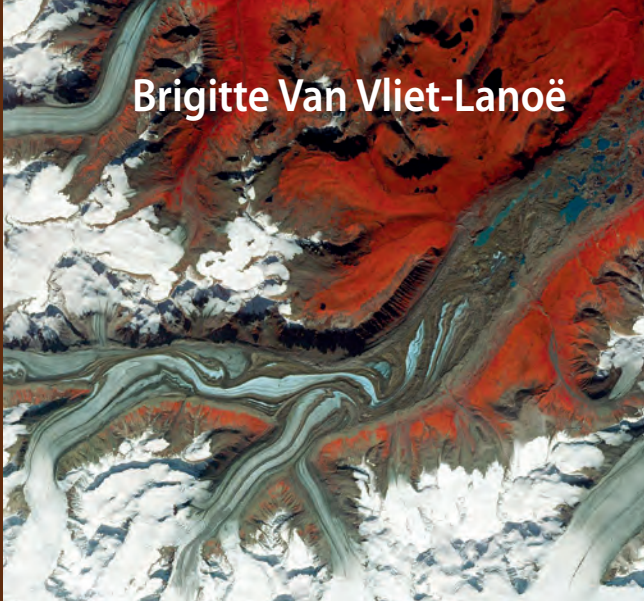




Brigitte Van Vliet-Lanoë

MASTER
SCIENCES DE LA TERRE
& SCIENCES DE
L'ENVIRONNEMENT

Les environnements froids

Glaciaire et périglaciaire

- Cours complet
- Exercices d'application corrigés
- Un glossaire
de plus de 500 termes spécialisés

Vuibert

Table des matières

Introduction	1
Chapitre 1. Le Quaternaire et l'Holocène	5
Introduction	5
1-1. Les forçages tectoniques, orbitaux, atmosphériques et non orbitaux du climat ..	6
Les reliefs	6
Le volcanisme	7
L'effet de serre	8
Le forçage orbital et le forçage astronomique non orbital	8
Météorites et rayonnement cosmique	11
Le rayonnement particulaire ou cosmique	11
Bilan des forçages	12
1-2. Eustatisme, glaciation, aridité et circulation océanique	12
1-3. Le Cénozoïque	14
Le prélude Néogène	16
Le Pléistocène ou Quaternaire	17
Le Dernier Glaciaire	22
Le pergélisol weichsélien	24
Le <i>Last Glacial Maximum</i> (LGM) atlantique	25
Fin du Dernier Glaciaire et transition Holocène	28
Le début de l'Holocène (Holocène inférieur)	32
L'Optimum holocène (Holocène moyen)	34
Le Néoglaciale	34
Chapitre 2. Propriétés mécaniques et thermiques : le froid, une dessiccation orientée	39
2-1. Propriétés de l'eau et de la glace de type I	39
2-2. Nucléation de la glace et conséquences thermiques directes	41
2-3. Glace et vapeur d'eau, ou comment créer de gros cristaux	42
2-4. La glace et ses diverses formes	44
2-5. Un cas particulier : les hydrates de gaz	44
2-6. Les glaces : un enregistreur du paléoclimat, via une ségrégation isotopique de ... l'oxygène	47
2-7. Le froid, une dessiccation orientée. Implications hydrologiques et géologiques	50
2-8. Implications : érosion et aridification	52
Chapitre 3. Le monde vivant	57
3-1. Implications biologiques d'un environnement froid : l'évolution physiologique et les limites métaboliques	57
Un cas à part : la contraction thermique au gel	58
3-2. Le monde végétal	58
3-3. La reproduction des végétaux	62

La croissance	63
L'enracinement	63
La microflore	64
3-4. Évolution des flores au Cénozoïque	66
3-5. Le monde animal	67
La faune	68
L'anthropisation	71
Un cas particulier : le sol	72
3-6. La biodiversité et les refuges	73
Chapitre 4. La végétation et les sols	75
4-1. La végétation et les paléo-environnements (biomes)	75
4-2. La pédogenèse	79
Les facteurs géologiques	80
Les facteurs biologiques limitants	82
4-3. Les grands types de sols (fig. 4-7 et fig. 4-8)	83
Sols humifères	83
Sols podzoliques	83
Sols hydromorphes	85
Les tourbières	86
4-4. Dynamique de la matière organique, altération et changements climatiques ...	86
Action mécanique du gel sur les débris végétaux	87
Rôle des algues, du mycélium et des lichens	88
Rôle de la pédofaune	89
L'altération biogéochimique et ses conséquences	91
Matières organiques et changements climatiques	92
Chapitre 5. Les avatars de la banquise et la dynamique glacielle	95
Introduction	95
5-1. Dynamique de la glace de mer, de lac et de rivière	96
Cristallisation	96
Exclusion et cristallisation des sels	98
5-2. Banquise et climat : les effets directs	99
5-3. La banquise et la circulation thermohaline : le <i>pacemaker</i> indirect de notre climat	100
5-4. Implications biologiques	103
Implications biologiques directes	103
Rôle de la dynamique glacielle sur la dispersion des espèces	105
5-5. Typologie des glaces flottantes	105
Glace de mer	105
Glace de lac et de rivière	106
Le rôle du pied de glace	108
5-6. Érosion et transport glaciaire : un façonnement rapide de plates-formes littorales	111
5-7. Les faciès sédimentaires glaciaires et les transferts sédimentaires	115
5-8. Implications paléoclimatiques et confusions	121

Implications paléoclimatiques	121
Confusions	122
5-9. Implications géotechniques et environnementales actuelles	122
Chapitre 6. Le monde glaciaire	125
Introduction	125
6-1. Les types de glaces	126
La neige	126
La glace de glacier	127
Les glaces polaires : un paléoenregistreur de la composition de l'atmosphère	129
6-2. Les glaciers : typologie	134
Régime thermique	135
Fonctionnement des calottes glaciaires	137
6-3. Dynamique de la glace de glacier et des glaciers	139
Modalités de l'écoulement : fluage et glissement basal	139
Crevasses et séracs	140
Profil d'équilibre et bilan glaciaire	141
Le fluage	143
Crevasses et séracs	144
Glissement basal	145
6-4. Hydrologie glaciaire et sous-glaciaire	146
L'écoulement superficiel	146
L'aquifère et l'écoulement interne	147
Le <i>surge</i> , ou crue glaciaire	151
Les débâcles glaciaires : jökulhlaups et événements de Heinrich	154
6-5. Implications mécaniques : abrasion, hydrofracturation, déchaussement et arrachage	156
6-6. Érosion glaciaire : mécanismes et contrôles géologiques	157
6-7. La morphologie glaciaire	158
Généralités	158
Les microtopographies d'érosion	161
6-8. La morphologie sédimentaire glaciaire	163
Les formes et formations d'accumulation simples	163
Les morphologies sédimentaires dynamiques sous-glaciaires	164
6-9. Les formations sédimentaires glaciaires continentales et marines	168
Le till basal ou de fond	168
Le till d'ablation	170
Le système fluvio-glaciaire	171
Le système glacio-lacustre	174
Le système glacio-marin	175
6-10. La glacitectonique (active et passive) : arguments et confusions	177
La glacitectonique passive	178
La glacitectonique active	181
6-11. Implications géodynamiques	184
Glacio-isostasie	184

Implications glacio-eustatiques	187
Implications sédimentaires en stratigraphie séquentielle	187
6-12. Bilans sédimentaires globaux et implications paléoclimatiques	190
Implications paléoclimatiques et morphologiques	192
6-13. Séismicité et volcanisme	193
6-14. Implications géotechniques et environnementales actuelles	195
Chapitre 7. Le pergélisol, dynamique et extension	199
Introduction	199
7-1. Répartition actuelle du pergélisol	200
7-2. Les grands types de glaces : externe, interstitielle et de ségrégation	203
Les glaces de sol d'origine externe	203
Les vraies glaces de sol : ciment de glace et glace de ségrégation	204
Classification des formes de glace dans les sols	205
7-3. Comportement thermique du sol	206
Généralités	206
Rôle des flux et des gradients géothermiques	207
Rôle de la neige	208
Rôle de la glace et des eaux de fonte	208
Rôle de la végétation	210
7-4. Le pergélisol dans la topographie et son comportement à court et long terme .	211
Répartition dans la topographie	211
Apparition et évolution	213
Évolution d'un pergélisol en cas de modification climatique	214
7-5. Implications hydrologiques du pergélisol : les taliks et les <i>naledy</i>	217
7-6. Pingos et glace d'injection	219
Le <i>naled</i> (plur. : <i>naledy</i>)	219
Les hydrolaccolithes saisonniers	219
Les pingos	222
Fossilisation et signification paléoclimatique	226
Les confusions	227
7-7. Les phénomènes thermokarstiques	228
La signature sédimentaire du thermokarst	231
7-8. Champs de blocs, soulèvement gélival	232
Les champs de blocs (<i>blockfield</i> , <i>Felsenmeer</i>)	232
Le soulèvement gélival et les glaciers	234
7-9. La reptation du pergélisol, les glaciers rocheux et les formes annexes	234
La cambrure de versant	234
Les glaciers rocheux	235
Le pergélisol des glaciers rocheux et des éboulis fluants	238
Signification paléoclimatique des glaciers rocheux	239
7-10. Implications géotechniques et pétrolières	239
Géotechnique	239
Pergélisol, pétrole et exploitation pétrolière	240

Chapitre 8. La dynamique périglaciaire vraie	245
Introduction	245
8-1. La glace de ségrégation et la cryosuccion	245
8-2. Drainage des formations superficielles, dessiccation et lessivage	248
8-3. Le gonflement cryogénique et la gélivité	251
La gélivité	252
8-4. Implications mécaniques	253
La structuration cryogénique	253
Influence de l'illuviation de particules au dégel	256
La cryoexpulsion	256
8-5. La cryoturbation, le gonflement cryogénique différentiel et les sols structurés périglaciaires	258
Les autres théories	264
Confusions avec des figures biogéniques, tectoniques ou sédimentaires azonales ..	265
8-6. La solifluxion	268
8-7. La gélifraction : mythe ou réalité ?	274
Mécanismes	274
Les sols structurés en milieu gélif	278
Les grèzes litées	280
8-8. Les buttes cryogéniques, ou paises	281
Signification climatique et paléoclimatique des paises	283
Les traces fossiles	284
8-9. La contraction thermique et les coins de glace	285
Les coins de glace	286
La morphologie des réseaux	289
Les formes de dégradation	290
Les formes fossiles	294
Implications paléoclimatiques	297
Confusions	297
8-10. Implications paléoclimatiques, pédologiques et géotechniques de la cryogenèse et du pergélisol	298
Le pergélisol discontinu	298
La cryoturbation et les sols structurés périglaciaires	299
La solifluxion	299
Les glaciers rocheux	300
Le thermokarst	300
Chapitre 9. L'environnement périglaciaire azonal et l'évolution paraglaciaire ...	303
9-1. L'évolution paraglaciaire	303
9-2. Ruissellement et ravinement	303
9-3. Les dépôts de pente	306
Éboulis simples et stratifiés	306
Versants réglés et glaciaires	306
Coulloirs, cônes et <i>debris flows</i>	307

9-4. Le fluviatile	308
Les rivières et les fleuves à fonte nivale simple	309
Les fleuves à régime fluvio-glaciaire	310
Les fleuves à débâcles puissantes	313
Les terrasses alluviales	314
9-5. La dynamique éolienne et ses implications	315
Sources des matériaux	315
Modalités de dépôt des lœss	318
La sédimentation nivéo-éolienne	320
Les caractéristiques granulométriques et l'émoussé	321
Les formes d'érosion et de construction	321
Les implications climatiques	322
9-6. La nivation et la cryoplanation : mythe ou réalité ?	326
Chapitre 10. Bilans sédimentaires quaternaires et stratigraphie séquentielle	329
10-1. L'érosion et l'évolution de la nature de la sédimentation depuis le Cénozoïque.	329
10-2. Biorhexistase : perturbation et déstabilisation des écosystèmes et réponse sédimentaire	330
Validité du signal sédimentaire	331
La transition glaciaire-interglaciaire	331
L'optimum interglaciaire.	332
La transition interglaciaire-glaciaire, ou la déstabilisation	333
Le glaciaire	334
Les interstades et les stades : les Dansgaard-Oeschger	335
Conclusion	337
Corrigés des exercices	339
Glossaire	347
Bibliographie	385

Introduction

Beaucoup d'ouvrages traitent des glaciations ou du périglaciaire, mais oublient généralement les caractéristiques de l'eau, la substance la plus courante à la surface de notre planète, le *sine qua non* du gel et, surtout, l'élément majeur du contrôle des échanges thermiques à la surface de notre planète. D'où vient-elle ? Notre planète est la seule du système solaire, à la différence de Vénus, trop chaude, et de Mars, trop froide, à disposer d'eau en quantité importante et dans une gamme de températures proche du point triple, permettant la juxtaposition des trois états courants à sa surface : l'eau liquide, la glace et la vapeur d'eau. Cette eau proviendrait pour l'essentiel du bombardement météoritique de la Terre primitive, au cours des sept cents premiers millions d'années de son existence, probablement essentiellement par des chondrites carbonatées et les comètes, et ce, jusqu'à la stabilisation des océans, il y a environ 3,9 milliards d'années. Une autre source importante, et peut-être primordiale, serait les protons d'origine solaire, se combinant avec l'oxygène des roches pour donner de l'eau. Cet apport de vapeur d'eau a été accompagné par du gaz carbonique et de l'azote. Le reste proviendrait des mêmes sources, mais aurait été acquis progressivement à partir du dégazage de la croûte terrestre *via* les volcans. La vapeur d'eau et d'autres gaz comme le CO_2 ont la particularité d'absorber le rayonnement thermique issu de son étoile, le Soleil, et réémis par la surface de la planète. Une partie de ce rayonnement émis, l'infrarouge (IR), est retenue par ces gaz puis rediffusée dans toutes les directions, permettant une élévation modeste de la température de l'atmosphère. C'est ce qui est généralement appelé, à tort d'ailleurs, « l'effet de serre », par analogie avec nos petites constructions en verre. C'est aussi la coexistence de ces gaz, au contact de substrats catalyseurs, qui a permis l'apparition de la vie sous ses différentes formes, notamment dans la phase liquide abondante qui forme les océans.

La Terre est la planète de l'eau sous ses différentes formes : liquide, glace et vapeur. Ces formes vont interférer avec le budget énergétique et ses modulations en fonction, d'une part, de la composition de l'atmosphère et, d'autre part, de l'activité solaire. La composition de notre atmosphère est essentiellement de 78 % d'azote sous forme de NO_2 , de 21 % d'oxygène sous forme de O_2 . Le 1 % restant est constitué de gaz traces, dont 0,9 % de gaz rares inertes (argon, hélium, néon), 0,0399 % de dioxyde de carbone (CO_2) et des traces de gaz de source anthropique. Avec une valeur qui varie entre 7 et 0,3 %, la vapeur d'eau est

le premier gaz à effet de serre de par sa concentration atmosphérique et de par sa capacité d'émission IR. C'est également, avec l'océan, l'enregistreur direct de toute modification de notre budget énergétique.

L'eau sous sa forme liquide est abondante sur Terre : elle correspond à la surface des océans et des lacs. La surface totale couverte par les océans représente à elle seule 71 % du globe, soit 394 millions de km² : c'est de loin le plus grand échangeur thermique de notre planète. Le rayonnement solaire UV, absorbé par la surface des océans, est la principale source d'énergie pour notre climat. L'eau est présente aujourd'hui sur Terre dans diverses proportions : l'eau de mer à elle seule représente 97,5 % du volume, 2,5 % constituent les réserves d'eau douce sous forme de glace (environ 2/3), d'eau liquide et de vapeur d'eau (environ 1/3). En réserves, les glaciers et les neiges éternelles représentent 68 % du volume d'eau douce, les eaux des nappes souterraines 29,9 %, les réserves pédologiques et celles du pergélisol 0,9 %, et les lacs et les rivières seulement 0,3 %.

Lors de l'optimum climatique holocène, il y a 7 000 ans, quelques calottes subsistaient et l'englacement fut à peine inférieur à l'actuel. La part des glaciers et des neiges devait être voisine de 50 %, celle de l'eau non océanique et celle des nappes de 36 %, celle des lacs et rivières de 2 %, celle des réserves pédologiques et du pergélisol de 2 %. Lors du dernier maximum d'englaciation, il y a 25 000 ans, la réserve en eau de mer était réduite à 96 %. Les glaciers représentaient plus de 85 % des 4 % restants, les nappes souterraines 13 %, les lacs et les rivières seulement 0,2 %, le pergélisol et les sols environ 1,8 %.

Actuellement, le bilan de masse entre les différentes phases de la cryosphère et l'océan est en faveur de ce dernier, mais pour une très faible variation : + 50 cm de relèvement du niveau marin si l'on considère la période 1880-2010. Mais elle n'est seulement que de + 25 cm depuis 1803 d'après les données du Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL). C'est très très faible par rapport à la dernière glaciation (– 120 m). Le niveau marin, en période glaciaire, présente en effet des fluctuations rapides, tous les 1 500 ans, de 20 à 40 m en moins de 300 ans, fluctuations non observées pendant l'Holocène. La vitesse de remontée du niveau marin est de 0,3 mm/an depuis 5 000 ans, et la contribution récente des glaciers depuis 1992 n'est *in fine* que de 0,6 mm/an. La courbe de remontée du niveau marin, ou courbe eustatique est apparemment peu sensible aux variations du climat holocène depuis 5 000 ans. C'est l'enjeu de débats plus médiatiques et politiques que de nature scientifique.

L'étude des milieux froids n'est pas l'apanage d'une discipline, mais plutôt un lieu de convergence de différentes approches : géologique, glaciologique, climatique, pédologique, biologique, écologique. Mais, à la différence des concepts sémantiques développés par certains, la connaissance des mécanismes physiques, chimiques ou biologiques de base s'avère nécessaire. Nous changerons souvent d'échelle, passant de la molécule d'eau ou de la surface d'un colloïde à celle d'un continent. De même, nous resterons en symbiose avec le milieu vivant, même quand nous traiterons du monde minéral. Si les glaciers et leur action sont relativement bien connus comme signature du froid et souvent intégrés au cursus universitaire

1 *Le Quaternaire et l'Holocène*

Introduction

Dans l'esprit de beaucoup de gens, l'ère glaciaire dans laquelle nous vivons, le Cénozoïque, s'est limitée au « Quaternaire » (derniers 2,6 millions d'années) avec quatre grandes glaciations, alors que cette période ne représente en réalité qu'un petit épisode de cette ère (65 millions d'années, voir *Cryosphère*, 2013). À l'échelle géologique, cette période glaciaire est loin d'être unique et nous permet de comprendre *pro parte* certaines des glaciations les plus anciennes.

Le Quaternaire, ou Pléistocène, est un épisode du Cénozoïque. Deux découpages stratigraphiques persistent : 1) le Pliocène supérieur (Gélasien : 2,6-1,8 Ma) fait partie de la période Néogène, et le Pléistocène (1,8-0,01 Ma) représente le Quaternaire avec la période dans laquelle nous vivons : l'Holocène. 2) Cependant, il est considéré depuis quelques années comme une période géologique à part entière, débutant à 2,6 Ma, un marqueur climato-stratigraphique important. Cette période quaternaire voit le développement du genre *Homo* auquel nous appartenons. Entre 2,6 et 0,9 Ma, époque qui a vu l'évolution des *Homo habilis* et des pithécantropes, apparaissent les premières calottes polaires. Elles envahissent le nord de l'Europe avec une périodicité de 40 000 ans (40 Ka). Puis, il y a 800 Ka – à peu près l'époque de la maîtrise du feu par notre ancêtre –, le rythme des glaciations change avec la révolution du Pléistocène moyen (MPT) et passe à 100 Ka.

À une période glaciaire correspondent une extension des déserts, aux basses latitudes, et une réduction de la forêt équatoriale, notamment associée à une baisse de la pression partielle du CO₂ dans l'atmosphère, accumulé dans un océan plus froid. À une période interglaciaire correspondent un maximum de précipitations et une extension maximale de la couverture végétale, une teneur plus élevée en CO₂ dans l'atmosphère. La mousson, un phénomène caractéristique des optimums climatiques de l'hémisphère Nord depuis 2,6 millions d'années, remonte alors vers le nord, arrosant le centre du continent asiatique, aujourd'hui aride. De même, après la disparition des dinosaures il y a 65 Ma, la biodiversité, qui s'était accrue avec l'essor des mammifères à l'Éocène, a recommencé à décroître, avec l'apparition des premières glaciations dans l'hémisphère Nord, il y a quelque 20 millions d'années. L'aridification imposée par les glaciations a profondément modifié les flores et les faunes, et

favorisé l'hominisation. Même si certains continents comme les Amériques semblent un peu mieux préservés, l'apparition au Quaternaire de l'homme en tant que prédateur a fortement accéléré les choses depuis environ 200 000 ans.

1-1. Les forçages tectoniques, orbitaux, atmosphériques et non orbitaux du climat

L'environnement de surface de la Terre est contrôlé par une série d'influences internes et externes. Le facteur externe dominant est l'énergie apportée par le Soleil, au travers de l'atmosphère avec une composition de base du rayonnement qui a varié au cours des temps géologiques. L'importance du Soleil augmente, sur le long terme, avec le vieillissement de notre étoile et, à plus court terme, avec les changements de géométrie de l'orbite de la Terre autour du Soleil. Nous pouvons assimiler le système Terre-Soleil à une habitation avec un chauffage central, dont la chaudière serait notre étoile, le Soleil. Les radiateurs-accumulateurs sont constitués par l'océan. Cependant, la maison ne sera pas bien chauffée s'il n'y a pas d'accélérateur au chauffage : c'est la circulation thermohaline des océans (THC), ou *conveyor belt*. Cette dernière est maintenant souvent appelée MOC (*Meridional Overturning Circulation*). Elle apporte depuis la fin du Miocène la douceur du Gulf Stream le long de nos côtes, du moins pendant les interglaciaires.

La géodynamique interne à la Terre aura également plusieurs actions. Une part importante de la chaleur perçue en surface est apportée par le flux géothermique géré par des processus thermo-isostatiques au travers de la croûte. Les points chauds (remontées de matière chaude du noyau terrestre) vont engendrer un volcanisme dont l'apport thermique et le dégazage auront des conséquences directes sur le climat. La répartition des plaques continentales va gérer la massivité des continents et la géométrie de la masse océanique ; leur collision va créer des reliefs qui modifieront la circulation atmosphérique. À l'échelle du seul Quaternaire, ce phénomène n'a qu'une influence limitée. Le forçage tectonique préalable au démarrage d'une ère glaciaire est un phénomène de premier ordre, après l'importance de la composition de base de notre atmosphère (hors gaz traces). En d'autres termes, tous ces paramètres vont gérer l'apparition et la survie de la cryosphère. Les ères glaciaires comme les glaciations sont aussi, dans une grande majorité, marquées par une régression marine et par une diminution de température de la surface du globe contrôlées par l'accumulation massive de glaces continentales. Le climat est de plus en plus aride en raison de la baisse du niveau marin et de l'augmentation résultante de la continentalité.

Les reliefs

Le soulèvement des masses continentales entraîne leur refroidissement, car la température de la troposphère, ou atmosphère, diminue de 6,5 °C par kilomètre. Ainsi, le climat plus

rigoureux des montagnes permet de conserver la neige l'été et, à terme, de développer des glaciers à des latitudes où ils ne devraient pas se former, contribuant ainsi à l'augmentation de l'albédo planétaire. Les chaînes de montagnes entravent également le déplacement des masses d'air, modifient la circulation atmosphérique générale et perturbent parfois le trajet des courants-jets, ou *jet streams*, lorsque leur altitude dépasse les 5 000 m. La barrière orographique qu'elles forment, bloque les masses d'air humide et entraîne le développement d'une aridité continentale sous leur vent. S'il s'agit de masses d'air chaud, ces régions subissent également un refroidissement important. L'effet sera particulièrement marqué pour les régions tempérées froides qui basculeront en climat polaire. Cet effet de barrière, cumulant, au vent, précipitations et relief, favorise aussi l'érosion de la chaîne. Cette érosion induit une décharge isostatique qui entraîne à son tour une reprise du soulèvement par compensation de masse au niveau du sommet de l'asthénosphère (le manteau), comme c'est le cas pour la côte ouest de la Scandinavie. Cette érosion fait aussi baisser la concentration en CO_2 de l'atmosphère par altération chimique des produits issus de l'érosion mécanique.

Le volcanisme

Les relations entre refroidissement du climat et volcanisme ont longtemps été discutées et le sont encore aujourd'hui. L'idée est que, lors d'éruptions importantes, de grands nuages de cendres peuvent être éjectés jusque dans la stratosphère et être dispersés par les *jets streams*. Le temps de séjour des suspensions en haute atmosphère peut durer plusieurs années, pendant lesquelles le nuage tourne autour du globe, réduisant la quantité de rayonnement solaire reçu au sol. Cette augmentation d'albédo de la haute atmosphère peut déclencher un refroidissement durant tout le temps d'existence de l'aérosol, favorisant le maintien de la neige, et, par rétroaction positive, amorcer un refroidissement durable, comme les glaciations. Cela a été le cas pour l'explosion du volcan Toba, responsable de la plus grande caldeira connue en Indonésie, et, d'une accentuation du refroidissement du climat mondial enregistrée il y a 75 000 ans.

Les aérosols solides, comme les cendres, ne sont pas la seule cause de la réflectance de l'atmosphère. Lors des éruptions, de grandes quantités de dioxyde de soufre sont injectées dans la stratosphère en même temps que les cendres. Ce gaz se combine avec la vapeur d'eau atmosphérique pour former de fines gouttelettes d'acide sulfurique qui ont la propriété de diffracter le rayonnement solaire incident dans la stratosphère, un peu à la manière d'une « crème solaire », ce qui induit un refroidissement de la troposphère. Les retombées de poussières volcaniques dans l'océan ont également un impact important sur la bioproduktivité (fer et autres nutriments) et donc sur le puits de carbone. Ces processus interagissent à l'échelle de quelques années.

D'autre part, l'activité volcanique dégage directement (vapeur d'eau, CO_2) ou indirectement (méthane) des gaz à effet de serre et peut interférer avec l'effet de serre à long terme.

L'effet de serre

Cet effet consiste en une rétention partielle dans l'atmosphère de l'énergie infrarouge (IR) réémise par la Terre sous l'impact de l'insolation. Cette rétention est assurée par les gaz à effet de serre (GES) qui possèdent un caractère diffusif perturbant l'émission IR terrestre vers l'espace, c'est-à-dire du chaud terrestre vers le froid interstellaire, en conformité avec le second principe de thermodynamique. Cette émission se fait vers l'espace principalement à partir de la stratosphère. Elle est très faible dans notre atmosphère, la troposphère. Le GES le plus abondant est la vapeur d'eau, dont la teneur est éminemment variable dans la troposphère (de 0,2 % à 7,6 %) et est donc, *de facto*, le premier GES. À noter que le potentiel diffusif thermique induit par la vapeur d'eau est huit fois supérieur à celui du CO₂, présent à 0,04 % dans notre atmosphère. Néanmoins, dans la troposphère, les échanges thermiques sont très largement dominés par la convection thermique qui, elle, persiste dans la très basse stratosphère.

Une période « *green house* » est une période chaude où les gaz à effet de serre, et notamment la vapeur d'eau et le CO₂, sont en concentrations élevées dans l'atmosphère. Il est possible d'estimer les concentrations en CO₂ avec des (paléo-) proxies (stomates des feuilles, rapport des isotopes du carbone, etc.). Il faut noter que la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère s'accroît avec la température. La végétation se développe facilement, augmentant l'évapotranspiration et le recyclage des GES.

Les périodes d'« *ice house* », ou périodes glaciaires, se caractérisent par un climat froid et théoriquement une teneur atmosphérique faible en CO₂, surtout stocké dans l'océan profond, mais surtout en vapeur d'eau atmosphérique. La couverture végétale se rétracte, limitant le recyclage biologique des GES.

Lors d'un épisode *green house* marqué, d'origine volcanique, le stockage progressif du carbone sous forme de charbon ou de carbonates couplé au piégeage de l'oxygène sous la forme d'hydroxydes ou de silicates minéraux réduit progressivement l'efficacité de la respiration végétale et, par effet rétroactif, l'effet de serre initial. Un des tampons majeurs est l'océan : plus les eaux sont froides et aptes à solubiliser du CO₂, plus la teneur atmosphérique en CO₂ chute et plus les eaux sont acides, limitant la formation et la préservation des carbonates biogéniques pratiquement en surface de l'océan (CCD : profondeur de compensation des carbonates).

Quant à la production actuelle de CO₂ et de méthane issu du manteau ou de la serpentinisation (métamorphisme thermique des roches), elle est importante, quoique généralement négligée.

Le forçage orbital et le forçage astronomique non orbital

La Terre n'est pas un système isolé, elle interagit constamment avec son environnement spatial. Le Soleil est la source d'énergie externe de la Terre. Il est donc naturel de rechercher

les causes des variations climatiques dans les relations Terre-Soleil, Terre-système Solaire et, en particulier, dans une modification de la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre. La modification de l'irradiance solaire, ou énergie reçue, provient principalement d'un changement de la distance Terre-Soleil, provoquée par une variation des paramètres orbitaux de la Terre. La modification de l'irradiance reçue provient, en supplément, d'un changement de la quantité d'énergie émise par le Soleil, même si ces fluctuations sont très mineures en apparence : il existe plusieurs mécanismes amplificateurs aux niveaux stratosphérique et océanique. La Terre subit également des perturbations gravitationnelles, un bombardement par le rayonnement et le flux de particules cosmiques et, enfin, des collisions avec des corps solides issus du système solaire. Ces interactions sont parfois sans conséquences sur l'environnement terrestre, mais il semble aujourd'hui qu'elles aient joué un rôle moteur dans l'évolution climatique passée. La marée (océanique ou terrestre) est une conséquence à la fois de la position de la Lune par rapport à la Terre, et de la configuration planétaire à l'intérieur du système solaire. L'ordre de grandeur de la marée terrestre est de 30 à 40 cm ; ce forçage tidal peut interférer avec l'activité tectonique et avec l'activité magnétique du noyau terrestre.

Le forçage orbital

Le forçage tectonique de l'ère glaciaire est, comme nous venons de le voir, un phénomène de premier ordre. Les paramètres orbitaux, par contre, se superposent à ce système en gérant l'apport énergétique solaire et règlent la cyclicité depuis le début des temps géologiques. C'est l'application de la théorie de Milutin Milankovitch (1930), revue et corrigée ces dernières décennies (Broecker & Van Donk, 1973 ; Berger & Loutre, 1991).

L'obliquité est l'évolution de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre sur l'écliptique (plan dont le contour est l'orbite de la Terre). Elle régit l'englacement des zones polaires avec une cyclicité à 41 Ka. L'installation des calottes arctiques pléistocènes est inféodée à l'obliquité minimale de l'axe de la rotation de la Terre sur le plan de l'écliptique, ce qui, en région polaire, est associé à un minimum d'apport énergétique (été le plus court).

L'excentricité est liée à la variation dans le temps de la géométrie de l'ellipse qui nous sert d'orbite. Ce forçage est également l'objet de déformations d'origine gravimétrique et liées à la configuration des planètes du système solaire. L'excentricité peut permettre le croisement de l'orbite terrestre avec celles d'autres corps célestes, comme des bandes de poussières ou d'astéroïdes. Ses cyclicités sont de 413 Ka et 100 Ka. Elle va également interférer de par sa nature tidale (marées régies par l'ensemble de la masse du système solaire) avec l'activité du champ magnétique solaire et donc le climat, et avec l'activité tectonique et volcanique terrestre. Ce cycle de 400 Ka se retrouve aussi bien dans l'évolution de la mousson, celle des calottes ou encore la tectonique pulsée bien visible au Cénozoïque.

La précession des équinoxes résulte du déplacement progressif de la position de la Terre sur son orbite à l'époque des équinoxes, en raison de la durée quasi annuelle du parcours de l'orbitale. Elle régit l'intensité saisonnière de l'insolation, surtout importante pour la dynamique

de la végétation, du pergélisol et des glaciers des zones de latitude moyenne. Sa cyclicité est de 19 et 23 Ka, et chaque avancée glaciaire est corrélée avec un minimum de l'index de précession.

D'une manière générale, une transition glaciaire-interglaciaire est associée au maximum estival d'insolation (minimum de précession et maximum d'obliquité) alors qu'une entrée en glaciation est liée à un minimum estival de l'insolation à haute latitude (maximum de précession et minimum d'obliquité). L'amplitude des variations d'insolation gère généralement l'amplitude des glaciations. En appliquant à la lettre ces paramètres, l'évolution climatique des derniers 500 Ka pour l'hémisphère Nord semble globalement cohérente. En Scandinavie, à 55°N, les poussées glaciaires pour la dernière glaciation suivent le cycle à 23 Ka, alors que sur la plate-forme de Barents, à 70°N en position polaire, c'est le cycle à 41 Ka qui prévaut. Il existe également une évolution relativement conforme entre le forçage orbital et la courbe ^{18}O (Berger, 1978 ; Shackleton *et al.*, 1991 ; Lisiencki & Raymo, 2005). La cyclicité est apparemment homologue à celle de l'évolution des niveaux marins datés, du moins pour le dernier million d'années. Le forçage orbital de l'hémisphère Nord semble même dominant. Il est en avance de 3 000 ans sur celui de l'hémisphère Sud.

Le forçage non orbital

Des perturbations externes ou allocycliques, liées cette fois à l'activité du Soleil, aux poussières cosmogéniques ou tout simplement au chaos, peuvent interférer avec l'influence des paramètres orbitaux de la Terre. À la différence des « accidents » courts de type éruptions volcaniques, ces perturbations extraterrestres récurrentes pourraient être non négligeables et constituer un forçage externe du climat terrestre.

Les observations ont permis de découvrir que l'activité solaire varie périodiquement selon différents pas de temps. À notre échelle, la constante d'émission énergétique de l'étoile Soleil est stable. Néanmoins, les réactions thermonucléaires à l'intérieur de l'astre génèrent un champ magnétique qui va moduler l'énergie qui s'échappe à sa surface sous forme de rayonnement électromagnétique, l'irradiance totale émise par le Soleil (TSI). Ces phénomènes semblent en partie contrôlés par des effets de marée au sein de notre système planétaire (influence de Jupiter), rendant la « constante » solaire un peu moins stable. Cette variabilité de l'irradiance semble s'étendre sur une très large gamme d'échelles temporelles, allant de l'année au millénaire, avec des événements exceptionnels à plus basse fréquence (10^4 ans). L'augmentation de l'activité du Soleil est engendrée par des perturbations de son champ magnétique, qui se traduisent par l'apparition de taches sombres sur la surface solaire. Ces taches, des perturbations magnétiques de la taille de la Terre, sont plus « froides » que la surface de l'astre, mais elles réémettent surtout dans le domaine UV et X et sont entourées par des facules très brillantes qui sont aussi responsables de l'accroissement de l'irradiance, en d'autres termes de l'émission énergétique. Le nombre de taches est directement lié à l'activité solaire, il permet donc de quantifier l'intensité du rayonnement

solaire émis. C'est le **nombre de Wolf**. L'observation des taches depuis l'Antiquité permet de suivre l'évolution de ce nombre pour l'époque historique. Lors d'une forte activité du Soleil, l'énergie totale émise augmente légèrement (0,1 à 0,5 watt.m²), mais par contre le rayonnement émis contient 5 % d'UV supplémentaires, ce qui va avoir des conséquences extraordinaires, étant donné les propriétés physiques des différentes phases de l'eau sur Terre : l'océan n'absorbe pas les IR mais bien les UV, et ce sur les deux cents premiers mètres depuis sa surface.

Météorites et rayonnement cosmique

La rencontre d'une **météorite** de plusieurs centaines de mètres, voire de plusieurs kilomètres de diamètre, avec la surface du globe est un événement catastrophique qui s'est produit plusieurs fois durant l'histoire de la Terre et est susceptible de perturber le climat par les aérosols qu'il dégage (poussières, suies). Les impacts de météorites de taille kilométrique sont relativement communs à l'échelle des temps géologiques et de tels événements n'ont pas forcément causé des bouleversements climatiques. Un impact important a eu lieu à 3,5 Ma dans le nord-est sibérien (lac d'El'gygytgyn, Tchoukotka), coïncidant avec le début du Pliocène moyen et l'extension des calottes glaciaires. La découverte d'un impact météoritique dans le sud-est de l'océan Pacifique, datant de 2,3 Ma et correspondant donc à l'initiation des glaciations du Quaternaire, suggère aussi l'efficacité potentielle des impacts sur le forçage climatique. Ce phénomène n'est probablement pas responsable à lui tout seul de l'entrée dans la période glaciaire quaternaire, mais s'est surajouté à d'autres qui affectaient la Terre depuis le début du Cénozoïque. De même, la chute probable d'un astéroïde sur la carotte laurentide (est du Canada) à la veille du coup de froid du Dryas moyen (12-13 000 ans BP) peut avoir modifié le drainage de la calotte, du Mississippi au profit du Saint-Laurent, accentuant temporairement le refroidissement des eaux de l'Atlantique Nord, avec l'activité volcanique et l'augmentation de la séquestration du CO₂ dans la biomasse terrestre.

Le rayonnement particulaire ou cosmique

La couverture nuageuse de la Terre est fortement dépendante du *rayonnement particulaire solaire et cosmique galactique*, provoqué notamment par les explosions à la surface du Soleil ou celles plus conséquentes de supernovae dans notre galaxie. Ce rayonnement consiste en un flux de particules très énergétiques, principalement des protons et des noyaux d'hélium, qui sont produites par des processus stellaires. Lorsque ces particules entrent dans l'atmosphère terrestre, elles se transforment par des réactions nucléaires, ionisant en partie les hautes couches atmosphériques. Elles modifient la transparence du milieu ainsi que le chimisme des aérosols présents. Elles stimulent donc indirectement la nucléation de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace dans la haute atmosphère, ce qui accroît la couverture nuageuse du globe. Nous savons que les nuages ont un rôle important dans le bilan radiatif du globe : ils participent à l'effet de serre, en limitant la diffusion vers l'espace

du rayonnement IR émis par la surface du globe, mais augmentent aussi l'albédo terrestre en haute atmosphère. L'impact de ce rayonnement est bien réel, comme l'a montré l'expérience CLOUD. Les rayons cosmiques génèrent des nucléides cosmogéniques tels que le béryllium 10, le carbone 14 et le chlore 36. Ces nucléides sont des indicateurs indirects de l'activité solaire dont la teneur est analysable dans des sédiments anciens, les cernes de croissance des arbres ou encore les coquilles marines. Trois événements majeurs ont été enregistrés *via* le ^{10}Be lors de la dernière glaciation : 40 Ka, 15 Ka et 11 Ka. Ils ont tous les trois présidé à un réchauffement rapide du climat.

Bilan des forçages

Ces forçages orbitaux et non orbitaux permettent donc d'expliquer les glaciations à l'échelle du millénaire jusqu'à 100 Ka. Ils ne permettent pas, par contre, d'expliquer pourquoi de petites fluctuations énergétiques font basculer le système tantôt vers une ère glaciaire tantôt vers une période chaude. Le stockage thermique par l'océan est probablement le véritable thermostat du système terrestre. Depuis un million d'années, l'évolution des glaciations est caractérisée par une croissance lente suivie d'une fonte rapide, souvent associée à de brèves débâcles glaciaires. Les perturbations par réchauffement sont toujours brutales, quelle que soit leur échelle (interglaciaire ou interstadiaire) ; par contre, le retour à l'équilibre par réaction est beaucoup plus long. La brutalité des réchauffements est en partie liée au contraste thermique généré par l'obliquité, mais semble souvent accentuée par un forçage supplémentaire, ce qui laisse supposer une origine extraterrestre, telle que l'activité solaire ou les supernovae. Il existe aussi de très fortes présomptions pour que l'activité du Soleil, modulée par les marées du système solaire, soit le grand régulateur de notre importation énergétique. Mais au vu de la complexité des interactions entre facteurs géologiques, biologiques et extraterrestres, facteurs régis par des pseudo-cyclicités ou par le chaos, il semble difficile d'attribuer ce qui se passe actuellement à un seul paramètre comme la faible augmentation d'un gaz trace, le CO_2 . L'océan est le grand thermostat de notre planète.

1-2. Eustatisme, glaciation, aridité et circulation océanique

Avec un abaissement de la température, l'océan superficiel (500 m) se contracte rapidement avec un volume minimum à + 4 °C. Avec un réchauffement, l'effet inverse se produit. Cette rétraction thermique, qualifiée de « thermostérique », combinée à la baisse du niveau marin est associée à une réduction de la surface marine exposée au rayonnement solaire et, de ce fait, à une réduction de l'évaporation. Ainsi, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère diminue, réduisant l'effet de serre naturel et favorisant le développement des zones arides avec une rétroaction sur l'albédo planétaire et la fertilisation des océans. La construction des calottes, impliquant plus des précipitations élevées que des températures très froides,

se produit généralement en début de période glaciaire, période pendant laquelle le gradient thermique interzonal est le plus marqué (effet de l'obliquité), et aboutit à une baisse (glacio-) eustatique rapide : 400 000 km³ de glace équivalant à une baisse eustatique globale d'un mètre.

Pendant le « maximum » glaciaire (LGM), les conditions sont généralement trop arides pour permettre l'extension à long terme des calottes, et les glaciers reculent par sublimation, faute d'une alimentation suffisante. La baisse eustatique enregistrée est donc la sommation de préambles tectoniques, de la contraction thermique de l'océan superficiel et du stockage en glaces au niveau des masses glaciaires, de la banquise et du pergélisol. Le minimum n'est pas un point sur la courbe, mais bien un plateau lié au stockage de glaces sous diverses formes et, à l'inertie du système. Pour la dernière glaciation, il a perduré de 26 à 19 Ka.

Les fluctuations du niveau marin seront, selon Abreu *et al.* (1998), d'autant plus marquées que la masse d'eau stockée sous forme de glaces sera importante, accentuant le contraste thermique entre les événements. La cyclicité est visible depuis 20 millions d'années pour cette raison : les baisses glacio-isostatiques sont de l'ordre de 30-40 m au Miocène final, pour atteindre 120 m pour la dernière glaciation et 200 m probablement pour les plus puissantes en volume, mais non les plus froides (2,2 Ma et Saalien, 180-130 Ka). Plus le volume de l'océan est réduit, plus l'abaissement eustatique et l'aridité sont accentués lors de périodes froides.

Les forçages étudiés précédemment ne permettent pas de comprendre à eux seuls le quasi-synchronisme des glaciations pléistocènes sur les deux hémisphères de la Terre. La présence d'une calotte glaciaire ou d'une banquise va entraîner une circulation océanique active et profonde, en augmentant le gradient thermique interzonal, l'équivalent de notre *circulation thermohaline* (THC) actuelle. La mise en route effective de la circulation thermohaline au début du Néogène permet, malgré l'absence de terre sur l'Arctique, d'homogénéiser thermiquement le système *via* l'inertie de la masse océanique, le pôle Sud restant froid. L'extension de la banquise arctique est primordiale et synchrone de l'englaciation antarctique.

Nous assistons à partir du Plio-Pléistocène, en relation avec la configuration particulière des océans et des continents, à l'installation d'un régime glaciaire mondial. Il est contrôlé à la fois par l'insolation sur l'hémisphère Sud en période glaciaire, celui qui possède l'albédo le plus élevé (continent et banquise), puis, une dominance de l'insolation de l'hémisphère Nord (forçage orbital de 3 000 ans en avance par rapport à l'hémisphère Sud), en période interglaciaire (influence de la circulation thermohaline). La répartition des masses continentales régit en fait le type de circulation océanique et, par ce biais, l'extension mondiale ou régionale de la glaciation et, d'une manière plus générale, la cryosphère (fig. 1-1).

Les maxima d'englacement, pour une configuration donnée des masses continentales, sont gouvernés par le forçage astronomique. Ils se produisent lorsque les niveaux eustatiques sont encore hauts, en relation avec l'obliquité (41 Ka) à haute latitude. La précession (23 Ka) intervient à moyenne latitude, et l'excentricité (100 Ka) à basse latitude. La baisse

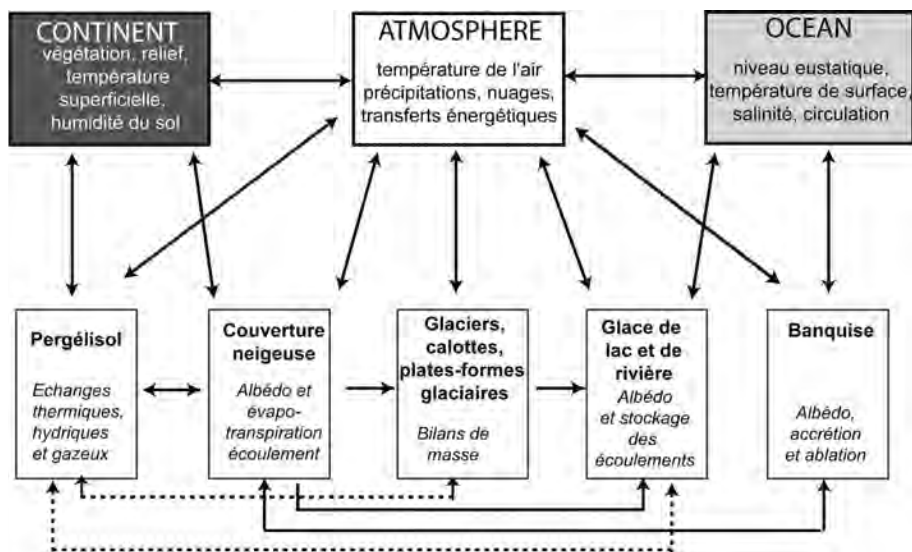


Figure 1-1. Mécanismes rétroactifs pour le fonctionnement de la cryosphère.

de la pression partielle du CO_2 atmosphérique est un élément complémentaire de cette homogénéisation, mais d'efficacité beaucoup moindre que les convections océaniques et atmosphériques caractéristiques de notre bonne vieille Terre.

1-3. Le Cénozoïque

Le Cénozoïque enregistre depuis 65 Ma d'années une englaciation croissante par étapes. Ce phénomène fait suite à un effet de serre vrai attesté par un niveau marin estimé à + 200 m au-dessus de l'actuel au Crétacé supérieur et à une bioproduktivité très importante (craies, boues organiques) contrecarrant progressivement l'effet de serre. L'épisode de l'impact météoritique du Yucatan est le nucléus qui va faire cristalliser notre ère glaciaire dans un contexte qui se refroidit déjà... L'englaciation débute visiblement autour du pôle Sud, après un épisode important d'activité tectonique, la formation des montagnes alpines, et d'élargissement, ou *rifting* majeur, du fond des océans à partir du Crétacé moyen : d'abord dans l'hémisphère Sud puis, depuis le Néogène, dans l'hémisphère Nord, surtout en relation avec le rifting, la tectonique des plaques et, les modifications des circulations océaniques et atmosphériques qu'ils entraînent. La création de reliefs de collision ou de reliefs de décharge isostatique par érosion crustale ou superficielle, après la pénéplaine du Crétacé, produit son effet. L'orogénèse alpine crée beaucoup de reliefs favorisant la nucléation de glaciations dès 38 millions d'années, surtout en Antarctique mais également discrètement en altitude sur le nord-est du Groenland. La poursuite de la dérive des continents et du démantèlement de la Pangée – le continent unique du Paléozoïque –, l'isolement de l'Antarctique en position

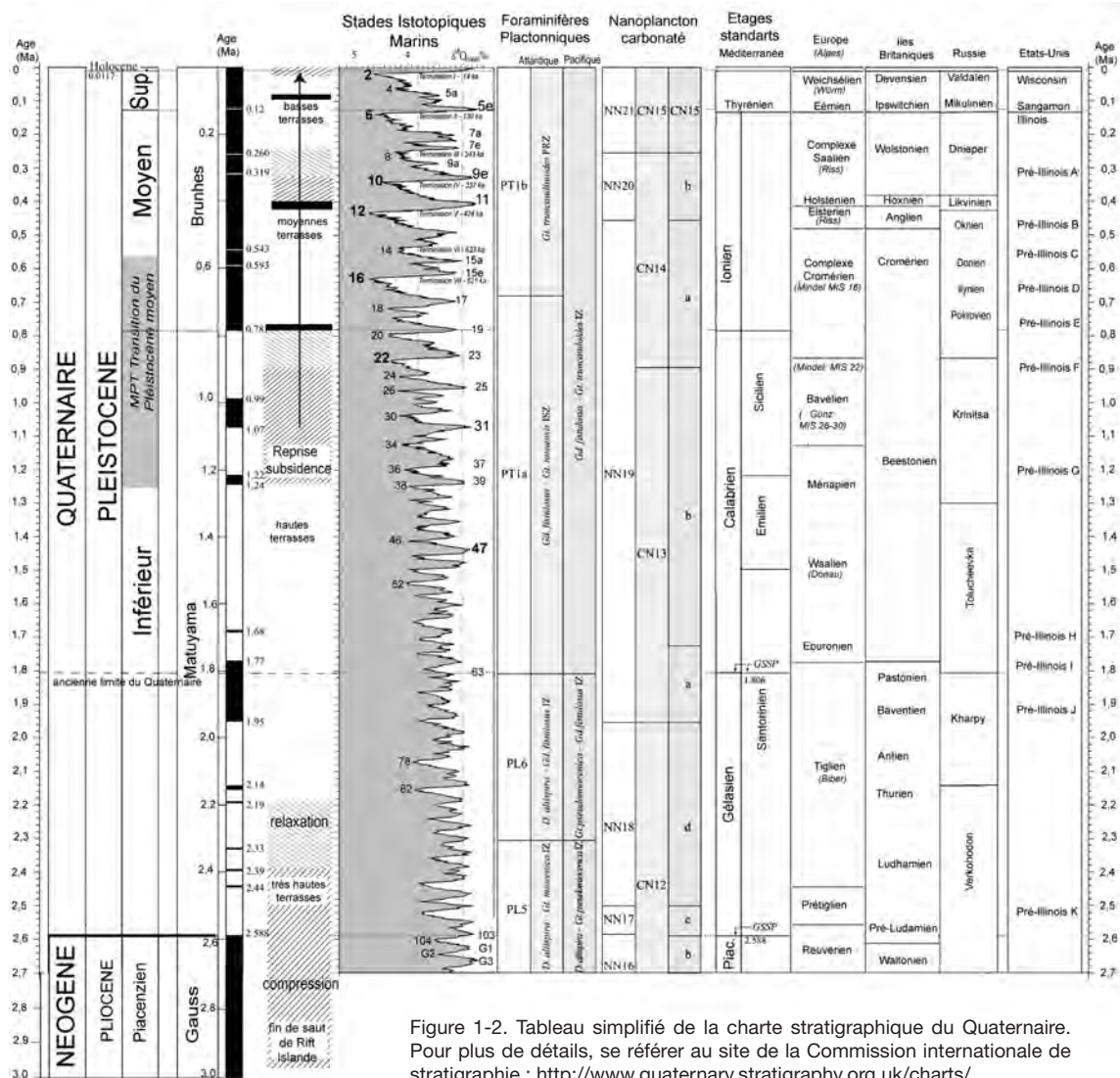


Figure 1-2. Tableau simplifié de la charte stratigraphique du Quaternaire. Pour plus de détails, se référer au site de la Commission internationale de stratigraphie : <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/charts/>

polaire à l'Éocène, l'émergence de l'isthme de Panama, la fermeture progressive de la Téthys réduisent une circulation océanique zonale de basse latitude. L'ouverture des détroits, de Fram dès l'Éocène puis de Béring il y a 6 Ma, connecte le *lac arctique* à l'océan mondial. La circulation thermohaline actuelle se met en place progressivement. Mais en plus, grâce au stockage d'eau dans des calottes et à l'expansion océanique, nous assistons aussi à un abaissement par paliers du niveau marin interglaciaire depuis la fin de l'Oligocène, il y a 35 millions d'années : de + 150 m à 0 m aujourd'hui. Cela veut dire que le Cénozoïque enregistre une aridification et un refroidissement croissants de la Terre.

À la veille du Pléistocène, l'ère glaciaire est largement commencée. Le pergélisol est déjà installé dans l'Est sibérien, dès le Miocène final, en raison du caractère fermé du détroit de Béring. À partir de 3 Ma, en relation avec la configuration particulière des océans et des continents, le régime glaciaire est mondial, contrôlé préférentiellement par l'insolation sur l'hémisphère Nord, avec un repositionnement de la convergence intertropicale des vents (ITCZ) en position équatoriale. L'impact météoritique enregistré à 2,3 Ma a pu accentuer la brutalité du refroidissement.

Le prélude Néogène

L'enregistrement des *Ice Rafted Debris* (IRD), ou blocs glaciels délestés par les icebergs, dans la sédimentation du plateau de Vøring (à la latitude de Trondheim, Norvège) est significatif de l'avancement de la glaciation débutée il y a environ 38 Ma : un premier pic apparaît vers 11 Ma (fig. 4-6) ; un second pic, plus complexe et marqué, apparaît pendant le Messinien (7-5 Ma), lorsque la profondeur du détroit de Fram, au nord-est du Groenland, devient suffisante pour permettre la sortie d'eau profonde, froide et sursalée du bassin arctique. L'épisode tectonique, contemporain du Messinien (fermeture de la Méditerranée), est généralisé entre 6,2 et 5,2 Ma tant dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud et augmente considérablement les reliefs. Le détroit de Balboa se ferme, permettant la construction de l'isthme de Panama ; l'arc indonésien se resserre en fermant les passages profonds entre le Pacifique et l'océan Indien : les derniers cheminements zonaux des eaux chaudes intertropicales sont fermés. La baisse de salinité océanique (6 à 4 ‰) liée à la crise du Messinien (forte accumulation de sel sur le fond de la Méditerranée), bien enregistrée en Méditerranée, en mer Rouge et dans le golfe Persique, a induit une extension de la banquise sur l'Arctique, en relevant le point de congélation de l'eau de mer et l'apparition du pergélisol. La région du détroit de Béring s'est refroidie autour de 5-6 Ma jusqu'à des températures voisines de l'actuelle. Des glaciers alpins surmontent le golfe d'Alaska dès 6,7 Ma, en relation avec l'orogénèse de la chaîne côtière. L'Antarctique passe par un maximum d'englacement à 5,9 Ma, avec le développement d'une très grande plate-forme de glace synchrone avec la crise messinienne. Sa rétraction dans une position voisine de l'actuelle vers 5,2 Ma est responsable d'une remontée rapide du niveau marin et de la remise en eau de la Méditerranée. De 5,2 Ma à 4 Ma, le climat est relativement doux, probablement en relation avec de très faibles fluctuations des paramètres de l'orbite terrestre vers 4,4 Ma et avec un rifting ralenti. C'est le réchauffement du Zancéen (Pliocène inférieur) associé à une réduction du volume mondial de glace, un affaiblissement des cellules atmosphériques de Hadley (entre l'équateur et les tropiques) et un réchauffement marqué des eaux intertropicales. Le Groenland est déglacé, et la calotte se réduit à l'Antarctique oriental (Miller *et al.*, 2012). Les basses terres de la mer du Nord sont colonisées par des palmiers. La zone de convergence intertropicale des vents doit encore être au nord de l'équateur. L'isolement de l'Antarctique est encore accentué, vers 3,5 Ma, par l'ouverture du détroit de Bransfield entre l'Antarctique et les Shetland-du-Sud.

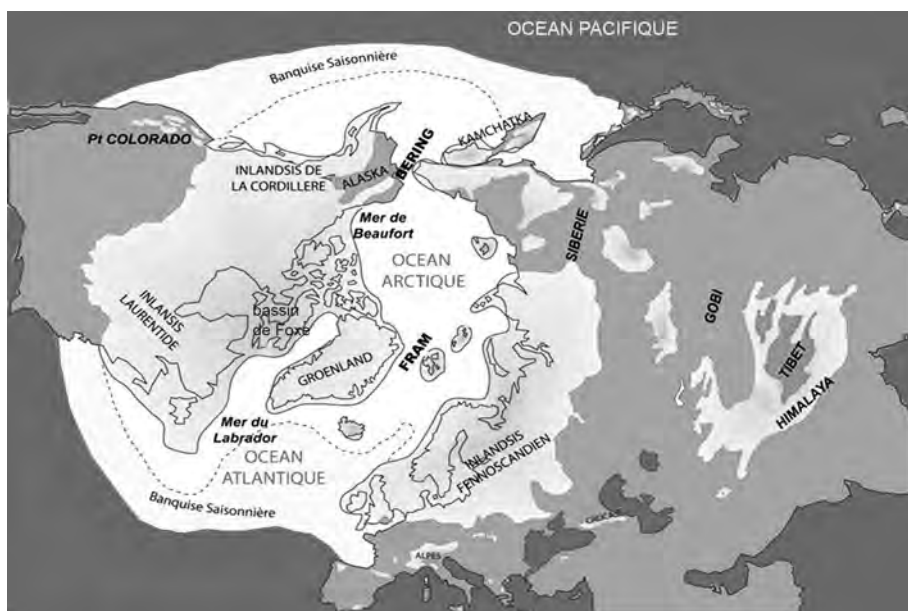


Figure 1-3. Carte de l'extension maximale des masses glaciaires de l'hémisphère Nord au Weichsélien ou dernier glaciaire, avec position maximale de la banquise saisonnière et pérenne. Au dernier maximum glaciaire, cette extension est déjà en cours de réduction. Au Néogène, les calottes sont localisées plus près du pôle sur la baie d'Hudson, le Nord canadien et le nord de la Scandinavie. L'extension maximale vers le sud est atteinte au MIS 12 (« stade isotopique marin 12 ») vers 400 000 ans.

Une modification importante de la circulation thermohaline apparaît en Atlantique. Une branche du Gulf Stream qui montait le long de Terre-Neuve jusqu'au Labrador depuis le Crétacé est bloquée vers 3 Ma par un arrivage important d'icebergs, attestant de la croissance de la calotte groenlandaise et de modifications de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord (fin de saut de ride volcanique en Islande).

À partir de 3,7 Ma également, le climat se refroidit à nouveau. La majorité des calottes glaciaires nordiques s'ébauchent vers 3,3 Ma. D'un point de vue biologique, de grandes modifications des faunes et des flores sont observées : leur composition se rapproche de l'actuelle tandis qu'une aridification majeure induit l'apparition de nouvelles faunes en Afrique centrale, dont l'apparition du genre *Homo*.

Le Pléistocène ou Quaternaire

À partir de cette époque, nous ferons souvent référence aux stades isotopiques définis par les fluctuations du ^{18}O dans les carottes prélevées sur les fonds océaniques, et nous suivrons la nouvelle définition stratigraphique du Pléistocène ou Quaternaire acceptée depuis 2008.

Vers 2,8 Ma, une première glaciation importante, quoique toujours tempérée, se manifeste par des décharges d'icebergs pour atteindre son maximum à 2,74 Ma, au Gélasien (stade isotopique G 26, fig. 1-2), sur l'Arctique. Elle est corrélable au Prétiglien hollandais des palynologues des latitudes moyennes et, est associée, en Europe de l'Ouest, à une crise érosive majeure des sols probablement liée à une réduction importante du couvert végétal. Cette phase est, elle aussi, contemporaine d'une phase orogénique, l'orogène valaque, très bien enregistrée autour du bassin méditerranéen.

Après ces crises orogéniques généralisées, à partir de 2,8-2,4 Ma, de petits inlandsis apparaissent régulièrement dans l'hémisphère Nord. La cyclicité est alors rapide, voisine de 41 Ka, ce qui correspond à la fréquence d'oscillation de l'axe de rotation de la Terre (obliquité), donc à un déclenchement polaire des glaciations. Ce phénomène est également reflété par l'évolution des grandes faunes continentales, qui subissent des fluctuations plutôt que de grands changements. L'enregistrement des IRD transportés par les icebergs atteste une glaciation de plateau (*fona*) persistante sur la Scandinavie entre 2,5 et 1 Ma, associée avec une accentuation dramatique de l'érosion glaciaire et des interglaciaires frais.

L'extension maximale des calottes nord-américaine et scandinave ainsi que celle des Alpes est enregistrée à 2,2 Ma, en relation avec un niveau marin encore élevé et un Gulf Stream fonctionnel, comme le montre le caractère souvent encore tempéré de la Scandinavie, dont le maximum d'englacement est beaucoup plus tardif dans le sud. Entre 2,2 et 1,2 Ma, période incluant notamment l'Éburonien, il n'y a cependant pas de grandes calottes glaciaires. Cette période est réputée, à tort en Europe moyenne, pour son activité « périglaciaire », activité qui est manifestement d'origine tectonique. L'analyse palynologique des glaciaires de cette époque montre que celle-ci n'était pas plus froide que l'Holocène, notre interglaciaire.

À partir du Pléistocène inférieur, les glaciaires sont de plus en plus froids. Mais, comme l'ont déjà souligné Ruddiman et Mac Intyre dès 1971, les calottes se forment quand les niveaux marins sont encore élevés. Trois événements majeurs d'IRD, ou débris relâchés par les icebergs, semblent synchrones, aussi bien sur la péninsule Antarctique qu'à la marge sud-est du Groenland : à 2,7-2,8 Ma (fig. 1-2), à 1,9 Ma et à 0,9 Ma. Ces trois événements semblent connectés à un haut niveau eustatique sur la courbe de Hardenbol *et al.* (1998) et à au moins deux grosses glaciations (G 6 et MIS 22). Des fleuves de glace, ou *ice streams*, apparaissent au Groenland et en mer de Barents. Le long de la côte ouest de la Norvège, à hauteur de Bergen et de Trondheim, la première évidence d'érosion glaciaire érodant les sédiments tertiaires de la marge continentale, la glaciation de Fedje (Norvège), a été corrélée avec le Ménapien (1,1 Ma, correspondant au stade isotopique 34) (fig. 1-2).

Par la suite, de 1,1 à 0,6 Ma, période également appelée la « transition du Pléistocène moyen » (MPT, fig. 1-2 et 1-5), les glaciations sont moins étendues et n'atteignent pas le rebord de la plate-forme continentale. Leur extension est d'environ les deux tiers de celle des plus grands inlandsis pléistocènes, et les interglaciaires sont aussi moins prononcés que ceux de la fin du Pléistocène, sauf le MIS 31, extrêmement chaud, en Arctique. Cette atténuation

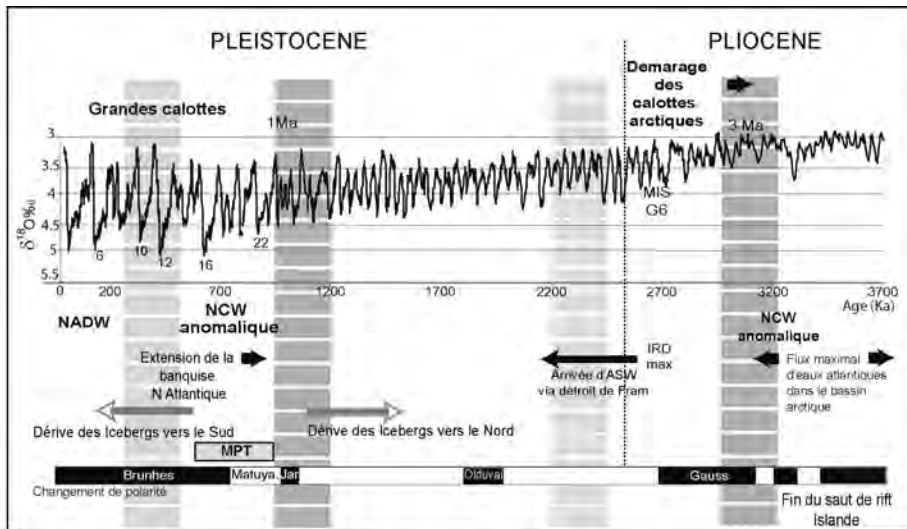


Figure 1-4. Évolution de l'englacement péri-atlantique et de la circulation thermohaline en relation avec l'activité des rides nord-atlantiques en grisé (Fram ; Jan Mayen, Islande). $\delta^{18}\text{O}$: Lisiencki & Raymo, 2005. NADW : eau profonde nord-atlantique (actuelle). NCW : arrivée d'eaux froides profondes. ASW : arrivées d'eaux arctiques de surface dans le bassin nord-atlantique (Van Vliet-Lanoë *et al.*, en préparation).

est contrôlée par le forçage orbital. Aux latitudes moyennes, les sédiments glaciaires les plus anciens sont corrélés, au Danemark, avec le glaciaire du Cromérien A (stade isotopique 22, vers 0,9 Ma).

Après 0,9 Ma, l'amplitude des fluctuations de la courbe ^{18}O augmente, avec une fréquence de 100 Ka (précession des équinoxes), se superposant aux cycles à 41 et 23 Ka. Cette fois, les faunes passent à une alternance d'assemblages différents. Cette évolution de la cyclité à 100 Ka n'est pas clairement comprise, mais pourrait correspondre à un élargissement tectonique du détroit de Fram, accentuant la circulation des eaux profondes.

Cet épisode de péjoration climatique vers 0,9 Ma correspond à une activité importante du point chaud islandais, du rift nord-atlantique et de la tectonique mondiale après un million d'années de calme relatif (fig. 1-4). Une poussée tectonique est également enregistrée entre 1,2 Ma et 800 Ka en Europe et en Afrique du Nord, tandis que le graben hollandais et le bassin pannonicien (Hongrie) voient leur subsidence s'accélérer. La banquise se généralise en mer du Groenland et les icebergs en provenance du Groenland dérivent vers les latitudes moyennes avec une ouverture croissante du détroit de Fram. Il implique une arrivée importante d'eau profonde dans le bassin atlantique, une extension croissante de la banquise dans l'Atlantique Nord et le développement des grands inlandsis, auxquels leur taille confère une résistance aux réchauffements mineurs. L'enregistrement d'un pergélisol continu n'est reconnu dans l'hémisphère Nord que depuis 600 Ka.

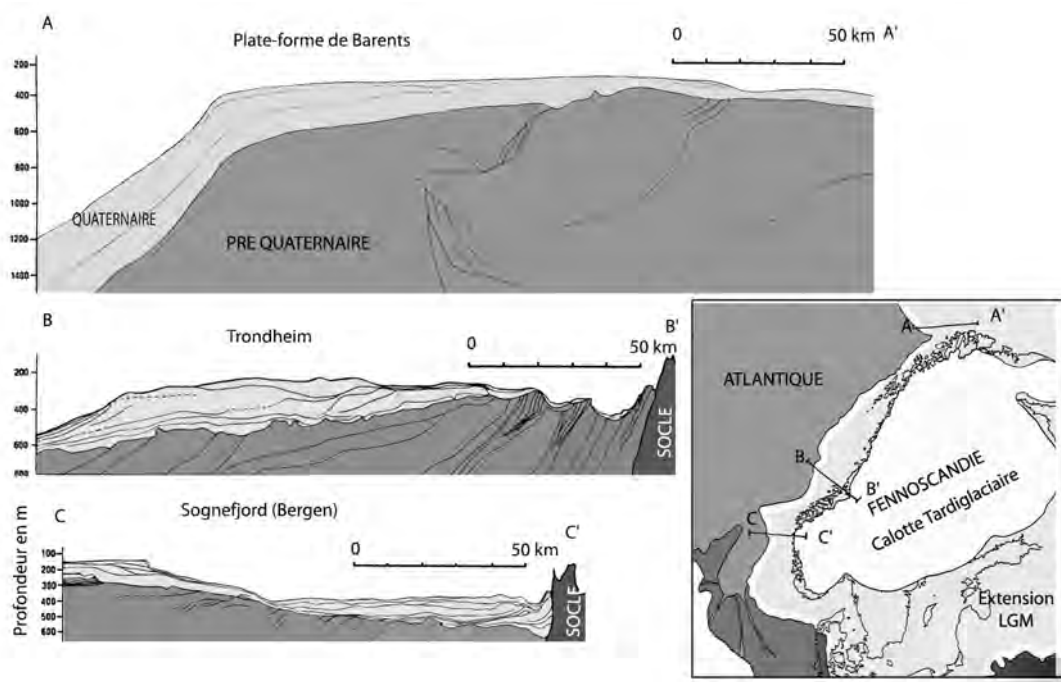


Figure 1-5. Défonçage glaciaire de la plate-forme norvégienne au Quaternaire (d'après carte géologique quaternaire de la Norvège. Vorren & Mangerud, 1996). (Échelle : 1/3 000 000.)

Les calottes qui se situaient initialement au Pliocène à haute latitude se recentrent plus vers 70-50°N. À partir du MTP, trois glaciations importantes débordent sur la plate-forme à hauteur de Trondheim, en Norvège et en mer du Nord. Il s'agit des stades isotopiques marins (MIS) 16, 12 et 10, d'après l'intensité des déformations glacio-isostatiques enregistrées plus au sud et leurs extensions spatiales (fig. 1-5). Cela veut dire que la période du complexe interglaciaire cromérien, entre 600 et 400 Ka, correspond *grosso modo* à une période de calme tectonique, en fait de relaxation, du moins en Europe comme sur la ride atlantique. C'est une période où l'on assiste à un rééquilibrage des profils fluviaux et à des captures de rivières liées aux nouvelles configurations topographiques et de contraintes sur les roches. Une accentuation du refroidissement s'observe depuis 400 Ka, aussi bien sur le bassin atlantique que sur le bassin pacifique avec l'apparition de très grands inlandsis comme le Laurentide ou la Fennoscandie, mais également l'englacement du sud du Groenland (MIS 12 et 10). Des glaciers atteignent la côte méditerranéenne en Slovénie. L'aridité devient très importante, comme en attestent les concentrations de poussières dans les carottes de l'Antarctique (fig. 1-6). Le pergélisol atteint son extension maximale vers le sud en Sibérie et probablement en France.

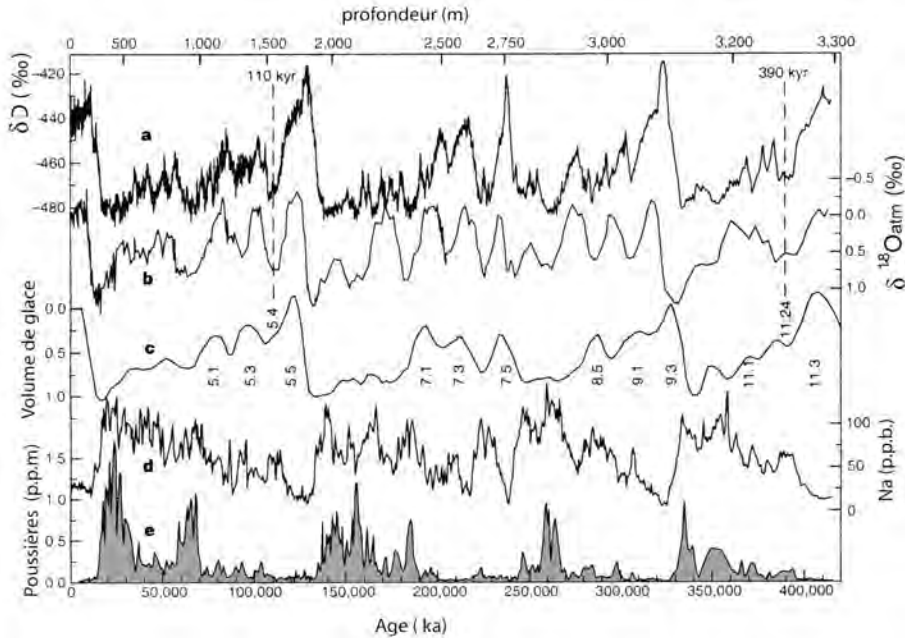


Figure 1-6. Enregistrement à long terme du dépôt de poussières dans les sédiments océaniques profonds en termes de taux d'accumulation et de taille : évolution de la charge éolienne et en sodium de la carotte de Vostok (Petit *et al.*, 1999).

Ce changement est très vraisemblablement guidé par l'excentricité et un contrôle inertiel lié à la construction de grandes calottes sur l'hémisphère Nord. C'est une période où le forçage orbital est minimum et les amplitudes thermiques entre glaciations et interglaciaires y sont maximales. La cyclicité des glaciaires passe à 100 Ka. L'interglaciaire 11 (MIS 11, 424-374 Ka BP) est de loin le plus chaud du Quaternaire, avec + 3 °C de température moyenne annuelle aux latitudes tempérées et une forêt boréale sur le sud du Groenland et sur la rive nord de la Sibérie. Elle est suivie par une dernière baisse eustatique de rang interglaciaire importante (30 m) se situant vers 300-280 Ka, en association, du moins en Europe et en Afrique du Nord, avec une réactivation de la tectonique au niveau de Gibraltar, des séismes et une activité volcanique dans l'Eifel et le Massif central. Cette baisse eustatique est la résultante partielle de l'accentuation du stockage des glaces sur les grands inlandsis comme le Groenland, mais pourrait également être le corollaire d'une réaccélération du rifting atlantique, comme en Islande de 350 à 250 Ka. Cette baisse est aussi associée avec la dernière étape du façonnement des falaises littorales le long des côtes de l'Europe de l'Ouest et à un nouveau rééquilibrage des profils des rivières (passage de la moyenne à la basse terrasse). Dans la vallée du Rhin, une accélération de l'incision est observée entre 600 et 300 Ka, en relation avec la surrection thermique du point chaud du massif rhénan. Il en est de même pour l'Atlas marocain.

Brigitte Van Vliet-Lanoë

Les environnements froids

Glaciaire et périglaciaire

Rédigé à l'attention des étudiants en Master des filières Sciences de la Terre et Sciences de l'Environnement, ce **manuel de référence** étudie le fonctionnement physique et biologique des milieux froids, passés et présents, prenant notamment en compte l'intégration de la biosphère dans le contexte des changements climatiques.

Il comprend un **cours complet**, illustré de nombreux documents inédits (schémas, cartes, diagrammes et photographies), des **exercices d'applications corrigés** ainsi qu'un **glossaire** de plus de 500 termes spécialisés.

Sommaire

- | | |
|--|---|
| 1. Le Quaternaire et l'Holocène | 8. La dynamique périglaciaire vraie |
| 2. Propriétés mécaniques et thermiques : le froid, une dessiccation orientée | 9. L'environnement azonal et l'évolution paraglaciaire |
| 3. Le monde vivant | 10. Bilans sédimentaires quaternaires et stratigraphie séquentielle |
| 4. La végétation et les sols | Conclusion |
| 5. Les avatars de la banquise et la dynamique glacielle | Corrigés des exercices |
| 6. Le monde glaciaire | Glossaire |
| 7. Le pergélisol, dynamique et extension | Bibliographie |

Directeur de recherche émérite au CNRS, **Brigitte Van Vliet-Lanoë** enseigne également la géologie en 3^e cycle universitaire à l'Université de Bretagne occidentale. Elle est une des grandes spécialistes des environnements froids.

ISBN 978-2-311-40001-4



WWW.VUIBERT.FR

