

Jean-François DECONINCK
Mathieu MARTINEZ
Pierre PELLENARD

Licence et Master
Sciences de la Terre
& de l'environnement
Capes de SVT
Agrégation de SV-STU

Paléoclimats

**L'enregistrement
des variations climatiques**



COURS COMPLET

- Exercices d'application
- Tous les corrigés détaillés

Paléoclimats

Chez le même éditeur (extrait du catalogue)

BALDEYROU-BAILLY A., BECK C., BOESCH Q., DANIEL J.-Y., DECONINCK J.-F., HOFFERT M., MAURY R. & RIAZUELO A., *Sciences de la Terre et de l'Univers*, 4^e éd.

BOESCH Q., *Climatologie. À la découverte des climats passés, présents et futurs de notre planète.*

BOESCH Q., *Paléontologie. Reconstituer le scénario de l'évolution du vivant.*

BOUCHEZ J.-L. & NÉDELEC A., *Pétrologie des granites.*

BOUCHEZ J.-L. & NICOLAS A., *Principes de tectonique.*

BOUTIN V., GERAY L., avec BONNELLO J.-F., DENIS A., DE QUILLACQ A., PROUST A. & VABRE M., *La géologie en 1200 visuels*

BOUTIN V., GERAY L., avec BONNELLO J.-F., DENIS A., DE QUILLACQ A., PROUST A. & VABRE M., *S'entraîner en géologie. 100 fiches, 100 schémas, 300 exercices*

CHAZOT G., LÉNAT J.-F., MAURY R., AGRANIER A. & ROCHE O., *Volcanologie.*

DANIEL J.-Y. & PETER P., *Cosmologie.*

DANIEL J.-Y. & RIAZUELO A., *Sciences de l'Univers. Du Big Bang aux exoplanètes.*

DECONINCK J.-F., *Le Précambrien. 4 milliards d'années d'histoire de la Terre.*

DECONINCK J.-F., BOUCHEZ J.-L., CRASQUIN S., LETHIERS A. & REYLÉ C., *Dictionnaire des Sciences de la Terre et de l'Univers.*

DELANNOY J.-J., DELINE P. & LHÉNAFF R., *Géographie physique. Aspects et dynamiques du géosystème terrestre.*

JUTEAU T. & MAURY R., *La croûte océanique. Pétrologie et dynamiques endogènes.*

MARSHAK S., *Terre, portrait d'une planète*, 3^e éd.

MERZERAUD G., *Sédimentologie.*

MERZERAUD G., *Stratigraphie séquentielle*, 2^e éd.

MEUNIER A., *Les argiles par la pratique. Cristallochimie, minéralogie, géologie.*

SCHNEIDER J.-L., *Les traumatismes de la Terre. Géologie des phénomènes naturels extrêmes.*

VAN VLIET-LANOË B., *Cryosphère. Histoire et environnements de notre ère glaciaire.*

VAN VLIET-LANOË B., *Les environnements froids. Glaciaire et périglaciaire.*

Pour toute information sur notre fonds et les nouveautés dans votre domaine
de spécialisation, consultez notre site web :

www.deboecksuperieur.com

Jean-François DECONINCK
Mathieu MARTINEZ
Pierre PELLENARD

Paléoclimats

**L'enregistrement
des variations climatiques**

En couverture :

Désert du Namib, au sud-ouest de la Namibie, considéré comme le plus vieux désert terrestre.

© Photo J.-F. Deconinck

Relecture : Jean-Louis Liennard

Maquette de couverture : Primo&Primo

Maquette intérieure et mise en page : Jean-Louis Liennard/GraphieProd

Couverture : SCM, Toulouse

Dépôt légal :

Bibliothèque royale de Belgique : 2026/13647/119

Bibliothèque nationale, Paris : août 2026

ISBN : 978-2-8073-4768-7

Tous droits réservés pour tous pays.

Il est interdit, sauf accord préalable et écrit de l'éditeur, de reproduire (notamment par photocopie) partiellement ou totalement le présent ouvrage, de le stocker dans une banque de données ou de le communiquer au public, sous quelque forme ou de quelque manière que ce soit.

© De Boeck Supérieur SA, 2026 - Rue du Bosquet 7, B-1348 Louvain-la-Neuve

De Boeck Supérieur - 5 allée de la 2^e DB, 75015 Paris

Table des matières

Avant-propos	9
Introduction	11

CHAPITRE 1

Les acteurs du climat et le système climatique

1. Le Soleil	19
1.1. Énergie et rayonnement solaire	19
♦ E1.01– Comment a-t-on mesuré la température de la photosphère? – 20 ♦ E1.02– Quelle est l'énergie rayonnée par le Soleil? – 21	
1.2. Variations de l'activité solaire	22
1.3. Relations Terre–Soleil	25
♦ <i>Caractéristiques de l'orbite terrestre</i> – 25 ♦ <i>La précession climatique</i> – 26 ♦ <i>L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre</i> – 27 ♦ <i>Impact des mouvements orbitaux terrestres sur les saisons</i> – 27 ♦ E1.03– Quelle est la durée... ou quelles sont les durées des saisons? – 29 ♦ <i>Répartition de l'insolation</i> – 30 ♦ <i>L'albédo</i> – 30	
2. L'atmosphère	32
2.1. Composition et structure	32
2.2. Atmosphère et rayonnement solaire	35
♦ <i>La circulation générale atmosphérique</i> – 35 ♦ <i>Spectre d'absorption des gaz atmosphériques et effet de serre</i> – 38 ♦ E1.04– Les gaz à effet de serre (GES) – 40	
2.3. Évolution de la composition de l'atmosphère au cours des temps géologiques.	42
♦ E1.05– Le Grand Événement d'Oxydation (GEO) – 44	
3. L'océan mondial	45
3.1. Densité de l'eau	46
3.2. La circulation thermohaline	47
♦ E1.06– En combien de temps s'effectue la boucle thermohaline? – 49	
3.3. Interactions océan–atmosphère	49
♦ E1.07– Comment reconstituer la circulation océanique au cours des temps géologiques? – 50	
4. La cryosphère	52
4.1. Les glaciers alpins	52
4.2. Les inlandsis et plateformes de glaces (<i>ice-shelf</i>)	53
4.3. Les glaces de mer (banquise)	54
♦ E1.08– La fonte de la banquise et des icebergs provoque-t-elle une élévation du niveau marin? – 55	
4.4. Influences de la cryosphère sur le climat	55
♦ E1.09– Qu'appelle-t-on glacio-eustatisme? – 56	
5. La biosphère	56
5.1. La vie précambrienne	57
5.2. La période phanérozoïque	57
5.3. Rôles de la biosphère sur le climat	57
6. La croûte continentale	58
6.1. Formation de la croûte continentale	58

6.2. L'altération des continents	58
♦ <i>Rôles de la tectonique des plaques sur le climat</i> – 60 ♦ E1.10– Comment évaluer l'intensité de l'altération chimique au cours des temps géologiques? – 60	
7. Importance du cycle du carbone et des rétroactions	62
7.1. Sources et puits de dioxyde de carbone	63
♦ <i>Rôle de l'océan</i> – 64 ♦ <i>La photosynthèse</i> – 65 ♦ E1.11– Les isotopes stables du carbone – 65 ♦ <i>Le méthane et les hydrates de méthane</i> – 67 ♦ E1.12– Qu'appelle-t-on hydrates de méthane ou clathrates? – 67	
7.2. L'influence des rétroactions	67
Exercices	70

CHAPITRE 2

Climats actuels et méthodes d'étude des paléoclimats

1. Climats et phénomènes climatiques actuels	73
1.1. La distribution zonale des climats	73
1.2. La mousson	73
1.3. Conséquences de la mousson	76
1.4. Les oscillations atmosphériques	76
♦ <i>ENSO: El Niño Southern Oscillation</i> – 77 ♦ <i>L'oscillation nord-atlantique (ONA)</i> – 78	
2. Supports de l'enregistrement climatique et techniques d'études des paléoclimats	79
2.1. Mesures directes et documents historiques	79
2.2. Supports biologiques	80
♦ <i>Dendroclimatologie</i> – 81 ♦ <i>Palynologie et données paléobotaniques</i> – 82 ♦ <i>Scléroclimatologie</i> – 85	
♦ E2.01– Utilisation des isotopes de l'oxygène en paléoclimatologie – 86	
2.3. Dépôts sédimentaires	89
♦ <i>Dépôts continentaux</i> – 90 ♦ <i>Les sédiments lacustres</i> – 90 ♦ <i>Les sédiments éoliens</i> – 92 ♦ <i>Paléosols et paléooaltérations</i> – 93 ♦ <i>Les spéléothèmes</i> – 94 ♦ <i>Les sédiments marins</i> – 94 ♦ E2.02– Les minéraux argileux – 97 ♦ E2.03– Les alcinones – 99	
2.4. Étude des glaces	101
♦ <i>Datation des glaces</i> – 101 ♦ <i>Étude des bulles d'air et des impuretés de la glace</i> – 103	
2.5. Reconstitution des climats fondée sur la modélisation	105
Exercices	107

CHAPITRE 3

Les périodes glaciaires

1. Les glaciations précambriennes	113
1.1. La plus ancienne glaciation	115
1.2. La glaciation paléoprotérozoïque dite huronienne	117
♦ E3.01– Quelles sont les causes possibles de la glaciation huronienne? – 118	
1.3. Les glaciations néoprotérozoïques	119
♦ <i>Paléogéographie et répartition spatiale et temporelle des dépôts glaciaires</i> – 119 ♦ <i>Qu'en est-il de la répartition des dépôts glaciaires?</i> – 120 ♦ <i>Sédiments associés aux dépôts glaciaires néoprotérozoïques (DGNP)</i> – 122 ♦ E3.02– À quoi correspondent les <i>cap carbonates</i> ? – 122 ♦ <i>Les scénarios proposés</i> – 124 ♦ <i>Une Terre fortement inclinée?</i> – 124 ♦ <i>Hypothèse de la Terre «boule de neige»</i> – 124 ♦ <i>Comment sortir de la situation «boule de neige»?</i> – 126 ♦ E3.03– Comment expliquer la présence des minerais de fer rubanés néoprotérozoïques (NIF)? – 127	

2. Les glaciations du Paléozoïque	128
2.1. La glaciation du Paléozoïque inférieur (Ordovicien) dite «hirsantienne»	128
♦ <i>Durée de la glaciation</i> – 130 ♦ <i>Les variations du niveau marin</i> – 131 ♦ <i>Un pompage du CO₂ atmosphérique?</i> – 131	
2.2. Les glaciations du Paléozoïque supérieur	134
♦ <i>Durée de la glaciation</i> – 135 ♦ <i>Causes de la glaciation</i> – 137 ♦ <i>Développement des plantes vasculaires</i> – 137 ♦ <i>La sédimentation carbonatée récifale du Dévonien</i> – 138 ♦ <i>L'anoxie océanique fini-dévonienne</i> – 138 ♦ <i>L'orogénèse varisque</i> – 141 ♦ <i>La fin de la glaciation</i> – 142	
3. Le refroidissement et la glaciation du Cénozoïque supérieur	144
3.1. Données isotopiques	144
3.2. Enregistrement sédimentaire de la glaciation cénozoïque : la sédimentation sur la marge nord-est américaine	148
3.3. Quelles sont les causes du refroidissement cénozoïque?	151
♦ <i>Rôle de la tectonique des plaques</i> – 151 ♦ <i>Mise en place de la circulation circum-antarctique</i> – 152 ♦ <i>Formation de dépôts sédimentaires riches en matière organique</i> – 155 ♦ <i>Rôle du volcanisme et des impacts</i> – 156 ♦ <i>Conclusions</i> – 158	

CHAPITRE 4

Les périodes chaudes de type «greenhouse»

1. Les périodes chaudes du Paléozoïque	159
1.1. Les climats cambro-ordoviciens	159
1.2. Les climats siluro-dévonien	162
♦ E4.01– Le refroidissement climatique peut-il être en partie responsable de la crise de la biodiversité survenue au passage Frasnien/Famennien? – 164	
2. Les climats du Permo-Trias à l'Éocène (– 255 à – 35 Ma)	165
2.1. Les climats du Trias	166
♦ E4.02– L'événement pluvieux du Carnien (CPE = <i>Carnian Pluvial Event</i>) – 170	
2.2. Les climats du Jurassique	171
♦ E4.03– Quelle est la signification des glendonites en termes de paléoclimat? – 172 ♦ <i>Le passage Trias/Jurassique</i> – 174 ♦ <i>Les climats du Lias (Jurassique inférieur)</i> – 176 ♦ E4.04– L'événement anoxique du Toarcien (T-OAE = <i>Toarcian-Oceanic Anoxic Event</i>) ou Jenkyns Event – 177 ♦ <i>Évolution de la température des eaux océaniques du Jurassique moyen au Crétacé supérieur</i> – 180 ♦ <i>Les climats du Jurassique moyen et supérieur</i> – 181 ♦ E4.05– Existait-il des glaces polaires au Jurassique et au Crétacé? – 182 ♦ <i>Le passage Jurassique/Crétacé</i> – 183	
2.3. Les climats du Crétacé au Paléogène	185
♦ <i>Le refroidissement progressif du Crétacé supérieur</i> – 189 ♦ <i>Le passage Crétacé/Paléogène et les climats du Paléogène</i> – 190 ♦ <i>Conclusion</i> – 191	

CHAPITRE 5

Changements abrupts et fluctuations à haute fréquence

1. Le maximum thermique du passage Paléocène/Éocène (PETM)	193
♦ E5.01– Peut-on considérer le PETM comme un analogue du réchauffement climatique actuel? – 196	
2. Conséquences climatiques des impacts météoritiques sur le climat : exemple de l'impact de Chicxulub à la limite Crétacé–Paléogène	197
3. Enregistrement sédimentaire des fluctuations des paramètres orbitaux	199
3.1. Les séries hémipélagiques alternantes marne–calcaire	199
♦ <i>Généralités</i> – 199 ♦ <i>Exemple de calibration astroclimatique d'une série sédimentaire</i> – 203	

3.2. Les sédiments océaniques plio-quaternaires	206
3.3. Enregistrement dans les glaces	210
♦ <i>La carotte de glace de Vostok et du Dôme C (programme EPICA)</i> – 210 ♦ <i>Quelles sont les relations entre les paramètres orbitaux et les teneurs en gaz à effet de serre?</i> – 213	
4. Les changements abrupts du climat	215
4.1. L'extrême instabilité du climat glaciaire	215
4.2. Les événements de Heinrich	217
4.3. L'oscillation du Bølling-Allerød/Dryas récent (BA/DR)	219
4.4. Un événement froid il y a 8 200 ans BP	220
♦ E5.02– Un événement comme celui-ci, dont les conséquences sur nos sociétés actuelles seraient majeures, peut-il encore se produire? – 224	
4.5. Variations climatiques du dernier millénaire	225
♦ <i>Le Petit Âge glaciaire</i> – 225 ♦ E5.03– L'optimum climatique du Moyen Âge – 226 ♦ <i>Causes possibles du Petit Âge glaciaire</i> – 226 ♦ <i>Variations de l'activité solaire</i> – 226 ♦ <i>Rôle du volcanisme explosif</i> – 229 ♦ <i>Fluctuations de la circulation thermohaline</i> – 232	
4.6. Le réchauffement climatique moderne	232

CONCLUSION GÉNÉRALE

1. Contrôle externe	235
1.1. Activité solaire et climat	235
1.2. Contrôle astronomique des climats	236
1.3. Rôle des impacts	236
2. Contrôle interne	238
2.1. Relation entre glaciations et orogénèse	238
2.2. Impact climatique de l'activité volcanique	238
2.3. Relations entre crise de la biodiversité et variations climatiques	239

Corrigés des exercices	241
Glossaire	253
Références bibliographiques	261
Index	271

Avant-propos

Aux XVIII^e et XIX^e siècles, seuls quelques « savants » avaient pris conscience des changements climatiques que la Terre avait probablement subis par le passé. Dès le XVIII^e siècle, les fossiles d'animaux caractéristiques de climats tropicaux retrouvés en Europe ou en Amérique du Nord ont suggéré au Bourguignon Georges-Louis Leclerc de Buffon que le climat de la Terre avait pu varier. Au XIX^e siècle, le Suisse Louis Agassiz détermina que les blocs erratiques du Jura et des Alpes matérialisaient une avancée des glaciers plus importante qu'aujourd'hui. Travaillant dans les séries sédimentaires crétacées du bassin du *Western Interior* aux États-Unis, l'Américain Grove Karl Gilbert, frappé par la régularité de l'alternance marne-calcaire, proposa dès 1895 qu'elle constituait l'enregistrement sédimentaire de fluctuations du climat orchestrées par la précession des équinoxes. L'idée de variations climatiques enregistrées par notre planète s'est donc imposée progressivement aux naturalistes, géographes, géologues et paléontologues, mais essentiellement de manière qualitative.

Un tournant majeur dans le domaine de la paléoclimatologie fut pris au début des années 1950, lorsque Cesare Emiliani, alors chercheur à Chicago, a mis en évidence la possibilité d'utiliser les rapports isotopiques de l'oxygène, mesurés dans les coquilles de mollusques et les tests de foraminifères, pour reconstituer quantitativement les fluctuations de température des masses d'eau océaniques. Très vite, il mit en évidence des variations cycliques du climat, aujourd'hui attribuées à l'influence des fluctuations des paramètres de l'orbite terrestre décrits par le mathématicien serbe Milutin Milankovitch. Cesare Emiliani est aujourd'hui considéré comme l'un des fondateurs de la paléocéanographie. Depuis, l'utilisation des rapports isotopiques de divers éléments dans le domaine de la reconstitution des paléoclimats s'est imposée, complétée par diverses techniques de plus en plus sophistiquées, que nous aurons l'occasion d'aborder dans cet ouvrage. Conjointement à l'étude des sédiments forés dans les océans, ou dans les lacs, les recherches menées sur les carottes de glaces se sont fortement développées grâce à des technologies de plus en plus avancées, permettant de réaliser des forages profonds dans les inlandsis, et des analyses chimiques et isotopiques de plus en plus poussées. L'un des résultats majeurs fut d'établir une correspondance entre les teneurs en gaz à effet de serre de l'atmosphère et le climat de la planète. Parallèlement aux recherches menées sur l'histoire climatique récente de notre planète (moins de 1 million d'années), les études à haute résolution des formations anciennes, utilisant en partie des techniques mises au point par les spécialistes du Quaternaire, suggèrent que la Terre a connu des régimes climatiques variés, parfois extrêmes, ayant peut-être conduit à un englacement total au cours du Précambrien (théorie de la « *snowball Earth* » ou Terre boule de neige), ou

au contraire à des événements climatiques particulièrement chauds («hyperthermaux») au cours du Mésozoïque et du Paléogène. Aujourd'hui, la paléoclimatologie évolue rapidement ; conjointement à l'accumulation des données à des résolutions temporelles de plus en plus hautes et des faits de terrains, démarches qui doivent demeurer essentielles, la modélisation des climats se développe. Les modèles climatiques réalisés à différentes échelles permettent de tester différents scénarios pour expliquer les fluctuations climatiques, et apportent un éclairage nouveau et complémentaire qu'il faut absolument poursuivre, développer et encourager. L'accumulation de grandes quantités de données issues de forages océaniques profonds ou sur des coupes à terre nécessitera le développement de procédures d'automatisation des interprétations des signaux paléoenvironnementaux. Ainsi par exemple, au cours des dernières décennies, des logiciels impliquant l'utilisation de réseaux neuronaux ont-ils été mis en œuvre pour automatiser l'identification de nannofossiles.

La paléoclimatologie est aussi devenue une science en plein essor, poussée par les préoccupations justifiées de nos sociétés face aux risques géologiques, environnementaux et biologiques qu'impliquent un réchauffement climatique d'une rapidité sans précédent, au point qu'il est perceptible à l'échelle humaine. Aujourd'hui, au-delà de la communauté scientifique, les décideurs politiques ont pris conscience de la variabilité climatique et de son impact sociétal et économique.

Retracer l'histoire climatique de la Terre depuis son origine, en un ouvrage court, constitue une gageure compte tenu de la bibliographie galopante à la fois générale et spécialisée. La plupart des ouvrages de paléoclimatologie actuellement disponibles et destinés aux étudiants sont toutefois focalisés sur les climats récents. Nous avons donc souhaité nous attarder davantage sur la reconstitution des climats anciens à partir des archives géologiques, sans toutefois oblitérer l'apport considérable de la reconstitution des climats quaternaires. Cette deuxième édition constitue une actualisation des connaissances acquises sur les paléoclimats, notamment depuis une dizaine d'années. Elle est enrichie de nouveaux exemples et d'exercices relatifs aux méthodes de reconstitution des climats.

Cet ouvrage est destiné aux étudiants de Licence, de Master, des préparations aux concours de l'enseignement secondaire et à toutes celles et ceux qui s'intéressent à l'Histoire de la Terre.

Les auteurs

Remerciements

L'édition initiale de cet ouvrage a bénéficié des relectures détaillées de MM. Christian Beck, feu Hervé Chamley, Jean-Marc Demont et Patrick De Wever. Qu'ils en soient ici sincèrement remerciés. Nous tenons tout particulièrement à remercier Jean-Louis Liennard pour sa relecture extrêmement minutieuse du manuscrit et des figures et qui a assuré la mise en pages de l'ouvrage.

Introduction

Le climat, défini comme l'état moyen sur une période d'au moins trente ans, de l'atmosphère en un lieu donné en termes de températures, de précipitations, ou encore d'humidité de l'air, présente des variations notables au cours du temps. À l'échelle humaine, les variations interannuelles et décennales sont perceptibles, comme le montre l'évocation fréquente des hivers plus froids des années 1950 à 1970. L'évolution des températures depuis 1850, par rapport à la référence correspondant à l'année 1950 (Fig. 1), montre depuis une cinquantaine d'années un réchauffement particulièrement net et indubitablement lié à un accroissement d'origine anthropique de la concentration des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère. Ce réchauffement impacte notamment la fréquence et/ou l'intensité des événements météorologiques extrêmes (cyclones, précipitations intenses et crues, sécheresse, etc.), l'élévation du niveau marin, la perte de biodiversité, l'agriculture, la répartition des maladies, la récurrence des feux de forêts... conséquences encore difficiles à pleinement évaluer mais qui auront pour effet des répercussions économiques majeures et accentueront les migrations de populations. Ce changement d'ampleur planétaire – l'atmosphère, faut-il le rappeler, est entièrement brassée en une année environ – a conduit à la mise en place du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC). Créé en 1988 par le programme des Nations unies pour l'Environnement et l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le GIEC rassemble 195 États membres. Les experts synthétisent l'état des connaissances sur le changement climatique et le rôle de l'activité humaine et publient périodiquement des rapports scientifiques (le sixième en mars 2023) sur lesquels s'appuient les États pour trouver des accords dans la lutte contre le dérèglement climatique moderne.

Plus loin dans le temps, en l'absence de mesures instrumentales fiables, l'évolution des températures est reconstituée grâce aux données historiques et archéologiques et à divers indicateurs des variations climatiques, au premier rang desquels s'inscrivent les rapports isotopiques de l'oxygène mesurés dans les glaces, les sédiments ou les parties minéralisées d'organismes. La figure 2 correspond à une estimation de l'évolution des températures au cours des derniers 2 400 ans. La courbe montre une succession d'épisodes froids tel le «Petit Âge glaciaire» (PAG), et d'intervalles plus chauds tel l'optimum climatique du Moyen Âge (OCM) centré sur l'an mille. Dans des sociétés dont l'économie était fondée sur l'agriculture, de tels changements climatiques ont impacté la productivité agricole, l'évolution des populations et favorisé l'existence de périodes paisibles de croissance économique, corrélées à des périodes dites «d'optimum climatique», ou au contraire de périodes troublées, de récession ou de guerre, corrélées à des refroidissements (Le Roy Ladurie, 2006 ; Zhang *et al.*, 2011).

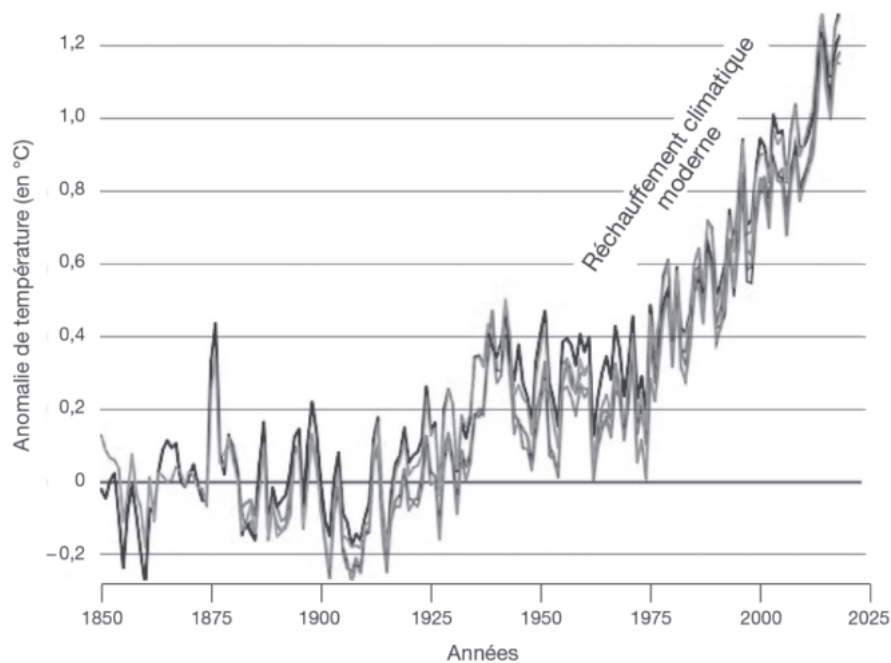


Figure 1. Évolution de l'accroissement de la température moyenne mondiale par rapport à l'année 1850 d'après divers organismes nationaux.

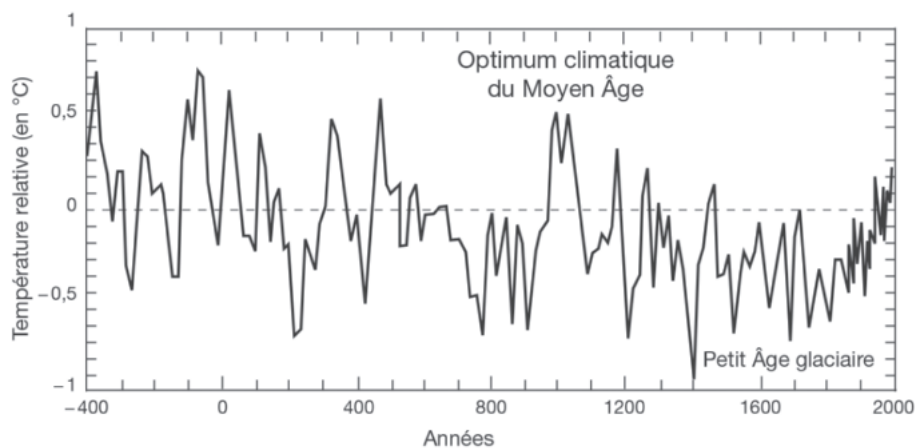
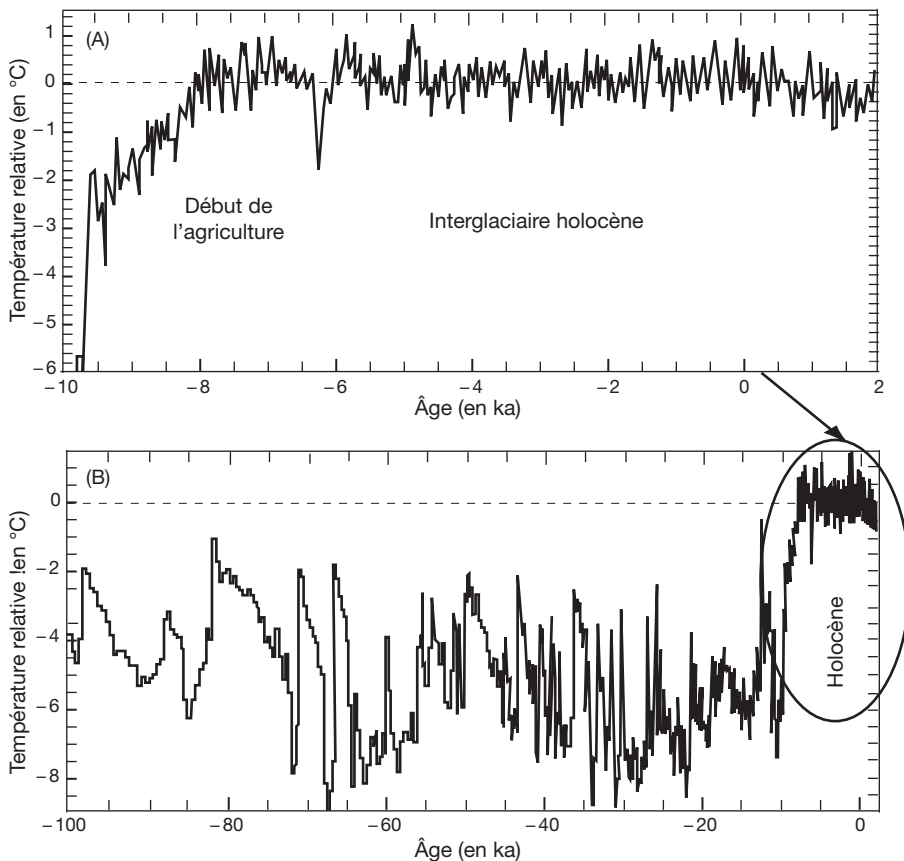


Figure 2. Évolution estimée des températures relatives depuis 2400 ans.

Quels sont les facteurs à l'origine de ces variations climatiques au cours des derniers millénaires, qui ont vraisemblablement influencé le cours de l'Histoire ?

En prenant davantage de recul, l'examen de la courbe des températures des 12 derniers ka (1 ka = 1 kiloannée = 1000 ans; Fig.3A) montre un accroissement majeur et brutal des températures entre 10 ka et 7 ka BC (*Before Christ*; soit entre 12 ka et 9 ka BP, *Before Present*) qui marque la fin du dernier stade glaciaire et le passage dans le stade interglaciaire actuel appelé Holocène. L'accroissement des températures a provoqué la fonte massive des calottes polaires et des glaciers de montagne responsable d'une élévation importante du niveau marin de l'ordre d'une centaine de mètres. Cet événement a ainsi permis le développement de l'agriculture et de l'ensemble de notre civilisation moderne. À cette époque, le climat semble de nouveau avoir joué un rôle déterminant dans le développement des sociétés humaines. Quelles sont les causes et les modalités de ce changement climatique de grande amplitude et rapide à l'échelle géologique ?



La figure 3B représente la courbe des températures des derniers 100 ka. À cette échelle de temps, le stade interglaciaire holocène relativement chaud dans lequel nous vivons semble constituer une exception. Les 90 ka antérieurs, nettement plus froids, correspondent à un intervalle glaciaire. La température était en moyenne plus basse d'environ 5 °C par rapport à celle de l'Holocène. L'extrême irrégularité de la courbe et l'amplitude importante des variations sont frappantes : quels sont les facteurs à l'origine des changements climatiques abrupts qui jalonnent cet intervalle glaciaire ?

Au cours des années 1990, un forage dans les glaces de la calotte antarctique fut réalisé à proximité de la station russe de Vostok. La mesure des rapports isotopiques des glaces a permis de tracer une courbe de variation des températures au cours des derniers 420 ka. Plus récemment, entre 2004 et 2008, grâce à un autre forage réalisé au Dôme C près de la station franco-italienne Concordia dans le cadre du programme EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*), l'étude des glaces dont l'âge dépasse 800 ka a permis de reconstituer l'évolution climatique avec précision sur l'ensemble de cette durée (Fig. 4). D'emblée, comme dans le forage de Vostok, cette courbe montre une alternance de longues périodes froides (stades glaciaires) d'une durée d'environ 80 ka et de périodes plus courtes durant 10 à 20 ka (stades interglaciaires) marquées par des températures plus élevées. À cette échelle de temps, l'Holocène ne fait plus exception mais s'inscrit naturellement dans la logique de la courbe. Présentez cette courbe amputée des derniers 50 ka et demandez de la pour-

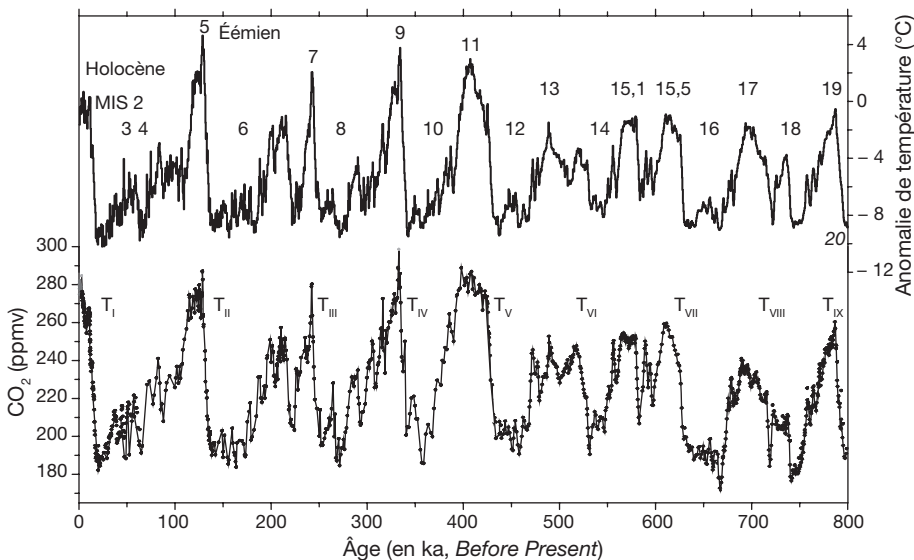


Figure 4. Anomalie de température et teneurs en CO₂ dans les bulles d'air emprisonnées dans les glaces forées au Dôme C en Antarctique dans le cadre du programme EPICA.

MIS = Marine Isotope Stage; T = terminaison.

suivre jusqu'à nos jours : on vous dessinera l'Holocène. Cela traduit la régularité de l'alternance glaciaire/interglaciaire. Les stades interglaciaires se produisent en effet tous les 100 ka environ, périodicité qui laisse entrevoir la possibilité de prévoir l'évolution climatique à cette échelle de temps. Quels sont les facteurs responsables des oscillations cycliques du climat ? Pourquoi les stades glaciaires se terminent-ils très brutalement, donnant à la courbe une allure en dents de scie ?

L'examen de l'évolution des températures depuis 3 Ma (1 Ma = 1 million d'années ; Fig. 5) révèle une tendance générale au refroidissement. On note encore des oscillations importantes du climat mais la périodicité de 100 ka s'estompe en remontant dans le passé. Elle est relayée par des oscillations présentant une périodicité plus courte de l'ordre de 41 ka. Quels sont les facteurs à l'origine de ces évolutions ?

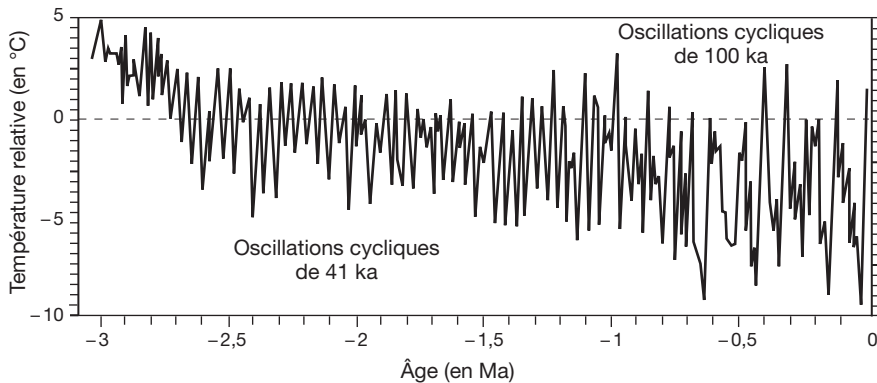


Figure 5. Évolution des températures relatives au cours des 3 derniers millions d'années.

Faisons encore un bond en arrière et examinons l'évolution climatique du Cénozoïque (regroupant anciennement l'ère Tertiaire et le Quaternaire), soit une période de 65 Ma (Fig. 6). Au début du Cénozoïque, le climat était particulièrement chaud (conditions dites *warmhouse* et *hothouse*), la Terre ne présentait pas des calottes polaires et le niveau marin était beaucoup plus élevé qu'aujourd'hui. Puis, au cours du Cénozoïque, le climat s'est refroidi par paliers successifs, d'abord au passage Éocène/Oligocène (-34 Ma), puis au cours du Miocène ($-13,5$ Ma), puis plus récemment vers $-2,5/3$ Ma (conditions dites *icehouse*). C'est à partir de l'Oligocène que des calottes polaires étendues, après une absence de plus de 200 Ma, s'installeront aux hautes latitudes, d'abord sur le continent Antarctique, puis dans l'hémisphère nord (Fig. 6). Pourquoi et comment cette glaciation s'est-elle mise en place ?

Examinons enfin l'évolution du climat depuis la formation de la Terre, il y a 4,567 Ga (1 Ga = 1 giga-année = 1 milliard d'années ; Fig. 7). La reconstitution des climats très anciens est difficile, voire impossible en raison de la rareté des terrains sédimentaires préservés et

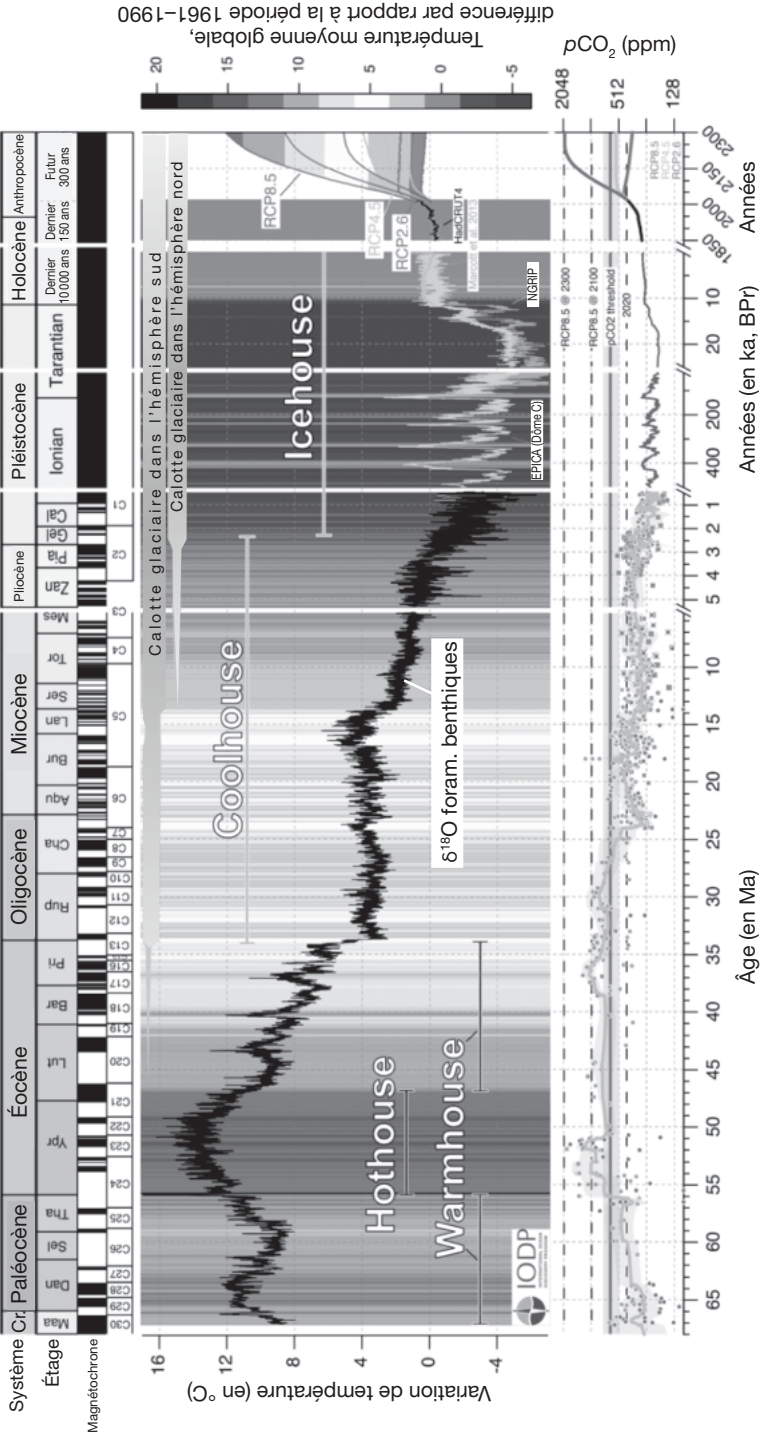


Figure 6. Reconstitution des variations de températures au cours du Cénozoïque fondée sur les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène sur les foraminifères benthiques entre -65 et -1 Ma, et sur les glaces antarctiques et groenlandaises pour les périodes plus récentes. (D'après Westerhold *et al.*, 2020)

Noter les changements d'échelle temporelle (en abscisse) au cours du dernier million d'années ainsi que les projections pour les deux prochains siècles en lien avec le réchauffement climatique moderne.

(Voir l'image en couleurs en fin d'ouvrage, Annexe I.)

des difficultés de datation ; aussi de grandes incertitudes pèsent-elles encore sur la période antérieure à 1 Ga. Cette courbe montre l'existence de cinq périodes froides correspondant à cinq glaciations majeures, deux d'entre elles interviennent au Précambrien, deux autres au Paléozoïque (anciennement ère Primaire). La dernière, initiée au passage Éocène/Oligocène, se poursuit actuellement. Ces cinq glaciations correspondent à des périodes de développement important de calottes glaciaires ou inlandsis. Ces périodes froides (appelées *icehouse*) sont séparées par des périodes plus chaudes dites « *greenhouse* » en raison de l'effet de serre important qui les caractérise.

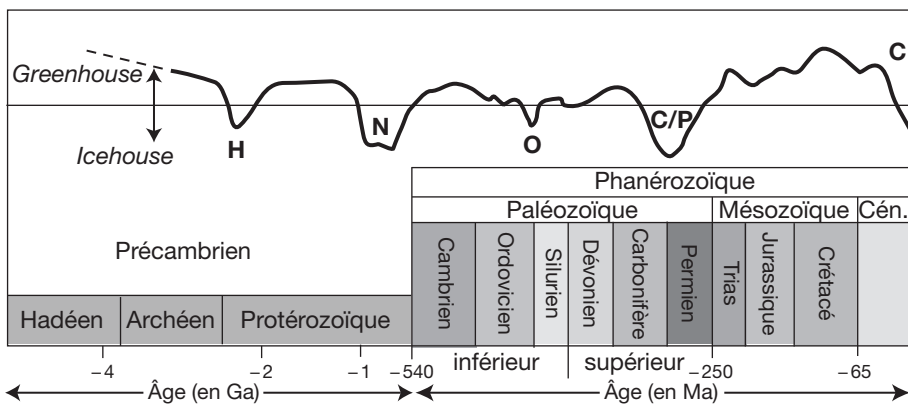


Figure 7. Succession des contextes climatiques *icehouse* et *greenhouse* depuis la formation de la Terre.

H = glaciation huronienne ou paléoprotérozoïque ; N = glaciation néoprotérozoïque ; O = glaciation ordovicienne ou glaciation du Paléozoïque inférieur ; C/P = glaciation du Carbonifère/Permien ou glaciation du Paléozoïque supérieur ; C = glaciation du Cénozoïque (Cén.) supérieur.

L'évolution des températures illustrée par les figures 1 à 7 nous montrent ainsi que le climat de la Terre a présenté des variations à toutes les échelles de temps, depuis les fluctuations pluriannuelles jusqu'à l'échelle de plusieurs dizaines de millions d'années, en passant par les échelles centennales ou de quelques milliers d'années. La notion d'échelle de temps est cruciale ; une question revient souvent : vivons-nous dans une période glaciaire ou interglaciaire ? Les deux réponses restent possibles selon l'échelle retenue : à l'échelle géologique (plusieurs Ma), nous vivons dans la période glaciaire du Cénozoïque supérieur ; en revanche, à l'échelle des derniers 800 ka, nous vivons dans un stade interglaciaire, l'Holocène.

Les données climatiques n'ont de valeur que si elles sont calées dans le temps et localisées dans l'espace ; or, plus nous remontons dans le passé, plus la résolution temporelle diminue de même que la fiabilité des reconstitutions paléogéographiques. En remontant le temps, les reconstitutions paléoclimatiques perdent par conséquent en résolution et en

précision. Si au cours du xx^e siècle l'âge des successions sédimentaires, support de l'enregistrement climatique, était acquis grâce aux données paléontologiques et géochronologiques, aujourd'hui les variations périodiques du climat orchestrées par les fluctuations des paramètres orbitaux de la Terre fournissent des incréments de temps qui permettent d'attribuer des durées de plus en plus précises aux successions sédimentaires. Cette démarche reposant sur l'astrochronologie permet d'améliorer considérablement l'échelle des temps géologiques, aussi cette discipline s'est-elle fortement développée ces dernières décennies, permettant dans le même temps de prendre en compte les paramètres orbitaux dans la réponse sédimentaire et biologique du forçage climatique et de les intégrer dans les modèles climatiques. Ces derniers ont également contribué ces dernières années à la meilleure compréhension des climats passés, dans une démarche à la fois quantitative, intégrative et globale.

Les objectifs de la paléoclimatologie sont d'abord d'identifier les variations climatiques à l'aide de diverses méthodes, puis de rechercher leurs causes afin de comprendre, à toutes les échelles de temps, l'évolution du climat de la Terre depuis sa formation. Enfin, la compréhension du système climatique permet de se projeter dans l'avenir, grâce à la périodicité entrevue sur certaines courbes et grâce à la simulation des climats par les modèles numériques.

L'ouvrage est organisé de la manière suivante : après une première partie consacrée à la présentation du système climatique actuel et aux méthodes d'études des paléoclimats, la variabilité temporelle du climat constitue le fil conducteur des parties suivantes. Nous l'abordons depuis les fluctuations à basse fréquence temporelle jusqu'à celles à haute fréquence.

1. Le Soleil

Le Soleil, principal acteur du climat, est une étoile naine jaune de type spectral G2. Il correspond à une sphère gazeuse en rotation de 696 000 km de rayon dont la masse atteint 2×10^{30} kg, soit plus de 99 % de la masse du système solaire. À titre de comparaison, la masse de la Terre est d'environ 6×10^{24} kg et celle de Jupiter d'environ 2×10^{27} kg. Composé à 73 % d'hydrogène, 25 % d'hélium et 2 % d'autres éléments plus lourds issus des mécanismes de la nucléosynthèse dans les étoiles massives et les supernovæ, il constitue la source d'énergie des climats.

1.1. Énergie et rayonnement solaire

À la surface de la Terre, le rayonnement solaire constitue la principale source de chaleur. Les autres énergies telles que l'énergie géothermique ont une influence négligeable sur le climat. Le Soleil tire son énergie de la fusion nucléaire de quatre noyaux d'hydrogène (proton) en un noyau d'hélium (particule α). La masse de quatre noyaux d'hydrogène étant supérieure à celle d'un noyau d'hélium, le déficit de masse (m) entraîne une libération considérable d'énergie (E) suivant la relation d'Einstein $E = mc^2$ où c correspond à la vitesse de la lumière.

Au centre du Soleil, la température atteint $1,557 \times 10^7$ K. L'énergie produite sous forme de photons γ et de neutrinos est transférée vers les couches externes d'abord par rayonnement, puis par convection, c'est-à-dire par déplacement d'un fluide sous l'effet de différences de température. Les mouvements de convection, observables à la surface du Soleil (photosphère), prennent la forme d'une granulation, chaque granule étant le sommet d'une cellule convective. On distingue ainsi, du cœur à la périphérie du Soleil, le four thermonucléaire, la zone radiative interne et la zone convective (Fig. 1.01). Avant de s'échapper du Soleil, les photons γ très énergétiques au départ subissent de nombreuses absorptions, réémissions, réabsorptions, et perdent beaucoup d'énergie. Au niveau de la couche externe du Soleil ou photosphère, la température n'est plus qu'à environ 5770 K. Les photons mettent ensuite environ 8 minutes pour parcourir la distance moyenne Terre-Soleil. Cette distance correspond approximativement à une unité astronomique (au), unité conventionnelle de longueur égale à 149 597 870 700 m exactement, selon la valeur adoptée par l'Union Astronomique Internationale (UAI).

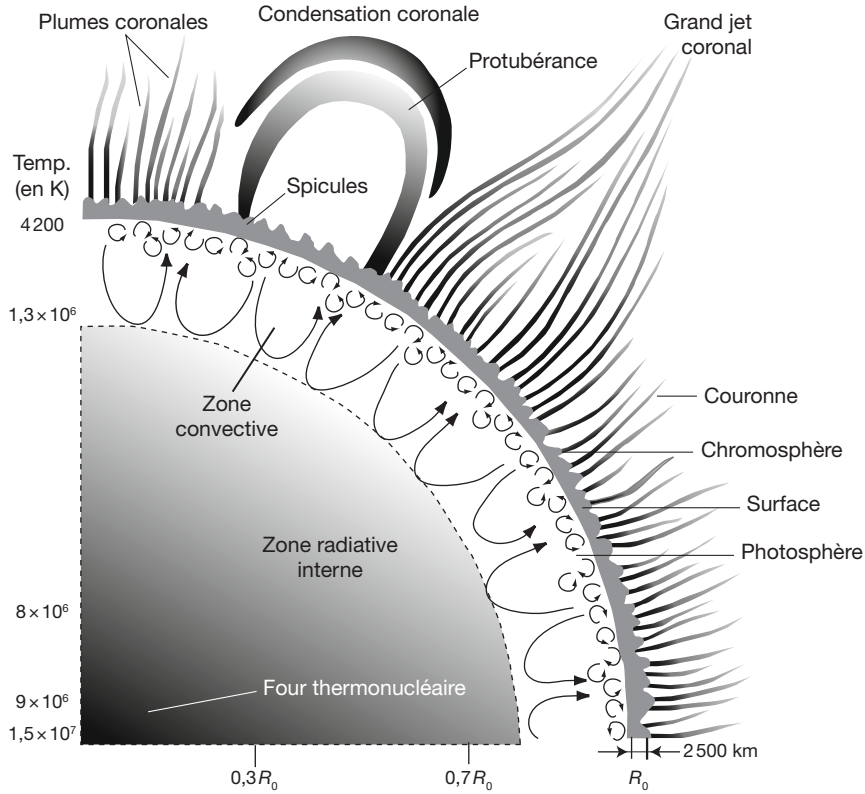


Figure 1.01. Structure du Soleil et température estimée de ses différentes enveloppes. (D'après Nesme-Ribes et Thuillier 2000.)

R_0 = rayon du Soleil (696 000 km).

E1.01 – Comment a-t-on mesuré la température de la photosphère?

Le Soleil présente un spectre électromagnétique continu de l'ultraviolet au proche infrarouge, mais il rayonne un maximum d'énergie dans la partie visible du spectre (Fig. 1.02). La longueur d'onde correspondant à l'émission maximale $\lambda_{\max}$ est voisine de $0,5 \mu\text{m}$ (500 nm). En assimilant le Soleil à un corps noir, l'application de la loi de Wien ($T = 2885/\lambda_{\max}$), qui relie la température T d'un corps et la longueur d'onde de l'émission maximale $\lambda_{\max}$, permet de déduire sa température. Dans le cas du Soleil, on obtient une température voisine de 5770 K. Le spectre solaire montre également des raies d'absorption dans les longueurs d'onde de l'ultraviolet et du visible (raies de Fraunhofer), révélatrices de la présence d'éléments chimiques tels le magnésium, l'aluminium dans l'atmosphère solaire (Fig. 1.02).

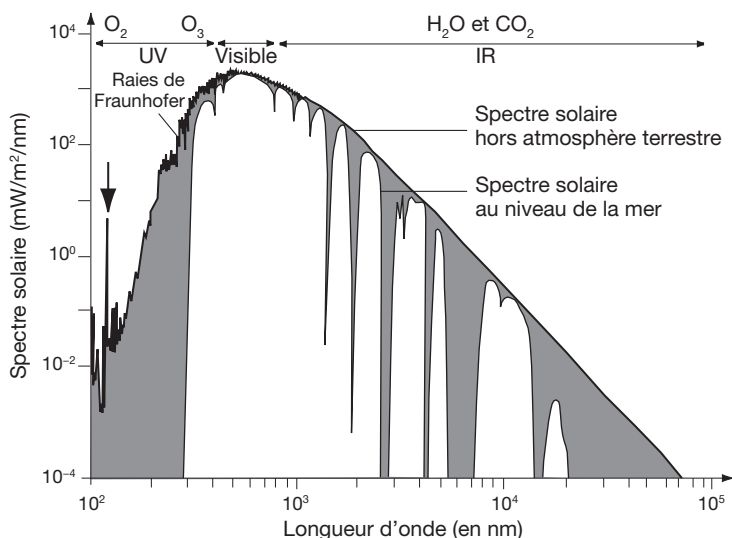


Figure 1.02. Spectre solaire hors atmosphère et au niveau de la mer (après traversée de l'atmosphère) présentant des bandes d'absorption dans l'ultraviolet (UV) par l'ozone (O_3) en particulier, et dans l'infrarouge (IR) notamment par la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4). (D'après Nesme-Ribes et Thuillier 2000.)

La flèche indique la raie d'émission de l'hydrogène.

E1.02 – Quelle est l'énergie rayonnée par le Soleil?

L'énergie E rayonnée par un corps est proportionnelle à la puissance 4 de sa température absolue T . La loi de Stefan-Boltzmann $E = \sigma T^4$ exprime la quantité de radiations émises par unité de surface. La constante de Stefan-Boltzmann σ est égale à $5,67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$. La photosphère ayant une température moyenne de 5 770 K, le Soleil émet :

$E_{\text{Soleil}} = 5,67 \times 10^{-8} \times (5,77 \times 10^3)^4 = 6,28 \times 10^7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, soit, compte tenu de la surface d'une sphère ($4\pi R^2$), une puissance totale de $3,83 \times 10^{26} \text{ W}$ (en prenant $6,96 \times 10^8 \text{ m}$ pour le rayon du Soleil).

Au fur et à mesure que cette énergie s'éloigne du Soleil, elle couvre une surface d'autant plus grande ($4\pi r_s^2$), r_s étant la distance à la surface du Soleil, et se dissipe. L'irradiance solaire, c'est-à-dire l'énergie solaire reçue par unité de surface, reçue à une distance donnée du Soleil (lr), s'obtient de la manière suivante en supposant que l'énergie totale émise par le Soleil est conservée dans l'espace :

$$E_{\text{Soleil}} \cdot 4\pi R^2 = lr \cdot 4\pi r_s^2, \text{ soit } lr = E_{\text{Soleil}} \cdot R^2 / r_s^2.$$

Seule une infime partie (de l'ordre du milliardième) de cette énergie considérable dissipée dans l'espace est ainsi interceptée par la Terre. Les mesures réalisées au sommet de l'atmosphère terrestre montrent qu'un écran de 1 m^2 reçoit une puissance voisine de 1 360 W, valeur du flux solaire historiquement appelé constante solaire. Celle-ci correspond à la quantité d'énergie électromagnétique totale moyenne du Soleil,

intégrée sur toutes les longueurs d'onde, par unité de surface par unité de temps, arrivant à une distance d'une unité astronomique. Connue historiquement sous le nom de constante solaire, elle est de nos jours appelée irradiance solaire totale. Sa valeur, $1\,361\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, correspond à l'irradiance solaire totale moyennée sur le cycle solaire 23, d'après une résolution de l'UAI.

À la surface de la Terre, la valeur doit être divisée par 4 (soit environ $340\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) puisqu'à rayon égal l'aire d'une sphère est 4 fois plus importante que celle d'un disque (Fig.1.03). Cette énergie ne parvient toutefois pas intégralement à la surface de la Terre en raison des phénomènes de réflexion et d'absorption qui se produisent dans l'atmosphère.

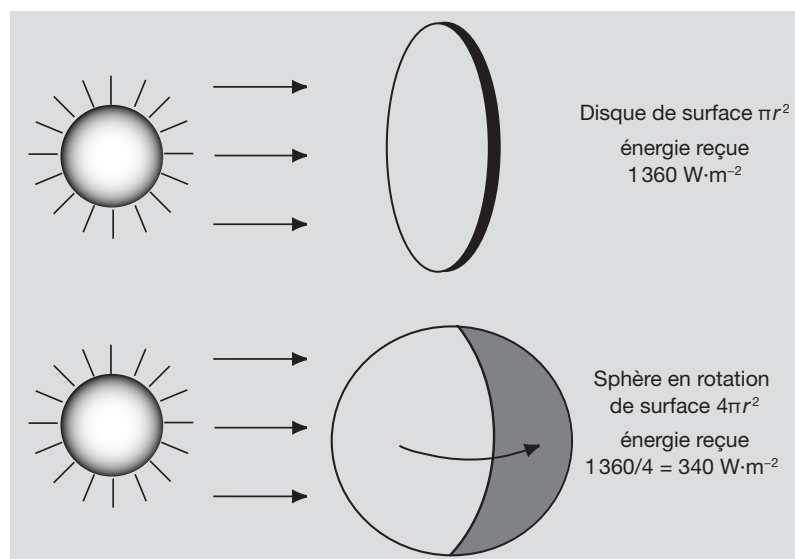


Figure 1.03. Illustration de la mesure de la « constante solaire » sur un disque qui serait situé au sommet de l'atmosphère et sur une sphère en rotation. (D'après Ruddiman, 2013.)

À rayon égal, la surface d'une sphère étant 4 fois plus grande que celle d'un disque, l'énergie reçue par unité de surface doit être divisée par 4 sur une sphère en rotation telle que la Terre.

1.2. Variations de l'activité solaire

Les mesures réalisées grâce au satellite *ERBS* (*Earth Radiation Budget Satellite*, lancé en 1984 par la NASA) ont montré que la « constante » solaire présentait en réalité de faibles fluctuations de quelques $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Depuis, d'autres satellites embarquant des instruments de mesures de plus en plus sophistiqués (par exemple *ACRIMSAT*: *Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor Satellite*) mesurent régulièrement l'irradiance solaire. Ces fluctuations sont en phase avec l'apparition ou la disparition de taches sombres sur la photosphère (Fig.1.04).

Ceci détermine le cycle solaire qui correspond donc à une variation périodique du nombre de taches solaires, d'éruptions solaires et d'autres formes d'activité sur le Soleil se produisant tous les 11 ans environ (cycle undécennal). La numérotation des cycles solaires remonte au XVIII^e siècle, le pic du cycle 1 ayant eu lieu en 1760. Le cycle 25 a débuté en 2019. L'observation systématique des taches solaires a débuté grâce à la mise au point des lunettes astronomiques au XVII^e siècle.

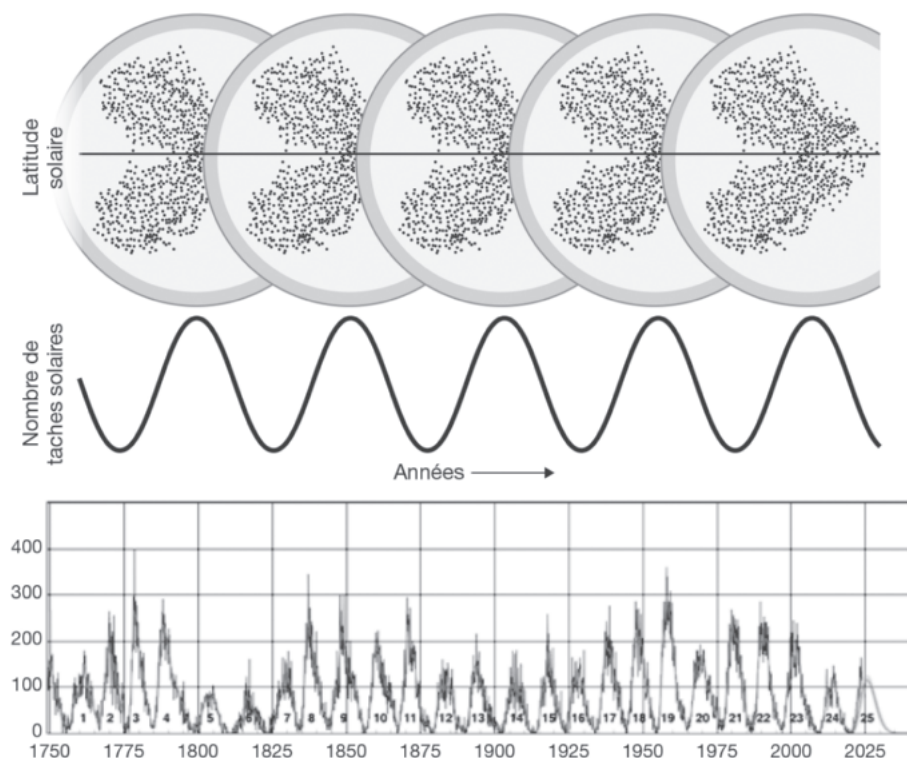


Figure 1.04. Cycle solaire représenté en haut par le diagramme de Maunder, ou diagramme papillon qui donne la latitude d'apparition des taches au cours du temps, et en bas le nombre de taches en fonction du temps observé depuis 1750 AD. (D'après <https://www.swpc.noaa.gov>)

Plusieurs observations essentielles ont été réalisées sur les taches solaires. Longtemps considérée comme un phénomène aléatoire, l'apparition des taches solaires selon un cycle de 11 ans fut découverte au XIX^e siècle par Heinrich Schwabe. Ce cycle undécennal ou cycle de Schwabe fut confirmé par Johann Rudolf Wolf, suite à une compilation de données relatives aux taches solaires. Le nombre de Wolf représente l'activité mensuelle du Soleil. Les taches solaires demeurent concentrées de part et d'autre de l'équateur solaire, à des latitudes inférieures à 40°. Au début du cycle de Schwabe, les taches apparaissent vers 35–40°

de latitude solaire et persistent au maximum 1 à 2 mois. Au fur et à mesure du déroulement du cycle, elles se rapprochent de l'équateur solaire. La représentation de la latitude héliographique des taches en fonction du temps ou diagramme de Maunder (encore appelé diagramme papillon) permet de matérialiser le phénomène (Fig.1.04). Ce cycle présente quelques «ratés» puisque certaines périodes, sur lesquelles nous reviendrons, se caractérisent par l'absence ou la rareté des taches solaires. De nombreux autres cycles de fréquence variable ont été identifiés, tels ceux de Gleissberg, Suess et Hallstattzeit, dont les périodes sont respectivement de 90, 200 et 2300 ans, mais leur rôle éventuel sur le climat de la Terre fait encore l'objet de discussions.

À l'échelle géologique, il est nécessaire de considérer avec attention l'évolution à long terme du Soleil, résumée comme pour l'ensemble des étoiles par le diagramme de Hertzsprung-Russell. Le Soleil évolue sur la séquence principale de ce diagramme, ce qui signifie qu'il est dans un état stable en équilibre hydrostatique tout en consommant son hydrogène. Au cours du temps, on note une augmentation régulière de sa luminosité depuis sa formation. L'évolution de l'irradiance solaire répond à la formule $S_t = S_0 / (1 + 0,4 t/t_0)$ où S_0 = irradiance actuelle, S_t = irradiance à l'instant t et $t_0 = 4,567$ Ga = moment de la formation du système solaire. Lors de la formation du système solaire, on estime que l'irradiance solaire devait être voisine de $1\,000\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (au lieu de $1\,360\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ aujourd'hui), et la température de la photosphère n'était alors que de 5 400 K. Le Soleil devait apparaître rougeâtre, puis l'irradiance a

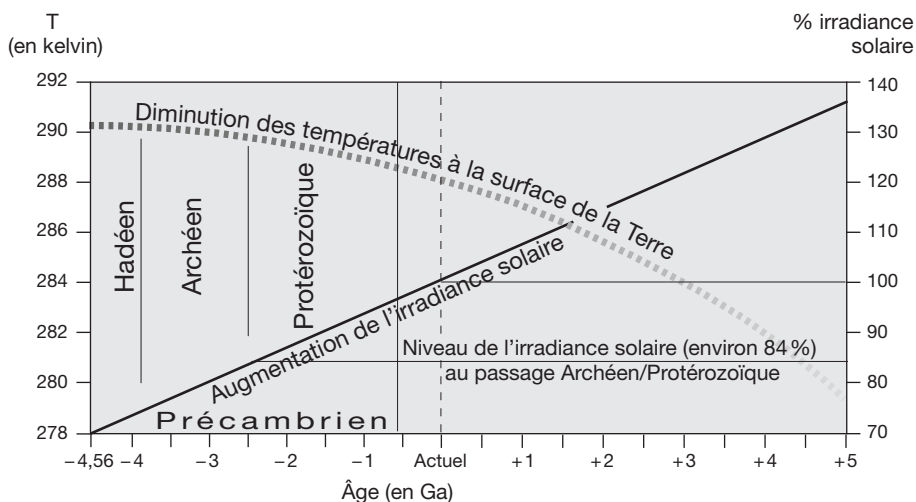


Figure 1.05. Illustration du paradoxe du Soleil jeune. Croissance quasi linéaire de l'activité du Soleil depuis sa formation et décroissance des températures terrestres.

(D'après Hoyt et Schatten, 1997.)

Cet apparent paradoxe s'explique par une tendance à la diminution progressive de l'intensité de l'effet de serre au cours des temps géologiques en raison d'un stockage lent et progressif du dioxyde de carbone atmosphérique sous forme de roches carbonatées et carbonées. La période actuelle correspond à 100 % de l'irradiance solaire et une température moyenne de surface sur Terre de 15 °C, soit 288 K.

augmenté d'environ 30 % de manière quasi linéaire (Fig. 1.05). Au Protérozoïque supérieur, il y a environ 700 Ma, l'énergie solaire atteignait 94 %, et au Trias (– 230 Ma) environ 98 % de sa valeur actuelle. Il est indispensable de prendre en compte cette évolution, en particulier lors de l'utilisation de modèles destinés à la reconstitution de climats très anciens.

En résumé, l'irradiance solaire montre deux types de variations : elle augmente de manière linéaire depuis la formation du système solaire et elle présente de nombreuses fluctuations cycliques de fréquences très diverses ; nous retiendrons en particulier le cycle undécennal des taches solaires.

1.3. Relations Terre–Soleil

La répartition de l'énergie reçue par la Terre dépend de sa position et de son orientation par rapport au Soleil.

♦ *Caractéristiques de l'orbite terrestre*

La Terre tourne autour du Soleil en une année selon une ellipse. Le plan dans lequel se trouve l'orbite terrestre est appelé plan de l'écliptique. Le Soleil n'occupe pas le centre de l'ellipse, mais l'un des foyers (1^{re} loi de Kepler, Fig. 1.06). Les foyers d'une ellipse correspondent aux deux points F_1 et F_2 tel que la distance $F_1T + F_2T$ soit constante pour tous les points T situés sur l'ellipse, c'est-à-dire quelle que soit la position de la Terre.

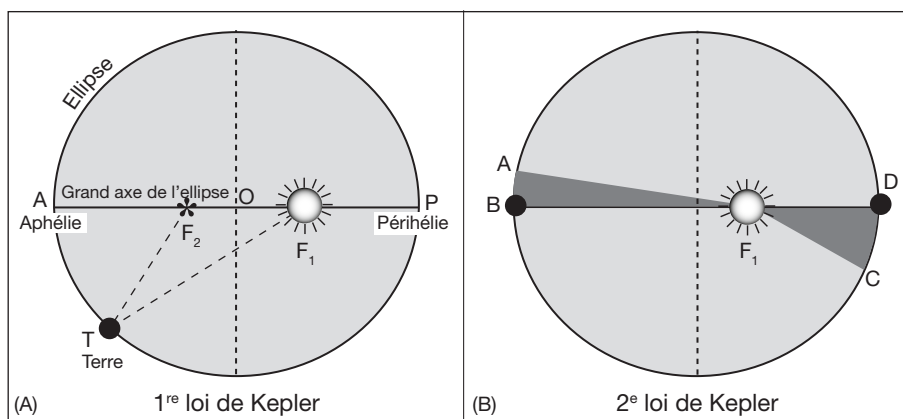


Figure 1.06. (A) Illustration de la première loi de Kepler (dite loi des orbites ou loi des ellipses) ; O = centre de l'ellipse, F_1 et F_2 correspondent aux foyers dont l'un est occupé par le Soleil (noter qu'à des fins de meilleure lisibilité la distance entre les deux foyers est ici très exagérée).

(B) Selon la deuxième loi de Kepler (dite loi des aires), les surfaces F_1AB et F_1CD sont égales et la Terre met le même temps pour parcourir les arcs AB et CD . En conséquence, la Terre tourne plus vite autour du Soleil lorsqu'elle est proche du périhélie, plus lentement lorsqu'elle est proche de l'aphélie. Noter que l'ellipse est ici représentée avec une excentricité très faible, ce qui est le cas de l'orbite de la Terre.

En moyenne, la distance Terre–Soleil (unité astronomique) est d'environ 149,6 millions de km. Actuellement, elle varie annuellement de plus ou moins 2,5 millions de km (1,6 %) en raison précisément du caractère elliptique de l'orbite terrestre avec un maximum de 152 105 142 km en position d'aphélie (position d'éloignement maximal entre la Terre et le Soleil) et un minimum de 147 103 311 km en position de périhélie (position d'éloignement minimal entre la Terre et le Soleil). La variation annuelle de la distance Terre–Soleil est donc relativement faible par rapport à la distance moyenne ; l'ellipse est en réalité très proche d'un cercle. L'excentricité E d'une ellipse rend compte de son aplatissement :

$$E = (a^2 - b^2)^{1/2}/a$$

avec a = demi-grand axe de l'ellipse (149,6 millions de km) et b = demi-petit axe de l'ellipse.

L'excentricité est aussi égale au rapport de la distance entre les foyers F_1 et F_2 et le grand axe (Fig. 1.06). Du fait d'interactions gravitationnelles entre la Terre et chacun des corps du système solaire, l'orbite décrite par la Terre passe d'une forme circulaire (excentricité nulle) à légèrement elliptique, avec une excentricité maximale de 0,0677 (valeur actuelle de 0,0167). La valeur de l'excentricité varie de manière périodique, avec pour principales périodes 95 600 ans, 405 000 ans et 2,37 millions d'années.

En plus du changement de la valeur de l'excentricité, le grand axe de l'ellipse de l'orbite terrestre change de direction au cours du temps. Ce mouvement est appelé précession de l'écliptique. Enfin, le plan de l'écliptique change d'inclinaison au cours du temps.

♦ *La précession climatique*

Les équinoxes se produisent lorsque le plan équatorial de la Terre « passe » par le centre du Soleil. En revanche, les solstices se produisent lorsque c'est le plan perpendiculaire au plan équatorial, qui contient l'axe de rotation de la Terre, qui « passe » par le centre du Soleil (Fig. 1.07). Or, l'axe de rotation de la Terre et par conséquent le plan perpendiculaire au plan équatorial ne conservent pas une direction fixe dans l'espace, en raison de l'attraction exercée par les astres proches de la Terre sur son bourrelet équatorial. Cette attraction provoque un déplacement de l'axe de rotation de la Terre selon un cône (cône de précession) autour de la direction perpendiculaire au plan de l'écliptique. Ce mouvement est appelé précession équatoriale (Hilton *et al.*, 2006). Ce mouvement est notamment responsable du lent décalage de la direction vers laquelle pointe le pôle Nord et qui, par exemple, faisait de Véga (située dans la constellation de la Lyre) l'étoile polaire de l'hémisphère nord il y a 14 000 ans.

Ce mouvement se combine au lent changement de direction du grand axe de l'orbite, appelé précession de l'écliptique (Hilton *et al.*, 2006). Il résulte de ces deux lents mouvements qu'imperceptiblement, au cours du temps, solstices et équinoxes se décalent, glissent en quelque sorte le long de l'ellipse. Ce phénomène est appelé précession générale, ou parfois précession climatique, puisque c'est la combinaison de la précession équatoriale et de la précession de l'écliptique qui impacte les climats. Le phénomène présente de nombreuses périodicités, dont deux peuvent être retenues : 19 000 et 23 000 ans.

◆ *L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre*

Le plan équatorial terrestre est incliné, autrement dit il est oblique par rapport au plan de l'écliptique. L'obliquité ou inclinaison correspond à l'angle entre le plan équatorial terrestre et le plan de l'écliptique. L'obliquité peut aussi se définir comme l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la perpendiculaire au plan de l'écliptique. Le plan équatorial terrestre reste parallèle à lui-même au cours de la révolution de la Terre autour du Soleil. L'obliquité actuellement de $23^{\circ}26' = 23,43^{\circ}$ (Fig. 1.07) varie entre $22,1^{\circ}$ et $24,5^{\circ}$ de manière périodique, en raison du mouvement de précession équatoriale déjà évoqué dans le paragraphe précédent et des variations périodiques de l'inclinaison du plan de l'écliptique. La principale période de l'obliquité est de 41 000 ans.

L'obliquité de l'axe de rotation de la Terre détermine :

- la position latitudinale des tropiques du Cancer et du Capricorne (latitude de $23^{\circ}26'$ égale à l'obliquité) ;
- la position des cercles polaires (latitude égale à $90^{\circ} -$ la valeur de l'obliquité, soit $66^{\circ}34'$) et par conséquent l'extension géographique de la nuit polaire.

◆ *Impact des mouvements orbitaux terrestres sur les saisons*

Contrairement à une idée répandue, la variation de la distance Terre-Soleil, conséquence de la forme elliptique de l'orbite terrestre, ne constitue absolument pas la cause des saisons, puisque la Terre est actuellement au plus près du Soleil (périhélie) au début du mois de janvier et plus éloignée (aphélie) au début du mois de juillet. Par ailleurs, rappelons que l'été dans l'hémisphère nord se produit en même temps que l'hiver dans l'hémisphère sud alors que les deux hémisphères sont tous deux à la même distance du Soleil !

L'obliquité joue un rôle essentiel sur la répartition du rayonnement solaire à la surface du globe. Elle est à l'origine d'une inégalité, variable selon le lieu, de la durée du jour et de la nuit ; elle est aussi à l'origine des saisons.

La moitié de la Terre est en permanence éclairée alors que l'autre moitié est dans la nuit. Le cercle d'illumination limite ces deux parties. Si l'obliquité était nulle, le cercle d'illumination passerait par les pôles et la durée du jour et celle de la nuit seraient partout égales tout au long de l'année. L'obliquité de la Terre, probablement acquise au cours des stades initiaux de la phase d'accrétion planétaire, n'étant pas nulle, en un point donné du globe, la durée du jour et celle de la nuit varient au cours de l'année. L'égalité jour/nuit se produit au moment des équinoxes de printemps (passage hiver/printemps vers le 20 mars dans l'hémisphère nord) et d'automne (passage été/automne vers le 22 septembre dans l'hémisphère nord). Quant à l'inégalité maximale, elle se produit lors des solstices d'été (passage printemps/été vers le 21 juin dans l'hémisphère nord) et d'hiver (passage automne/hiver vers le 21 décembre dans l'hémisphère nord). Plus la valeur de l'obliquité est importante, plus l'insolation (énergie solaire reçue par unité de surface) sera élevée dans l'hémisphère estival

Paléoclimats

Ce livre traite de la reconstitution des climats anciens aux échelles de temps utilisées en géosciences : de la centaine de millions d'années à l'échelle des générations humaines. Conçu comme un enseignement pluridisciplinaire en paléoclimatologie, il présente les principaux supports de l'enregistrement des variations climatiques de la Terre en intégrant les résultats les plus récents en matière de recherche sur les paléoclimats. Des exercices corrigés viennent compléter l'ensemble.

Rédigé à l'attention des étudiants en licence et master des filières Sciences de la Terre et de l'environnement, l'ouvrage constitue également une base de révision indispensable pour les candidats aux concours du Capes de SVT et de l'agrégation de SV-STU.

SOMMAIRE

1. Les acteurs du climat et le système climatique

Le Soleil – L'atmosphère – L'océan mondial –
La cryosphère – La biosphère – La croûte continentale –
Importance du cycle du carbone et des rétroactions

2. Climats actuels et méthodes d'études de paléoclimats

Climats et phénomènes climatiques actuels – Supports
de l'enregistrement climatique et techniques d'études
des paléoclimats

3. Les périodes glaciaires

Les glaciations précambriennes – Les glaciations
paléozoïques – Le refroidissement et la glaciation
du Cénozoïque supérieur

4. Les périodes chaudes de type « Greenhouse »

Les périodes chaudes
du Paléozoïque – Les climats
du Permo-Trias à l'Éocène

5. Variations climatiques à haute fréquence

Enregistrement sédimentaire
des fluctuations des paramètres
orbitaux – Enregistrement dans
les glaces – Les changements
abrupts du climat – Variations
climatiques du dernier millénaire

LES PLUS

- Introduction
à l'astroclimatologie
et la cyclostratigraphie
- Nombreux encarts explicatifs
- Atlas couleur de 16 pages

Jean-François Deconinck est professeur émérite à l'université Bourgogne Europe. Sédimentologue, spécialiste de la reconstitution des environnements et climats passés, il a été président de l'association des sédimentologues français (ASF) et membre du jury de l'agrégation de SV-STU.

Mathieu Martinez est maître de conférences à l'université de Rennes. Il travaille sur la préservation des cycles de Milankovitch dans les séries sédimentaires en vue notamment de calibrer l'échelle des temps géologiques.

Pierre Pellenard est professeur à l'université Bourgogne Europe. Sédimentologue, il travaille sur les reconstitutions climatiques des événements et périodes géologiques du Mésozoïque et Cénozoïque. Vice-président de la commission internationale du Jurassique, il a été membre du jury de l'agrégation de SV-STU.

30,90 €

ISBN : 978-2-8073-4768-7



deboeck
SUPÉRIEUR B

www.deboecksuperieur.com

De Boeck Supérieur s'engage
durablement
pour l'environnement

