Australie, le débat est au contraire très vif, et l'idée que les excès actuels sont l'illustration du changement climatique gagne du terrain. Pour Barry Brook, directeur de l'Institut de recherche sur le climat de l'université d'Adélaïde, « le lien avec le changement climatique est très probable ». Observant la répétition de vagues de chaleur à Adélaïde, il observe que « si ces événements étaient totalement indépendants, la probabilité qu'ils adviennent dans un intervalle de douze mois serait d'une fois pour 1,2 million d'années ». Une probabilité si faible qu'elle plaide pour que les épisodes actuellement en cours ne soient pas le fait du hasard.

En Chine, les scientifiques restent extrêmement prudents, ce qui se manifeste par un refus de nous parler au téléphone. Lors d'un point presse rapporté par l'agence Bloomberg, Zhai Panmao, directeur de la prévision de l'administration météorologique, a cependant jugé, vendredi 6 février, que la sécheresse que subit le pays était liée au changement climatique.

Globalement, la communauté des climatologues retient encore son jugement. « Un événement isolé ne peut être indicatif d'une tendance et il faut observer les choses sur de grandes échelles de temps pour dégager les influences du changement climatique », observe Laurent Terray, modélisateur du climat au Centre européen de recherche et de formation avancées en calcul scientifique (Cerfacs). Jean-Pascal Van Ypersele, vice-président du GIEC et chercheur à l'université catholique de Louvain, en Belgique, confirme l'analyse : « Ce qui se passe en ce moment à travers le monde est cohérent avec ce que le GIEC prévoyait dans son dernier rapport pour 2030. Mais des extrêmes, il y en a toujours eu. Ce n'est que si l'on observe une répétition ou une augmentation de l'intensité des événements - et on ne pourra le faire qu'avec le recul - qu'on pourra dire qu'il y a quelque chose d'anormal. » Mais ce qui arrive en Chine, en Australie et en Argentine, « correspond tout à fait au genre de choses que l'on attend pour le climat à venir », dit Valérie Masson-Delmotte au Laboratoire des sciences du climat et de l'environnement (LSCE) du CEA. « Tout comme d'ailleurs les incendies récents au Portugal et en Grèce. »

De nouveaux modèles indiquent les évolutions envisageables : l'équipe de Susan Solomon (National Oceanic and Atmospheric Administration) vient de publier dans les PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences) une carte des baisses de précipitations projetées à l'avenir pendant les saisons sèches, pour une augmentation d'un degré Celsius de température moyenne. Les zones les plus touchées, avec des baisses de près de 10 %, sont le sud de l'Europe, l'Afrique du Nord et l'Afrique australe, l'ouest de l'Australie, le bassin amazonien, l'Asie du Sud-Est et le sud-ouest des Etats-Unis.

Quant aux deux tempêtes qui, coup sur coup, ont frappé la France et le nord de l'Espagne, leur interprétation reste délicate : « Les modèles ne prédisent pas une augmentation du nombre de tempêtes sur la façade ouest de l'Europe mais, peut-être, un accroissement de l'intensité de certaines tempêtes qui frappent le nord de l'Europe », dit Laurent Terray.

Mais, si la communauté scientifique est partagée sur l'implication du changement climatique dans la situation présente, le point d'accord se trouve sur la prévision faite par Mark Adams, un spécialiste des incendies de l'université de Sydney : « Tous les éléments scientifiques dont nous disposons jusqu'à présent démontrent que nous pouvons nous attendre à des conditions météorologiques extrêmes dans les années à venir. »

Stéphane Foucart, Hervé Kempf, Christine Legrand (Buenos Aires), Marie-Morgane Le Moel (Sydney), Brice Pedroletti (Shanghai)

Le Gulf Stream en perte de vitesse

Les modèles l'avaient prédit, l'observation vient de le confirmer : la circulation des eaux océaniques qui ramène la chaleur des tropiques ralentit. Le climat européen pourrait en être affecté, mais les incertitudes restent grandes.

Le Soleil chauffe beaucoup plus les tropiques que les régions polaires, mais les écarts de température qui en résultent sont modérés par la circulation de chaleur dans l'atmosphère et dans les océans. En particulier, les eaux de surface, plus chaudes, remontent loin dans l'Atlantique Nord et contribuent à tempérer le climat européen. L'équipe de Harry Bryden, au centre britannique d'océanographie à Southampton, a récemment montré que cette circulation a subi un ralentissement au cours des cinquante dernières années [1]. Cela tend malheureusement à conforter certains modèles numériques selon lesquels on assistera justement à une telle évolution dans un monde réchauffé par les émissions de gaz à effet de serre.

Au cours de leur périple, les eaux chaudes en provenance des tropiques relâchent une partie de leur chaleur dans l'atmosphère et deviennent plus denses. Elles s'enfoncent alors dans l'océan et finissent par revenir à grande profondeur vers le sud. Causée par les différences de densité existant entre le nord et le sud, cette circulation profonde est vulnérable aux processus qui affectent les densités aux deux extrémités du cycle.

Apport d'eau douce

Les variations de la salinité affectent aussi la densité de l'eau et peuvent altérer sa circulation, c'est pourquoi on parle de circulation « thermohaline » (plus rigoureusement, de circulation verticale de renversement). Le réchauffement global entraînera, entre autres conséquences, une augmentation de l'apport d'eau douce dans l'Atlantique polaire et subpolaire en raison de l'augmentation des précipitations, du débit des cours d'eau, ainsi que de la fonte de la calotte glaciaire du Groenland [2]. Cet apport accru d'eau douce réduira la densité de l'eau de mer aux latitudes élevées. Les modèles de circulation globale atmosphère-océan prévoient un ralentissement de la circulation océanique dans de telles circonstances [3] et une chute des températures sur le continent européen pouvant atteindre 4 °C.

Harry Bryden et ses collègues ont analysé la température et la salinité de l'eau des océans à partir de données collectées à intervalles réguliers depuis une cinquantaine d'années sur la section de l'Atlantique située à la latitude 25° Nord. Ils ont apporté la première preuve que le ralentissement de la circulation thermohaline est d'ores et déjà amorcé. Leur raisonnement est le suivant : le transport de l'eau vers le nord par le Gulf Stream (la partie ici concernée étant le courant de Floride entre le golfe du Mexique et les Bahamas) doit être compensé par un flux inverse. Ce flux de retour est formé, d'une part, d'une boucle horizontale qui, par l'action du vent, circule sous les tropiques dans le sens des aiguilles d'une montre, et, d'autre part, du courant nord-sud de grande profondeur de la circulation thermohaline (voir carte ci-dessus). En raison de l'écart important de température entre courant de surface et courant profond, la circulation thermohaline est responsable d'environ 90 % du transport de chaleur océanique

sud-nord dans l'Atlantique Nord et joue donc un rôle déterminant pour le climat européen et sa variabilité.

Quelle estimation peut-on donner de la force de chacune de ces deux boucles de circulation à partir des observations répétées du champ de densité océanique ? L'équipe de Bryden a appliqué ce qu'on appelle la relation du vent thermique, dans laquelle le champ de pression interne est calculé à partir de la répartition de la densité, et contrebalancé par la force de Coriolis qui résulte du déplacement d'un fluide sur la planète en rotation. Le résultat est inquiétant : il s'est produit un transfert significatif de la circulation verticale vers la circulation horizontale, la première dominant jusqu'au début des années 1990, tandis que la seconde a pris le dessus depuis. Au total, la circulation thermohaline a diminué de plus de 30 %, les effets les plus importants étant observés dans la partie inférieure des eaux profondes.

Quel crédit accorder à ces résultats ? Les observations ne sont fondées que sur cinq instantanés de la circulation en une seule section de latitude, en 1957, 1981, 1992, 1998 et 2004. Or, une variabilité de plus haute fréquence (vagues, remous) aux deux extrémités de cette section, sur la côte africaine ou aux Bahamas, peut brouiller la détection d'un changement à long terme. Et l'incertitude des estimations est élevée. L'ampleur du ralentissement pourrait être moindre que ce que semblent indiquer les calculs.

Il n'en demeure pas moins que la tendance au ralentissement est statistiquement significative. De plus, d'après les observations, la structure de densité des eaux profondes a changé ; or cette structure, qui n'est pas affectée par la variabilité à court terme, conforte les conclusions de l'équipe britannique.

D'autres observations vont dans le même sens. À partir d'une mesure des courants océaniques, et en se fondant sur des modélisations, l'équipe internationale de Bogi Hansena constaté au cours des cinquante dernières années une diminution de 20 % des apports des mers nordiques dans les profondeurs de l'Atlantique Nord par le haut-fond qui joint le Groenland à l'Écosse [4]. Ces apports représentent environ un tiers de la circulation thermohaline et alimentent la partie la plus dense de la boucle verticale - la même partie où a été observée la plus forte réduction du déplacement d'eau à la latitude 25° Nord. Dans le même temps, la salinité des eaux profondes de l'Atlantique Nord a diminué de manière significative [5]. La conséquence est une diminution du gradient de densité à grande échelle à l'origine de la circulation thermohaline.

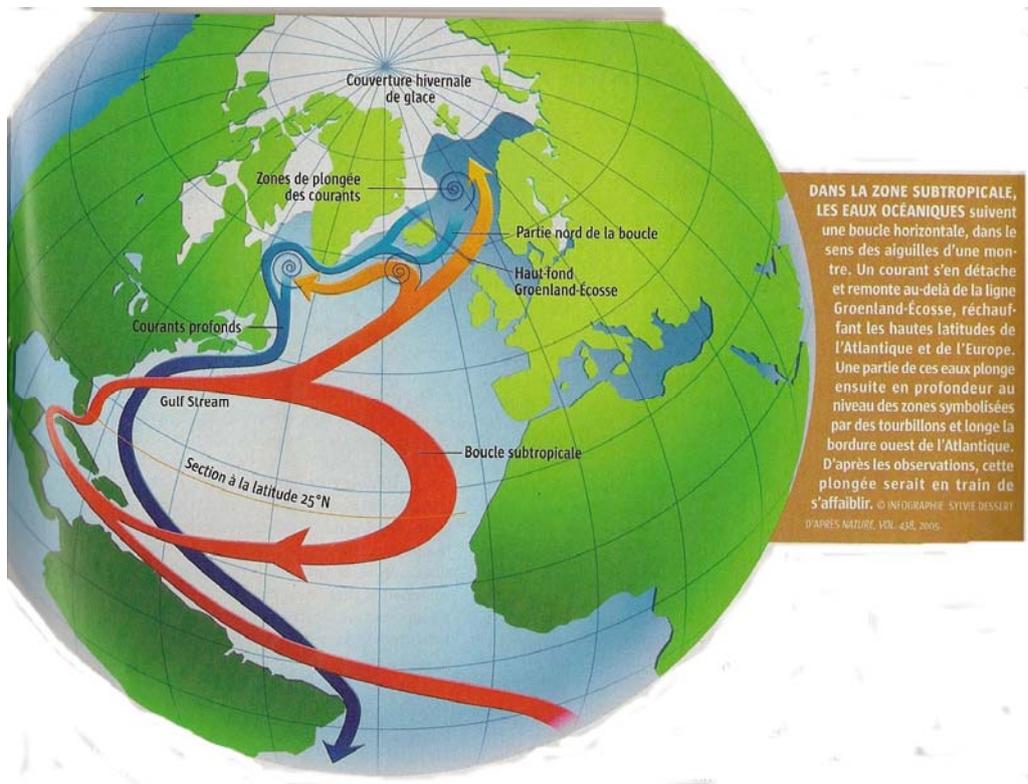
Changements brusques

Les implications de ces observations sont considérables. D'après les archives paléoclimatiques, les températures de l'air nordique peuvent subir en quelques décennies une baisse de 10 °C [6]. Ces changements brusques sont étroitement liés à des modifications de la circulation océanique [7]. Une augmentation de l'apport d'eau douce en surface dans les mers nordiques ne ralentira tout d'abord que lentement la circulation. Mais, à partir d'un certain seuil, celle-ci pourrait passer brusquement à un autre état dans lequel il n'y aura plus ou peu de transport de chaleur vers le nord. Le système est fortement non linéaire et ne reviendra pas immédiatement au mode de réchauffement lorsque l'apport d'eau douce diminuera.

Reste que les observations directes des fluctuations du volume et de la température de l'eau sont rares. Des océanographes scandinaves scrutent la partie nord de la boucle verticale [8] , tandis qu'une batterie de capteurs de température et de salinité a été récemment déployée en

profondeur sur toute la largeur du bassin atlantique le long de la latitude 25° Nord [9] . Combinées à des modélisations, ces observations nous alerteront sur un possible arrêt de la circulation thermohaline. Si celui-ci survenait, il aurait des conséquences dévastatrices sur les conditions socio-économiques des pays qui bordent les côtes orientales de l'Atlantique Nord. W W en deux mots W À partir de cinq instantanés de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord, une équipe de scientifiques a analysé l'évolution de la température et de la salinité de l'océan ces cinquante dernières années. La circulation thermohaline aurait diminué de 30 % durant cette période. Bien que ces résultats soient entachés d'une grande incertitude, ils augurent d'une atténuation du réchauffement probable de l'Europe du Nord au cours du siècle. Voire d'un refroidissement, si la perturbation d'origine humaine est très forte.

Detlef Quadfasel est chercheur à l'Institut d'océanographie de l'université de Hambourg, en Allemagne.



[1] H. Bryden *et al.*, *Nature*, 438, 655, 2005.

[2] R. Curry *et al.*, *Nature*, 426, 826, 2003.

[3] Intergovernmental Panel on Climate Change, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, Cambridge University Press, 2001.

[4] B. Hansen *et al.*, *Nature*, 411, 927, 2001.

[5] R. Dickson *et al.*, *Nature*, 416, 832, 2002.

[6] W. Dansgaard *et al.*, *Nature*, 364, 218, 1993.

[7] A. Ganapolski et S. Rahmstorf, *Nature*, 409, 153, 2001.

[8] S. Østerhus *et al.*, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L07603, doi:10.1029/2004GL022188, 2005.

[9] M. Srokosz, *EOS Trans. AGU*, 85, 78, 2004.

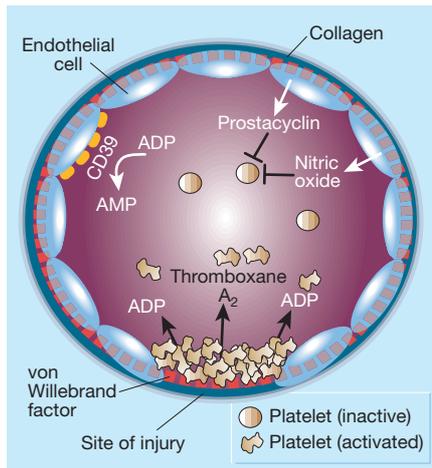


Figure 1 Formation of a platelet plug at sites of blood-vessel injury. Top, circulating platelets are maintained in an inactive state by prostacyclin and nitric oxide, released by endothelial cells. Endothelial cells also express on their surface CD39, an enzyme that converts to inactive AMP any small amounts of ADP that might otherwise activate platelets. Bottom, at sites of vascular injury, endothelial cells are damaged or removed. This exposes collagen fibrils, to which platelets adhere with help from von Willebrand factor, a blood protein synthesized by endothelial cells. Once activated in this way, platelets secrete ADP and thromboxane A_2 . These molecules bind to receptors on circulating platelets, causing them to change shape and become activated, and recruiting them into the growing platelet plug. At the same time, a protein mesh is formed from the plasma protein fibrinogen (not shown). These processes close the gap in the vessel wall, preventing further bleeding until healing can occur.

been questioned⁸. On the basis of circumstantial evidence, the previously unidentified third ADP receptor was predicted to be coupled to the G_i family of G proteins. It is this protein, now dubbed the P2Y₁₂ receptor, that has been identified by Holoopeter *et al.*¹

The G_i family of G proteins is best known for inhibiting the formation of cyclic AMP (cAMP) by the enzyme adenylyl cyclase. But why do this? The answer lies in the balance needed to maintain platelets in an optimal state of responsiveness. Circulating platelets remain inactive in part because endothelial cells secrete prostacyclin (also known as prostaglandin I₂, PGI₂). This molecule binds and activates receptors on the surface of platelets that stimulate adenylyl cyclase, increasing the formation of cAMP within the platelet. Rising cAMP levels make platelets less responsive to platelet activators. In fact, many such activators — including ADP — work in part by inhibiting adenylyl cyclase and lowering internal levels of cAMP.

The relevance of this effect is shown by the fact that, even before the third ADP receptor was identified, drugs that inhibit the ability of ADP to suppress cAMP forma-

tion in platelets were developed and found to block platelet activation. Two of these drugs, clopidogrel and ticlopidine, reduce the risk of recurrent strokes and heart attacks — catastrophic events that involve platelet activation. In the absence of safe and effective oral drugs that prevent platelets from acquiring the ability to stick to each other, ADP-receptor blockers and aspirin (which inhibits the synthesis of prostacyclin and thromboxane A_2 , another platelet activator) have been used widely to prevent death and disability from heart attacks and strokes.

Unfortunately, some ADP-receptor blockers have occasionally been associated with the development of a life-threatening syndrome characterized by anaemia, kidney failure and, paradoxically, the blocking of small arteries by clumps of platelets⁹. Until now, the development of successors to these drugs has been slow because the adenylyl cyclase-inhibiting receptor for ADP was not known. The cloning of the gene encoding the P2Y₁₂ receptor by Holoopeter *et al.*¹ should help considerably, because it defines a target for drug design.

As well as showing that the P2Y₁₂ receptor

is present on platelets and can mediate the inhibition of cAMP formation by ADP, Holoopeter *et al.* demonstrate that this protein has the expected pharmacological profile. They also speculate about how a metabolite of clopidogrel might inhibit the receptor, and show that a previously described patient whose platelets fail to respond to ADP lacks a normal form of the gene encoding P2Y₁₂. All in all, they make a convincing case that they have indeed identified this biologically and clinically important molecule. ■

Skip Brass is in the Departments of Medicine, Pathology and Pharmacology, and the Center for Experimental Therapeutics, University of Pennsylvania, 421 Curie Boulevard, Philadelphia, Pennsylvania 19004, USA.

e-mail: brass@mail.med.upenn.edu

- Holoopeter, G. *et al.* *Nature* **409**, 202–207 (2001).
- Daniel, J. L. *et al.* *J. Biol. Chem.* **273**, 2024–2029 (1998).
- Jin, J. G. *et al.* *J. Biol. Chem.* **273**, 2030–2034 (1998).
- Cattaneo, M. & Gachet, C. *Arterioscler. Thromb. Vasc. Biol.* **19**, 2281–2285 (1999).
- Fabre, J. E. *et al.* *Nature Med.* **5**, 1199–1202 (1999).
- Léon, C. *et al.* *J. Clin. Invest.* **104**, 1731–1737 (1999).
- Offermanns, S. *et al.* *Nature* **389**, 183–186 (1997).
- Mahaut-Smith, M. P. *et al.* *Br. J. Pharmacol.* **131**, 108–114 (2000).
- Bennett, C. L. *et al.* *New. Engl. J. Med.* **342**, 1773–1777 (2000).

Climatology

Glacial hiccups

Didier Paillard

The climate instability of glacial times probably resulted from abrupt switches in ocean circulation. A computer-model simulation provides the first glimpse of the dynamics involved.

Twenty years ago, climate was thought to have remained generally stable, at least for the past few millions of years. The belief was that the ocean and the atmosphere adjusted slowly to stately variations in ice-sheet extent during glacial–interglacial cycles. But the study of palaeoclimatic records has since revealed that climate was in fact highly variable during glacial times¹. It switched abruptly between cold and warm modes, with the temperature in Greenland changing by up to 10 °C in a matter of decades². A crucial step towards understanding these glacial hiccups is presented by Ganopolski and Rahmstorf³ on page 153 of this issue.

It has long been suspected that ocean circulation in the North Atlantic is involved in the abrupt coolings and warmings during glacial periods⁴. The circulation depends mainly on the density of sea water, which is a function of temperature and salinity. These two properties determine the strength of the so-called thermohaline circulation, which in the North Atlantic contributes to the northwards flow of warm water on the surface, followed by heat release and sinking of the cooler water at high latitudes, with ensuing southerly flow at depth.

As early as 1961 it was proposed⁵ that the

interplay between the effects of temperature and salinity could lead to different modes of ocean circulation. In particular, changes in the amount of fresh water in the Nordic Seas can affect deep-water formation in the North Atlantic and alter the thermohaline circulation. As shown in Fig. 1a (overleaf), present-day climate corresponds to an active North Atlantic circulation. If freshwater input into the Nordic Seas rises above a threshold value (F_1 in Fig. 1a), the thermohaline circulation must jump abruptly from its equilibrium (warm) branch to a different one. This new branch corresponds to a much reduced circulation, with colder temperatures at high latitude because less heat is transported there.

When the freshwater perturbation vanishes, the Atlantic circulation does not return to its initial behaviour, but stays inactive. Only a negative perturbation (removal of fresh water, for example by evaporation) can bring it back to normal. In other words, the return pathway is not the same as the perturbation one. The system follows a so-called hysteresis loop as shown in Fig. 1a. Model experiments^{6,7} have confirmed this behaviour for the Holocene — the interglacial of the past 10,000 years. But palaeoclimatic

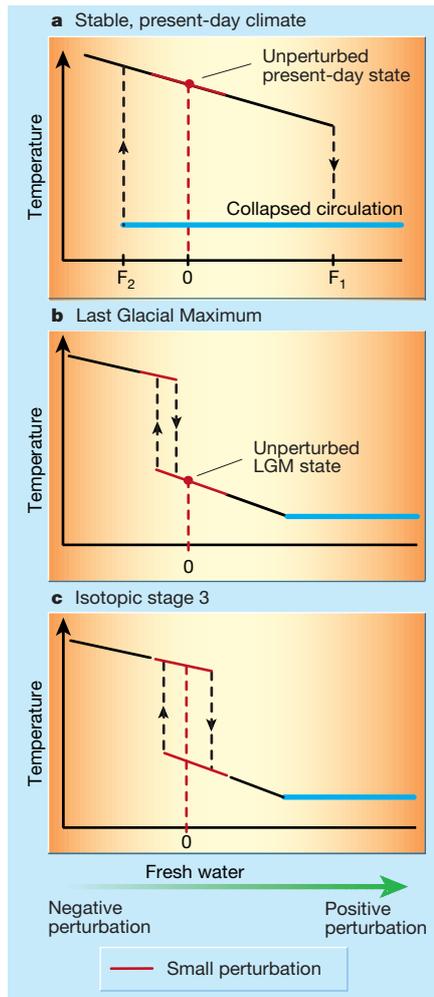


Figure 1 Climate (temperature) stability as a function of freshwater input at high latitudes in the North Atlantic. **a.** Under present-day conditions, North Atlantic climate has essentially two possible equilibria. When freshwater input exceeds a threshold value F_1 , thermohaline circulation jumps from the upper (warm) equilibrium branch to the lower (colder) one, which corresponds to thermohaline collapse (blue line). It can return to the upper branch only if fresh water is removed (by, say, evaporation) and decreases below the threshold value F_2 . The hysteresis width $F_1 - F_2$ is large. So present climate is not destabilized by weak freshwater perturbations. **b.** Under the conditions of the Last Glacial Maximum, the hysteresis is much narrower and so the system is much more sensitive to the input or removal of fresh water — even a slight reduction can induce abrupt warmings, and such Dansgaard–Oeschger warming events are evident in the palaeoclimate record. Large inputs of fresh water, as during Heinrich events (ice-sheet melting), will induce a relatively small cooling through thermohaline collapse. **c.** A guess at an intermediate situation, as pertained during isotopic stage 3, around 50,000–30,000 years ago. The warm (upper) branch is more stable than it is under LGM conditions, corresponding to the longer Dansgaard–Oeschger events that occurred at this time.

records¹ show that the Holocene has been a time of essentially stable climate.

So how do we investigate the large variabilities of glacial times? A prerequisite is a reasonable computer representation of climate at the Last Glacial Maximum (LGM), which occurred around 22,000–19,000 years ago. This is a tough task for the general-circulation coupled ocean–atmosphere models of today’s climate; indeed, equilibrating such models for the very different LGM climatic regime is daunting in itself. But a faster track is possible, and a few years ago Ganopolski *et al.*⁸ built an ‘Earth model of intermediate complexity’ that can perform integrations over thousands of years, yet can also represent the main characteristics of the ocean and atmosphere fairly well. The model’s relevance was shown when its results for the LGM climate compared favourably with palaeoclimate reconstructions.

In their new paper³, Ganopolski and Rahmstorf use an improved version of this model to describe the sensitivity of glacial climate to small changes in the amount of fresh water in the Nordic seas. The most notable result is the very different shape of the hysteresis curve under LGM conditions (Fig. 1b). The hysteresis is wide for present-day climate, and can account for the stability of the Holocene because only large freshwater perturbations can destabilize the system. But under LGM conditions, this hysteresis is much narrower, bringing the thresholds for abrupt change closer to the ‘unperturbed state’. This explains why glacial climate was so unstable. The LGM equilibrium is located to the right of this hysteresis loop: so even a small loss of fresh water (through increased evaporation, decreased precipitation or run-off from land) induces an abrupt warming, as manifest in the events, known as Dansgaard–Oeschger warmings, recorded in ice cores¹.

The LGM equilibrium is stable if only small amounts of fresh water are added. But, in contrast to the situation today, the lower branch of the LGM hysteresis is not flat. It does not initially correspond to a collapse of the thermohaline circulation, but only to a colder climatic regime where deep-water formation takes place south of Iceland instead of in the Nordic seas. Consequently, there is room for additional cooling through complete thermohaline collapse if there is a substantial addition of fresh water. This is what happened during so-called Heinrich events in the North Atlantic⁹ — times, as reflected in sediment cores, when there was large-scale release, and subsequent melting, of icebergs from the polar ice sheets.

But we also need to simulate these rapid warming and cooling events under different external ‘forcings’. To start with, we can make a guess for conditions intermediate between a full glacial and a full interglacial (that is, between Fig. 1a and Fig. 1b). Figure 1c shows

Daedalus

David Jones

David Jones, author of the Daedalus column, is indisposed.

my own guess for such an intermediate period, ‘isotopic stage 3’ (50,000–30,000 years ago). Here the hysteresis is wider than in LGM conditions and, like today, the unperturbed state lies inside the hysteresis loop. Warm modes would last longer, as is evident in certain Dansgaard–Oeschger events during this time. So the dynamical picture provided by Ganopolski and Rahmstorf³ nicely accounts for the phenomenon of glacial variability. The temporal and geographical patterns of events that emerge from the model, in particular the phase relationship between warmings in Greenland and Antarctica, also compare rather well with the palaeoclimatic data¹⁰.

Plenty of questions remain, of course, most notably that concerning the initial causes of the instabilities. Ganopolski and Rahmstorf carefully avoid the problem by applying a weak, but unexplained, periodic forcing to generate Dansgaard–Oeschger oscillations in the model. They mention solar variability as a possible cause. But little is known of such variability, and invoking it is more pulling out a wild card than providing a solid explanation. The thermal response of the climate model (about 7 °C warming over Greenland) is also weaker than ice-core records indicate (about 10 °C). So other feedbacks probably need to be taken into account — changes in the concentration of atmospheric methane¹⁰, for instance. More broadly, the next step in this line of research will require the coupling of climate models with an ice-sheet model that can simulate the storage and release of large amounts of fresh water over centuries or millennia.

The topic of climate stability is high on both scientific and political agendas, and looks set to stay there. A faithful representation of the Earth system in computer-model form is needed to clarify events of the past, better to predict the future. But the route to that end still lies mostly ahead of us. ■

Didier Paillard is in the *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Centre d'Etudes de Saclay, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France.*

e-mail: paillard@lscce.saclay.cea.fr

1. Dansgaard, W. *et al.* *Nature* **364**, 218–220 (1993).
2. Severinghaus, J. P. *et al.* *Nature* **391**, 141–146 (1998).
3. Ganopolski, A. & Rahmstorf, S. *Nature* **409**, 153–158 (2001).
4. Broecker, W. S., Peteet, D. M. & Rind, D. *Nature* **315**, 21–26 (1985).
5. Stommel, H. M. *Tellus* **13**, 224–230 (1961).
6. Stocker, T. F. & Wright, D. G. *Nature* **351**, 729–732 (1991).
7. Manabe, S. & Stouffer, R. J. *Nature* **378**, 165–167 (1995).
8. Ganopolski, A. *et al.* *Nature* **391**, 351–356 (1998).
9. Paillard, D. & Cortijo, E. *Paleoceanography* **14**, 716–724 (1999).
10. Blunier, T. *et al.* *Nature* **394**, 739–743 (1998).