

Pourquoi un soudain retour du froid à la fin de la dernière période glaciaire?

Les changements climatiques globaux qui touchent la zone nord-atlantique sont souvent mis en relation avec une perturbation de la circulation océanique. La dernière phase de froid du tardiglaciaire würmien, le Dryas récent, n'y fait pas exception. Cette période a été marquée par un brusque retour du froid qui a replacé la zone nord-atlantique qui s'était déjà réchauffée dans un climat glaciaire. Les indicateurs climatiques fournissent jusqu'à présent des informations contradictoires sur les causes de ce refroidissement. L'EAWAG a tenté de trouver de nouvelles indications dans les forages du Groenland.

Le Würmien correspond à la glaciation la plus récente de l'histoire géologique de la Terre. Elle a duré environ 100 000 ans et s'est achevée il y a près de 10 000 ans. Cette époque glaciaire a été caractérisée par une succession de changements climatiques rapides dans la région nord-atlantique. On appelle Dryas récent le dernier épisode froid du tardiglaciaire würmien qui s'est amorcé très brusquement il y a environ 12 700 ans pour se maintenir pendant à peu près 1200 ans. Pendant ce laps de temps, la température moyenne du Groenland a chuté de près de 10 °C (Fig. 1A) [1]. Selon une hypothèse répandue, ce changement de climat aurait été causé par une perturbation des courants océaniques. En effet, une

interruption du transport vers le nord des eaux chaudes tropicales peut entraîner une chute soudaine des températures dans les régions septentrionales. Cette hypothèse est étayée par un grand nombre d'observations mais la reconstruction des concentrations de ^{14}C dans l'atmosphère pendant le Dryas récent livre des résultats qui la contredisent partiellement. L'EAWAG s'est penché sur les causes et les implications de cette contradiction.

Des données contradictoires

Le ^{14}C , isotope radioactif du carbone (voir encadré), est un traceur naturel d'une importance fondamentale pour les climatologues. Il est en effet produit en permanence

dans l'atmosphère sous l'effet du rayonnement cosmique et s'intègre tout naturellement au cycle du carbone après s'être oxydé en $^{14}\text{CO}_2$.

Les océans échangent en permanence de l'air et du CO_2 avec l'atmosphère, et donc aussi du ^{14}C radioactif. On considère en général que sous l'effet du brassage des océans, du ^{14}C est transporté de la surface vers les fonds marins et qu'à l'inverse, des eaux pauvres en ^{14}C remontent des profondeurs vers la surface. Ces processus impliquent un appauvrissement en ^{14}C de l'atmosphère dans le cas d'une circulation océanique importante. Si on suppose, donc, que cette circulation était ralentie dans l'Atlantique Nord pendant le Dryas récent, la chute de température de cette période a dû s'accompagner d'un enrichissement de l'atmosphère en ^{14}C .

A partir de dosages de ^{14}C dans les sédiments, il a été possible de retracer l'évolution du ^{14}C atmosphérique pendant le Dryas récent [3]. On observe effectivement une augmentation de la teneur atmosphérique en ^{14}C au début du Dryas récent, ce qui semble confirmer l'hypothèse d'une perturbation des courants océaniques. Mais curieusement, cette teneur s'est mise à chuter bien avant une remontée significative des températures dans la région nord-atlantique (Fig. 1B). Ces observations sont en contradiction avec les relations déjà énoncées entre transport de chaleur, circulation océanique profonde et teneur en ^{14}C de l'atmosphère. Nous avons alors cherché à savoir si d'autres facteurs avaient pu intervenir.

La datation au carbone 14

En plus de ses deux isotopes stables, le ^{12}C et le ^{13}C , le carbone possède un isotope radioactif, le ^{14}C . Celui-ci présente une période de demi-vie de 5730 ans, ce qui signifie qu'au bout de 5730 ans, la moitié du carbone 14 initialement présent s'est désintégré. C'est cette propriété qui est mise à profit dans la méthode de datation au ^{14}C . Tous les êtres vivants échangent en permanence du ^{14}C avec leur environnement. Cet échange cesse au moment de la mort. Avec le temps, le ^{14}C radioactif renfermé par les organismes se désintègre et leur teneur en carbone 14 baisse progressivement. En déterminant la concentration en ^{14}C d'un échantillon, il est donc possible d'en évaluer l'âge ou plus exactement le moment de l'interruption des échanges avec l'environnement.

Cette évaluation ne peut cependant être effectuée avec une certaine exactitude que si on dispose de suffisamment de connaissances sur l'histoire de la teneur en carbone 14 de l'atmosphère. En effet, si cette teneur était plus élevée par le passé, il aura fallu davantage de temps pour qu'elle atteigne une concentration donnée. Si on fait abstraction de cet état de fait, on risque d'attribuer à l'échantillon étudié un âge plus récent qu'il ne l'est en réalité. Dans le cas opposé, on aboutirait à une surestimation de cet âge.

C'est pour éviter cet écueil que les scientifiques travaillent actuellement à l'établissement d'une courbe de calibration du ^{14}C basée sur des dosages de ^{14}C effectués dans les cernes de croissance de troncs fossiles et les varves ou couches annuelles de sédiments. Les données sont déjà disponibles à l'année près pour les 11 500 dernières années [2].

La production de nucléides influe sur la teneur en ^{14}C

La teneur en ^{14}C atmosphérique ne dépend pas uniquement de l'intensité des courants océaniques, mais également du taux de production de cet isotope dans l'atmosphère. Ainsi, une période de faible activité solaire s'accompagnera d'une formation accrue de ^{14}C dans l'atmosphère terrestre qui se traduira par une augmentation de sa teneur atmosphérique. Un tel accroissement s'est par exemple produit pendant le minimum de Maunder entre 1645 et 1715 [4]. A cette époque, le climat de l'Europe était beaucoup plus froid que celui que nous connaissons aujourd'hui. A partir des observations effectuées alors avec la lunette

astronomique tout juste inventée, on sait d'autre part que la surface du soleil se caractérisait alors par une absence quasi-totale de taches sombres (Fig. 2; voir aussi l'article de M. Vonmoos, p. 8). Cette absence de taches solaires indique qu'à cette époque le soleil était nettement moins actif qu'aujourd'hui. Dans le cas du minimum de Maunder, l'observation des taches solaires permet donc d'établir un parallèle entre l'augmentation de la teneur en ^{14}C atmosphérique et la faible activité du soleil. Mais comment étudier cette relation dans des temps plus reculés pour lesquels on ne dispose pas d'observations directes du soleil? Un certain nombre d'indicateurs peuvent nous y aider.

Le ^{10}Be comme indicateur de la production atmosphérique de radionucléides

Le dosage de l'isotope radioactif du béryllium, le béryllium 10 (^{10}Be), est une source très intéressante d'informations. Comme le ^{14}C , il se forme dans l'atmosphère suite à l'impact du rayonnement cosmique sur les atomes de l'air (cf. article thématique, p. 3), mais il est ensuite soumis à des processus totalement différents de ceux qui interviennent pour le carbone 14: Après avoir été lessivé de l'atmosphère, le ^{10}Be se dépose plus ou moins directement sur la

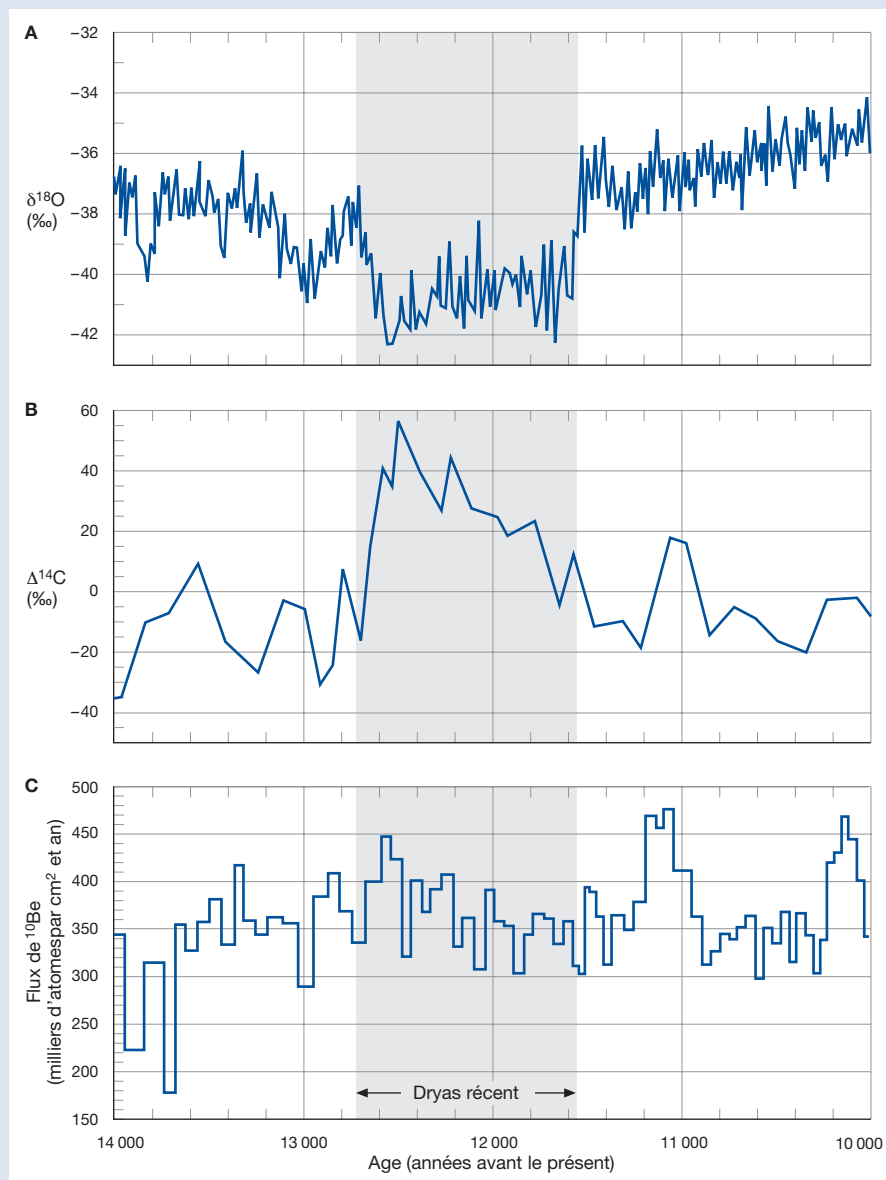


Fig. 1: Evolution de la température, de la teneur en ^{14}C atmosphérique et du flux de ^{10}Be au cours du Dryas récent. A) $\delta^{18}\text{O}$, indicateur de la température au Groenland. B) Reconstruction de la teneur en ^{14}C atmosphérique exprimée sous la forme d'un $\Delta^{14}\text{C}$ calculé à partir de l'étude de sédiments du bassin de Cariaco sur la côte du Venezuela. $\Delta^{14}\text{C}$ correspond à la variation de la concentration en ^{14}C de l'atmosphère par rapport à une valeur standard. C) Flux de ^{10}Be , indicateur de la production de nucléides.

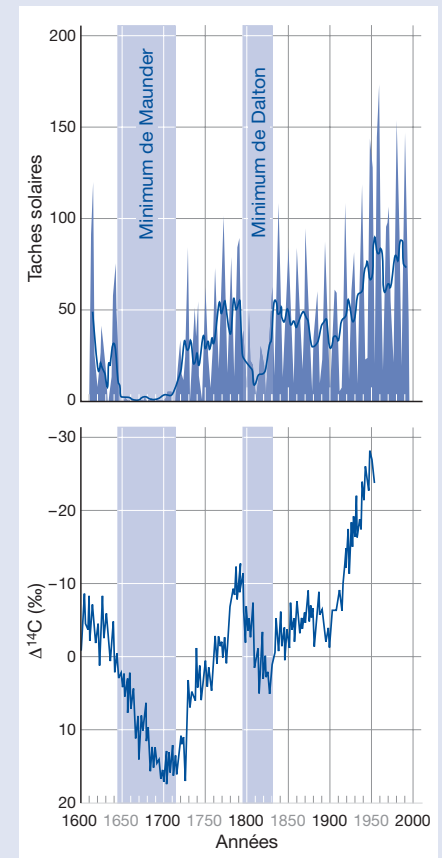


Fig. 2: Comparaison du nombre de groupes de taches solaires avec les variations de la teneur en ^{14}C atmosphérique. Dans les phases de faible activité solaire, comme par exemple pendant les minimums de Maunder et de Dalton, la teneur en ^{14}C de l'atmosphère augmente ($\Delta^{14}\text{C}$ est représenté en courbe inverse).

déposée dans les glaces du Groenland devrait donc être quasiment constante. A l'inverse, si le Dryas récent a de plus été marqué par une variation des taux de production de nucléides, il faut s'attendre à observer une certaine variabilité des concentrations de ^{10}Be dans les couches de glace correspondant à cette période.

Une production variable d'isotopes de ^{10}Be

Comme nous l'avions soupçonné, l'analyse des dosages de ^{10}Be [5] a effectivement montré que les taux de production de cosmnucléides et donc très probablement l'activité du soleil étaient très variables pendant le Dryas récent (Fig. 1C). Si, à présent, on convertit les données de ^{10}Be en teneurs en ^{14}C , on constate que l'évolution du ^{14}C atmosphérique s'explique en grande partie par cette variabilité de production (Fig. 3A). Mais c'est uniquement en tenant compte, en plus de ce premier paramètre, d'une réduction de 30% de la circulation océanique que l'on obtient une explication quasi-totale de cette évolution au cours du Dryas récent (Fig. 3B) [6]. Nos analyses confirment

donc l'intervention, dans cette période de refroidissement, d'un ralentissement de la circulation d'eau vers les profondeurs. La raison de ce changement climatique soudain reste cependant inexplicée. Toutefois, le fait que le début de cette dernière phase du tardiglaciaire ait été marqué par une augmentation de la production de nucléides dans l'atmosphère semble indiquer qu'une réduction de l'activité solaire pourrait être à l'origine de ce retour du froid.

L'étude du Dryas récent a montré pour la première fois qu'il était possible de faire la distinction entre variations de la production de nucléides dans l'atmosphère et modifications du cycle du carbone par la comparaison des flux de ^{10}Be et des teneurs en ^{14}C . Cette approche peut être adoptée pour l'ensemble de la période couverte par la méthode au ^{14}C , c'est-à-dire pour les 50 000 dernières années, et jouera certainement un rôle important dans les études à venir sur les changements globaux au niveau du cycle du carbone.

Terre et n'est pas intégré à un cycle biogéochimique comme c'est le cas du ^{14}C . L'histoire de la production de ^{10}Be peut être retracée à l'aide de ce que l'on appelle les archives paléoclimatiques. Les meilleurs résultats ont été fournis par les carottes de glace du Groenland central dans lesquelles le béryllium 10 s'est accumulé année après année et donc couche après couche suite à son lessivage de l'atmosphère. Si les variations de la teneur en ^{14}C atmosphérique pendant le Dryas récent étaient uniquement dues à des perturbations des courants océaniques, la quantité de ^{10}Be

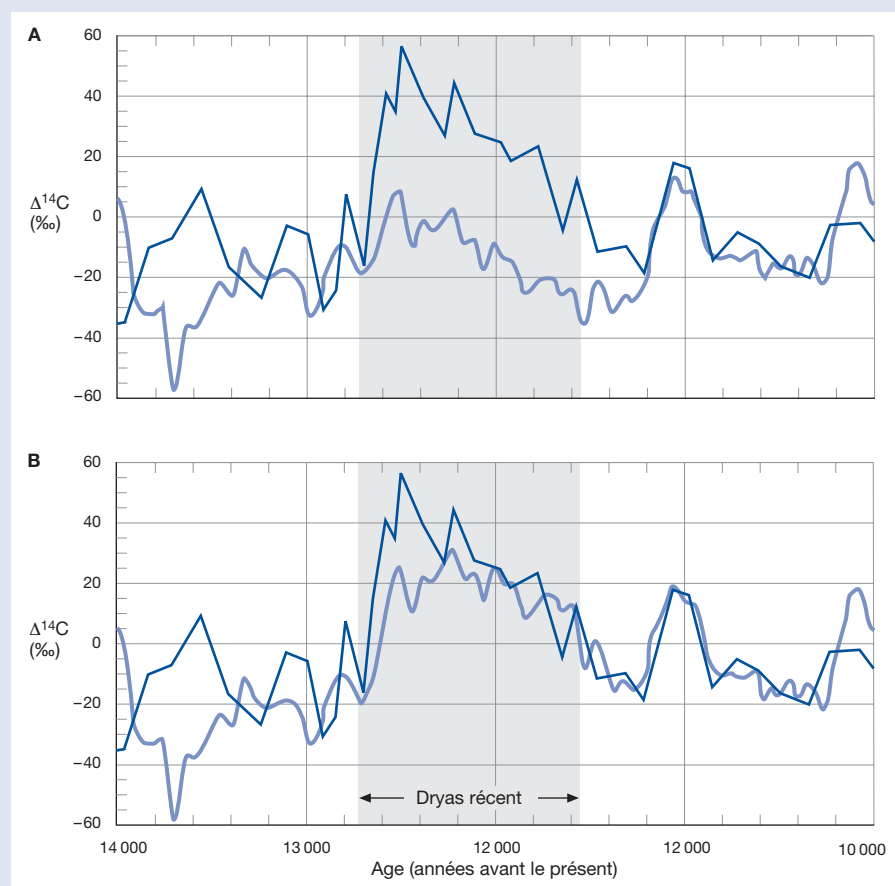


Fig. 3: Modélisation des teneurs en ^{14}C de l'atmosphère (courbes bleu clair):
A) en tenant compte du paramètre de formation des cosmnucléides,
B) en tenant compte à la fois de la formation des nucléides et de la circulation océanique.
A titre comparatif figure également la reconstruction des teneurs réelles en ^{14}C atmosphérique pour la même période (courbe bleu foncé).



Raimund Muscheler s'est consacré à ce projet dans le cadre de la thèse qu'il a préparée au sein du département des «Eaux superficielles» de l'EAWAG. Il effectue depuis 2003 un stage post-doctoral à l'Université de Lund en Suède.

- [1] Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Fuhrer K., Gundestrup N., Hammer C.U., Iversen P., Jouzel J., Stauffer B., Steffensen J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- [2] Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Van der Plicht J., Spurk M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP. *Radiocarbon* 40, 1041–1083.
- [3] Hughen K., Overpeck J.T., Lehmann S., Kashgarian M., Southon J., Peterson L.C., Alley R., Sigman D.M. (1998): Deglacial changes in ocean circulation from an extended radiocarbon calibration. *Nature* 391, 65–68.
- [4] Eddy J.A. (1976): The Maunder Minimum. *Science* 192, 1189–1201.
- [5] Finkel R.C., Nishiizumi K. (1997): Beryllium 10 concentrations in the Greenland ice sheet project 2 ice core from 3–40 ka. *Journal of Geophysical Research* 102, 26 699–26 706.
- [6] Muscheler R., Beer J., Wagner G., Finkel R.C. (2000): Changes in deep-water formation during the Younger Dryas cold period inferred from a comparison of ^{10}Be and ^{14}C records. *Nature* 408, 567–570.