

**Isabelle Cojan
Maurice Renard**

Sédimentologie

3^e édition

DUNOD

Illustration de couverture :
Brice Canyon, USA © J.-P. Cojan

© Dunod, 2021 pour la nouvelle présentation

11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff

www.dunod.com

EAN : 9782100829729

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).

Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos	XI
Chapitre 1. La machine sédimentaire : le climat terrestre	1
1.1 Le bilan radiatif de la Terre	1
1.2 Des déséquilibres énergétiques régionaux à l'origine des circulations atmosphériques et océaniques	5
1.3 Les circulations atmosphériques	7
1.4 La variabilité climatique régionale	10
1.4.1 Les oscillations climatiques	10
1.4.2 La mousson	12
1.5 Le contrôle astronomique du climat terrestre	13
1.5.1 La théorie astronomique du climat (dite théorie de Milankovitch)	14
1.5.2 Les isotopes de l'oxygène : un paléothermomètre qui valide la théorie de Milankovitch	17
1.6 Les prévisions sur l'évolution du climat terrestre : l'apport de la géologie	22
1.6.1 La sortie de l'interglaciaire actuel	24
1.6.2 Le Miocène et le Crétacé moyen, des analogues fossiles de situations futures possibles	25
Chapitre 2. La machine sédimentaire : l'océan	27
2.1 Présentation générale de l'océan	28
2.1.1 Hypsométrie	28
2.1.2 Les différents océans	30
2.2 Les grandes structures océaniques	32
2.2.1 Les marges continentales	32
2.2.2 Les dorsales océaniques	35
2.2.3 Les bassins océaniques	35
2.3 L'eau de mer : caractéristiques physico-chimiques	37
2.3.1 Les propriétés de l'eau	37
2.3.2 La répartition des températures	40
2.3.3 La salinité	43
2.3.4 Les gaz dissous	45

2.4	Les circulations océaniques	50
2.4.1	La spirale d'Ekman	50
2.4.2	La circulation océanique de surface	51
2.4.3	Les mouvements verticaux	53
2.4.4	La circulation océanique profonde	57
2.4.5	Les relations Atlantique-Méditerranée	61
2.5	Évolution de l'océan au cours des temps	62
2.5.1	Circulation thermohaline vs circulation haline	62
2.5.2	Les isotopes de l'oxygène témoins de la mise en place progressive de la circulation thermohaline au cours du Tertiaire	64
	Conclusion	64
Chapitre 3.	Origine des constituants sédimentaires : altération et hydrothermalisme	67
3.1	Les continents : altération et érosion	67
3.1.1	Les agents de l'altération	68
3.1.2	Les modes d'altération chimique	72
3.1.3	L'altération des minéraux silicatés en minéraux argileux	75
3.1.4	Les sols	80
3.1.5	Les paléosols	88
3.2	Les fonds marins : altération et hydro-thermalisme	89
3.2.1	L'hydrothermalisme sous-marin	89
3.2.2	L'altération de la lithosphère océanique : la serpentinisation	90
3.2.3	Les processus chimiques associés : influence sur la composition de l'eau de mer	91
Chapitre 4.	Transport des constituants sédimentaires	95
4.1	Le transport particulaire	95
4.1.1	Les fluides	96
4.1.2	Les particules sédimentaires	100
4.1.3	Le transport des particules par un écoulement fluide	105
4.2	Le transport des solutés	108
4.2.1	L'apport des rivières	108
4.2.2	Apports sous forme soluble vs apports sous forme particulaire	108
4.2.3	Taux d'érosion mécanique et chimique	111
4.2.4	Eau de mer et eau de rivière	112
4.2.5	Les temps de résidence des éléments chimiques dans l'eau de mer	112
4.2.6	L'origine de la salinité	113
	Conclusion	115
Chapitre 5.	Mise en place des sédiments clastiques	116
5.1	La stratification (<i>bedding</i>)	116
5.1.1	Les couches massives	117
5.1.2	Les imbrications d'éléments	117
5.1.3	Les stratifications parallèles	118
5.1.4	Les strates entrecroisées : quelques exemples	119

5.1.5	Les strates granoclassées (<i>graded bedding</i>)	119
5.1.6	Les rythmites	121
5.2	Les formes construites par l'action d'un écoulement fluide (<i>bedform</i>)	121
5.2.1	Les écoulements en milieu aquatique	123
5.2.2	Le cas particulier des courants de marée	130
5.2.3	Effets de l'action du vent	139
5.3	Dépôts résultant de mécanismes gravitaires	151
5.3.1	Le déplacement en masse	152
5.3.2	Courants et dépôts de turbidité	156
5.4	Les modifications postérieures au dépôt	165
5.4.1	Les empreintes de surface	167
5.4.2	Les structures de déformation	171
5.4.3	Les traces d'activité organique	173
	Conclusion	176
Chapitre 6.	Les phénomènes de précipitation et bioprécipitation	177
6.1	Les carbonates	177
6.1.1	Le système carbonate : l'équilibre gaz carbonique-acide carbonique-bicarbonates-carbonates	178
6.1.2	La minéralogie des carbonates sédimentaires	184
6.1.3	La classification des roches carbonatées néritiques	192
6.1.4	La production carbonatée pélagique	199
6.1.5	Le bilan de la sédimentation carbonatée marine	209
6.1.6	La sédimentation carbonatée lacustre	211
6.1.7	Les transformations diagénétiques des carbonates	215
6.2	La silice	223
6.2.1	La silice dans l'eau de mer	223
6.2.2	La minéralogie et l'évolution diagénétique précoce des particules siliceuses biogènes	226
6.2.3	Les roches siliceuses marines	227
6.2.4	Les sédiments siliceux continentaux	227
6.3	Les évaporites	228
6.3.1	Les évaporites marines	229
6.3.2	Les évaporites continentales	237
6.4	Les phosphates	238
6.4.1	La formation des phosphorites	239
6.4.2	Les reconcentrations secondaires	241
6.5	La matière organique	241
6.5.1	L'origine de la matière organique sédimentaire	241
6.5.2	Méthodes d'études, composition et origine de la matière organique sédimentaire	243
6.5.3	Les modalités de la conservation de la matière organique en milieu marin	247
6.5.4	Les charbons	250
6.5.5	Les pétroles	258

Chapitre 7. La diagenèse	263
7.1 Les grands mécanismes	263
7.1.1 Les mécanismes physiques : la compaction	263
7.1.2 Les transformations chimiques	267
7.2 La diagenèse précoce	272
7.2.1 La plate-forme carbonatée	272
7.2.2 Le plateau continental	276
7.2.3 Le domaine pélagique	279
7.2.4 Les milieux aquatiques de salinités variées ou variables	280
7.3 La diagenèse d'enfouissement	282
7.3.1 Les sédiments argileux	282
7.3.2 Les sables ou sédiments clastiques	283
7.3.3 Les carbonates néritiques	286
7.4 Les carbonates pélagiques	288
7.4.1 La karstification : diagenèse météorique tardive sur des carbonates stabilisés	289
Conclusion	291
Chapitre 8. Les séries sédimentaires et leur décryptage	292
8.1 Les données de subsurface	292
8.1.1 La sismique	293
8.1.2 Les sondages	296
8.1.3 Les enregistrements diagraphiques	297
8.2 L'analyse de faciès	300
8.2.1 Définition du faciès	300
8.2.2 L'établissement des enchaînements des faciès	302
8.2.3 Les modèles de faciès (ou modèles sédimentologiques)	307
8.3 La stratigraphie séquentielle : notions de corps sédimentaires et d'espace disponible, variations du niveau marin	308
8.3.1 La structure sismique des corps sédimentaires	308
8.3.2 La notion d'espace disponible (concept d'accommodation)	311
8.3.3 Le modèle de Vail et al. (1977) : un modèle simplificateur mais cohérent	313
8.3.4 Les variations du niveau marin au cours des temps géologiques	319
8.3.5 Les limites du modèle d'Exxon	326
Chapitre 9. Les sédiments, archives de la Terre	333
9.1 Le domaine fluvatile	334
9.1.1 Caractéristiques d'un système fluvatile	334
9.1.2 Les environnements fluvatiles actuels	336
9.1.3 Les types de systèmes fluvatiles	349
9.1.4 Les perspectives de la stratigraphie séquentielle en milieu continental	353
9.2 Les plates-formes carbonatées	359
9.2.1 Les différents types de plates-formes	360
9.2.2 Les modèles sédimentologiques de plate-forme	361

9.2.3	La répartition des microfaciès dans les plates-formes	372
9.2.4	Évolution des plates-formes et variations du niveau marin	376
9.2.5	Les récifs (<i>reefs and mounds</i>)	379
9.3	Les éventails sous-marins (<i>deep sea fans</i>)	386
9.3.1	L'alimentation du système gravitaire	386
9.3.2	L'architecture des éventails sous-marins	390
9.3.3	Influence des variations relatives du niveau marin	395
9.3.4	Les réservoirs	399
9.3.5	Conclusion	400
9.4	La sédimentation pélagique et les environnements océaniques profonds	400
9.4.1	Les sédiments océaniques	402
9.4.2	Les dépôts océaniques profonds actuels	405
9.4.3	Le contexte structural de la sédimentation océanique	409
9.4.4	La sédimentation océanique : un témoin de la mobilité lithosphérique	414
9.4.5	Les modèles de faciès pélagiques	417
9.4.6	Les séries pélagiques à l'affleurement sur les continents	419
9.4.7	Les séries pélagiques alternantes, le contrôle climatique et la cyclostratigraphie	426
	Conclusion	428
Chapitre 10.	Systèmes de dépôts et tectonique	430
10.1	Les modalités de création de bassins sédimentaires	431
10.1.1	La subsidence	431
10.1.2	Un contrôle mantellique dans la formation des bassins : la notion de topographie dynamique	431
10.1.3	Rôles des plissements à grande longueur d'onde de la lithosphère dans la formation des bassins sédimentaires intra-plaques	432
10.2	Relief et flux sédimentaires	434
10.3	Les grands types de bassins sédimentaires	435
10.4	Les bassins associés à une zone d'extension	437
10.4.1	Les modèles de mécanismes d'extension	437
10.4.2	L'évolution du rift au cours du temps	439
10.4.3	Les rifts avortés	441
10.5	Les bassins associés aux collisions : les bassins d'avant-pays (<i>foreland</i>)	442
10.5.1	Les mécanismes de la déformation	442
10.5.2	L'organisation des séries sédimentaires dans les bassins d'avant-pays	443
10.6	Les bassins associés à la subduction et les prismes d'accrétion	448
10.6.1	Les différents types de bassin	448
10.6.2	L'organisation des séries sédimentaires des prismes d'accrétion	448
10.7	Les bassins associés aux mouvements décrochants	450
10.7.1	Les mécanismes de la déformation	451
10.7.2	L'organisation des séries sédimentaires dans les bassins en décrochement	451
10.7.3	Exemples de bassins en décrochements	453

Conclusion	455
Conclusion générale	457
Bibliographie	459
Index	461

AVANT-PROPOS

Cette troisième édition poursuit la démarche d'assurer un équilibre entre les approches théoriques qui s'appuient sur la physique, la chimie et l'étude des environnements modernes et les observations des géologues à partir des affleurements, des données de sondages et des enregistrements géophysiques.

Nous avons également souhaité mettre en avant la démarche sédimentologique actuelle en montrant l'intégration progressive des différentes méthodes. La sédimentologie s'est d'abord développée à partir de la description des faciès et de leur interprétation par comparaison avec des exemples actuels, puis elle a intégré l'étude de l'évolution spatio-temporelle des séries sédimentaires dans un but prédictif, notamment dans le cadre des recherches industrielles (ressources, énergie, stockage) et sociétales (risques). Elle a ensuite connu une phase d'élaboration de nouveaux concepts théoriques, d'affinement des modèles sédimentologiques, de développement des méthodes géophysiques de subsurface et d'intégration de la géochimie dans le champ disciplinaire.

La refonte des chapitres, l'introduction d'encarts et le renouvellement de l'iconographie, qui traduisent l'évolution de certains concepts, l'émergence d'autres, sont l'écho des commentaires et suggestions de collègues et étudiants qui ont utilisé ce livre. Nous avons conservé une des caractéristiques de cet ouvrage : le lien avec la terminologie anglo-saxonne tout en assurant la traduction systématique des termes. Destiné avant tout à des étudiants (licence, master, préparation aux concours du CAPES et de l'Agrégation) ou à des géologues, amateurs ou professionnels prenant contact avec la sédimentologie, cet ouvrage traduit l'essor conceptuel de cette discipline tout en soulignant l'importance des faits, clé de voûte de toute démarche sédimentologique de qualité.

Le lecteur trouvera dans la bibliographie un certain nombre d'ouvrages généraux qui constituent la base des connaissances sédimentologiques actuelles, les références plus spécialisées sont accessibles sur le site dunod.com.

Bien évidemment, un livre cherchant à couvrir l'intégralité d'un champ disciplinaire ne peut être le fait unique de la recherche de ses auteurs. Cette nouvelle édition reste donc le fruit de nos rencontres : découverte du « terrain des autres », échanges avec les collègues de l'École des Mines de Paris et de l'Université Pierre et Marie Curie, richesse des discussions avec nos étudiants aux questions fort stimulantes. Que tous ces collègues et amis trouvent ici la part de ce qu'il leur revient dans l'évolution de nos idées. Nous souhaitons remercier très chaleureusement Ph. Le Caer et A. Lethiers qui ont remanié et complété avec talent l'iconographie.

Enfin, ce livre n'aurait pu voir le jour sans les encouragements et surtout la patience de nos familles et amis qui ont su accepter, une nouvelle fois, nos moments de passion exclusive « avec le livre ».

Notre démarche se traduit dans le découpage de l'ouvrage qui, après deux premiers chapitres consacrés à la dynamique du système externe de la Terre, pose les bases théoriques de la sédimentation (chapitres 3 à 7) avant de relayer l'approche analytique par les nouveaux modèles de concepts stratigraphiques, la lecture des systèmes sédimentaires et le rôle des contrôles globaux sur l'architecture des séries (chapitres 8 à 10).

- Les deux premiers chapitres insistent sur la complexité des conditions régnant à la surface de la Terre du fait de sa position dans le système solaire et des circulations atmosphériques et océaniques.

- Les deux chapitres suivants (chapitres 3 et 4) sont consacrés aux processus physico-chimiques qui contrôlent la production et le transport des sédiments que ce soit sous forme particulaire ou soluble.

- Le chapitre 5 traite de la sédimentation détritique dans les milieux aquatiques ou aériens sous l'action des agents tels que courants, marées, vent et gravité.

- Le chapitre 6 aborde les sédimentations biochimiques : carbonates, sulfates, évaporites, matière organique.

- Le chapitre 7 illustre la diagenèse à partir de trois sujets : les mécanismes physico-chimiques, les spécificités environnementales (vadose/phréatique, néritique/pélagique, confiné/ouvert) et l'influence de la nature des sédiments.

- Le chapitre 8 après une description rapide des méthodes géophysiques présente la construction des modèles de faciès et de dépôt et leur intégration dans le cadre de la stratigraphie séquentielle.

- Le chapitre 9 est consacré à des exemples de milieux de dépôts tant en domaine silico-clastiques que carbonatés : milieu fluviatile, éventails sous-marins, plates-formes carbonatées et récifs, séries pélagiques. La validité des modèles de faciès et l'empreinte des variations du niveau de base sur l'organisation de ces séries sont discutées.

- Le chapitre 10 aborde l'interaction de la sédimentation et du contexte géodynamique à partir des grands types de contextes structuraux.

Nous souhaitons qu'en parcourant cet ouvrage, le lecteur prenne conscience de la nécessité d'une observation fine des faciès et d'une confrontation systématique des théories et concepts aux objets géologiques : seule démarche permettant une remise en cause des résultats, évitant ainsi le dogmatisme inhérent à toute conceptualisation.

LA MACHINE SÉDIMENTAIRE : LE CLIMAT TERRESTRE

1

La majorité des études sédimentologiques est basée sur le principe d'**uniformitarisme**, concept postulant que les phénomènes géologiques peuvent être interprétés comme le résultat de processus observables actuellement (le présent est la clef pour comprendre le passé). La connaissance des conditions régnant actuellement à la surface de la Terre est donc un préalable indispensable ; nous verrons cependant, au cours de ce livre, que l'application de l'uniformitarisme peut être, dans le détail, problématique car l'époque actuelle présente, par rapport au passé géologique de la Terre, un certain nombre de particularités.

Les vecteurs de la sédimentation sur la planète Terre sont l'eau et l'air, les moteurs en sont donc l'énergie solaire et la gravité. Le climat joue ainsi un rôle capital en sédimentologie tant au niveau de la production des solutés et des particules (en contrôlant la nature et l'intensité des altérations) que du transport et de la mise en place de celles-ci (cycle de l'eau, circulations océaniques et atmosphériques). Cependant les effets du climat sont largement modulés par le contexte géodynamique (position des continents, ouverture des passages océaniques, structurations des marges). De plus, la tectonique des plaques, par l'intermédiaire de l'orographie, régulera l'action de la gravité.

1.1 LE BILAN RADIATIF DE LA TERRE

La chaleur sur la planète Terre a une double origine. Il existe une source interne résultant de la chaleur initiale (phase d'accrétion planétaire), de la radioactivité, de la différenciation des assises (croissance du noyau externe aux dépens du noyau interne) et des mouvements différentiels de celles-ci par rapport à la rotation terrestre (dynamo terrestre). Cette source interne d'énergie, dont le flux est en moyenne de $0,05 \text{ W.m}^{-2}$, est capitale pour le géodynamisme terrestre puisqu'elle

contrôle les mouvements des plaques lithosphériques. Ce flux thermique¹ est susceptible de variations géographiques importantes, il est en moyenne plus faible dans les boucliers continentaux que dans les régions volcaniques (points chauds) et dans la croûte océanique où il peut atteindre $0,6 \text{ W.m}^{-2}$ au niveau des dorsales.

Cette source interne ($4,2.10^{13} \text{ W}$) reste cependant négligeable devant la source externe, l'énergie solaire, dont la puissance totale est de l'ordre $7,1.10^{17} \text{ W}$. Le soleil émet un rayonnement électromagnétique de courtes longueurs d'ondes ($\lambda \leq 4 \mu\text{m}$) essentiellement dans le domaine du visible (42,4 %) et du proche infra-rouge (48,4 %).

Encart 1.1 : La constante solaire

La constante solaire correspond à l'énergie incidente reçue, par unité de temps, sur un disque, placé perpendiculairement au rayonnement solaire, à la distance moyenne Terre-Soleil. Cette « constante » fluctue entre $1\,365$ et $1\,372 \text{ W.m}^{-2}$ (Fig. 1.1) en fonction des variations de la rotation du Soleil, du développement des taches solaires et du cycle d'activité solaire (11 ans). Compte tenu du rapport des surfaces entre un disque et une sphère le flux moyen susceptible d'être disponible par unité de surface terrestre est égal à la constante solaire moyenne ($1\,368 \text{ W.m}^{-2}$) divisée par 4 soit 342 W.m^{-2} .

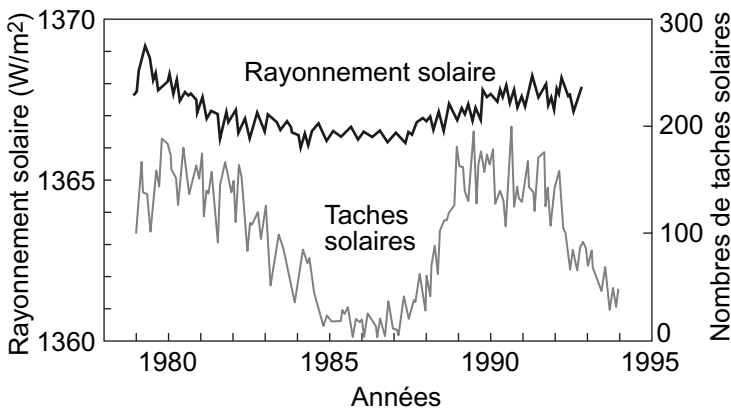


Figure 1.1 – Le cycle d'activité solaire.

Évolution du rayonnement solaire en fonction du développement des taches solaires au cours des années 1978-1995.

La quantité d'énergie solaire qui arrive sur Terre dépend cependant plus des paramètres de l'orbite terrestre que du fonctionnement solaire (Fig. 1.2). Ainsi le flux solaire passe de $1\,410 \text{ W.m}^{-2}$ au périhélie (le 3 janvier actuellement) à seulement $1\,320 \text{ W.m}^{-2}$ à l'aphélie (4 juillet). À l'échelle d'une année, ce n'est pas la distance Terre/Soleil, qui d'ailleurs varie assez peu, qui détermine l'intensité de l'ensoleillement mais l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique (obliquité = $23^{\circ}5$). Ainsi nous sommes plus près du Soleil pendant l'hiver de l'hémisphère Nord que pendant l'été (Fig. 1.2). Sur une échelle de temps plus longue, le contraste climatique saisonnier sera d'autant plus marqué que l'obliquité sera forte.

1. On exprime souvent le flux thermique en HFU (unité de flux de chaleur, *Heat Flux Unit*) qui vaut $1 \mu\text{cal.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}$ soit $4,18.10^{-2} \text{ W.m}^{-2}$.

La machine sédimentaire : le climat terrestre

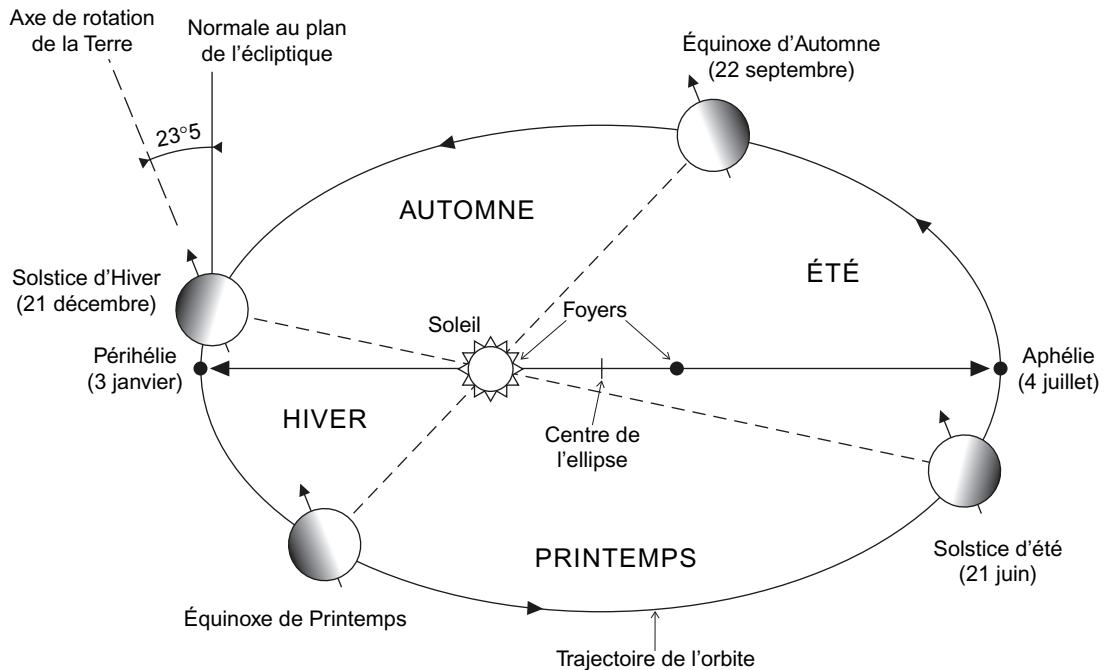


Figure 1.2. – La position de la Terre au moment des différents solstices et équinoxes : définition des saisons.

Les équinoxes correspondent à une position sur l'orbite (point vernal) où l'axe de rotation de la Terre est perpendiculaire aux rayons du Soleil (la durée du jour est égale à celle de la nuit puisque le cercle d'illumination passe alors par les pôles). Les solstices correspondent à une situation où l'angle de l'axe de rotation de la Terre par rapport au cercle d'illumination est maximal, le jour est alors soit le plus long (solstice d'été) soit le plus court (solstice d'hiver) pour l'hémisphère Nord.

Encart 1.2 : l'albédo

L'albédo correspond au rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue. Ce pouvoir réflecteur dépend de la nature du substrat : Neige, albédo supérieur à 90 % ; glaces de mer de 60 à 85 % ; déserts sableux de 30 à 50 % ; végétation de 10 à 25 %, Sols nus ou roches de 10 à 20 % ; forêts de 10 à 15 % et mer calme (sans nuages) de 5 à 10 %. Ces variations de l'albédo contribuent aux différenciations climatiques régionales.

La surface terrestre et l'atmosphère possèdent un **albédo** de l'ordre de 30 % et la totalité du flux solaire n'est pas absorbée : 107 W.m^{-2} sont réfléchis vers l'espace et seulement 235 W.m^{-2} sont absorbés par l'atmosphère et les nuages (67 W.m^{-2}) et par la surface terrestre² (168 W.m^{-2} , Fig. 1.3).

Les mesures spatiales montrent que la Terre et l'atmosphère émettent, à leur tour vers l'espace, une énergie de 235 W.m^{-2} (principalement dans le domaine infrarouge thermique). Le bilan radiatif est donc nul et le système terrestre global (Terre + atmosphère) est, en moyenne, à l'équilibre.

2. Une partie de l'énergie solaire (4.10^{20} cal/an) est stockée par les processus photosynthétiques.

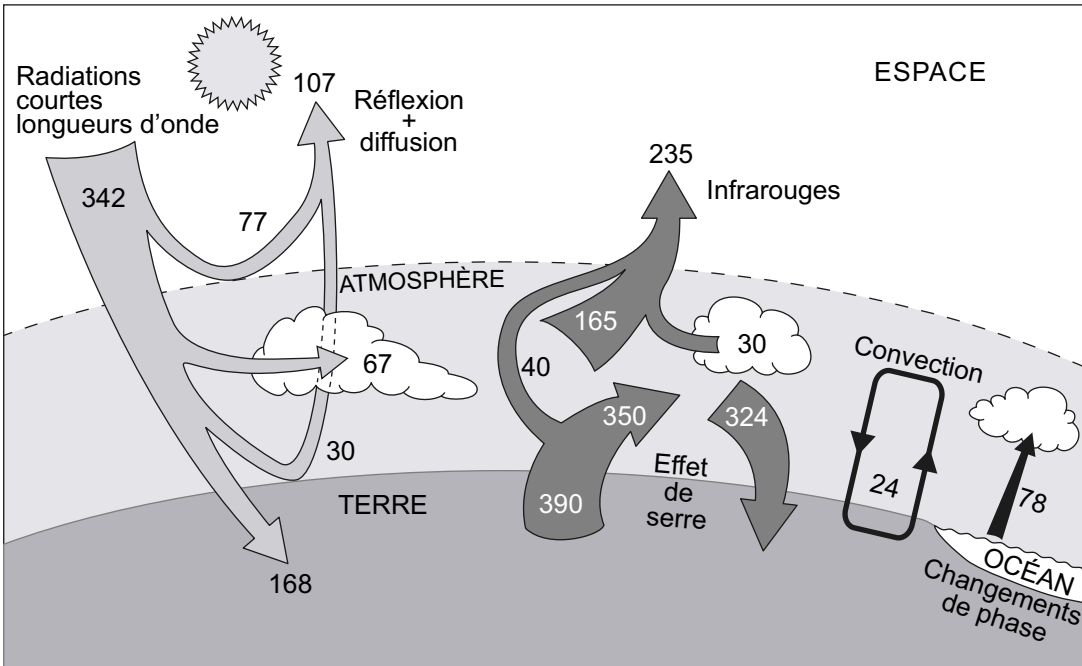


Figure 1.3. – Le bilan thermique du système Terre-atmosphère (toutes les valeurs sont en $W.m^{-2}$).

Toutefois, la loi de Planck nous indique que la température à la surface d'une telle planète devrait être de $-18^{\circ}C$ ($255^{\circ}K$, température effective) alors que la température superficielle moyenne réelle de la Terre est de $+15^{\circ}C$ ($288^{\circ}K$). Cette différence est due à un comportement particulier de l'atmosphère (*effet de serre*). Dans le détail le bilan radiatif de la Terre est, en effet, beaucoup plus complexe car le rayonnement solaire incident correspond principalement à des ondes courtes, tandis que le rayonnement émis par le système Terre-atmosphère correspond à des ondes longues.

Encart 1.3 : L'effet de serre

Bien que relativement transparente au rayonnement solaire, l'atmosphère ne transmet pas le spectre de manière uniforme. Le rayonnement UV ($\lambda < 0,3 \mu m$) est presque totalement absorbé dans les couches supérieures notamment par l'ozone stratosphérique. Dans le domaine infrarouge thermique ($\lambda > 4 \mu m$), les données satellitaires montrent que des plages importantes du spectre sont absorbées par la vapeur d'eau (teneur de 1 % dans les basses couches de la troposphère), le CO_2 (0,035 %) et l'ozone. Ce rayonnement infrarouge absorbé est, à son tour, réémis (Fig. 1.3) soit vers l'espace ($195 W.m^{-2}$) soit vers la surface terrestre ($324 W.m^{-2}$). La surface terrestre reçoit donc en plus du rayonnement solaire direct ($168 W.m^{-2}$, domaine visible et proche infrarouge) qui a franchi l'atmosphère et les nuages, un flux infrarouge réémis par les basses couches de l'atmosphère ($324 W.m^{-2}$). Ce phénomène, dit d'effet de serre, explique la différence observée entre la température effective et la température moyenne réelle de la surface terrestre. Outre H_2O , CO_2 et O_3 , les autres gaz à effets de serre sont le méthane, l'oxyde d'azote et les produits chlorofluorocarbonnés (CCl_3F) utilisés, jusque dans les années 1990, comme réfrigérant ou propellant dans les bombes aérosols.

Si le système global est en équilibre, les sous-systèmes (surface terrestre, atmosphère) sont en déséquilibre (Fig. 1.3). Ainsi la surface terrestre présente un bilan radiatif excédentaire du fait de l'effet de serre puisqu'elle reçoit un flux de 492 W.m^{-2} (168 W.m^{-2} du flux solaire d'ondes courtes ayant traversé l'atmosphère plus 324 W.m^{-2} du flux infrarouge réémis vers le bas par l'atmosphère) et n'émet qu'un flux de 420 W.m^{-2} (30 W.m^{-2} en ondes courtes et 390 W.m^{-2} en infrarouge). Le bilan radiatif de l'atmosphère est, au contraire, déficitaire puisqu'il émet un flux de 519 W.m^{-2} (195 W.m^{-2} du flux infrarouge vers l'espace et 324 W.m^{-2} vers la surface terrestre) et ne reçoit que 417 W.m^{-2} (350 W.m^{-2} émis par la surface terrestre et 67 W.m^{-2} du rayonnement solaire absorbé). L'équilibre énergétique des deux sous-systèmes est cependant rétabli car il existe des flux de chaleur non radiatifs. Le premier correspond à la conduction et surtout à la convection thermique qui induit des cellules d'air chaud ascendant et d'air froid descendant (flux de chaleur sensible de l'ordre de 24 W.m^{-2}). Le second correspond au flux de chaleur latente (78 W.m^{-2}) mis en jeu dans les changements de phases du cycle évaporation (au niveau des océans et du sol) et condensation (dans l'atmosphère).

1.2 DES DÉSÉQUILIBRES ÉNERGÉTIQUES RÉGIONAUX À L'ORIGINE DES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ET OCÉANIQUES

Si nous passons de l'échelle globale à l'échelle régionale ou locale, le bilan radiatif, en un point précis, au cours de l'année, est généralement différent de zéro. L'intensité de l'insolation dépend principalement de l'angle suivant lequel les rayons solaires atteignent la surface terrestre (Fig. 1.4).

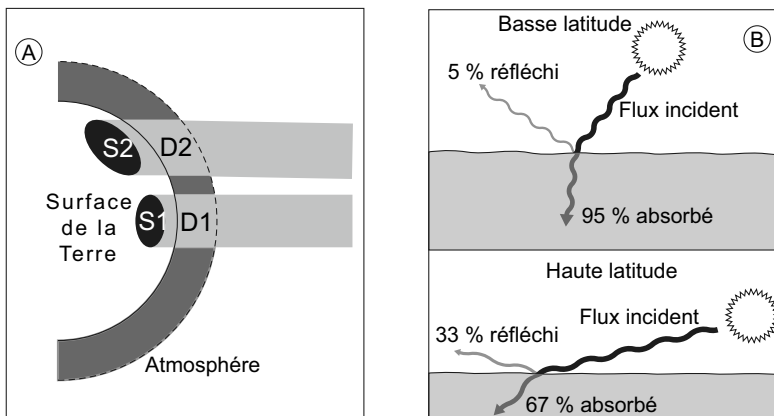


Figure 1.4. – Influence de la latitude sur le bilan énergétique de la Terre.

A - Variation de l'énergie solaire disponible par unité de surface terrestre. Du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport aux rayons solaires, une même quantité de rayonnement se répartit sur une plus grande surface (S_2) aux hautes latitudes qu'à l'équateur (S_1). De même la distance qu'auront à parcourir les rayons dans l'atmosphère (et donc l'absorption) sera différente ($D_1 < D_2$), il en résulte un bilan radiatif excédentaire des zones équatoriales par rapport aux zones polaires (Fig. 1.5).

B - Variation du pourcentage d'absorption et de réflexion en fonction de l'angle d'incidence du rayonnement solaire (donc de la latitude).

Ainsi, du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, l'intensité de l'insolation à la surface du globe varie en fonction de la latitude et des saisons. De plus, la répartition hétérogène des terres et des mers entre les deux hémisphères induit, via les variations de l'albédo, une dissymétrie du climat terrestre (Fig. 1.5).

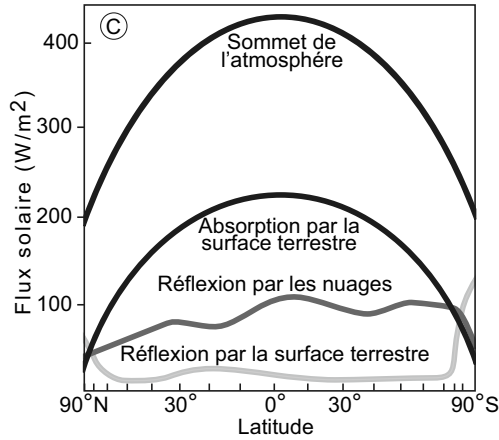


Figure 1.5. – Variation du flux solaire et de l'absorption en fonction de la latitude.

Le flux solaire reçu au sommet de l'atmosphère est plus important à l'équateur qu'aux pôles. La plus forte réflexion des régions polaires (du fait du fort albédo de la glace et de la neige) renforce le déséquilibre thermique avec les régions équatoriales.

Globalement, il en résulte une opposition entre les zones équatoriales où le bilan radiatif est positif et les zones polaires où le bilan est négatif (Fig. 1.6). Ce déséquilibre va être à l'origine des circulations atmosphériques et océaniques qui vont permettre une redistribution de l'énergie, en transférant l'excédent des régions tropicales vers les hautes latitudes.

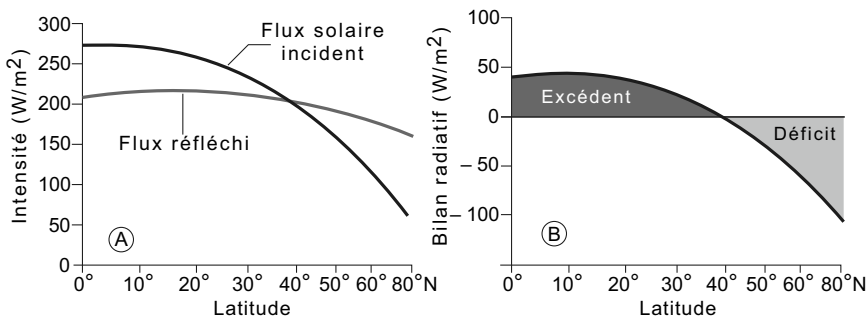


Figure 1.6. – Bilan radiatif.

Dans ce transfert de chaleur vers les pôles (Fig. 1.7) la part des circulations atmosphériques est prépondérante aux hautes latitudes tandis que les circulations océaniques sont opérantes aux basses latitudes. Sans ces circulations, qui jouent aussi un rôle capital en sédimentologie, le climat terrestre serait beaucoup plus contrasté car les variations géographiques et saisonnières seraient plus importantes.

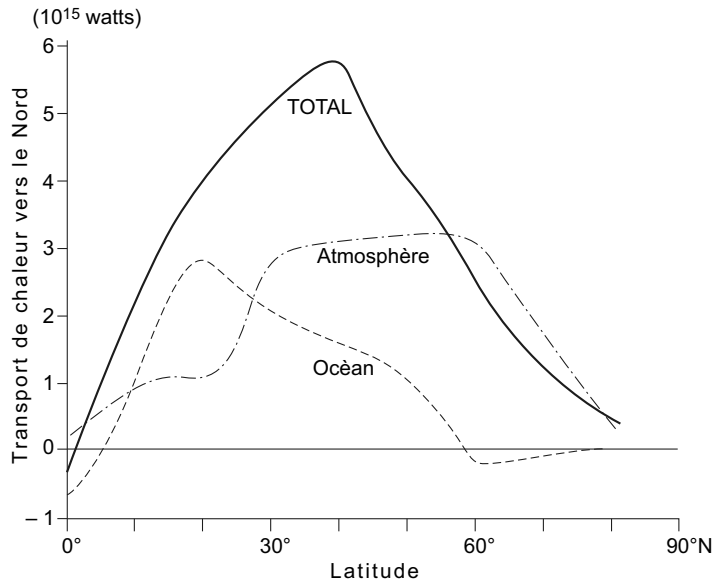


Figure 1.7. – Efficacité respective des circulations atmosphériques et océaniques dans le transport d'énergie (d'après Brown et al., 1989).

On constate que les circulations océaniques sont plus efficaces aux basses latitudes et les circulations atmosphériques aux hautes latitudes.

Pour les ondes longues, il existe, de plus, d'énormes différences entre les terres et les mers en ce qui concerne l'amplitude de la variation diurne/nocturne du flux infrarouge sortant (pratiquement nulle pour les océans, très forte au niveau des déserts). Ce phénomène intervient aussi à une échelle de temps plus longue, l'océan présentant un volant thermique plus grand que celui des continents rétrocedera la chaleur emmagasinée avec retard. Ainsi l'hémisphère nord (surtout continental), rétrocède pratiquement toute la chaleur emmagasinée au cours de l'été boréal pendant la même saison. Par contre l'hémisphère sud, surtout maritime, rétrocède la chaleur emmagasinée pendant l'été austral, en grande partie avec retard au cours de l'hiver austral (été boréal). Ce phénomène provoque une dissymétrie des écarts de températures saisonniers entre les deux hémisphères.

1.3 LES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES

Sans la rotation de la Terre, le modèle de circulation atmosphérique serait un simple système de convection avec des vents soufflants des pôles vers l'équateur tandis que l'air réchauffé dans la zone équatoriale s'élèverait pour retourner aux pôles au sommet de la troposphère (encart 1.4) complétant ainsi l'unique cellule de convection. Les forces de Coriolis, résultant de la rotation de la Terre, compliquent le système de circulation en fragmentant les cellules de convection et en leur donnant une composante latérale horaire ou anti-horaire suivant l'hémisphère (cellules de Hadley, de Ferrell et cellules polaires). Il en résulte une zonation latitudinale de hautes et de basses pressions responsable des caractéristiques des zones climatiques du globe (Fig. 1.8).

Encart 1.4 : Troposphère et tropopause

La troposphère est la partie de l'atmosphère la plus proche de la surface terrestre, elle contient la majeure partie de l'air (80 %) et est le siège des phénomènes météorologiques. Elle est limitée par la tropopause qui la sépare de la stratosphère. Son épaisseur est variable (9 à 15 km) en fonction de la latitude (Fig. 1.9).

Les cellules de Hadley (Fig. 1.8 et 1.9) sont situées aux basses latitudes nord et sud. Dans les régions équatoriales, l'ensoleillement important réchauffe l'air, très chargé en vapeur d'eau, qui s'élève verticalement créant une zone dépressionnaire aux pluies abondantes et régulières toute l'année (vers un kilomètre d'altitude, il y a condensation de la vapeur d'eau). C'est la **zone de convergence intertropicale** (ZCIT, le « pot au noir » des marins). L'air sec se refroidit et retombe de part et d'autre de l'équateur au niveau des zones tropicales, créant ainsi une zone de hautes pressions (anticyclones). Au niveau du sol, l'ascendance des masses d'air provoque

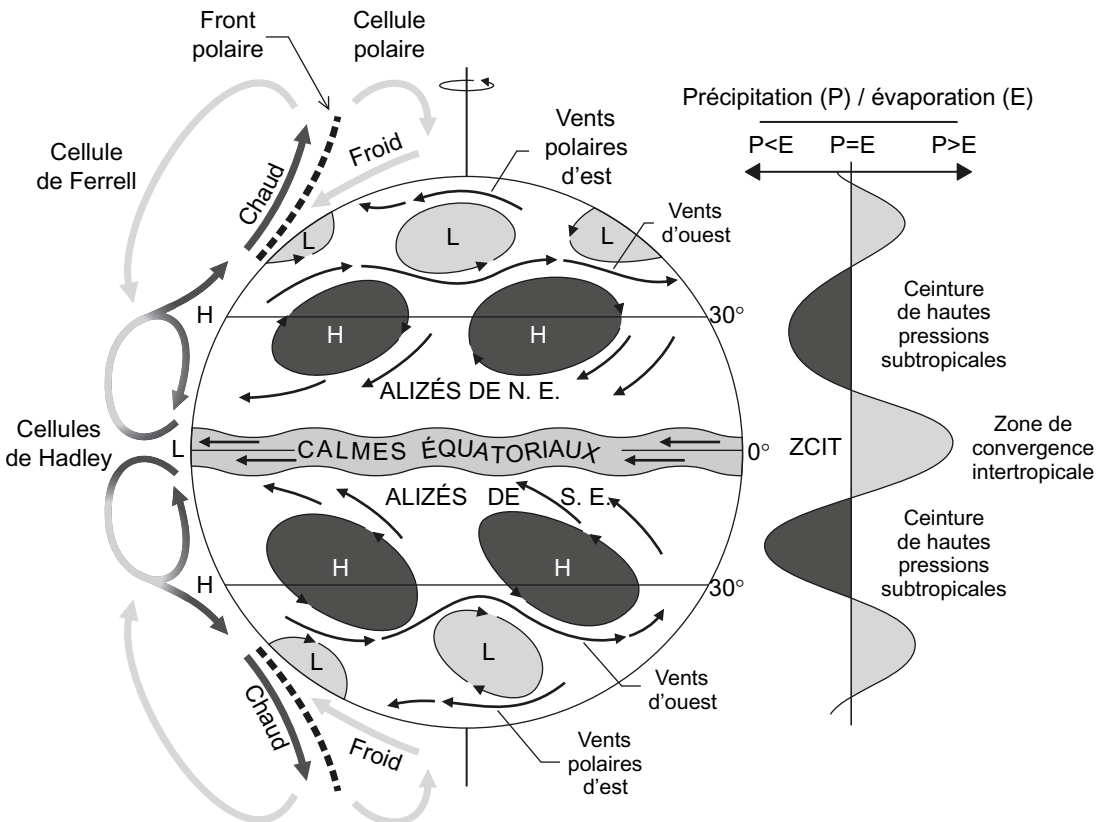


Figure 1.8. – Modèle de circulation convective atmosphérique, système de vents et zonation climatique associés et bilan précipitation/évaporation dans les différentes zones climatiques.

Ce schéma correspond à une Terre théorique en rotation mais entièrement recouverte d'eau. Dans la réalité, la répartition hétérogène des continents et des mers complique le système. Les hauteurs des cellules convectives (cellules d'Hadley, de Ferrell et cellule polaire) sont arbitraires et exagérées. Cette succession de zones de hautes et basses pressions se traduit par une zonation climatique où alternent régions arides et régions humides (voir Fig. 1.9).

une aspiration qui donne naissance à des vents réguliers, **les alizés**, déviés vers l'Ouest par la force de Coriolis. La ZCIT se déplace au cours de l'année en fonction du maximum d'insolation ; suivant les régions elle se situe entre 5° et 25° de latitude nord au mois de juillet et entre 5°N et 20°S au cours du mois de janvier. Dans la zone intertropicale, le franchissement de l'équateur par les alizés qui en résulte, détermine le phénomène de la **mousson** qui a un impact important quant à l'alimentation en eau de l'Asie du Sud-Est (Fig. 1.10).

Les cellules polaires, situées aux hautes latitudes, où l'ensoleillement est faible, sont liées à un autre mécanisme : c'est le refroidissement des masses d'air en altitude qui est le moteur principal en créant une branche descendante associée à une zone de basses pressions où les précipitations sont abondantes. Cette différence de moteur des cellules de convection explique la variation de l'épaisseur de la troposphère entre les zones équatoriales et polaires (Fig. 1.9).

Les cellules de Ferrel sont les cellules intermédiaires des latitudes moyennes. Beaucoup plus complexes, elles sont séparées des cellules polaires par une zone de très fort contraste thermique entre les masses d'air : le **front polaire**. Comme les forces de Coriolis augmentent avec la latitude (zéro à l'équateur, maximum au pôle), les vents sont relativement peu déviés aux basses latitudes (cellules de

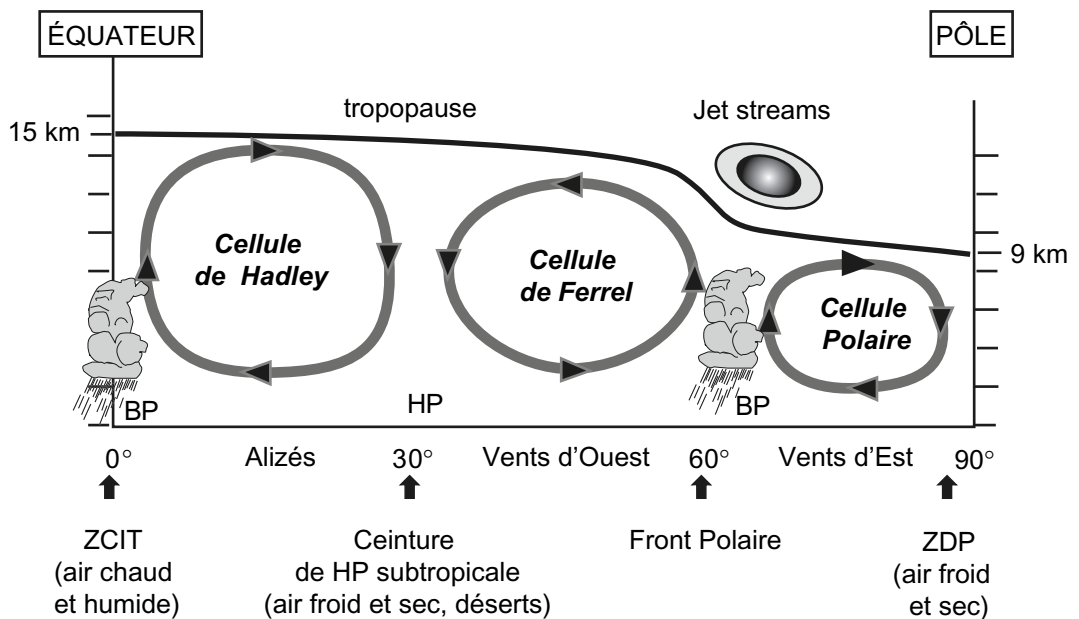


Figure 1.9. – Circulation générale atmosphérique (modifié d'après Foucault, 1993).

ZDP = Zone de divergence polaire, HP = hautes pressions et BP = Basses pressions. La zone équatoriale est une zone de basse pression qui attire les masses d'air plus froid venues de plus hautes latitudes (30°N et S). À cause de la force de Coriolis engendrée par la rotation de la Terre d'ouest en est, ces vents, appelés alizés, sont déviés vers l'ouest au nord comme au sud de l'équateur (Fig. 1.8). Le léger décalage des alizés vers le nord ou vers le sud au cours de l'année en fonction du déplacement de la ZCIT, détermine en zone tropicale, l'alternance des saisons sèches, en hiver, et humides, en été, (mousson en Inde). La zone de haute pression d'air plus frais et sec qui règne vers les 30° de latitude (anticyclones du Sahara et des Açores par exemple) génère une ceinture désertique sur les continents et une augmentation de la salinité dans les océans (Fig. 2.13). Elle détermine aussi un écoulement de l'air non seulement vers le sud (alizés) mais aussi vers les zones tempérées, au nord, qui se déplace en sens inverse des alizés c'est-à-dire d'ouest en est (vents d'ouest ou westerlies).

Hadley) tandis qu'il tend à se former des vortices dès les latitudes moyennes créant ainsi des **cellules cycloniques et anticycloniques** dont le déplacement au cours de l'année règle le climat des régions tempérées et rend le transfert de chaleur vers les pôles beaucoup plus complexe.

À ce régime général de vents réguliers s'ajoutent des vents locaux ou régionaux par exemple le mistral et la tramontane qui soufflent du nord vers la Méditerranée. Ces vents rendent très fluctuant le climat des régions tempérées où s'affrontent tout au long de l'année les influences tropicales et boréales (voir chapitre 1.4).

La température de l'air est aussi influencée par celle de l'eau océanique, dépendante elle-même des courants marins. L'influence adoucissante du *Gulf Stream* (Fig. 2.11, 2.20 et encart 2.13) est bien connue en Europe occidentale alors qu'à l'inverse le courant du Labrador refroidit les côtes canadiennes, d'où le contraste de température hivernale entre Paris (49° de latitude nord, température moyenne d'hiver +5 °C) et Québec pourtant situé plus au sud (46°N, température moyenne d'hiver – 9 °C).

En haute altitude, le gradient de pression entre les zones équatoriales et polaires définit des isobares grossièrement parallèles à l'équateur, il en résulte au-dessus de la tropopause, une circulation très différente. L'air s'écoule sub-parallèlement aux isobares, ce qui impose aux masses d'air équatoriales de faire plusieurs fois le tour de la Terre avant d'atteindre les régions polaires.

Encart 1.5 : Les jet streams

Au niveau du front polaire, l'affrontement des masses d'air chaud méridionales et des masses d'air froid polaires provoque une chute importante de l'altitude de la tropopause. Il en résulte un très fort gradient de pression qui engendre des vents d'ouest violents : les « jet streams » (Fig. 1.9) qui peuvent atteindre des vitesses de 400 à 500 km/h. Cette configuration est intégrée dans les plans de vol transatlantique des compagnies aériennes pour bénéficier de l'aide de ces vents (gain d'environ une heure sur ce trajet) et à seulement 9 km dans le sens inverse pour ne pas avoir à trop lutter contre.

1.4 LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE RÉGIONALE

La notion de climat moyen est une simplification qui représente l'intégration de fluctuations de plus ou moins grandes échelles à la fois spatiales et temporelles résultant de modifications des circulations atmosphériques et/ou océaniques.

1.4.1 Les oscillations climatiques

a. L'Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

Le climat de régions tempérées comme l'Europe de l'Ouest peut présenter une grande variabilité. Il dépend, en effet, de la position respective de l'anticyclone des Açores (au voisinage de la France en été, beaucoup plus au Sud en hiver) et de la zone dépressionnaire boréale (dépressions de la mer du Nord et de la mer d'Irlande). Lorsque les zones dépressionnaires migrent vers le Sud plus rapidement que ne s'éloigne l'anticyclone, il y a conflit entre des masses d'air boréale et méridionale (Fig. 2.24), à température et hygrométrie très différentes. Cette configuration est responsable des pluies diluviennes et des inondations survenues en France ces dernières années. La modification, plus ou moins cyclique (la cyclicité n'est pas vraiment démontrée, elle pourrait être de l'ordre de quelques dizai-

nes d'années), de la localisation sur l'Atlantique de la zone dépressionnaire et de la zone de haute pression correspond au phénomène climatique de l'**oscillation Nord-Atlantique** (NAO, *North Atlantic Oscillation*).

b. L'oscillation du Pacifique Nord-Américain (PNA)

Il existe aussi une oscillation d'anomalies de la pression atmosphérique sur le Pacifique dite **PNA** (Pacifique Nord-Américain) qui a des impacts sur le climat de l'Amérique du Nord. Les phases positives (PNA^+) sont caractérisées par des pressions supérieures à la normale (calculée sur la période 1950-2000), associées à des températures et des précipitations supérieures à la normale sur l'ouest des USA et du Canada et des pressions inférieures à la normale (et des températures plus faibles que la normale) dans le Pacifique Nord et le sud-est des USA. Le PNA^- correspond à la situation inverse (pressions et températures supérieures à la normale dans le Pacifique Nord et le sud-est des USA et inférieures sur l'ouest des USA et du Canada). Le PNA^+ paraît assez souvent corrélé avec le phénomène El Niño et le PNA^- avec La Niña (*cf. infra*).

Une variation à intervalles irréguliers (3 à 7 ans) du champ de la pression atmosphérique moyenne, rappelant l'ONA atlantique, existe aussi entre l'ouest et le sud-est du Pacifique tropical. On caractérise généralement ce phénomène par un indice exprimant la différence de pression entre Papeete (Tahiti) et Darwin (Nord Ouest de l'Australie) ; cet indice est négatif en période El Niño, positif pendant La Niña.

c. L'oscillation australe ou ENSO (El Niño Southern Oscillation)

Pour les régions intertropicales, cette oscillation **El Niño/La Niña ou ENSO** (*El Niño Southern Oscillation*), d'une fréquence de 3 à 4 ans en moyenne, est la plus connue du fait de son implication climatique et économique (pêche) dans le Pacifique. Nous la traiterons en détail au chapitre 2 pour son aspect océanographique (Fig. 2.23) mais l'on peut déjà dire que tout le système climatique terrestre est perturbé durant une période El Niño : les pluies sont catastrophiques sur les côtes du Chili et du Pérou alors que la sécheresse règne en Australie et en Indonésie. Les effets se font aussi sentir au nord de l'équateur par la fréquence des typhons qui frappent l'Amérique du Nord. La Niña induit des effets inverses : pluies diluviennes en Indonésie et sécheresse prononcée au Pérou.

d. L'Oscillation Décennale Pacifique (PDO)

Une seconde oscillation a été découverte dans le Pacifique : la **PDO ou Oscillation Décennale Pacifique**. D'une durée beaucoup plus longue (40 à 50 ans), c'est un phénomène identique au ENSO mais avec une répartition des anomalies de température en « fer à cheval » dans le Pacifique Nord. L'identification de la PDO est importante pour les modèles climatiques car elle montre que les conditions climatiques peuvent changer sur de longues périodes dans le Pacifique. De plus les effets ENSO et PDO peuvent se renforcer ou s'opposer. Ainsi durant une phase chaude PDO (positive), les températures fortes dans le Pacifique équatorial renforcent les effets El Niño et au contraire contrebalancent les conséquences d'un épisode La Niña. De la même façon durant une phase froide PDO, les événements La Niña sont amplifiés et les El Niño affaiblis.

e. L'Oscillation de Madden-Julian ou MJO

Enfin on connaît une oscillation de plus haute fréquence (40 à 50 jours), l'**Oscillation de Madden-Julian ou MJO** qui correspond au déplacement (15 à 20 km/h) vers l'est, dans les Océans indien et Pacifique, d'une zone de convection atmosphérique renforcée associée à des nuages et des précipitations. Ce déplace-

ment se traduit localement par une alternance de phases MJO actives « humides » avec un développement nuageux et des précipitations abondantes et de phases inactives qui « assèchent » l'atmosphère. Au cours de la phase active de MJO les précipitations locales sont d'au moins 25 % plus importantes que durant la phase négative.

La bonne connaissance de ces variabilités climatiques spatio-temporelles et surtout la capacité à les intégrer dans les modélisations climatiques sont des enjeux majeurs pour comprendre les projections climatiques, les mécanismes mis en jeu et les réponses différentielles régionales au forçage du climat par les gaz à effets de serre. Le lecteur intéressé pourra consulter avec profit les publications de Cassou et Guilyardi (2007 et 2011) sur les modes de variabilité et le changement climatique³.

1.4.2 La mousson

Du fait de son importance socio-économique et sédimentologique, il convient de détailler le phénomène de la **mousson** (Fig. 1.10). C'est un processus de brise de mer/brise de terre à très grande échelle entre l'océan et le continent indien.

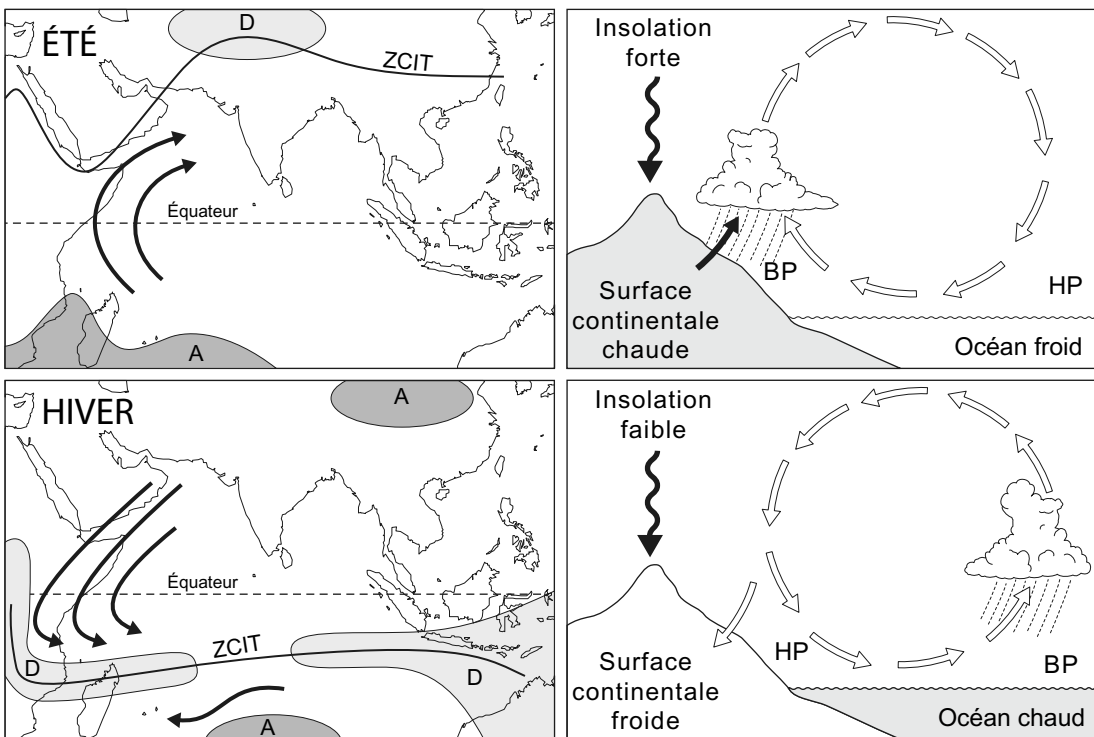


Figure 1.10. – *Le phénomène de la mousson indienne.*

En haut : la mousson d'été (avril à novembre) ; En bas : la mousson d'hiver (décembre à mars). ZCIT = zone de convergence intertropicale, A = anticyclone, D = dépression, BP = basses pressions et HP = hautes pressions. Sur les cartes de gauche, les flèches noires représentent les vents alizés.

3. Voir le livre blanc Escrime (étude des simulations climatiques) et l'abondante bibliographie associée sur le site www.escrime.ipsl.jussieu.fr/livre-blanc.

Au cours de la mousson indienne d'été (avril à novembre), l'océan Indien, où règne une zone anticyclonique, est relativement froid tandis que le continent est une zone plus chaude, dépressionnaire et siège d'un courant ascendant. Le vent souffle donc vers le Nord-Ouest. La cellule convective se complète par un retour en altitude vers l'océan. Le déplacement vers le nord, au niveau de l'Himalaya, de la **zone de convergence intertropicale (ZCIT)** induit une traversée de l'équateur par les alizés de l'hémisphère Sud qui sont alors déviés vers l'Est par la force de Coriolis. Il y a alors un conflit, générateur de très fortes précipitations entre les alizés, chargés d'humidité, et l'air sec, d'origine continentale, en place sur l'Inde.

De décembre à mars le régime s'inverse et s'installe la mousson indienne d'hiver. Le continent asiatique s'est refroidi, un anticyclone continental s'installe sur la Mongolie et le vent souffle alors en direction sud-ouest vers l'océan Indien qui est resté plus chaud et vers l'Afrique Orientale où règne une zone dépressionnaire. La ZCIT a alors migré au sud de l'équateur géographique et les vents sont déviés vers l'Est. De leur affrontement avec les alizés de Sud-Est au niveau de la ZCIT résultent aussi des précipitations dans la zone comprise entre 5 et 15°S mais qui sont moins importantes que celles de la mousson d'été.

L'Afrique de l'Ouest, où la ZCIT se trouve vers 20°N en été, connaît aussi un régime de mousson résultant de l'affrontement d'un vent de nord-est, très sec, l'harmattan, avec les alizés de l'hémisphère Sud, humides et déviés par les forces de Coriolis.

1.5 LE CONTRÔLE ASTRONOMIQUE DU CLIMAT TERRESTRE

La Terre est soumise à l'heure actuelle à un régime de climats contrastés qui correspond à une période interglaciaire si on le replace dans l'histoire climatique de la Terre (Fig. 1.15 et 1.18). Modulés par le régime des vents et des courants marins, les climats sont avant tout commandés par le degré d'insolation qui dépend de la latitude et de la position de la Terre par rapport au Soleil. Ainsi nous avons vu (Fig. 1.2) que les variations saisonnières du climat terrestre sont dues aux fluctuations de l'insolation liées aux modifications de la distance Terre-soleil et surtout à l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète. À plus long terme, les paramètres orbitaux de la planète sont susceptibles de fluctuations périodiques à différents ordres de fréquences qui paraissent expliquer les variations climatiques : c'est la **théorie astronomique des paléoclimats**. À la suite des travaux précurseurs d'Adhémar (1842) et de Croll (1875), cette théorie fut mise en forme par Milankovitch entre 1920 et 1941. Elle a été actualisée par Berger (1988, 1992) qui a montré qu'elle rendait bien compte de la succession des cycles glaciaires/interglaciaires du Quaternaire et pouvait, assez probablement, être généralisable aux époques antérieures.

Encart 1.6 : Gilbert, un géologue précurseur

Dès 1895, Gilbert utilisait une ébauche de cette théorie pour expliquer les fluctuations de la sédimentation pélagique du Crétacé supérieur du Colorado (États-Unis) en postulant qu'une alternance marnes/calcaires (Fig. 6.24, 9.67, planche couleur 8) représentait un cycle climatique.

1.5.1 La théorie astronomique du climat (dite théorie de Milankovitch)

Elle postule que le climat est avant tout commandé par les variations de l'insolation mais que ce n'est pas l'insolation globale annuelle de la planète qu'il faut prendre en compte mais celle reçue l'été aux hautes latitudes (60°) de l'hémisphère Nord où se trouve la majorité des continents, lieu privilégié de l'accumulation des glaces. Cela revient à dire que le climat terrestre est stable lorsque la Terre reçoit suffisamment d'énergie, au cours de l'été de l'hémisphère Nord, pour faire fondre toute la neige et la glace qui s'y sont accumulées en hiver. Dans le cas contraire, l'accumulation progressive de celles-ci provoque une extension de plus en plus grande de la calotte glaciaire et, par augmentation de l'albédo, une dérive vers les climats froids.

a. Les paramètres orbitaux de la Terre et leurs évolutions

Les variations d'intensité de l'insolation (latitudinales, saisonnières et à long terme) sont sous le contrôle de trois paramètres orbitaux de la Terre : l'excentricité, l'obliquité et la précession des équinoxes.

L'**excentricité** correspond à l'aplatissement de l'ellipse (valeur actuelle : 1,67 %) que décrit la Terre dans l'espace (le soleil occupe un des foyers ; Fig. 1.2). Cette ellipse, varie d'une configuration quasi-circulaire jusqu'à une excentricité maximale de 7 %, selon une périodicité de l'ordre de 100 000 ans.

Encart 1.7 : Périgée et Périhélie

Par rapport à la distance Terre/Soleil, on emploie indifféremment les termes périgée/apogée ou périhélie/aphélie. Pour les premiers le point de référence est la Terre, pour les seconds c'est le Soleil. Périgée signifie position où le Soleil est le plus près de la Terre et Aphélie, position où la Terre est la plus près du Soleil.

L'**obliquité** de l'écliptique correspond à l'angle que fait l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan orbital. L'inclinaison de la Terre détermine les contrastes entre les saisons (Fig. 1.2) : quand le pôle Nord pointe vers le soleil, l'hémisphère Nord reçoit davantage de chaleur, c'est l'été boréal ; la configuration inverse, 6 mois plus tard, conduit à l'été austral (et à l'hiver boréal). L'inclinaison (valeur actuelle de $23^\circ 25'$) est susceptible de variation de $\pm 1^\circ 30'$ selon une périodicité de 41 000 ans. Lorsque l'inclinaison est maximale les climats et les saisons sont très contrastées, les zones polaires interceptent davantage le rayonnement solaire lorsqu'elles pointent vers le soleil (étés chauds et hivers rigoureux aux hautes latitudes, c'est la configuration des périodes interglaciaires avec peu de glace sur les continents des hautes latitudes). Inversement une faible inclinaison conduit à des étés plus frais et des hivers moins rigoureux, c'est la configuration qui permet le développement des calottes glaciaires continentales.

La **précession** des équinoxes provient du fait que la Terre n'est pas rigoureusement sphérique, de ce fait l'action du Soleil, de la Lune et des autres planètes sur le bourrelet équatorial perturbe la rotation terrestre en provoquant une rotation de l'axe de la Terre autour de la perpendiculaire au plan orbital (comme le mouvement d'une toupie en fin de rotation : cône de précession) avec une périodicité de 26 000 ans (Fig. 1.11).

Comme les positions où se trouve la Terre sur l'orbite au moment des solstices et des équinoxes (Fig. 1.2) dépendent de l'orientation de l'axe de la Terre, elles vont se déplacer au cours du temps en fonction du cône de précession. Solstices