Chapitre 9

Changement climatique

Ce dernier chapitre revient sur la dynamique climatique, déjà abordée au chapitre 4, à la lumière de ce que nous avons couvert des impacts anthropogéniques sur la biosphère et l'environnement. On débute par un survol des reconstructions climatiques basées sur des mesures directes et indirectes du climat (9.1), avec une emphase sur le réchauffement climatique observé depuis le début du vingtième siècle. On considère ensuite diverses sources naturelles de variabilité climatique (9.2), pour finir avec la variabilité induite par l'activité humaine (9.3).

9.1 Le réchauffement global observé

Même si la mesure de la température à un endroit et un temps donné est une procédure relativement simple, assurer des mesures instrumentalement cohérentes sur une longue période de temps l'est passablement moins. De surcroit, la combinaison d'une grande quantité de mesures locales de température provenant de stations météos géographiquement réparties de manière hautement non-uniforme pour en estimer une température moyenne représentative de la Terre dans son ensemble l'est encore moins. Malgré tout, des reconstructions "standards" sont maintenant disponibles, et la Figure 9.1 en montre une, soit la température moyenne de la surface des océans échantillonnée à chaque mois de l'année depuis 1850 (trait orange). Ce qui est porté en graphique ici est la différence de la température moyenne par rapport à la valeur du mois de janvier 1940, date de référence traditionnelle dans ce genre de reconstructions. Plusieurs choses sont à noter:

- premièrement, la température moyenne est sujette à d'importantes fluctuations sur une vaste gamme d'échelles temporelles, certaines pouvant être retracées à des éruptions volcaniques majeures;
- deuxièmement, la température moyenne est à la hausse depuis le début du vingtième siècle;
- troisièmement, cette hausse de la température moyenne est relativement modeste, soit environ 1 degré Celcius sur cent ans.

Il ne faut cependant pas perdre de vue que le réchauffement *local* associé à cette hausse de la température *moyenne* n'est pas uniforme géographiquement. Les régions polaires, en particulier, ont vu leur moyenne annuelle monter de plus de 2 degrés Celcius depuis un demisiècle, ce qui est très significatif au niveau de l'évolution des calottes glaciaires et du maintient des écosystèmes polaires.

Le réchauffement global observé depuis un siècle est très rapide par rapport à ce qui été observé depuis les derniers 10,000 ans. Le thermomètre n'existait évidemment pas il y a 10,000 ans, mais il est possible de reconstruire les variations de température aussi loin dans le passé en utilisant des indicateurs indirects comme les anneaux de croissance des arbres, les abondances



Figure 9.1: Variations (et fluctuations) de la température océanique moyenne de surface durant la période 1850-présent (trait orange). Le trait rouge est un lissage de la courbe mensuelle sur un intervalle 13 ans, ce qui élimine les fluctuations plus rapide et aide à faire ressortir la tendance générale. La température atmosphérique moyenne montre les mêmes tendances générales, mais des fluctuations de plus grande amplitude. Les dates des plus importantes éruptions volcaniques de cette période sont indiquées par des tirets verticaux au bas du graphique: Krakatoa (1883), Katmai (1912), Santa Maria (1902), Mont St-Helens (1980), et Pinatubo (1991). Graphique produit à partir de données disponibles publiquement au http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR.

relatives de certains types de pollen dans des carottes de sédiments, les quantités relatives de divers isotopes de l'oxygène dans des stalagtites, pour ne nommer que quelques-unes de ces méthodes. Ces indicateurs du **paléoclimat** sont "convertis" en mesure de températures en les corrélant avec les mesures directes sur l'intervalle 1850-présent (Figure 9.1). La Figure 9.2 en montre une sélection, reculant jusqu'à l'an 500. On note de substantielles différences d'une reconstruction à l'autre, dont une bonne part reflète des variations de nature purement géographique. Certaines tendances générales émergent néanmoins, dont une période appellée **réchauffement médiéval**, aux alentours de l'an 1000, et le **petit âge glaciaire** du dixseptième siècle, période de refroidisement marquée connue depuis longtemps en climatologie. Et, bien sûr, le réchauffement marqué et très rapide au vingtième siècle, conséquence de l'émission de CO_2 associée à notre utilisation débridée des combustibles fossiles.

Prises au pied de la lettre, ces reconstructions placeraient le réchauffement d'un degré Celcius observé depuis le début du vingtième siècle parmi les plus rapides depuis le Dryas récent, une période froide ayant duré près d'un millénaire et s'étant terminé très abruptement il y a 11500 ans.

Le changement climatique, c'est beaucoup plus que l'augmentation de la température moyenne terrestre; les variations géographiques sont un aspect essentiel du climat, la différence de température pôles-équateur étant le moteur des vents et courants marins aux échelles globales. Une Terre dont l'atmosphère et la surface seraient à une température de 14°C à toutes les latitudes et altitudes dans l'atmophère aurait la même température moyenne, mais un climat très différents du climat actuel, et beaucoup plus dommageable, autant pour la biosphère que pour l'humanité, que les plus pessimistes scénarios de réchauffement global que nous sert le



Figure 9.2: Reconstructions (et fluctuations) de la température terrestre moyenne depuis l'an 500. Les treize reconstructions portées en graphiques sont celles incluses dans le rapport 2007 du GIEC, telles qu'archivées dans la base de données paléoclimatiques accessible sur le site Web du World Data Center de la National Oceanic and Atmospheric Administration (É.-U.): http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/pubs/ipcc2007/ipcc2007.html. Les quatre plus importantes éruptions volcaniques de cette période sont également indiquées: Kuwae (1452?+1458), Laki (1783), Tambora (1815), et Krakatoa (1883).

GIEC pour le 21^{e} siècle (§9.3.7).

La Figure 9.3 montre le réchauffement de la température de surface observé durant les derniers 50 ans, en fonction de la position géographique. L'échelle de couleur encode la différence de la température locale entre moyenne de la décennie 2011-2020 et la moyenne sur un intervalle de référence couvrant 1951-1980. On constate que le réchauffement est beaucoup plus important aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, et tend à être plus marqué sur les masses continentales. La forte asymétrie entre les pôles Nord et Sud est dû à un phénomène atmosphérique particulier, appelé vortex polaire, particulièrement marqué dans l'hémisphère sud, qui tend à "isoler" l'atmosphère antarctique du reste de l'hémisphère.

9.2 Variabilité climatique naturelle

Plusieurs mécanismes de variabilité naturelle opèrerent de manière concurrente, mais sur des échelles temporelles très différentes. On considérera dans ce qui suit:

- Les variations de l'orbite de la Terre autour du soleil,
- La variabilité solaire,
- Le volcanisme.

9.2.1 Les âges glaciaires et les cycles de Milanković

L'axe de rotation de la terre et la forme de son orbite autour du soleil varient très lentement dans le temps, suite aux perturbations gravitationnelles dues aux autres planètes du système



Changement de température lors des 50 dernières années

Figure 9.3: Variation de la température moyenne de surface dans le dernier demi-siècle en fonction de la position géographique. Source: NASA/Goddard, via Wikipedia Commons.

solaire. Ces perturbations conduisent (entre autre) à:

- une variation cyclique de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son plan orbital (l'obliquité ϵ , présentement = 23.44°) sur une période de $\simeq 41000 \text{ yr}$;
- une variation multipériodique de l'excentricité e de l'orbite, passant de quasi-circulaire $(e \simeq 0)$ à une forme légèrement elliptique $(e \simeq 0.05)$ sur une période de 400000 ans, avec une périodicité secondaire à ~ 100000 ans;
- une précession des équinoxes, essentiellement une variation de l'orientation de l'axe de rotation de la Terre, sur une période de $\simeq 26000$ ans.

Comme l'illustre la Figure 9.4, ceci conduit à des variations significatives de l'irradiance solaire moyenne aux hautes latitudes terrestres (séquence temporelle en noir), avec des variations crête-à-crête atteignant 100 W m⁻², soit $\simeq 20\%$ de l'irradiance moyenne $\simeq 500$ W m⁻² à cette latitude.

Ces variations, appellées **cycles de Milanković** (souvent écrit "Milankovitch" dans la litérature anglophone, notoirement allergique aux accents) sont maintenant reconnues comme le déclencheur des périodes glaciaires. Les deux séquences temporelles au bas de la Figure 9.4 montrent les variations du niveau des océans (plus élevé quand la température moyenne est plus élevée, suite à la fonte des glaces et réduction de l'albedo de surface aux hautes latitudes), reconstruites à partir des variations du rapport isotopique ¹⁸O/¹⁶O, ainsi qu'une reconstruction de la température moyenne.

Au delà des variations de l'irradiance même, de multiples effets de rétroaction positives agissent également dans le déclenchement des périodes glaciaires, en particulier au niveau de l'effet



Figure 9.4: Variations dans le temps de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre (l'obliquité ϵ), de l'excentricité *e* de son orbite autour du soleil, de la longitude du périhélie (ϖ), et de l'insolation journalière moyenne sur la haute atmosphère à latitude 65°N (en noir). La moitié droite de la Figure prolonge ces variations déterministes de nature astronomique vers le futur. Les deux séquences temporelles du bas mesurent la variation sont des reconsructions du niveau des océans et de la variation de température terrestres. Notez l'échelle horizontale, en kilo-années. Source: Wikipedia Commons, commons.wikimedia.org/wiki/File:MilankovitchCyclesOrbitandCores.png

d'albedo de la neige et des glaces à hautes latitudes: une configuration orbitale caractérisée par une irradiance plus faible à hautes latitudes en été dans l'hémisphère nord préserve la couverture glaciaire, ce qui augmente l'albédo et favorise une croissance accélérée de la couverture glaciaire l'hiver suivant, conduisant à une rétroaction positive pouvant pousser très rapidement (aux échelles de temps géologiques) la planète dans une période glaciaire (viz. §9.3.6 ci-dessous).

La coincidence entre les reconstructions de température et les prédictions de la théorie de Milanković n'est pas parfaite, dû à un manque de compréhension par rapport à d'autres boucles de rétroaction positive, en particulier en relation avec les courants marins. Il est néanmoins généralement accepté que les variations séculaires de l'orbite terrestre jouent un rôle majeur dans la variabilité climatique sur les échelles temporelles allant de $\sim 10^4$ à quelques 10^5 années.

9.2.2 Variabilité solaire

La variabilité solaire est depuis plusieurs décennies le chouchou de bon nombre de climatosceptiques cherchant à nier —pour quelque raison que ce soit— l'importance de l'activité humaine sur le réchauffement global observé depuis le début du vingtième siècle.

Il n'y a aucun doute que l'irradiance solaire est le moteur du climat, et que si cette irradiance varie significativement, les impacts climatiques pourraient être substantiels. On a déjà vu (viz. la Figure 4.2) que l'irradiance solaire varie entre $S_0 \simeq 1361 \,\mathrm{W} \,\mathrm{m}^{-2}$ et $\simeq 1363 \,\mathrm{W} \,\mathrm{m}^{-2}$ entre les phases minimale et maximale du cycle d'activité magnétique du soleil, soit une variation de $\simeq 0.15\%$. Il est facile de calculer la variation correspondante de la température d'équilibre terrestre, via une simple dérivée:

(

$$dT_{eq} = d\left(\frac{S_0}{4\sigma}\right)^{1/4}$$
$$= \frac{1}{4}\left(\frac{1}{4\sigma}\right)^{1/4}S_0^{-3/4}dS_0.$$
(9.1)

Pour un $dS_0 = 2 \text{ W m}^{-2}$, on obtient un très modeste $dT_{eq} = 0.1 \text{ K}$. Pendant longtemps, c'est sur la base de ce calcul que la climatologie a évacué la variabilité solaire des questions de changements climatiques. On peut cependant se poser deux questions:

- Existe-t-il des indications que l'irradiance solaire ait pu varier par plus de 2 W m⁻² dans le passé, sur des échelles temporelles plus longues que décadales ?
- Existe-t-il des effets d'origine solaire autres que les variations de l'irradiance qui puissent influencer le climat terrestre.

Il s'avère que la réponse à ces deux questions est *oui*; il n'en demeure pas moins clair que la variabilité solaire ne peut pas, à elle seule, expliquer le gros du réchauffement global observé depuis le début de l'ère industrielle. Au mieux, cette variabilité pourrait expliquer certaines fluctuations par rapport à la hausse graduelle de la température terrestre (revoir la Fig. 9.1). Par contre, la question demeure ouverte quand aux variations du climat sur des échelles temporelles allant du siècle au millénaire.

Un "smoking gun" souvent invoqué par les climatosceptiques à sympathies solaires est la coincidence approximative entre le petit âge glaciaire connu en climatologie, et le Minimum de Maunder, une période d'activité solaire fortement réduite entre 1645 et 1715, identifiée par le décompte des taches solaires observées de manière continue depuis le début du dix-septième siècle suite à l'invention du télescope. La Figure 9.5 montre une séquence temporelle du nombre de taches solaires visibles à la surface du soleil (en rouge), remontant à 1610. Le minimum de Maunder est indiqué par une bande grise, ainsi qu'un second minimum entre 1805 et 1825, plus court et moins prononcé, appelé Minimum de Dalton.

Il s'avère possible de remonter plus loin que les premières observations télescopiques des taches solaires. Il existe une forte anticorrélation observée entre l'activité solaire et le flux de rayons cosmiques d'origine galactique pénétrant le système solaire jusqu'à l'orbite de la



Figure 9.5: Variations du nombre de (groupes de) taches solaires depuis l'invention du télescope en 1609 (trait rouge). Le Minimum de Maunder (1645-1715) est clairement apparent. Les deux autres séquences temporelles montrent deux reconstructions du niveau général de l'activité solaire, basées sur les mesures des concentrations des radioisotopes cosmogéniques ¹⁴C (trait noir) et ¹⁰Be (trait bleu). Plusieurs phases d'activité réduite semblables au Minimum de Maunder ont été identifiées dans les reconstructions basées sur le ¹⁴C (bande verticales grises). Graphique produit à l'aide des données fournies par I. Usoskin (Observatoire Géophysique de Sodankylä, Finlande).

Terre. Cette anticorrélation tient au fait qu'en phase d'activité élevée, le vent solaire est en moyenne plus dense et plus fortement magnétisé que quand l'activité est faible, et donc se retrouve à absorber et disperser plus efficacement les rayons cosmiques pénétrant vers les régions centrales du système solaire. Le flux de rayons cosmiques parvenant à la Terre s'en retrouve donc proportionnellement réduit. Inversement, quand l'activité est faible, cet effet de blindage diminue, et on observe un flux de rayons cosmiques plus élevé à l'orbite terrestre.

Cet effet de modulation du flux de rayons cosmiques par l'activité solaire permet de reconstruire les variations du niveau général d'activité sur des échelles de temps remontant beaucoup plus loin que le début de l'observation systématique des taches solaire au début du dix-septième siècle. Certains des rayons cosmiques parvenant à atteindre la haute atmosphère terrestre sont en effet tellement énergétiques que leur impact avec des atomes d'oxygène ou d'azote constituants dominants de notre atmosphère— peut causer des réactions de fission nucléaire produisant des isotopes radioactifs, notamment le ¹⁴C et le ¹⁰Be. Ces **radioisotopes cosmogéniques** s'incorporent dans les cycles biologiques (¹⁴C) ou se déposent tout simplement comme une fine poussière sur la surface terrestre (¹⁰Be). On peut par la suite en mesurer les concentrations dans les anneaux de croissance des arbres, ou dans des carottes glaciaires, et en extraire une mesure de l'intensité de l'activité solaire au moment de leur production. La comparaison de ces séquences temporelles avec les décompte des taches durant les derniers 300 ans permet alors de calibrer ces séquences radioisotopiques et de produire des reconstructions de l'activité solaire, tout comme on pouvait reconstruire les variations de la température terrestre (cf. Fig. 9.2) sur la base d'indicateurs climatiques indirects. Les traits bleu et noir sur La Figure 9.5 en montre deux exemples remontant à l'an 1000.

De telles reconstructions montrent que le niveau général de l'activité solaire a beaucoup varié dans les derniers 12000 ans. En particulier, des phases d'activité fortement réduite comme durant le Minimum de Maunder, déjà connues via le décompte des taches solaires (voir Fig. 9.5), se sont produites assez souvent dans le passé, les plus récentes ayant été baptisées au nom de physiciens solaires du dix-neuvième siècle. Ces reconstructions démontrent également que le niveau d'activité solaire observé durant la seconde moitié du vingtième siècle se classe parmi les plus élevés des derniers 12000 ans.

Beaucoup d'efforts ont été mis à estimer quelle aurait pu être l'irradiance solaire dans des périodes comme le Minimum de Maunder, sans en arriver à des résultats vraiment robustes ou concluant, et certainement rien de concensuel parmi les experts du sujet. Encore plus d'efforts ont été mis à examiner des processus autres que les variations de l'irradiance, mais tout de même associés à l'activité magnétique du soleil, pouvant affecter le climat. À l'heure actuelle, les mécanismes les plus "prometteurs" impliquent des effets d'amplifications et de rétroaction positive produits par la dynamique stratosphérique. Néanmoins, à ce stade la conclusion demeure: la variabilité solaire n'est *pas* le principal moteur du réchauffement global observé depuis un siècle.

9.2.3 Éruptions volcaniques

Une éruptions volcanique majeure (voir Figure 9.6) peut injecter plusieurs dizaines, voire centaines de kilomètres cubes de cendres volcaniques dans la stratosphère, où les forts vents horizontaux les redistribuent rapidement à des milliers de kilomètres du site d'injection, sur l'ensemble de la stratosphère planétaire, où la stratification stable en empêche le mélange vertical. La



Figure 9.6: Éruption du volcan Sarychev, sur l'ile Matua dans l'archipel des Kuril (Russie), photographiée de la station spatiale internationale le 12 juin 2009. Le passage de l'onde de choc produite par l'éruption l'éruption avait déjà taillé un "trou" approximativement circulaire dans la couche nuageuse avant l'arrivée du panache volcanique même. Source: NASA Astronaut Photograph ISS020-E-9048.

cendre volcanique est une substance vraiment particulière (voir Figure 9.7). Résultant d'une

liquéfaction et resolidification rapide du magma/roches dans un environnement très chaud et contenant beaucoup de gaz, la cendre volcanique typique est un matériau très dur mais très poreux, donc de relativement basse densité, et dont la surface est souvent vitrifiée, et donc est caractérisée par un coefficient de réflectivité (voir $\S4.5$) très élevé. En conséquence, la présence



Figure 9.7: Morceau de cendre volcanique recueilli suite à l'éruption du Mt St-Helen (1980, état de Washington, É-U.), vu au microscope électronique. La cendre volcanique est typiquement peu dense, dure, abrasive, légèrement corrosive, a une réflectivité élevée dans le visible, et ne se dissout pas dans l'eau. Source: U.S. Geological Survey, volcanoes.usgs.gov/volcanic_ash/ash.html.

de ces cendres peut augmente dramatiquement l'albedo stratosphérique, et ainsi réduire proportionnellement l'insolation de la surface terrestre, avec un impact climatique pouvant être majeur. Un exemple très bien documenté est l'éruption du volcan Tambora (Indonésie) en 1815, qui aurait injecté $\simeq 150$ kilomètres cube de cendres dans la stratosphère. Dans les semaines qui ont suivi la température terrestre moyenne a chuté de $\simeq 3^{\circ}$ C, ne remontant à sa valeur normale qu'après trois ans. L'année 1816 est entrée dans l'histoire climatique comme "l'année sans été", et a été suivie d'une année de famine mondiale suite à la perte massive des récoltes.

Les quatre plus grandes éruptions volcanique du dernier millénaire sont indiquées sur la Figure 9.2. On remarque que chacune produisant une chute marquée de la plupart des reconstructions de la température moyenne. Comme la plupart de ces courbes sont en fait des moyennes décadales lissés, l'étendue temporelle des "creux" associés aux éruptions est artificiellement élargie, tandis que les amplitudes sont réduites. Par exemple, sur ce graphique, la chute de la température moyenne due à l'éruption du Tambora ne semble être que de $\simeq 0.7^{\circ}$ C; mais les signatures volcaniques demeurent très visibles.

Comme si ce n'était pas déjà assez, les cendres fines en suspension dans la stratosphère peuvent aussi agir comme site de nucléation pour la vapeur d'eau, ce qui favorise la formation de nuages et augmente encore plus l'albedo stratosphérique. De plus, les grandes quantités de SO_2 (pouvant dépasser la centaine de million de tonnes) souvent émises lors d'éruptions majeures peuvent causer des épisodes de pluies acides nocives pour la végétation, incluant l'agriculture. Les impacts du volcanisme sur les écosystèmes et l'activité humaine sont donc majeurs; par exemple, on estime que l'éruption du Laki (Islande) en 1783 a indirectement causé la mort de 6 millions de personnes.

Finalement, la dureté et le haut degré d'abrasivité des cendres volcaniques pose un danger à plusieurs types d'infrastructures technologiques, notamment les turboréacteurs des avions, qui peuvent subir des dommages catastrophiques si des cendres volcaniques sont aspirées dans les turbines. La récente éruption du volcan Eyjafjallajökull (Islande), en avril 2010, a complètement

paralysé le traffic aérien entre l'Europe et l'Amérique pendant 8 jours. On a par la suite estimé qu'une éruption comme celle du Laki, en 1783, l'aurait fait pendant plusieurs mois.

La modélisation de la dispersion et sédimentation des cendres volcaniques est donc un sujet de grand intérêt ! Nous pouvons l'approcher à l'aide de notre vitesse de sédimentation (5.106)) et des tailles typiques pour les cendres et poussières volcaniques (Tableau 5.2). Pour une densité représentative $\rho \simeq 2500 \text{ kg m}^{-3}$ et des tailles typiques $d = 1, 10, 100 \,\mu\text{m}$, on trouve des temps de résidence dans l'atmosphère de 3.5 ans, 13 jours, et 3 heures respectivement, en supposant que les cendres sont injectés à une altitude de 10km, soit la base de la stratosphère.

Avec ces informations en main, le modèle d'équilibre développé à la $\S4.8$ (effet de serre complet, voir aussi la Fig. 4.16) est facilement modificable pour calculer l'impact climatique d'une éruption volcanique, via son effet sur l'albedo planétaire. La première étape est d'écrire les versions non-stationnaires des éqs. (4.40)–(4.41):

$$\bar{C}_a \frac{\mathrm{d}T_a}{\mathrm{d}t} = \sigma((1 - \langle t \rangle_{\mathrm{IR}} T_s^4 - T_a^4)), \qquad (9.2)$$

$$40 \times \bar{C}_a \frac{\mathrm{d}T_s}{\mathrm{d}t} = \frac{(1 - \alpha(t))S_0}{4} + \sigma\left(\frac{1}{2}T_a^4 - T_s^4\right) , \qquad (9.3)$$

où on a ici fait bon usage de notre capacité thermique volumique moyenne pour une colonne atmosphérique, \bar{C}_a (voir §3.1.3). On a de plus supposé que la capacité thermique d'une colonne océanique de 100m de profondeur est 40 fois celle de la colonne atmosphérique (voir §3.2.1). Aux fins de ce calcul on considère que la capacité thermique des sols est semblables à celle d'une colonne océanique, une approximation qui s'avère à ne pas affecter significativement les résultats qui suivent, considérant que 71% de la surface de la Terre est couverte par les océans. On a aussi inclu une transmissivité atmosphérique infrarouge moyenne $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.25$ (revoir §4.7 au besoin), cette valeur étant choisie de manière à avoir, à l'équilibre thermique avant l'éruption, une température de surface $T_s = 287 \mathrm{K} \equiv 14^{\circ} \mathrm{C}$ pour un albedo $\alpha = 0.29$.

On suppose maintenant que suite à l'éruption, l'injection de cendres dans la stratosphère double instantanément l'albedo planétaire, après quoi l'albedo recommence à décroitre exponentiellement vers sa valeur normale $\alpha_0 = 0.29$:

$$\alpha(t) = \alpha_0 \left[1 + \exp\left(-\frac{t - t_*}{\tau}\right) \right] , \qquad t \ge t_*$$
(9.4)

où t_* marque la date de l'éruption volcanique, et $\tau = 6$ mois est un temps caractéristique de décroissance exponentielle de l'albedo en réponse à la sédimentation des cendres volcaniques injectées dans la stratosphère à $t = t_*$. C'est évidemment un "modèle" de sédimentation très (trop!) simple, mais voyons ce que ça donne.

La Figure 9.8 présente une solution numérique des éqs. (9.2)-(9.4). Même ce modèle très simple reproduit une chute de la température d'équilibre de 3–4°C, s'estompant en quelques annés¹. La persistance du signal climatique sétend beaucoup plus loin dans le temps que le temps de décroissance exponentielle de l'albedo (ici 6 mois), conséquence de l'inertie thermique du système, associée à la grande capacité thermique de la colonne océanique. Pour avoir un impact climatique à plus long terme, le volcanisme doit donc soit se coupler à des boucles de rétroaction positives, du genre de ce qu'on examinera à la §9.3.6 ci-dessous, ou encore se concentrer en épisodes d'activité volcanique très élevées soutenue sur des longues échelles de temps.

9.3 Variabilité climatique anthropogénique

La question du réchauffement climatique d'origine anthropogénique est particulièrement complexe. On doit en distinguer deux aspects:

 $^{^{1}}$ Vous aurez à coder ce modèle, explorer son comportement, et y apporter quelques améliorations physiques, dans le cadre d'un des TPs.



Figure 9.8: Réponse du système atmosphère + océans à une augmentation de l'albedo par un facteur deux, simulant l'effet des cendres volcaniques injectées dans la stratosphère. Le graphique présente les séquences temporelles des températures atmosphérique (T_a , en rouge) et océaniques (T_s , en vert), ainsi que l'albedo ($\alpha(t)$, en bleu).

- Établir la réalité et magnitude du réchauffement climatique comme un phénomène distinct de la variabilité interne du système climatique;
- Identifier la (ou les) cause(s) autres que la variabilité interne ayant produit ce réchauffement.

Durant les années 1980–1990, le changement climatique est passé de la périphérie technique des sciences atmosphériques à un enjeu mondial à caractère multidisciplinaire, produisant au passage son lot de "climatosceptiques" qui questionnaient à la fois la réalité du réchauffement observé ("c'est juste de la variabilité interne du climat") et/ou son origine ("ce n'est pas l'activité humaine qui cause ça"). Certains des arguments soulevés par ces climatosceptiques de première génération étaient en fait tout à fait légitimes à l'époque. Mais en 2024, ce genre de climatoscepticisme "dur" n'est plus qu'une forme de fanatisme sociopoliticoculturel de mauvaise foi.

9.3.1 Les gaz à effet de serre

La physique du réchauffement atmosphérique par effet de serre associé à des concentrations élevées de CO_2 (et autres gaz comme le méthane, le N_2O , etc.) a déjà été discutée à la §4.7 et explorée en TP; pas besoin d'y revenir ici. Il s'avère cependant que le lien causal n'est pas unidirectionnel ! Commençons par examiner ça.

Parfois, en voulant bien faire on accomplit le contraire. Dans un film se voulant documentaire, l'ex vice-président américain Al Gore, visant le coup d'éclat pédagogique, a popularisé à outrance le fameux graphique dit "du bâton de hockey", une version significativement aplatie entre 1200 et 1800 de la Figure 9.2 ci-dessus, visant à illustrer que le réchauffement observé au vingtième siècle était sans équivalent dans les archives climatiques et une preuve indubitable que les émissions de CO_2 résultant l'industrialisation en étaient responsable. Plusieurs géologues et paléoclimatologues, habitués à jongler avec des échelles de temps différentes de celles qui préoccuppent habituellement le commun des mortels, ont alors levé assez rapidement le drapeau rouge.

La Figure 9.9 montre des recontructions de la température moyenne terrestre et de la concentration atmosphérique de CO_2 remontant 650000 années dans le passé. On reconnait les variations en dents-de-scie associées aux cycles de Milanković (cf. Fig. 9.4). Les concentrations



Figure 9.9: 650000 années de variations de la température et concentration atmosphérique en CO_2 . Les variations de températures pic-à-creux des courbes de températures couvrent $\simeq 5^{\circ}C$. Notez bien: ce diagramme a été généré en 2008; la concentration actuelle (2024) de CO_2 atmosphérique a maintenant atteint $\simeq 425$ ppm (voir Fig. 3.10). Source: Wikipedia Commons

de CO_2 suivent remarquablement bien les variations de la température, même si les émissions anthropogéniques étaient nulles durant ce passé lointain. La causalité est ici inversée: une atmosphère plus chaude se retrouve "naturellement" plus chargée en CO_2 ! C'est le résultat d'une interaction complexe entre le cycle de l'eau, celui du CO_2 , et la productivité biosphérique, qui fait qu'à une température globale plus élevée, les océans et la biosphère se retrouvent en bout de ligne à entreposer moins de CO_2 , l'excédent se retrouvant par conséquent dans l'atmosphère. Il n'en demeure pas moins que la concentration atmosphérique actuelle en CO_2 (t = 0, à gauche sur ce graphique) dépasse de beaucoup ce à quoi on pourrait s'attendre de cette corrélation naturelle.

Cela n'a cependant pas empêché la communauté des climatosceptiques de s'en est donné à coeur joie, capitalisant sur cette sursimplification pour tenter de discréditer l'ensemble des simulations climatiques visant à quantifier l'impact du CO_2 anthropogénique sur le réchauffement global; et invoquant souvent la lente montée du niveau général de l'activité solaire au vingtième siècle comme explication alternative.

On a vu qu'une augmentation de la concentration atmosphérique en CO_2 a comme conséquence de diminuer la transmissivité atmosphérique dans l'infrarouge. Dans le cadre de notre formulation RSPF du bilan énergétique global, le problème demeure décrit pas les équations (9.2)–(9.3) utilisées pour modéliser l'impact d'une éruption volcanique sur l'albedo, sauf que cette fois la transmissivité atmosphérique infrarouge moyenne $\langle t \rangle_{IR}$ varie maintenant dans le temps:

$$\bar{C}_a \frac{\mathrm{d}T_a}{\mathrm{d}t} = [1 - \langle t \rangle_{\mathrm{IR}}(t)]\sigma T_s^4 - \sigma T_a^4 , \qquad (9.5)$$

$$40 \times \bar{C}_a \frac{\mathrm{d}T_s}{\mathrm{d}t} = \frac{(1-\alpha)S_0}{4} + \sigma \left(\frac{1}{2}T_a^4 - T_s^4\right) , \qquad (9.6)$$

On simule l'impact de l'augmentation de la concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre en faisant décroite la transmissivité linéairement de $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.25$ en l'an 2000 à $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.15$ en 2100, en gardant l'albedo fixe à $\alpha = 0.29$. Comme dans notre simulation de l'impact climatique du volcanisme, celle-ci débute également avec les températures d'équilibre T_a, T_s pour $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.25$, ce qui conduit à une température au sol de 14°C en l'an 2000.

La Figure 9.10 illustre l'augmentation des températures jusqu'en 2100. Un examen attentif des courbes de température révèle un transient initial durant une dizaine d'années, pendant lequel les températures croissent plus lentement que par la suite, résultat de l'inertie thermique du système. Les traits en tirets indiquent la variation des valeurs des température d'équilibre



Figure 9.10: Augmentation de la température de surface (T_s) et de l'atmosphère (T_a) sur un siècle, suite à une baisse de la transmissivité atmosphérique dans l'infrarouge (t, en bleu) de $\langle t \rangle_{\text{IR}} = 0.25$ en 2000 à $\langle t \rangle_{\text{IR}} = 0.15$ en 2100, simulant l'augmentation des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre. Les températures initiales correspondent aux températures d'équilibre pour $\langle t \rangle_{\text{IR}} = 0.25$ et un albedo global $\alpha = 0.29$, et les traits en tirets indiquent la variation attendue des températures d'équilibre obtenues en solutionnant la forme stationnaire du modèle pour la variation imposée de $\langle t \rangle_{\text{IR}}$.

au sol et atmosphérique obtenues en solutionnant algébriquement la forme stationnaire des éqs. (9.5)–(9.6). On constate que les températures suivent de très près leurs valeurs d'équilibre, sauf pour un léger décalage temporel produit par le transient initial.

La hausse de $\simeq 5^{\circ}$ C de la température de surface entre 2000 et 2100 est semblable aux scénarios climatiques les plus pessimistes du GIEC (voir §9.3.7 plus bas). Un exercice en fin de chapitre vous conduit à vérifier qu'une augmentation (linéaire) de l'irradiance solaire S_0 de 120W m⁻² entre 2000 et 2100 conduirait à la même augmentation de température de surface que la baisse de transmissivité utilisée pour produire la Fig. 9.10. Une hausse systématique de S_0 de $\simeq 9\%$ en un siècle est vraiment très peu plausible, astrophysiquement parlant. Mais, sur examen de l'éq. (9.6), il est clair qu'une diminution de l'albedo (global) de $\alpha = 0.29$ à $\alpha = 0.23$ aurait exactement le même effet ici. Une telle variation de l'albedo n'est certainement pas ridicule *a priori*, comme on le verra sous peu. Le défi est donc d'identifier un (ou plusieurs) indicateur climatique qui puisse nous aider à distinguer différentes causes possibles à un réchauffement observé. Il s'avère que la stratosphère peut nous en fournir un.

9.3.2 La stratosphère comme stéthoscope

On se souviendra (sinon retournez lire la §3.1.4) que la stratosphère est une couche de la haute atmosphère située au dessus de la troposphère, et responsable de l'absorption de l'ultraviolet solaire par l'ozone (O_3). Cette couche est géométriquement assez épaisse, mais en terme de profondeur optique pour le visible la stratosphère est transparente, et beaucoup moins opaque à l'infrarouge que la troposphère, à cause de son contenu beaucoup plus faible en vapeur d'eau, la température y étant (in)comfortablement sous le point de congélation (voir Fig. 3.4!).

Considérons l'impact sur le bilan radiatif d'une certaine densité de CO_2 présente dans la stratosphère. En l'absence de vapeur d'eau le CO_2 devient le principal absorbeur infrarouge, et donc absorbera une fraction de la radiation infrarouge arrivant de l'atmosphère sous-jacente, et rémettra cette radiation vers le haut et vers le bas (tout comme le faisait notre couche "atmosphère" sur la Fig. 4.16); à l'équilibre thermodynamique (corps noir) l'émissivité (ε) est égale à l'absorptivité. L'ozone stratosphérique absorbera aussi une bonne fraction de l'ultraviolet rapproché du spectre solaire. Dénotons la quantité ainsi absorbée par $S[O_3]$. Dans une situation stationnaire, la conservation de l'énergie dans notre couche stratosphérique impose que l'absorption énergétique (UV+IR) soit égale à l'émission thermique:

$$S[O_3] + \varepsilon \sigma T_a^4 = 2\varepsilon \sigma T_s^4 . \tag{9.7}$$

où T_a est la température de la troposphère (basse atmosphère), et T_s la température de la stratosphère. Isolant cette quantité dans l'expression ci-dessus on trouve:

$$T_s = \left(\frac{S[O_3]/\varepsilon + \sigma T_a^2}{2\sigma}\right)^{1/4} . \tag{9.8}$$

Ici l'émissivité $\varepsilon \ll 1$ dépendra de la densité stratosphérique de CO₂, de son coefficient d'absorption/dispersion $k[CO_2]$, et de l'épaisseur Δz de la stratosphère:

$$\varepsilon = \rho[\mathrm{CO}_2] \times k[\mathrm{CO}_2] \times \Delta z \ . \tag{9.9}$$

Supposons maintenant que la densité stratosphérique de CO_2 augmente, sans changer la concentration d'ozone. Si l'albedo, l'irradiance solaire totale et le flux UV solaire ne changent pas, alors globalement σT_a^4 ne peux pas changer non plus car ce flux doit équilibrer l'irradiance solaire totale. Donc tout ce qui change au membre de droite de (9.8) est l'émissivité ε , qui doit augmenter en proportion à la concentration de CO_2 . On en concluerait que la température stratosphérique devra diminuer en réponse à une augmentation de la concentration de CO_2 .

Inversement, si l'irradiance solaire totale augmente (avec augmentation proportionnelle du flux UV) et que le CO₂ demeure constant, alors l'équilibre thermique global forcera T_a à augmenter également; l'équation (9.8) prédirait maintenant une *augmentation* de la température stratosphérique². Observationnellement la tendance observée dans les dernière décennies est un *refroidissement* de la stratosphère, ce qui est cohérent avec l'idée que le réchauffement global observé dans la seconde moitié du vingtième siècle est causé par l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ (et autres gaz à effet de serre).

9.3.3 Les aérosols

L'année prochaine...

 $^{^{2}}$ On arriverait au mème résultat si seulement l'ultraviolet rapproché du spectre solaire augmenterait en amplitude, comme elle le fait quand l'activité magnétique est en phase maximale de son cycle.

9.3.4 Les océans et le cycle du carbone

L'année prochaine aussi...

9.3.5 Hausse du niveau des océans

L'année prochaaiin-neuh...

9.3.6 Les boucles de rétroaction

Une source de complication majeure dans l'étude et la modélisation du changement climatique est la présence de **boucles de rétroaction** inhérentes à la dynamique interne du système climatique dans son ensemble soit, la somme de toute les "sphères" du chapitre 3, plus le forçage anthropogénique et naturel. Parfois, la dynamique interne du système tend à s'opposer au changement, dans lequel cas on parle de **rétroaction négative**, puisque le système est alors inhéremment stable. Le système climatique contient plusieurs de ces boucles de rétroaction négative:

- Des températures de surface plus élevée favorisent l'évaporation, qui refroidit la surface;
- Les aérosols libérés par le brûlage des combustibles fossiles augmentent l'albedo atmosphérique;
- Des concentrations élevées en CO₂ atmosphérique favorisent la croissance des plantes, qui consomment et emmagasinent le CO₂ par photosynthèse;
- Des concentrations croissantes en CO₂ océanique favorisent la croissance des algues, qui consomment le CO₂, en retour réduisant sa concentration océanique, qui favorise la diffusion du CO₂ atmosphérique vers les océans.

Il existe aussi des situations où la réponse du système climatique à un forçage interne ou externe tend à amplifier le processus ayant produit la perturbation, ce qui conduit à une déstabilisation du système. On parle alors de boucles de **rétroaction positive**:

- La fonte des neiges et glaces réduit l'albedo, ce qui cause une hausse de la température de surface;
- Une hausse de la température de surface conduit à une plus grande évaporation, donc plus de vapeur d'eau dans l'air, ce qui réduit la transmissivité atmosphérique infrarouge;
- Une hausse des températures océaniques conduit à une plus faible concentration de CO₂ dissout dans les océans, donc une plus grande concentration atmosphérique;
- La fonte du permafrost libère du CO₂ et du méthane, diminuant ainsi la transmissivité atmosphérique infrarouge.

En guise d'exemple, on considère ici la première de ces boucles de rétroaction positive, toujours dans le cadre de notre modèle RSPF atmosphère+sol/océan, tel que décrit par les éqs. (9.2)–(9.3). On commencera par supposer une lente baisse de l'irradiance solaire totale, du genre de ce que peuvent produire les cycles de Milanković (voir Figure 9.4); plus spécifiquement, on introduit dans le modèle RSPF une décroissance linéaire de S_0 par $\Delta S = 3.16$ W m⁻² par siècle:

$$S_0(t) = 1361 - 3.16(t/100.)$$
, $[Wm^{-2}]$ (9.10)

avec t mesuré en années. On suppose ensuite une variation nonlinéaire de l'albedo avec la température de surface T_s , reflétant la croissance rapide de la couverture glaciaire/neigeuse aux

hautes latitudes quand la température hivernale commence à approcher le point de congélation. On utilise la forme analytique suivante:

$$\alpha(t) = 0.268 + 0.1 \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{T_s - T_f}{\Delta T} \right) \right] , \qquad (9.11)$$

Cette variation est illustrée à la Figure 9.11, pour $T_f = 283 \,\mathrm{K}$ et $\Delta T = 5 \,\mathrm{K}$. Les valeurs des autres paramètres numériques apparaissant dans l'équation (9.11) choisis de manière à avoir $\alpha = 0.29 \,\mathrm{pour} \,S_0 = 1361 \,\mathrm{W} \,\mathrm{m}^{-2}$ et une température d'équilibre de surface de 287K, soit 14°C. Un paramètre important ici est la température de bascule (T_f) , choisie ici à $T_f = 283 \,\mathrm{K}$, soit seulement 4 degrés sous la température d'équilibre pour T_s . C'est à cette température que l'albedo varie le plus rapidement quand la température change. Le paramètre ΔT , également très important, contrôle la sensibilité de la variation de l'albedo versus celle de la température de surface.

La Figure 9.12 illustre le résultat d'une simulation RSPF incorporant les prescriptions cidessus pour $S_0(t)$ et $\alpha(T_s)$. Initialement, la très lente baisse de S_0 produite une tout aussi lente baisse de T_s et T_a , mais plus T_s approche de T_f , plus la hausse de l'albedo s'accélère, conduisant à une chute accélérée de T_s , et ainsi de suite. Une fois T_f atteint, la température de surface chute rapidement d'une dizaine de degrés, ici en une décennie, pour se restabiliser ensuite plus lentement à 267K (-6°C, sous le point de congélation; point noir le plus à droite sur la Fig. 9.11). On voit bien que la réponse des températures est très nonlinéaire par rapport à la baisse imposée de l'irradiance solaire, et beaucoup plus importante en termes relatifs ($\simeq 7\%$ versus 0.2%).

Le "modèle" d'albedo décrit par l'éq. (9.11) est évidemment très simpliste. La décroissance supposée de S_0 est aussi beaucoup plus rapide que les temps caractéristiques associés aux cycles de Milanković, et le paramètre ΔT trop petit, conduisant à une transition trop rapide vers le régime "glaciaire"; le comportement général du système n'en demeure pas moins réaliste; notons en particulier qu'une décroissance de S_0 par 0.2% est très crédible, et que l'intervalle de variation de l'albedo l'est tout autant.

D'un point de vue plus dynamique, ce que ce petit modèle capture très bien, quoique phénoménologiquement, c'est la sensibilité du processus de congélation de l'eau à la température, résultat du fait qu'il s'agit ici d'une transition de phase. Ceci justifie la très forte nonlinéarité en T associé au profil en fonction d'erreur de la Figure 9.11. Le processus de formation de nuages, qui a aussi un fort impact sur l'albedo atmosphérique, montre le même genre de sensibilité, pour la même raison physique: la condensation est aussi une transition de phase.

9.3.7 Les scénarios du GIEC

Le Groupe Intergouvernemantal sur l'Évolution du Climat (GIEC ; IPCC en anglais, pour Intergovernemantal Panel on Climate Change) est de facto devenu le chien de garde du climat. Leur sixième rapport de synthèse a été publié tout récemment, en mars 2023; leur premier date de 1990, bien que les activités du groupe aient débuté plusieurs années auparavant. Tous leurs rapports, et les bases de données utilisées dans leur élaboration, sont disponibles publiquement (voir site web en bibliographie de fin de chapitre).

La Figure 9.13 illustre un sous-ensemble représentatif de scénarios de réchauffement global jusqu'en 2100, tiré du rapport de 2007. Les versions subséquentes n'ont pas apportés de variations majeure sur le portrait brossé par cette Figure. Ces scenarios sont basés sur divers modèles numérique de l'évolution climatique, eux-même incluant divers scénarios de croissance de la population mondiale, du niveau d'industrialisation, et de production et consommation énergétique. Le scénario "minimal" (en orange) suppose une stabilisation de la population mondiale au 21^e siècle et un gel des émission en CO₂ au niveau de l'an 2000 (ce scénario est déjà caduque, les émissions totales de CO₂ ayant augmenté de \simeq 12% entre l'an 2000 et 2021). Le scénario "maximal" (en rouge) suppose une plus grande croissance de la population, et surtout des émissions de CO₂ continuant de croitre en proportion avec la population. Les courbes en



Figure 9.11: Un modèle analytique de la variation de l'albedo α avec la température de surface T_s , tel que décrit par l'éq. (9.11)



Figure 9.12: "Simulation" de la transition vers une époque glaciaire par effet de rétroaction positive d'une baisse de la température de surface via une augmentation de l'albedo produite par une augmentation de la couverture neigeuse/glaciaire aux hautes latitudes, tel que décrite par l'éq. (9.11). On suppose ici une transmissivté atmosphérique infrarouge fixe à $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.25$. La température de bascule T_f est indiquée par le trait horizontal en tirets.



vert et bleu sont basées sur des hypothèses distinctes au niveau de la transition énergétique des combustibles fossiles vers les modes de production d'énergie sans émissions (directes) de CO_2 .

Figure 9.13: Projections du réchauffement global jusqu'en 2100, selon divers scénarios de croissance de la population et de production et consommation énergétique. Source: IPCC-2007, archive.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/spmsspm-projections-of.html.

On remarque déjà que même en gelant les émissions au niveau de l'an 2000, la température monte tout de même d'un demi degré au 21^e siècle; Ceci est principalement dû au CO₂ dissous dans les océans, qui se retrouve lentement réinjecté dans l'atmosphère. Le temps de réponse du système climatique (atmosphère-océans-biosphère) peut être très grand !

Le scénario B1 est celui ayant servi à ëtablir cette cible de 1.5°C de réchauffement maximal, immortalisée dans les Accords de Paris. Mentionnons aussi que le scénario B1 s'accompagne d'une hausse du niveau des océans en fin de siècle par 0.18–0.38m; 0.21–0.48 pour le scénario A1B; et 0.21–0.51m pour A2. Dans les trois cas, c'est pas mal adieu Bangkok!

Exercices:

9.1: Reprenez le modèle RSPF avec albedo variable de la §9.2.3, mais cette fois introduisez trois contributions aux variations de l'albedo, chacune d'amplitude 0.1à t = 0, mais avec des temps τ de décroissances exponentielles correspondant au temps de résidence de centres volcaniques de diamètres d = 1, 3 et 10 mum injectées à 10 kilomètre d'altitude. Pour ce modèle à trois composantes, calculez un équivalent de la Figure 9.8.

9.2: Reprenez le modèle de l'impact d'une éruption volcanique majeure dévelopé à la §9.2.3, mais dans un cas plus réaliste incluant une transmissivité atmosphérique dans l'infrarouge t = 0.25. L'impact sur les températures atmosphérique et océanique est-il plus grand ou plus petit que dans le cas d'un effet de serre complet (t = 0) ?

9.3: Travaillant avec le modèle RSPF de la §9.3.1, établissez de combien devrait augmenter l'irradiance solaire $S_0(t)$ en un siècle pour produire la même augmentation de température que la baisse de la transmissivité infrarouge utilisée pour produire la Fig. 9.10.

9.4: Prises au pied de la lettre, les Figs. 9.4 et 9.9 indiquent qu'une augmentation $\Delta T = 4.5^{\circ}$ C de la température terrestre, soit de 9.5°C à 14°C, produit une augmentation de 90ppm dans la concentration atmosphérique de CO₂.

- 1. Établissez une relation linéaire entre T_s et la concentration de CO₂, en ppm.
- À l'aide du Planetary Spectrum Generator du TP3, calculez la variation correspondante de la transmissivité atmosphérique infrarouge entre 200 et 280ppm, par incréments de 10ppm en CO₂.
- 3. Construisez une relation entre $\langle t \rangle_{\rm IB}$ et T_s .
- 4. Travaillant avec le modèle RSPF non-stationnaire de la §9.3.6, déterminez si cette variation de $\langle t \rangle_{\rm IR}$ en fonction de T_s peut ralentir ou prévenir l'entrée dans un age glaciaire, pour la mème décroissance linéaire de l'irradiance solaie qu'utilisée à la §9.3.6.

9.5: Cet exercice vise à vous faire quantifier la variation de la température stratosphérique suite à des changements dans la concentration atmosphérique du CO_2 , et/ou de l'irradiance ultraviolet solaire, expliqué qualitativement à la section §9.3.2.

- 1. Construisez un modèle RSPF à trois couches, (1) océan+sols, (2) troposphère, et (3) stratosphère. Utilisez un albedo $\alpha = 0.29$ et une transmissivité infrarouge $\langle t \rangle_{\rm IR} = 0.25$ pour votre troposphère.
- 2. En régime stationnaire, calculez quel doit être le rapport $S[O_3]/\varepsilon$ pour produire une température stratosphériques moyenne de $T = -50^{\circ}$ C.
- 3. Toujours en régime stationnaire, Calculez la température stratosphérique résultant d'une augmentation de $S[O_3]$ de 10%.
- 4. Encore et toujours en régime stationnaire, calculez la température stratosphérique résultant d'une augmentation de l'émissivité/absorptivité ε de 20%.

Bibliographie:

Ce chapitre est pas mal de mon cru, avec des petits emprumpts ici et là aux livres de Hartmann et Boeker & van Grondelle. La section 12.5 du bouquin de Hartmann offre une excellente introduction (historique et technique) aux cycles de Milanković. Sur ce sujet, la page Wikipedia me semble aussi bien documentée.

L'article de revue suivant, disponible en accès libre, est une très complète introduction aux reconstructions directes et indirectes de l'activité solaire:

```
Usoskin, I., A history of solar activity over millenia, Liv. Rev.Solar Phys. 17(3), 2017;
link.springer.com/articles/10.1007/s41116-017-0006-9
```

Sur les impacts environnementaux des éruptions volcaniques, j'ai trouvé le site web suivant très informatif:

volcanoes.usgs.gov/volcanic_ash/

Une autre ressource web que j'ai trouvé très intéressante, couvrant très large au niveau du réchauffement global, et la section "Images" est également fascinante:

earthobservatory.nasa.gov/features/GlobalWarming

Les multiples rapports du GIEC sont disponible en ligne:

https://www.ipcc.ch