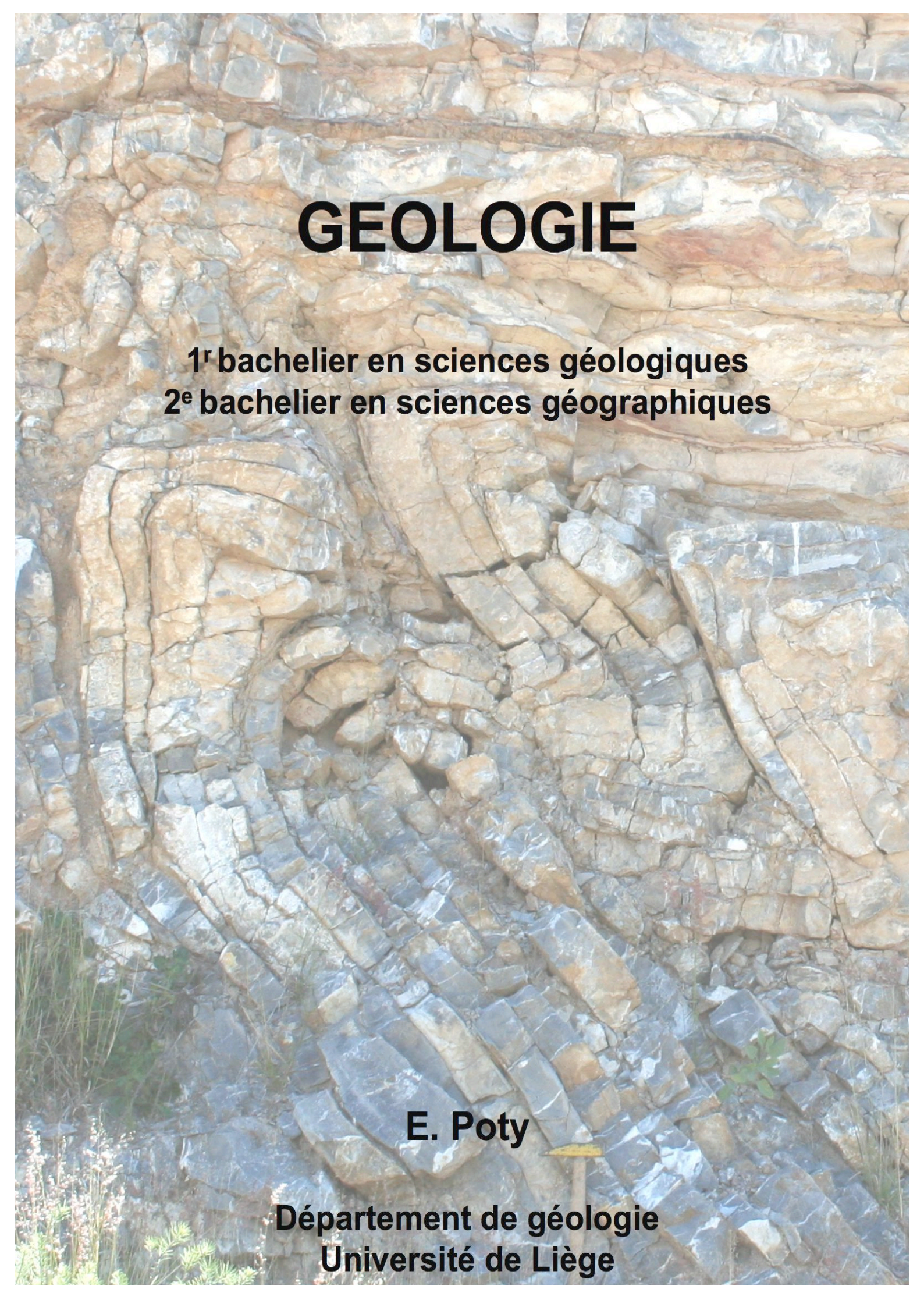


A photograph of a geological outcrop showing distinct sedimentary layers. The upper part of the image features light-colored, tan to yellowish-brown rock layers, while the lower part shows darker, greyish-blue layers. The rock is heavily fractured and jointed. A geological hammer is placed horizontally at the bottom center of the image to provide a sense of scale.

GEOLOGIE

**1^{er} bachelier en sciences géologiques
2^e bachelier en sciences géographiques**

E. Poty

**Département de géologie
Université de Liège**

GEOLOGIE

(2013)

**1^r bachelier en sciences géologiques
2^e bachelier en sciences géographiques**

E. Poty

**Département de géologie
Université de Liège**

Bâtiment B18, Allée du Six Août, Sart Tilman. e.poty@ulg.ac.be

Sommaire

I. INTRODUCTION	p. 1
II. BREVE HISTOIRE DE LA GEOLOGIE	p. 2
1. Les travaux de Sténon (1638-1686)	p. 2
2. Le XVIIIe siècle	p. 3
3. Les travaux de Lyell (1797 – 1875)	p. 6
4. La chronologie des dépôts et la naissance de la biostratigraphie	p. 6
5. L'âge de la Terre	p. 7
6. La question de la formation des montagnes	p. 8
7. La « dérive des continents » de Wegener	p. 10
8. La tectonique des plaques	p. 11
III. CONSTITUTION GENERALE DE LA TERRE	p. 13
1. La structure interne du globe	p. 13
2. Composition de la croûte et du manteau	p. 14
3. Principaux minéraux constituant les roches de la croûte et du manteau	p. 15
4. Classification des roches	p. 15
IV. LES PROCESSUS D'EROSION, DE TRANSPORT ET DE DEPOT SUR LES CONTINENTS	p. 16
A. L'altération chimique	p. 16
1. Action de l'eau	p. 16
2. Action des acides organiques	p. 18
3. Oxydation et hydratation	p. 18
4. Influence du climat sur l'altération chimique des roches	p. 18
5. Phénomènes karstiques	p. 19
B. L'érosion mécanique	p. 22
1. Action de la température	p. 23
2. Action des végétaux	p. 24
3. Eboulis et éboulements	p. 24
4. Glissements de terrain	p. 24
5. Solifluxion	p. 25
6. Creep (ou reptation)	p. 25
7. Les phénomènes éoliens	p. 25
8. Les phénomènes glaciaires	p. 27
9. Les phénomènes périglaciaires	p. 36
10. L'action de l'eau	p. 37
11. Importance des phénomènes d'érosion et de transport continentaux	p. 44
C. Les eaux souterraines	p. 45
1. La perméabilité des roches	p. 45
2. Les nappes d'eau souterraines	p. 45
V. LE MILIEU MARIN	p. 47
1. Topographie générale	p. 47
2. Salinité de l'eau de mer	p. 48
3. Mouvement des eaux marines	p. 48
4. Variations du niveau marin	p. 51
5. Variation des taux d'oxygène et de carbone dans les océans	p. 52
VI. EROSION, TRANSPORT ET SEDIMENTATION DANS LE DOMAINE MARIN	p. 54
A. L'érosion marine	p. 54
B. La sédimentation marine	p. 56
1. Sédimentation marine terrigène	p. 56
2. Sédimentation marine « non terrigène »	p. 58
3. Roches carbonées	p. 68
4. Sédiments exogènes	p. 70
C. Sédiments et environnements de dépôts	p. 70
1. Les dépôts marins résultants de mécanismes gravitaires	p. 70
2. Les dépôts marins ou océaniques profonds	p. 72

VII. LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES ET LEUR DECRIPTAGE	p. 74
1. Enregistrement sédimentaire et subsidence	p. 74
2. Notion de faciès	p. 74
3. Le cycle sédimentaire	p. 75
VIII. LA DATATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES	p. 77
1. La lithostratigraphie	p. 77
2. La biostratigraphie	p. 77
3. La chronostratigraphie	p. 80
4. La géochronologie	p. 82
5. Autres méthodes de datation	p. 84
IX. LA DIAGENESE DES ROCHES	p. 86
1. La compaction	p. 86
2. La lapidification	p. 87
3. Les précipitations diagénétiques	p. 91
4. Les transformations minéralogiques et la dolomitisation tardive	p. 92
X. LE METAMORPHISME	p. 94
1. Métamorphisme régional	p. 95
2. Métamorphisme de contact	p. 97
3. L'ultramétamorphisme	p. 97
4. Nomenclature des roches métamorphiques	p. 97
5. Remarques concernant le métamorphisme	p. 98
XI. LA TECTONIQUE	p. 100
1. Déformations élastiques	p. 100
2. Déformations cassantes	p. 100
3. Déformations plastiques	p. 106
4. Conséquences géomorphologiques de la tectonique	p. 111
XII. LE MAGMATISME	p. 113
A. Les magmas	p. 113
1. Composition des magmas	p. 113
2. Origine des magmas	p. 114
3. Processus de refroidissement et de cristallisation d'un magma	p. 114
B. Les phénomènes volcaniques	p. 119
1. Les manifestations volcaniques	p. 119
2. Mécanisme des éruptions	p. 121
3. Les roches et les structures volcaniques	p. 126
C. Les phénomènes intrusifs	p. 130
1. Introduction	p. 130
2. Forme des intrusions et processus de mise en place	p. 130
XIII. LA TECTONIQUE DES PLAQUES	p. 132
A. Généralités	p. 132
B. Naissance et développement des plaques lithosphériques	p. 136
1. Le stade rift : les fossés d'effondrement	p. 136
2. Stade de fissure crustale (ou d'océan étroit)	p. 137
3. Stade d'océan large	p. 137
4. La composition des croûtes océaniques	p. 138
C. Les zones de convergence et de subduction des plaques	p. 143
1. Convergence de deux plaques à croûte océanique	p. 143
2. Convergence d'une plaque à croûte océanique et d'une plaque à croûte continentale	p. 143
3. Convergence de deux plaques à croûte continentale	p. 144
Quelques références	p. 144

Phanérozoïque	Cénozoïque	Quat.	Holocène	~ 0,01	Ages absolus en Ma	
			Pléistocène	~ 2,6		
		« Tertiaire »	Néogène	Pliocène		~ 5
				Miocène		~ 23
			Paléogène	Oligocène		~ 34
				Eocène		~ 56
				Paléocène		~ 65
		Mésozoïque	Crétacé			sup. inf.
	Jurassique		sup. moy. inf.	~ 200		
	Trias		sup. moy. inf.	~ 250		
	Paléozoïque	Permien		sup. moy. inf.		~ 300
		Carbonifère		sup. inf.		~ 360
		Dévonien		sup. moy. inf.		~ 415
		Silurien				~ 445
		Ordovicien		sup. moy. inf.		~ 490
		Cambrien		sup. moy. inf.		~ 540
		Précambrien	Protérozoïque			~ 2.500
	Archéen			~ 4.000		
« Hadéen »			~ 4.600			

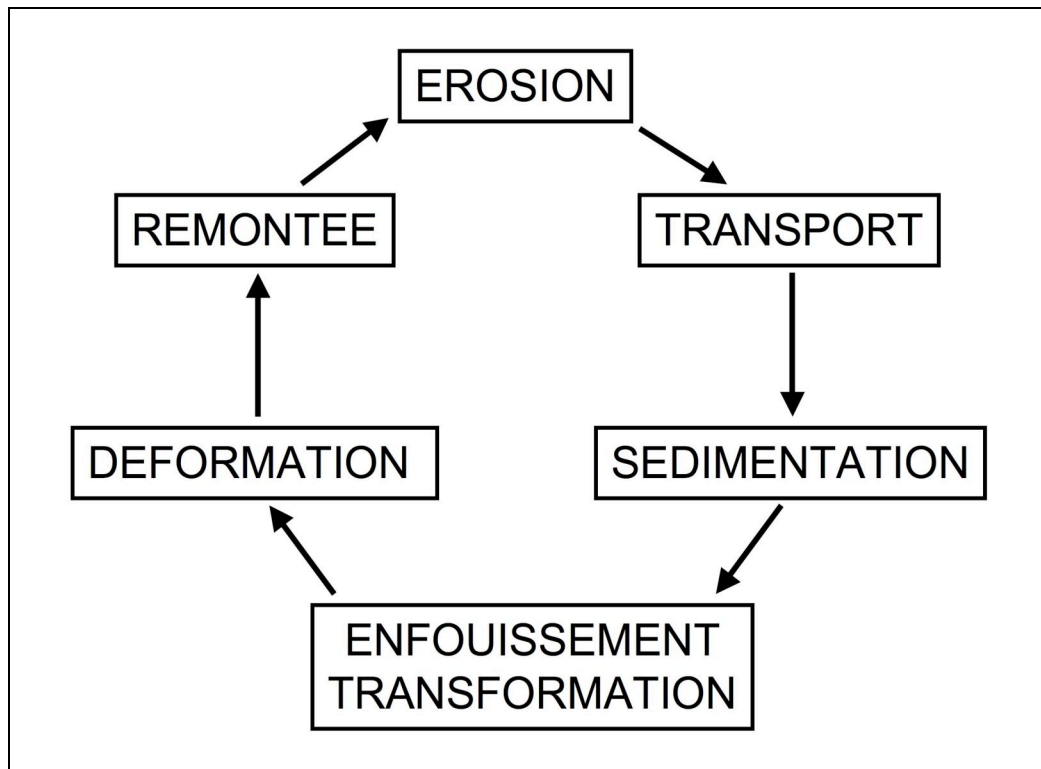
I. INTRODUCTION

La Géologie est la science de la Terre. Elle s'intéresse particulièrement à l'écorce terrestre au travers de ses constituants, de son histoire et de son évolution. Elle comprend plusieurs domaines parmi lesquels les principaux sont la **minéralogie** (étude des minéraux), la **paléontologie** (étude des fossiles), la **sédimentologie** (étude des dépôts sédimentaires), la **pétrologie** (étude des roches), la **géomorphologie** (étude des formes du relief), la **géochimie** (étude de la chimie des roches), la **tectonique** (étude des déformations de l'écorce). Elle intègre aussi des domaines particuliers qui sont intimement liés aux précédents tel que la volcanologie et la séismologie, les risques environnementaux naturels et anthropiques (pollution des sols, des nappes aquifères, ...), l'hydrogéologie,

La géologie s'articule autour de trois aspects :

- un aspect descriptif, qui conduit par exemple à la classification des minéraux, des roches et des fossiles, ou à l'établissement des cartes géologiques ;
- un aspect phénoménologique, qui établit les propriétés des matières minérales et les phénomènes qui interviennent dans leur élaboration, leur distribution et leur transformation, ainsi que les mécanismes des changements paléogéographiques, climatiques et biologiques ;
- un aspect historique qui retrace l'histoire de la Terre et de l'évolution de la vie.

Au cours du temps, les roches subissent une série de transformations qui leur font parcourir un cycle dont la durée est variable, mais qui peut être de l'ordre de quelques centaines de millions d'années. Ce cycle géologique, défini par Hutton et précisé par ses successeurs, constitue une façon commode et classique d'aborder la géologie. C'est celle qui sera suivie ici. Les phénomènes magmatiques peuvent se greffer sur le cycle à différents moments de son déroulement. Le métamorphisme peut intervenir dès l'enfouissement et jusqu'à la remontée des roches vers la surface.



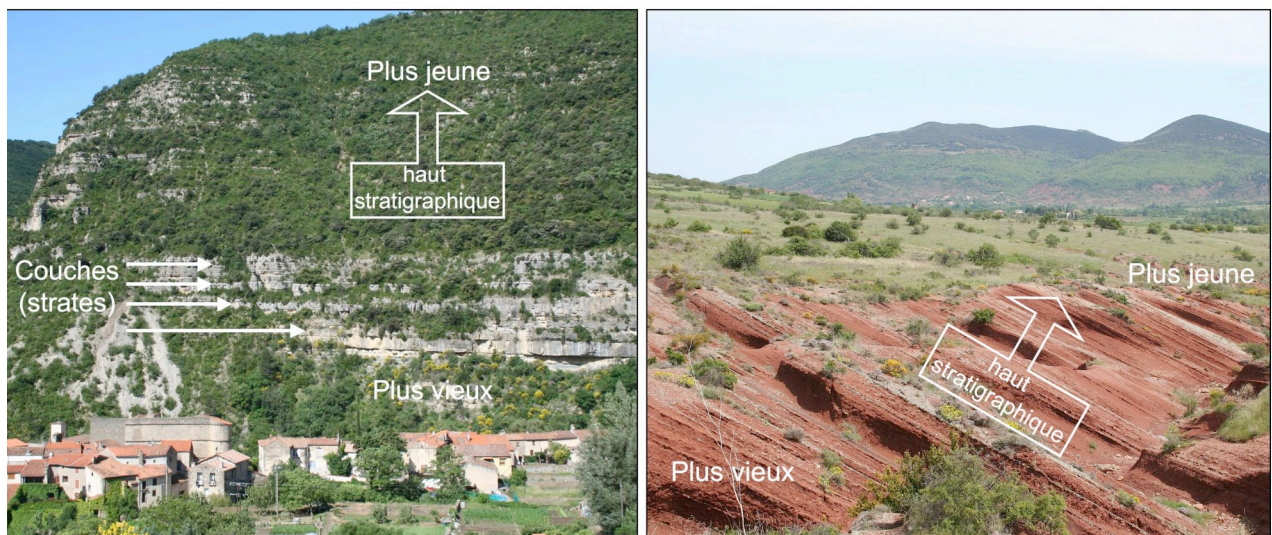
Le cycle géologique.

II. BREVE HISTOIRE DE LA GEOLOGIE

1. LES TRAVAUX DE STENON (1638-1686)

La géologie a réellement pris son essor en tant que science au XVII^e siècle, principalement avec les travaux de Nicolas Sténon, un Danois installé à Florence.

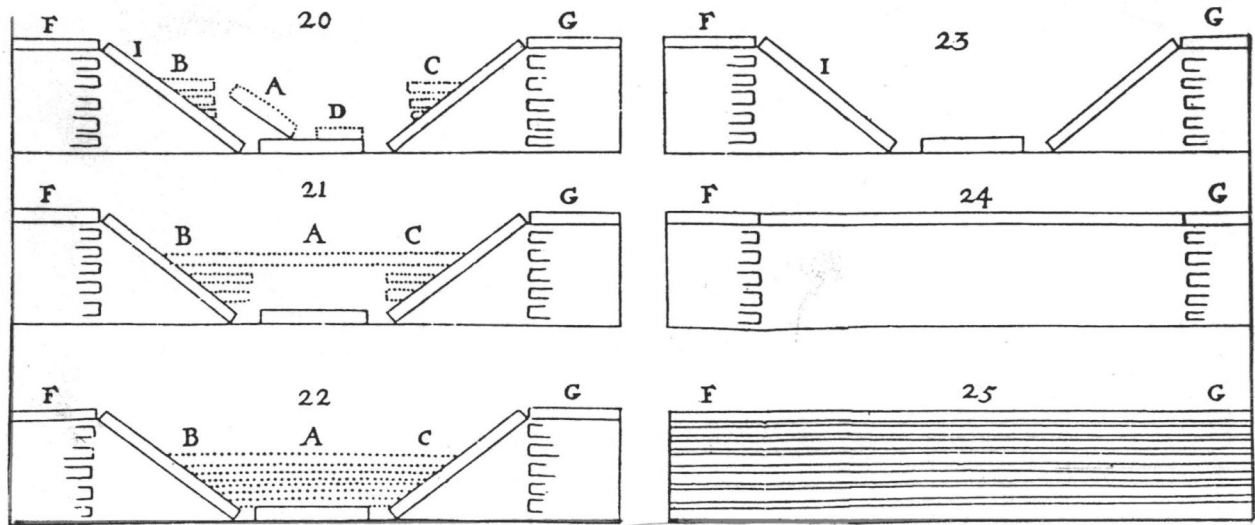
- Lors de la dissection d'un requin, il découvre que ses dents sont semblables aux « glossopètres » (« langues pétrifiées »), fossiles que l'on recueille dans des roches. Il compare aussi des coquillages actuels et fossiles et montre leur identité. Ainsi, alors que jusque-là un doute sérieux restait quant à la vraie nature des **fossiles**, il démontre que ces derniers ne sont pas des « jeux de la nature », mais **sont les restes anciens d'organismes vivants** (ce qu'avait déjà montré Léonard de Vinci), y compris ceux qui n'ont pas d'équivalents dans la nature actuelle (« espèces perdues » de Bernard Palissy).
- Il démontre que les roches qui contiennent ces fossiles sont d'anciens sédiments déposés dans l'eau (roches sédimentaires). Il en reconnaît de deux types (marin et d'eau douce) suivant la nature des fossiles qu'ils renferment.
- Il observe que ces sédiments se sont déposés en couches (strates) horizontales régulières et parallèles qui se superposent, les plus vieilles étant situées sous les plus récentes. C'est le **principe de superposition des couches** : premier principe fondateur de la stratigraphie car il permet d'établir la succession chronologique des dépôts géologiques.
- Il déduit que les couches qui sont maintenant inclinées ont été horizontales à une autre époque, et que **leur inclinaison témoigne de leur déformation postérieure**. C'est le second principe de la géologie. Sténon considérait (erronément) que cette déformation était provoquée par des effondrements - hypothèse déjà émise par Descartes.



A gauche, couches horizontales dans des dépôts marins calcaires du Mésozoïque situés à la bordure du Causse du Larzac (France). A droite, dépôts argileux lacustres du Permien ayant subi un basculement suite à un mouvement tectonique ; sud de la France.

Par l'observation de la superposition et de la déformation des roches de Toscane, il proposa une histoire géologique de cette région dans laquelle il reconnut 2 cycles successifs (sédiments indurés pour le premier, meubles pour le second). Ces cycles comprenaient chacun 3 phases : immersion et dépôt, émergence et creusement des couches inférieures, effondrement des couches supérieures dans les cavités sous-jacentes. Si cette suite d'événements est peu conforme à la réalité, elle n'en

demeure pas moins la première tentative d'explication de la géologie d'une région. La géologie devient ainsi une science basée sur l'observation sur le terrain.



Evolution géologique de la Toscane d'après Sténon (1669). 25 : premier dépôt sédimentaire ; 24 : émergence et creusement intérieur ; 23 : effondrement de la couche supérieure ; 22 : nouveau dépôt ; 21 : émergence et creusement intérieur ; 20 : effondrement de la couche supérieure.

Les trois grandes questions qui vont être au centre des recherches en géologie jusqu'à nos jours sont sous-jacentes :

- Qu'elle est la chronologie de superposition des couches et des événements géologiques ?
- Comment les dépôts se sont-ils déformés et les montagnes formées ?
- Combien de temps ces phénomènes ont-ils duré ?

Très vite, la réponse à cette dernière question débouchera sur une estimation longue de cette durée, en opposition avec l'âge de la Terre déduit des écrits bibliques qui est de 6.000 ans et par conséquent avec les autorités religieuses.

2. LE XVIII^e SIECLE

Au XVIII^e siècle, ce que nous appellerions maintenant deux « modèles » vont être en compétition pour expliquer la formation des montagnes : le « neptunisme » et le « plutonisme ».

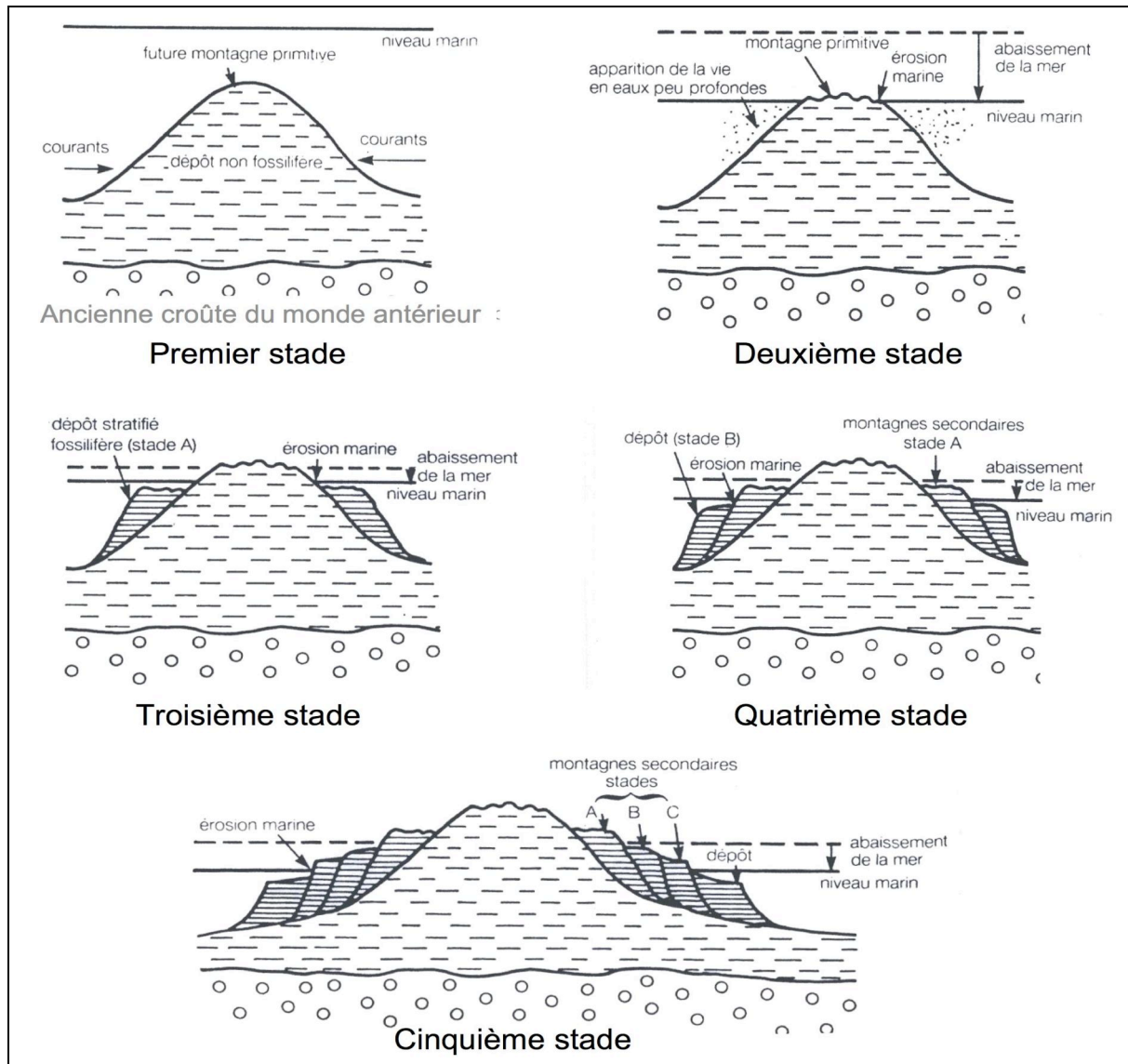
Le **neptunisme** explique la formation des montagnes par un abaissement successif du niveau des mers. Les plus hautes montagnes sont considérées comme les plus anciennes et les roches cristallines « grossières » qui les composent et qui sont dépourvues de fossiles se seraient formées par précipitation de cristaux dans l'océan primitif (dépôts « primaires »). Elles sont entourées de montagnes moins hautes et composées de roches cohérentes renfermant les fossiles d'organismes souvent disparus (dépôts « secondaires »), qui passent à des régions de faible altitude où s'observent des roches souvent plus tendres et peu ou pas déformées (dépôts « tertiaires »).

A l'inverse, le **plutonisme** fait appel à un soulèvement des dépôts, notamment par l'activité volcanique.

Le neptunisme dominera la pensée du XVIII^e siècle, mais sera finalement détrôné par les travaux de l'Écossais James Hutton.

James Hutton (1725-1797) détermine les relations entre les corps géologiques et complète le principe de superposition des couches de Sténon en établissant que **toute structure géologique qui en recoupe une autre est postérieure à celle-ci**. Sur ce principe, il reconnaît l'existence de dépôts se déposant horizontalement sur une surface d'érosion recoupant transversalement des roches plus anciennes plissées (« **discordance angulaire** ») et définit la notion de « **cycle géologique** ». Celui-

ci comprenant successivement des phases de dépôt, de déformation, de soulèvement et d'érosion, ces dernières ayant comme résultats d'aplanir les montagnes et de permettre à leur endroit le dépôt de nouveaux dépôts sédimentaires en discordance sur les précédents.



Conception neptuniste de la formation des montagnes d'après B. de Maillet (1748).

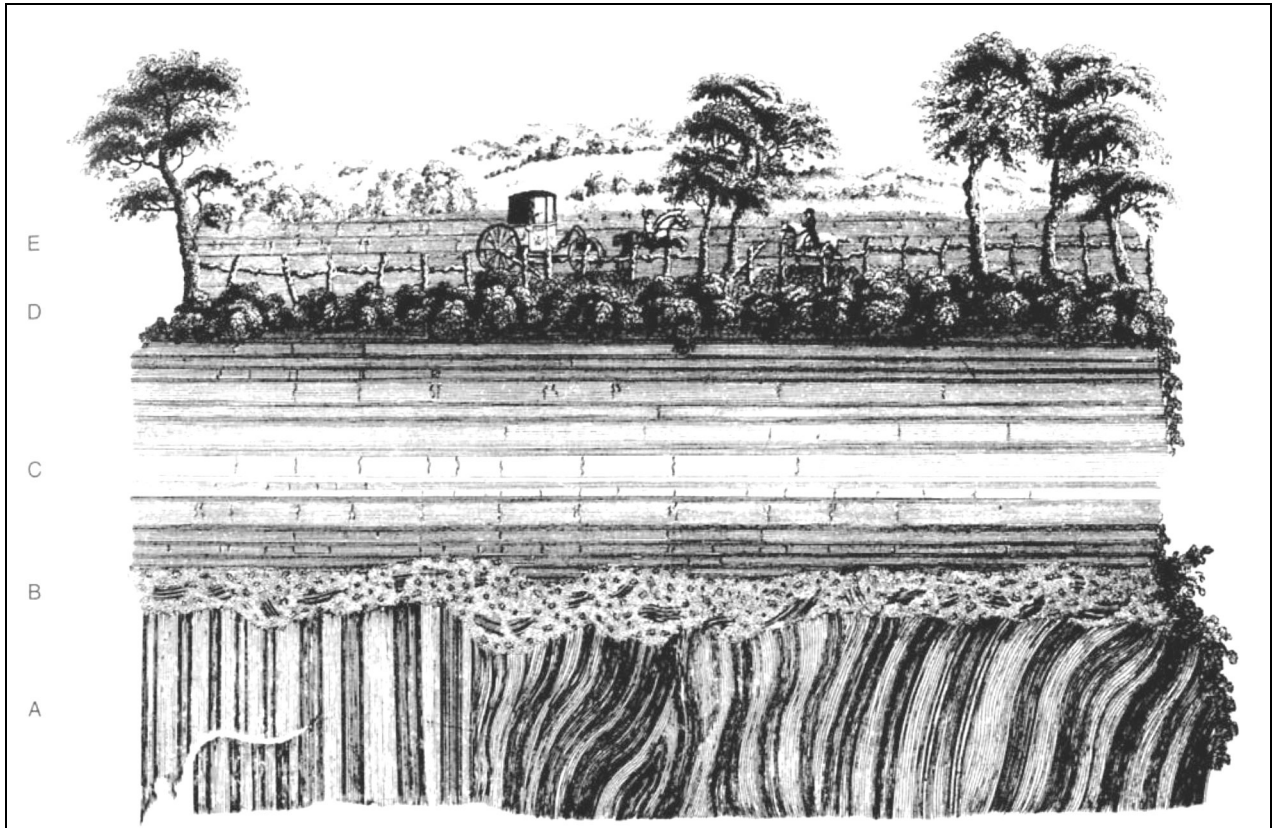
D'autre part, par l'application du même principe de recoupement des couches, il établit que des roches telles que les granites n'ont pas une origine sédimentaire comme on le pensait jusqu'alors, mais qu'elles se sont injectées à l'état liquide dans des roches préexistantes et ont cristallisé lors de leur refroidissement (roches magmatiques).

Son système est fondé sur l'action du feu ou de la chaleur souterraine (il est donc « plutoniste ») qui selon lui aurait trois effets :

- la consolidation des sédiments ;
- l'injection dans les couches de roches à l'état liquide (magma) dont le refroidissement est à l'origine du granite ;
- la formation des montagnes suite au soulèvement et au plissement des strates résultant de l'intrusion de magma.

Tenant d'expliquer l'origine de la chaleur responsable de la fusion des roches et de la formation des volcans, Hutton considère que le « feu interne » résulterait de la combustion des charbons !

Le mode de consolidation des sédiments (lapidification) était à l'origine d'une des querelles opposant neptunistes et plutonistes. Les premiers considéraient que la lapidification résultait de la cimentation des sédiments meubles par des substances dissoutes (ce qui comme nous le verrons est en grande partie exact), alors que les seconds, s'ils acceptaient en partie cette hypothèse, faisaient aussi appel à une fusion partielle de la roche pour certains types de ciments (silice).



Discordance angulaire d'après Hutton, 1795 (Theory of the Earth). Les couches verticales inférieures (A) appartiennent à une structure plissée qui a été partiellement détruite par l'érosion. Sur la surface d'aplanissement repose un conglomérat (B) constitué de débris de A. La mer est ensuite revenue et a déposé les couches supérieures horizontales (C-E).



Discordance angulaire de dépôts volcaniques sur des calcaires du Crétacé, Mexique.

Malgré plusieurs conceptions qui s'avéreront erronées, Hutton est le premier à reconnaître l'origine magmatique des roches cristallines comme le granite et à montrer que leur formation est postérieure aux roches sédimentaires dans lesquelles elles prennent place (ce ne sont donc pas des dépôts sédimentaires « primordiaux »). De plus, son modèle de cycle géologique va permettre de mieux comprendre les relations entre les différentes unités géologiques et notamment d'interpréter les « discordances angulaires ». Plus fondamentalement, il est le premier à démontrer que tous ces phénomènes nécessitent un temps très long, et dès lors la géologie s'appuiera sur une échelle de temps faisant appel à des millions d'années et non plus à quelques milliers.

3. LES TRAVAUX DE LYELL (1797 – 1875)

Charles Lyell peut être considéré comme le fondateur de la géologie moderne. Il base ses travaux sur l'hypothèse que les **phénomènes observés dans la nature actuelle peuvent être extrapolés aux périodes anciennes** (« **uniformitarisme** ») et constituent en quelque sorte la clé du passé (ce qui n'est pas toujours vrai, certains phénomènes passés n'ayant pas d'équivalents dans la nature actuelle). Il publie en 1834 un traité de géologie qui, constamment amélioré, restera pendant tout le XIX^e siècle l'ouvrage de référence des géologues.

Lyell s'est relativement peu occupé du problème de la formation des montagnes, qu'il considérait comme résultant d'un phénomène comparable à la remontée de la Scandinavie suite à la fonte de la calotte glaciaire quaternaire (isostasie). Par contre, il explique la formation des roches métamorphiques par la transformation en profondeur de roches sédimentaires sous l'effet de l'augmentation de la pression et de la température. Il développe également le concept de cycles géologiques de Hutton.

4. LA CHRONOLOGIE DES DEPOTS ET LA NAISSANCE DE LA BIOSTRATIGRAPHIE

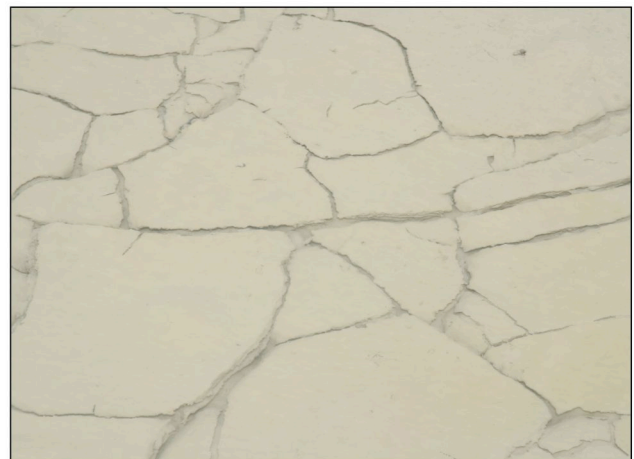
Deluc à la fin du XVIII^e siècle travaille à l'établissement de l'ordre de superposition des couches et recense les faunes contenues dans chacune d'elles. C'est l'âge des dépôts qui renseigne sur l'âge des faunes et qui le conduit à observer une augmentation de la complexité des organismes. Réciproquement, la reconnaissance des faunes permet de dater les roches qui les contiennent. La biostratigraphie est née. Dès le début du XIX^e siècle, cette méthode de datation sera perfectionnée par Cuvier et Brongniart qui montreront notamment que des lithologies différentes peuvent renfermer les mêmes fossiles.

La variation des fossiles dans le temps est expliquée par Cuvier par des « révolutions » qui anéantissent les faunes (« catastrophisme » de Cuvier) ; le repeuplement suivant ayant lieu par migration à partir d'une région non atteinte par le cataclysme. Cette conception implique que les organismes étaient primitivement tous présents (création unique), mais n'explique pas l'apparition de faunes nouvelles. Les successeurs de Cuvier supposeront que les destructions étaient suivies de nouvelles créations divines (créationnisme). A ses débuts, Lyell suivra les idées de Cuvier, mais l'influence des travaux de Darwin le conduira à revoir totalement cette position à la fin de sa carrière.

Lamarck défend quant à lui l'hypothèse de la transformation des espèces dans le temps (transformisme), mais sa démonstration restera peu convaincante et il ne sera pas suivi. A la même époque que Cuvier et Brongniart, William Smith établit une chronologie des roches de Grande-Bretagne basée sur les fossiles et réalise une carte géologique de l'Ecosse.

L'établissement de la chronologie des terrains va se poursuivre pendant tout le début du XIX^e siècle et conduira Alcide d'Orbigny à définir vers 1850 près de 28 « faunes » successives. Cependant, les « créations » multiples ne satisfont ni les croyants, ni les non-croyants, et l'explication transformiste de Darwin viendra à point nommé pour en donner une explication rationnelle. Celle-ci correspondant mieux à la réalité de la distribution des espèces dont certaines persistent alors que d'autres disparaissent, ou encore évoluent et donnent naissance à de nouvelles. Le principe de

l'irréversibilité de l'évolution des espèces sera énoncé en 1893 par le Belge Dollo (connu par ailleurs pour ses travaux sur les iguanodons de Bernissart) et constitue le fondement même de la biostratigraphie moderne.



Exemples d'application du principe des « causes actuelles » à l'interprétation des roches anciennes. En haut à droite, les rides de courant observées sur une plage à marée basse sont identiques à celles qui ont été figées à la surface d'un banc de grès d'âge Famennien (Dévonien supérieur) exposé dans une carrière de la vallée du Hoyoux (en haut à gauche). Cette comparaison permet de comprendre les conditions de dépôt de ce banc de grès, mais aussi de déterminer la polarité des couches dans la coup.

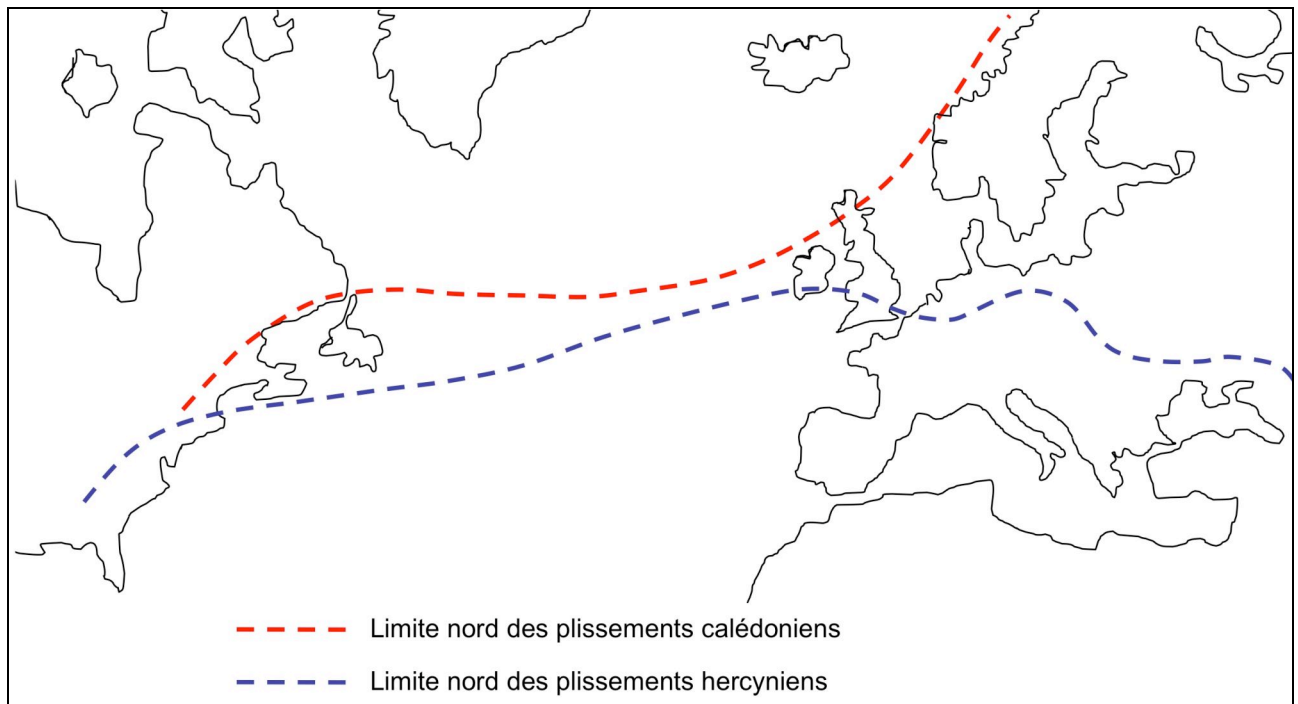
En bas à droite, fentes de dessiccation dans une flaque de boue asséchée ; en bas à gauche, fentes de dessiccation dans un shale du Dévonien moyen des Orcades (Ecosse).

5. L'AGE DE LA TERRE

Plus le découpage relatif des séries géologiques s'intensifiait, plus le problème de leur âge devenait crucial. Mais les évaluations de la durée des « temps géologiques » qui furent basées sur les vitesses de sédimentation, d'érosion ou de refroidissement donnèrent peu de résultats. Vers 1828, l'observation en Auvergne de dépôts millimétriques annuels dans une série épaisse d'environ 230 m suggère à Lyell qu'il a fallu des centaines de milliers d'années pour les former et le conduit à considérer les temps géologiques comme beaucoup plus longs que ce que l'on pense (est autorisé à

penser) à l'époque. Il réalise un calcul sur la base du nombre de changements enregistrés par les fossiles et l'estimation de leur durée qui le conduira au chiffre de 240 millions d'années pour la période couvrant les temps géologiques depuis l'apparition des premiers fossiles animaux (ce calcul considère que 5% des faunes ont été renouvelées depuis l'ère glaciaire qui, sur des bases astronomiques, est alors estimée à 1 million d'année, et qu'il y a eu 4 révolutions (changements totaux) de faunes depuis la fin du Secondaire et 8 autres pour les temps antérieurs depuis le début de l'ère primaire ; soit $(4+8) \times 20 \times 1 \text{ Ma} = 240 \text{ Ma}$). Ce calcul repose sur des données inexactes et est erroné, mais il a le mérite d'aboutir à une durée extrêmement longue qui contraste avec la conception religieuse du temps.

D'autre part, tout à la fin du XIX^e siècle, le physicien Kelvin calcule que le refroidissement de la Terre depuis sa formation et la consolidation de la croûte ont duré entre 98 et 200 millions d'années. Durée estimée trop courte par la majorité des géologues et en opposition avec le courant scientifique général ! La découverte de la radioactivité montrera que la chaleur de la Terre ne provient pas seulement de la chaleur initiale, mais surtout de celle qui est produite par la radioactivité naturelle (Joly, 1909). C'est cette même radioactivité naturelle qui, à partir des années 1950, permettra de réaliser les premières datations absolues des roches et de préciser l'âge réel de la Terre et des périodes géologiques.

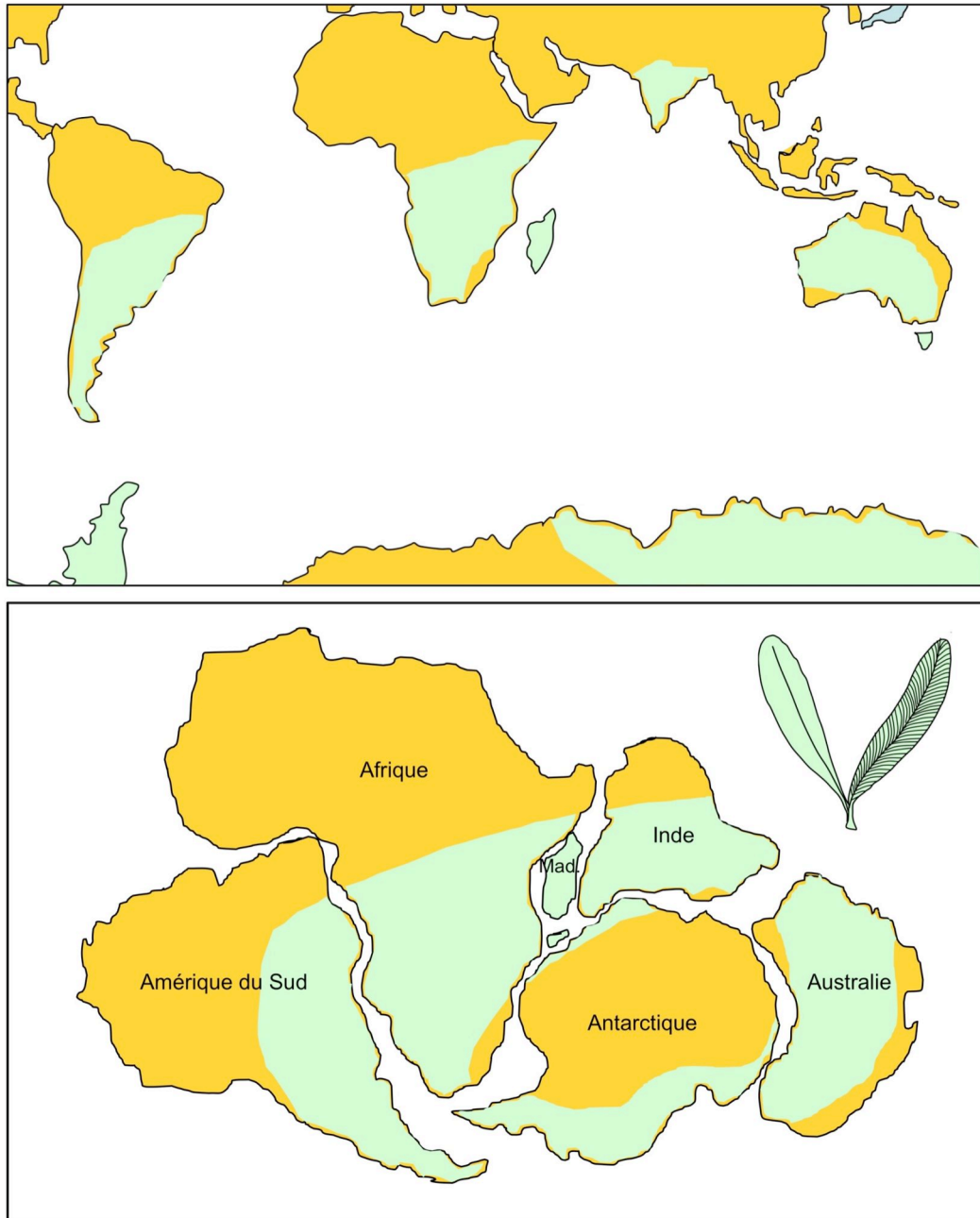


Prolongement en Amérique du Nord des chaînes de montagnes européennes d'après M. Bertrand (1887) qui considérait que l'océan Atlantique résultait de l'effondrement de la partie centrale du continent euréo-américain.

6. LA QUESTION DE LA FORMATION DES MONTAGNES

Vers 1860, l'Américain Dana définit la notion de géosynclinal : une vaste zone de l'écorce terrestre en enfoncement constant (subsidence) dans laquelle s'accumulent les sédiments et qui donnerait naissance à une chaîne de montagnes par resserrement de ses bords. Cette théorie sera largement suivie jusqu'à la fin des années 1960, où elle sera remplacée par le modèle de la tectonique des plaques. A la fin du XIX^e siècle, une autre théorie est élaborée par l'Autrichien Edouard Suess qui considère que la formation des montagnes résulterait de mouvements tangentiels et verticaux dus au

refroidissement progressif de la planète. Cette théorie sera développée par le Français Marcel Bertrand qui définit une continuité latérale dans les plissements et montre l'identité des chaînes calédoniennes et hercyniennes d'Amérique du Nord et de l'Europe. Pour ce chercheur, l'Atlantique résulterait d'un effondrement qui daterait de l'époque miocène. Suess est également l'auteur d'une division en trois enveloppes du globe terrestre, avec un noyau composé de nickel et de fer (« Nife »), une couche intermédiaire silico-magnésienne (« Sima ») et une croûte silico-alumineuse (« Sial »). Ces dénominations ne correspondent pratiquement à aucune des enveloppes actuellement reconnues (voir plus loin) et sont aujourd'hui abandonnées, tout comme la théorie de Suess.

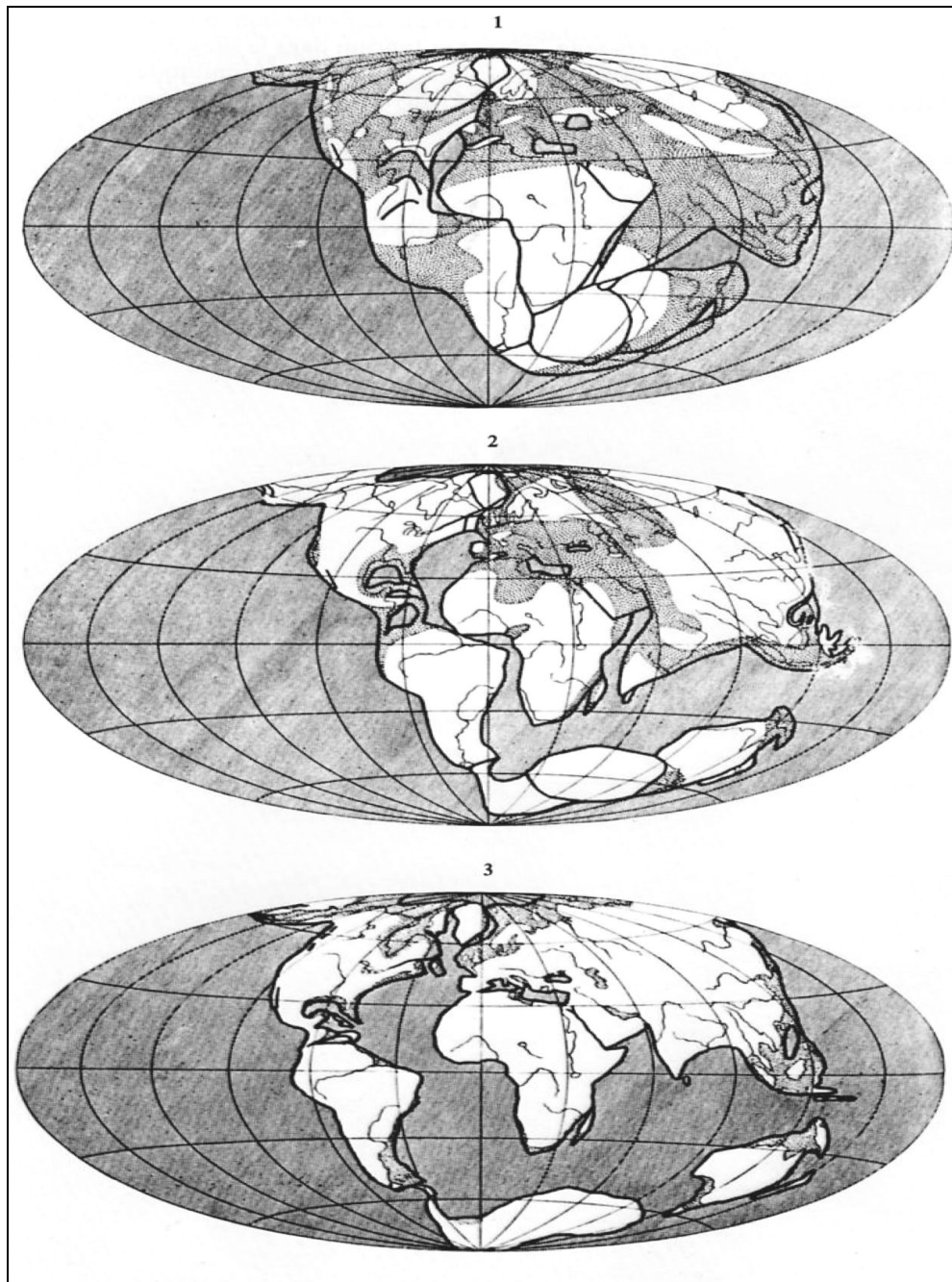


Distribution de la flore permienne à *Glossopteris* (en vert). En haut, sur une carte actuelle ; en bas après reconstitution de la paléogéographie au Permien.

7. LA « DERIVE DES CONTINENTS » DE WEGENER

A partir de 1912, Alfred Wegener (1880-1930), développe la théorie de la « dérive des continents ». Celle-ci considère que les continents « flotteraient » sur le manteau, dont la densité est plus élevée,

et seraient animés de mouvements de translation. A une certaine époque, tous les continents auraient été réunis en une masse continentale unique, la **Pangée**, et se seraient ensuite séparés. L'hypothèse de mouvements relatifs des continents entre eux n'était pas neuve et avait déjà été discutée, notamment par Darwin.



Evolution paléogéographique de la Pangée à trois époques géologiques selon Wegener (1, Carbonifère supérieur ; 2, Eocène ; 3, Quaternaire).

Les arguments avancés par Wegener sont nombreux et reposent, parmi d'autres :

- sur la concordance des côtes de part et d'autre de l'Atlantique, surtout au niveau de l'Amérique du Sud et de l'Afrique dont les contours s'emboîtent presque parfaitement ;
- sur les similitudes paléontologiques et géologiques existant entre le Brésil et l'Afrique du Sud ;
- sur la flore particulière (flore à *Glossopteris*) ayant existé au Permien, c'est-à-dire avant l'éclatement de la pangée, à la fois en Afrique du sud, en Amérique du sud, en Inde, en

Antarctique et en Australie (« Continent de Gondwana »), mais pas dans le reste de l'Eurasie et en Amérique du nord (« Continent d'Angara ») ;

- sur la continuité existant par-delà l'Atlantique entre les chaînes de montagnes anciennes d'Amérique du Nord et d'Europe ;
- ou encore sur les différents climats enregistrés par les continents au cours des temps géologiques.

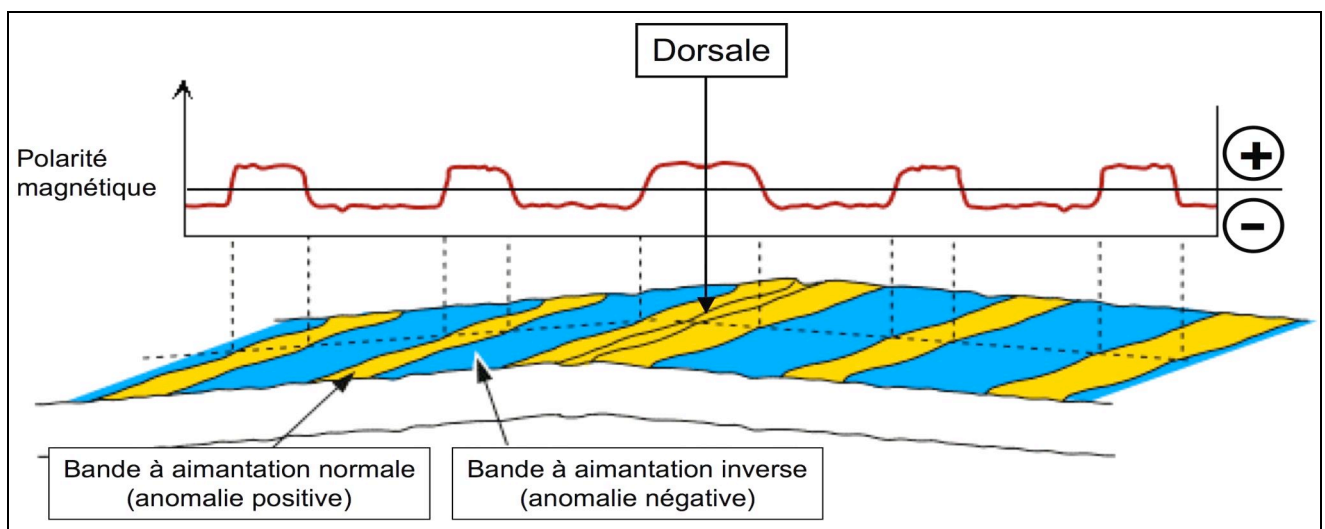
La théorie de Wegener trouva une majorité de détracteurs dans la communauté géologique, en raison notamment de l'absence d'explications plausibles quant au mécanisme du mouvement des continents et aux relations entre les continents (« sial ») et le manteau sous-jacent (« sima »). Seuls les biologistes y virent un mécanisme explicatif des migrations et des similitudes de faunes observées entre les continents. Migrations qui faisaient jusqu'alors appel à l'existence hypothétique de « ponts » intercontinentaux, effondrés par la suite (comme dans le mythe de « l'Atlantide »).

Pourtant, dès 1929, Arthur Holmes (1890-1965), un géologue écossais, avait trouvé un mécanisme potentiel à la dérive en montrant que l'activité volcanique n'était pas suffisante pour évacuer toute la chaleur produite par la radioactivité de la Terre et qu'il devait exister, sous l'écorce terrestre, des cellules de convection. La synthèse des hypothèses de Wegener et de Holmes ne fut pas réalisée.

Ainsi, si au début du XX^e siècle la géologie et ses sciences avaient connu en à peine un siècle un essor prodigieux, certaines questions fondamentales restaient toutefois sans réponse convaincante, comme la façon dont se forment les océans, les mécanismes qui permettent l'accumulation des sédiments ou encore la formation des montagnes.

8. LA TECTONIQUE DES PLAQUES

Après la seconde guerre mondiale, l'exploration systématique des fonds océaniques permit d'en dresser la topographie précise, d'en connaître la nature géologique, et de reconnaître l'existence de reliefs allongés (**dorsales océaniques**) s'étendant sur près de 60.000 km ! De plus, dans l'Atlantique, la mesure du paléomagnétisme enregistré par les laves couvrant les fonds océaniques y mit en évidence l'existence de variations de la polarité du champ magnétique terrestre (anomalies magnétiques). Ces anomalies étaient disposées en bandes positives et négatives parallèles et symétriques par rapport à la dorsale mid-océanique, et de plus en plus vieilles au fur et à mesure qu'on s'éloignait de celle-ci.



Distribution symétrique des anomalies magnétiques de part et d'autre de la zone de genèse de la croûte océanique (fig. : <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque>).

On en déduit que ces roches avaient été formées au niveau des dorsales, puis avaient été entraînées de part et d'autre vers l'extérieur par un mouvement d'écartement. La croûte océanique était par conséquent générée au niveau des dorsales et animée d'un mouvement d'expansion. Ces observations permirent d'aboutir au modèle de la tectonique des plaques, modèle révolutionnaire en ce qu'il apportait enfin des réponses à la plupart des grands problèmes restés en suspens comme les mécanismes de la subsidence et des déformations de l'écorce terrestre, la distribution des volcans, l'origine des magmas, etc. La tectonique des plaques sera abordée plus en détail dans la suite du cours.

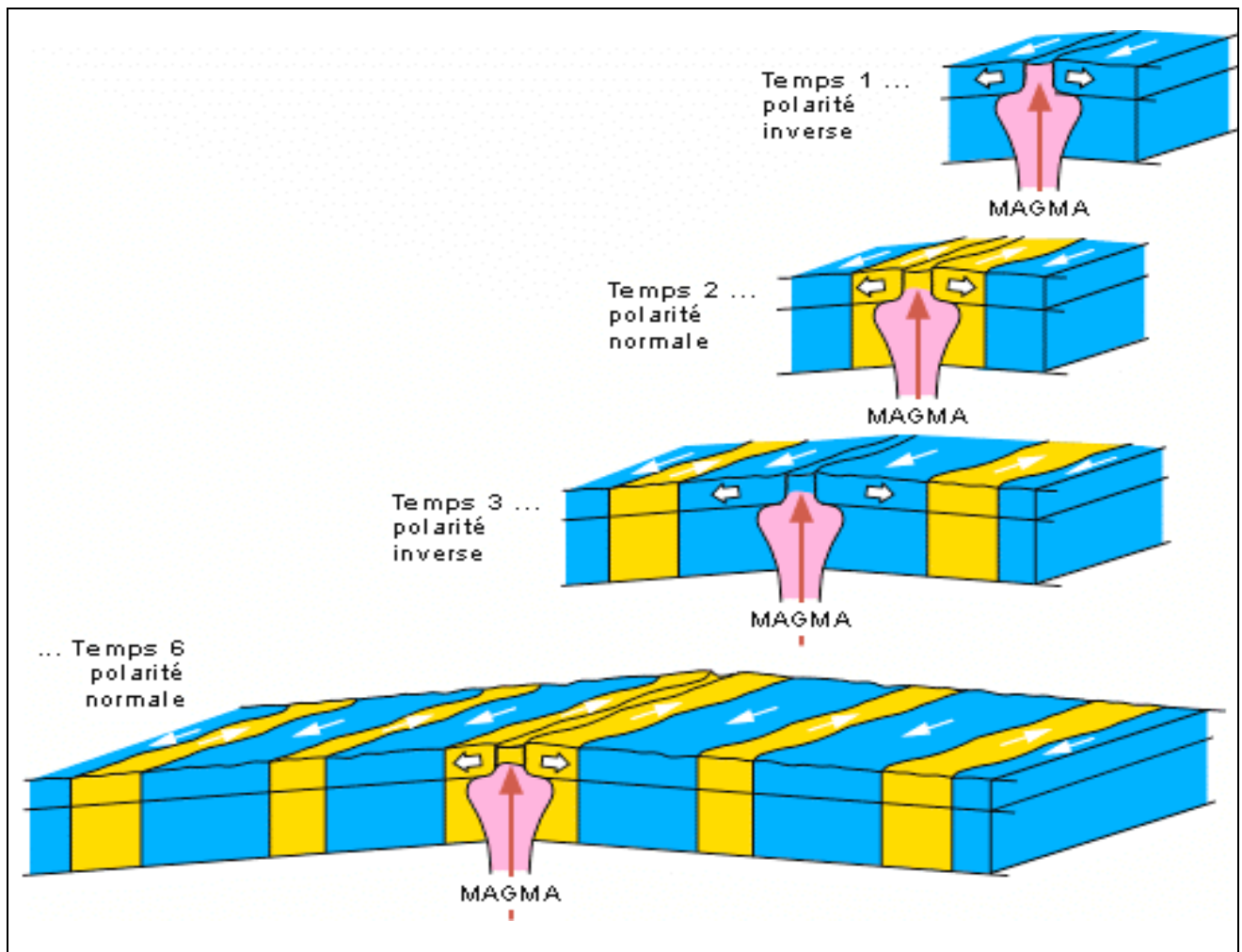


Schéma simplifié de la formation et de l'expansion des croûtes océaniques à l'endroit des dorsales, telles qu'elles peuvent être déduites de la distribution des anomalies magnétiques
(fig. : <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque>).

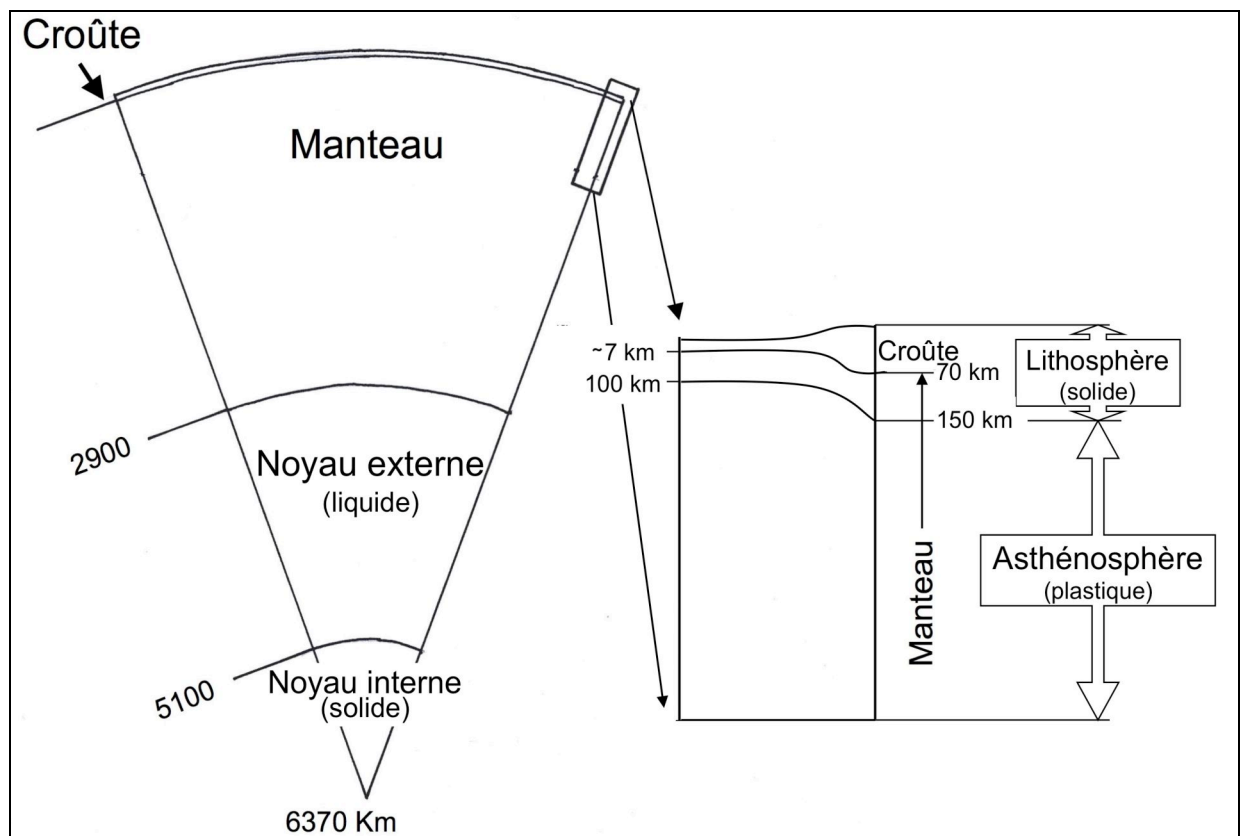
III. CONSTITUTION GENERALE DE LA TERRE

1. LA STRUCTURE INTERNE DU GLOBE

La mécanique céleste a permis de calculer la masse de la Terre (rayon : 6.370 km) et de là sa densité qui est de 5,52. De plus, l'étude de la propagation des ondes sismiques a montré l'existence de surfaces de discontinuité sur lesquelles les ondes sont réfléchies ou réfractées. On considère actuellement que la Terre comprend différentes enveloppes concentriques caractérisées par des compositions et/ou des comportements rhéologiques différents (rhéologie = étude de la déformation des corps) :

- a. Une enveloppe gazeuse, l'atmosphère.
- b. Une enveloppe liquide discontinue, l'hydrosphère.
- c. La **croûte**, qui peut être :
 - **continentale** d'une densité d'environ 2,7 dans sa partie supérieure et de 2,8 dans sa partie inférieure, dont la composition moyenne est proche de celle du granite ; son épaisseur est d'une trentaine de km, mais peut atteindre 60 à 70 km dans les zones orogéniques (montagnes) ;
 - **océanique**, d'une densité d'environ 3, de composition basaltique et de 7 km environ d'épaisseur.

La croûte continentale forme une série de blocs qui « flottent » sur le manteau (plus dense) selon un mécanisme de type hydrostatique. Tout relief de la croûte est par conséquent compensé par une « racine » s'enfonçant dans le manteau, à la façon d'un iceberg dans la mer. Cet équilibre « hydrostatique » est appelé **isostasie**. La croûte océanique repose également sur le manteau et est également en équilibre isostatique avec celui-ci. Les différences d'épaisseur et de densité entre croûte continentale et croûte océanique font que la surface de cette dernière est habituellement à une altitude moyenne inférieure d'environ 5.000 m par rapport à celle des continents.



d. Le **manteau**, de composition périclitotique (roche constituée majoritairement d'olivine), comprend :

- une partie supérieure solide (densité 3,4). **La croûte et la partie supérieure solide du manteau constituent la lithosphère**, dont l'épaisseur totale est d'environ 100 km sous les océans, à 150 km sous les continents. La discontinuité de Mohorovicic, ou Moho, sépare la croûte de la partie lithosphérique du manteau. La lithosphère est découpée en plaques. Elle peut se déformer plastiquement en profondeur.
- une partie inférieure non solide (mais non liquide), l'**asthénosphère**, qui est capable de fluer en raison d'une fusion très partielle de la roche (1 à 2 %), et dont la densité varie de 3,4 à 6 suivant la profondeur. Elle s'étend jusqu'à 2.900 km environ.

L'augmentation de la densité du manteau en profondeur correspond à un changement dans la structure cristalline (et donc minéralogique) des composés périclitotiques qui le composent, sous l'action de la pression.

e. Le **noyau externe**, liquide, surtout composé de fer, de 2900 à 5100 km et de densité 9,8 à 12.

f. Le **noyau interne (graine)**, solide, formé de fer et de nickel, qui s'étend de 5100 km au centre de la Terre et a une densité moyenne légèrement supérieure à 12.

2. COMPOSITION DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU

	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau
SiO ₂	61,9%	49,2%	44,5%
Al ₂ O ₃	15,6	15,8	3,1
Fe ₂ O ₃	2,6	2,2	1,2
FeO	3,9	7,2	6,7
MgO	3,1	8,5	39,1
CaO	5,7	11,1	3,2
TiO ₂	0,8	1,4	0,1
MnO	0,1	0,16	0,1
Na ₂ O	3,1	2,7	0,25
K ₂ O	2,9	0,26	0,04
P ₂ O ₅	0,3	0,15	-
Ba	425 ppm		
Sr	375		
Zr	165		
Cu	55		
Sc	22		
Pb	12,5		
U	2,7		
Hg	0,08		
Ag	0,07		
Au	0,004		

Compositions moyennes des deux types de croûte et de la partie supérieure du manteau (1 ppm = 1 part par million = 0,0001 %).

Des milliers d'analyses chimiques de roches de croûtes océaniques et continentales ont été réalisées et ont permis d'en donner les compositions moyennes. Les analyses du manteau reposent essentiellement sur les quelques zones d'affleurement de la partie lithosphérique du manteau ainsi que sur des fragments de roches (enclaves) incluses dans des magmas qui trouvent leur origine dans l'asthénosphère et qui remontent à la surface.

3. PRINCIPAUX MINÉRAUX CONSTITUANT LES ROCHES DE LA CROÛTE ET DU MANTEAU

Les roches sont les matériaux constitutifs de la lithosphère et sont, pour l'immense majorité, composées par un assemblage de minéraux. Les minéraux constituant les roches sont essentiellement des silicates et des alumino-silicates et accessoirement des carbonates. Les autres minéraux n'interviennent qu'à titre de constituants accessoires ou occasionnels.

- Silicates et alumino-silicates

Quartz : SiO_2

Feldspaths : KAlSi_3O_8 (orthose), $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (plagioclases)

Micas (blancs et noirs) : alumino-silicates de K, Mg et Fe

Pyroxènes : silicates et alumino-silicates de Ca, Mn, Na, K, Mg, Al, Fe

Amphiboles : idem pyroxènes + groupes OH^-

Olivines : silicates de Fe, Mg, Mn

Chlorites : idem micas noirs + OH^-

Minéraux des argiles : alumino-silicates hydratés ou Al peut être remplacé par Mg et Fe, avec parfois Na et K

- Carbonates

Calcite : CaCO_3

Dolomite : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

4. CLASSIFICATION DES ROCHES

La classification des roches est basée sur des critères descriptifs (composition minéralogique, structure) et génétiques (manière dont elles se sont formées). Les roches les plus courantes se répartissent en :

- roches d'origine sédimentaire ;
- roches d'origine magmatique ;
- roches d'origine métamorphique : roches sédimentaires ou magmatiques ayant été transformées sous l'action de la température et de la pression.

Les limites entre ces groupes de roches ne sont pas toujours nettes.

IV. LES PROCESSUS D'ÉROSION, DE TRANSPORT ET DE DEPOT SUR LES CONTINENTS

Les processus d'érosion comprennent à la fois des processus mécaniques et chimiques. Leur action conjointe a comme résultat la désagrégation et l'altération des roches. Les roches présentent des résistances différentes aux facteurs de l'érosion, qui auront par conséquent un caractère différentiel et seront plus ou moins actifs selon la nature des roches.

La forme du relief est le résultat des processus d'érosion et de la nature des roches érodées. D'autre part, le transport et la sédimentation des produits érodés, phénomènes qui sont en partie contemporains des précédents, engendrent d'autres formes de relief (par exemple : cônes d'éboulis, dunes, etc.). L'étude de la morphologie d'une région implique donc la connaissance de sa constitution géologique et des facteurs qui ont conduit à son modelé, et inversement, l'examen attentif de la morphologie peut donner des indications précieuses sur sa géologie.

A. L'altération chimique

L'eau, le CO₂, l'oxygène et les produits organiques qui résultent de la décomposition des végétaux sont les agents principaux de l'altération chimique des roches. On peut les résumer avec les quelques exemples suivants :

1. ACTION DE L'EAU

a. Mise en solution

C'est le cas le plus simple qui n'affecte cependant qu'un petit nombre de composés minéraux, parmi lesquels la halite (NaCl) et le gypse (CaSO₄.2H₂O). Bien que la solubilité de la silice (SiO₂) soit très faible, une partie de celle-ci peut être mise en solution (jusqu'à 120 à 140 ppm dans une eau à 20°) selon la réaction :



b. Hydrolyse

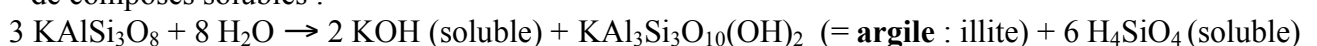
L'hydrolyse est une réaction dans laquelle le cation d'un composé est remplacé par H⁺. Le minéral hydrolysé peut être transformé en de nouvelles espèces minérales et/ou en composés solubles.

Les silicates et les alumino-silicates sont les minéraux terrestres les plus abondants. Ils sont généralement décomposés par hydrolyse au contact de l'eau. Cette altération chimique sera d'autant plus prononcée que **le drainage et la température seront élevés**.

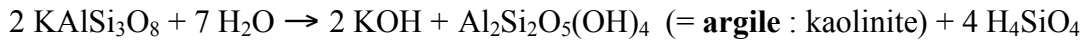
Prenons à titre d'exemple l'altération de l'orthose, un feldspath de formule KAlSi₃O₈ qui est abondant dans les granites, et celle du diopside, un pyroxène de formule CaMgSi₂O₆, commun dans les roches métamorphiques

1. Orthose (KAlSi₃O₈)

- Si le drainage est relativement réduit et le climat tempéré, l'hydrolyse est peu poussée et conduit à la formation de minéraux argileux avec 2 couches de silice dans la maille cristalline et de composés solubles :



- Pour un drainage plus important et un climat chaud, l'hydrolyse est plus forte et provoque la formation de minéraux argileux avec une seule couche de silice dans la maille :

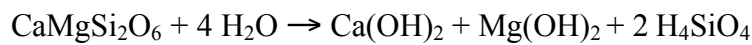


- Lorsque le drainage est important et la température élevée (climats équatoriaux chauds et humides), l'hydrolyse est complète et abouti à la formation d'hydroxyde d'aluminium (bauxite) ; il n'y a plus de formation d'argile :



2. Diopside ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)

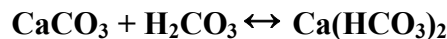
L'hydrolyse de ce minéral donne naissance à des composés qui sont tous solubles :



c. L'action de l'eau et du gaz carbonique

L'eau renferme généralement du CO_2 provenant de l'atmosphère et de la dégradation de la matière organique avec lequel elle forme de l'acide carbonique (H_2CO_3 : $\text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$). Toutes les eaux de pluie ou d'infiltration sont par conséquent faiblement acides et beaucoup plus agressives pour les minéraux que ne le sont des eaux pures.

L'altération des carbonates et plus particulièrement de la calcite, le minéral constitutif du calcaire, en est l'exemple le plus connu. Elle s'effectue suivant la réaction réversible :



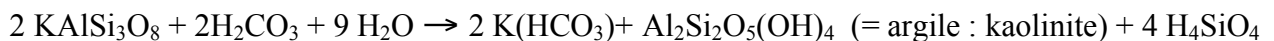
qui peut aussi s'écrire :



Le bicarbonate de calcium, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, ainsi formé est soluble dans l'eau et son élimination permet à la réaction de se poursuivre. Il faut remarquer que dans une eau pure dépourvue de gaz carbonique, la calcite est pratiquement insoluble (dix fois moins soluble que la silice).

Cette réaction de dissolution du calcaire en eau acide est la cause des phénomènes karstiques (voir plus loin).

L'acide carbonique est également un agent extrêmement important de l'altération des silicates et des alumino-silicates. Ainsi, il peut réagir avec l'orthose et le diopside suivant les équations :



L'altération chimique des alumino-silicates par l'eau renfermant ou non du CO_2 donne donc naissance à des **argiles** (les minéraux les plus abondants des roches sédimentaires), des **oxydes ou hydroxydes insolubles** et des **composés solubles**. Celle des **silicates**, à des **hydroxydes et des composés plus ou moins solubles**.

Dans les climats secs ou très froids, l'hydrolyse est inexistante et l'érosion des roches est essentiellement mécanique.

Les silicates ne s'altèrent pas tous à la même vitesse et certains sont plus résistants que d'autres. D'après leur résistance croissante à l'altération, ils peuvent être classés de la manière suivante :

- olivine,
- pyroxènes, feldspaths calciques,
- amphiboles, micas noirs (biotite), feldspaths sodiques,
- feldspath potassique (orthose),
- micas blancs (muscovite),
- quartz.

Il faut noter que le quartz n'est presque jamais attaqué.

L'altération chimique des roches silicatées dépend donc non seulement du drainage et de la température, mais également de leur nature minéralogique.

2. ACTION DES ACIDES ORGANIQUES

En climat humide et froid, la décomposition de la matière végétale donne naissance à des acides organiques (acides humiques) qui peuvent attaquer les silicates et former avec Al_2O_3 des complexes solubles qui sont éliminés. Les autres bases sont également éliminées et il ne subsiste à l'état solide que la silice (podzolisation). L'altération des roches dans ces conditions est donc maximale.

Par contre, en climat humide et chaud, la décomposition de la matière organique est quasi totale (ce qui explique l'absence d'une couche d'humus importante dans la forêt équatoriale) et donne naissance à H_2O et CO_2 [= H_2CO_3 (ou $\text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$)].

3. OXYDATION ET HYDRATATION

L'oxydation affecte tous les composés ferreux, et notamment la pyrite (FeS_2) suivant la réaction :



L'hydratation des oxydes est assez générale :



4. INFLUENCE DU CLIMAT SUR L'ALTERATION CHIMIQUE DES ROCHES

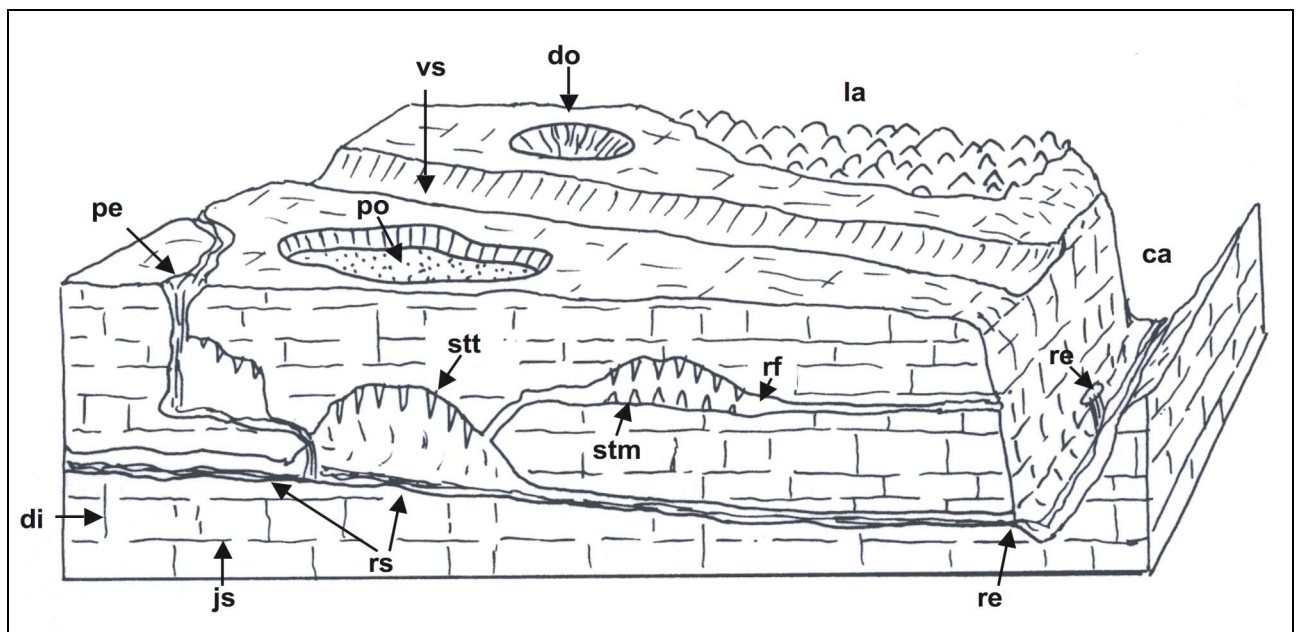
Les différents paramètres de l'altération chimique des silicates et des alumino-silicates sont fortement influencés par le climat :

- Climats désertiques, polaire ou chaud : décomposition chimique très faible (érosion essentiellement mécanique).
- Climat froid : décomposition par les acides organiques (podzolisation).
- Climat tempéré : destruction par hydrolyse incomplète (formation d'argiles du type de l'illite).
- Climat chaud à pluviosité moyenne (par exemple la zone tropicale des savanes) : destruction plus poussée et formation de kaolinite.
- Climat chaud et humide (forêt équatoriale) : décomposition chimique très poussée et formation de bauxite et de latérite (sol rouge riche en hydrates de fer).

5. PHENOMENES KARSTIQUES

Il s'agit de l'ensemble des phénomènes géologiques et géomorphologiques qui résultent de la dissolution des calcaires suivant la réaction $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Ils donnent naissance à des formes de surface et à des formes souterraines.

Ainsi, la surface d'une formation calcaire peut être creusée de dépressions, puits, cannelures, rigoles, qui forment un **lapiez**. Celui-ci peut être exposé ou dissimulé sous des terrains superficiels (c'est le cas en Belgique). Aux endroits où la dissolution est plus intense (fissures plus abondantes, nature différente du calcaire,...), il peut se former des dépressions fermées (**dolines**) de quelques mètres à quelques centaines de mètres de diamètre et plus ou moins profondes. Lorsqu'elles sont de grande taille et à fond plat, elles portent le nom de **poljé**. En région à relief karstique très prononcé, les poljés constituent souvent les seuls endroits possibles de culture. La formation d'une doline peut être accélérée par des conditions climatiques ou hydrogéologiques, voire résulter de l'effondrement d'une cavité sous-jacente. Elles peuvent alors provoquer des dégâts importants à d'éventuels bâtiments ou à des routes. L'accentuation verticale d'une doline donne naissance à des puits verticaux profonds parfois de plusieurs dizaines de mètres, souvent remplis par des dépôts superficiels.



Phénomènes et relief karstiques. ca : canyon ; di : diaclase ; do : doline ; js : joint de stratification ; la : lapiez ; pe : perte (chanoir) ; po : poljé ; re : résurgence ; rf : réseau fossile ; rs : rivière souterraine ; stm : stalagmites ; stt : stalagmites ; vs : vallée sèche.

En profondeur, la circulation de l'eau dans les fissures élargit progressivement celles-ci. Il en résulte la formation de réseaux de cavités (grottes). L'endroit où une rivière s'enfonce dans un massif calcaire est une **perte** (appelée « **chanoir** » en Wallonie). Après un parcours souterrain plus ou moins long et complexe, le cours d'eau peut réapparaître à la surface (**résurgence**). Certaines rivières ont un parcours qui peut être en partie aérien et en partie souterrain. Si le parcours souterrain devient prépondérant, la rivière peut abandonner totalement la vallée sus-jacente qui devient une **vallée sèche**.

L'action conjointe de la dissolution et de l'érosion mécanique due aux éléments transportés par les rivières peut conduire à une érosion verticale intense et à la formation de canyons.

La vitesse des réactions chimiques croît avec la température et l'altération chimique est par conséquent la plus active dans les climats chauds. La dissolution des carbonates ne suit cependant pas exactement ce schéma, car la quantité de CO_2 dissoute dans l'eau est plus importante dans une

eau froide que dans une eau chaude (l'élévation de la température de l'eau dégaze celle-ci). Cependant, en région chaude et très humide, la dégradation de la matière organique est telle que les eaux superficielles se saturent en CO_2 et peuvent alors provoquer une intense karstification donnant typiquement naissance à un relief très accentué constitué de tours calcaires (karst à mogotes).

Les **stalactites**, **stalagmites** et autres types de **concrétions** qui tapissent les parois des grottes sont formés par dégazage partiel de l'eau qui y pénètre par les fissures de la roche ou qui s'y écoule (l'eau percolant dans le sol a un taux de CO_2 plus élevé que celui de la grotte). Le dégazage du CO_2 déplace vers la gauche la réaction $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ et provoque la précipitation du CaCO_3 . La perte de CO_2 peut aussi être due ou accentuée par une température plus haute à l'intérieur de la grotte, une évaporation partielle de l'eau ou encore une agitation de l'eau, notamment lorsque celle-ci tombe du plafond ou ruisselle.



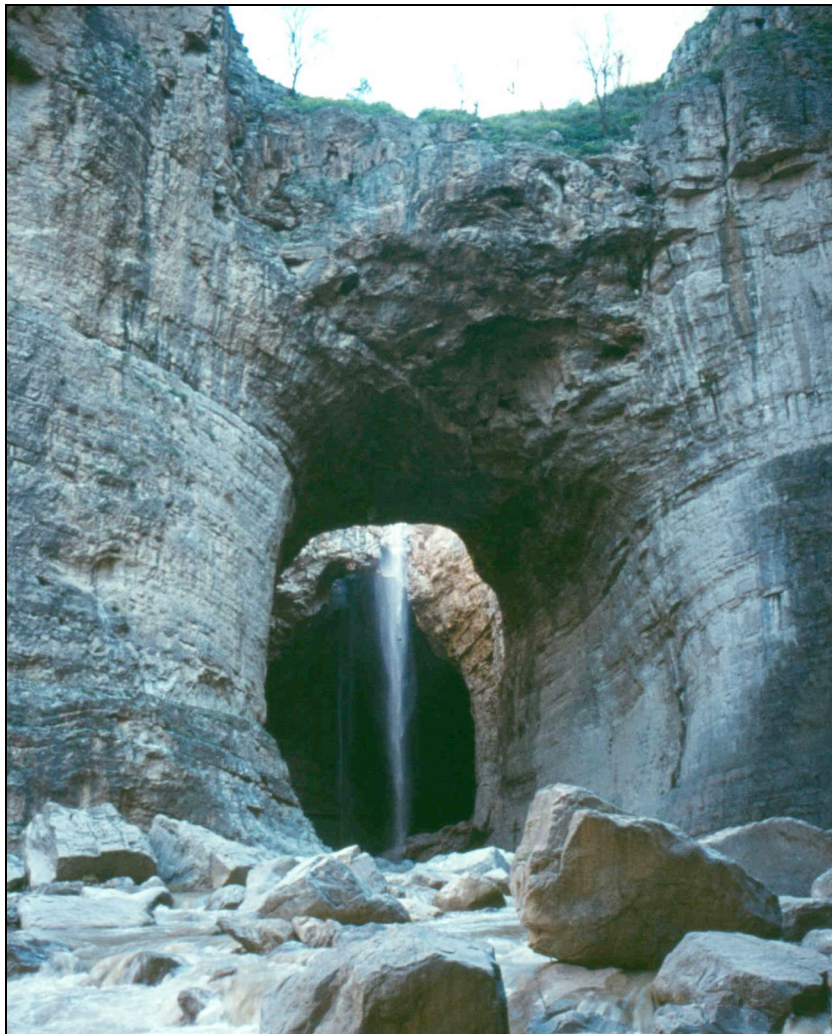
Effondrement karstique (doline) dans une prairie à Esneux (province de Liège).



Vallée sèche dans les craies du Boulonnais (France)



Rizières dans un poljé ; Guizhou, Chine.



Conduit karstique évoluant en gorge suite à l'effondrement progressif de sa voûte (Gorge du Rummel, Constantine, Algérie).



Lapiez en climat tropical (Sinaloa, Mexique).



Relief karstique tropical à tours (Guangxi, Chine).

B. L'érosion mécanique

Les processus d'érosion mécaniques agissent parallèlement aux processus d'altération chimique que souvent ils induisent et facilitent ; réciproquement l'altération chimique peut induire et faciliter l'érosion mécanique. Ils sont provoqués par différents facteurs qui sont principalement la température, la végétation, la pesanteur, l'eau, la glace et le vent. Tous comprennent un phénomène plus ou moins important de transport.

1. ACTION DE LA TEMPERATURE

En climat froid, l'eau de pluie pénètre dans les fissures ou entre les grains et son gel provoque une augmentation de volume qui déchausse les blocs ou les grains jusqu'à dislocation complète (**gélifraction**). D'autre part, lorsque les roches sont soumises à des écarts importants de température, leurs minéraux peuvent être l'objet de dilatations ou de contractions qui, par répétition du phénomène, provoquent la rupture d'écailles (**thermoclastie**). Les fragments plus petits peuvent également se fendre sous l'alternance chaud-froid.



Bloc gélifracté (Alpes).



Petits monticules constitués de fragments de craie résultant de la gélifraction de gros blocs gorgés d'eau dans une carrière près de Visé (l'un de ces blocs est resté presque intact).

2. ACTION DES VEGETAUX

Les racines des végétaux s'introduisant dans les joints et les fissures disloquent les blocs par leur croissance.

3. EBOULIS ET EBOULEMENTS

Dans les zones de fort relief, comme les montagnes, des blocs peuvent tomber individuellement avec une fréquence plus ou moins élevée dépendant souvent des facteurs climatiques. Ils forment ainsi des **éboulis**, talus naturel dont la pente est souvent comprise entre 35 et 40° (ou moins), qui présentent un classement grossier des éléments éboulés (les plus gros blocs se situent en bas de la pente, les plus fins au sommet).

Plus spectaculairement, une masse rocheuse peut se détacher et tomber (**éboulement**), ses débris s'accumulant au pied du versant. Lorsque la masse qui s'effondre est très importante, elle peut vaporiser l'eau et la glace par un échauffement lié au frottement des éléments et créer ainsi un coussin de vapeur d'eau qui va augmenter sa vitesse jusqu'à atteindre une très grande vitesse (400 km/h). Les dépôts qui résultent d'un éboulement ont une pente comprise entre 2 et 20° et ne montrent pas de classement des éléments éboulés.

4. GLISSEMENTS DE TERRAIN

Lorsqu'une pente est couverte ou composée de produits meubles ou de roches disloquées ou fissurées, un certain volume de ceux-ci peut se détacher et glisser en masse vers le bas où ils s'accumulent sous la forme d'une « **loupe de glissement** ». Elle laisse habituellement à son emplacement d'origine une surface de décollement concave. Ce phénomène se produit souvent lorsque des terrains sont gorgés d'eau et reposent sur des couches imperméables. Les glissements de terrain peuvent survenir sur des pentes relativement faibles.



Glissement de terrain affectant une falaise (Boulonnais, France).

5. SOLIFLUXION

Glissement superficiel de terrains lorsqu'ils sont imbibés d'eau, sur un sous-sol imperméable. Cette circonstance est réalisée à grande échelle dans les climats froids périglaciaires, lorsque à la fonte des neiges, une couche superficielle gorgée d'eau et boueuse repose sur un sous-sol gelé et par conséquent imperméable. Dans ces conditions, le glissement en masse peut s'opérer sur des pentes très faibles (quelques degrés) et sur de longues distances. Le modelé des pentes en Wallonie résulte principalement de ce phénomène en raison de la prépondérance des périodes glaciaires pendant le Quaternaire. Il en résulte de forts dépôts au bas des pentes (**colluvions**).

6. CREEP (OU REPTATION)

Il s'agit d'un glissement lent du manteau superficiel qui recouvre les pentes. Il n'est pas directement observable et il ne peut être décelé que par ses effets secondaires : inclinaison et courbure des arbres, « fauchage » de la partie supérieure des couches sous-jacentes lorsque celles-ci sont redressées.

7. LES PHENOMENES EOLIENS

Il s'agit des phénomènes d'érosion et de transport dus à l'action du vent. Ils sont surtout sensibles dans les régions sèches et dénudées, c'est-à-dire les déserts, qu'ils soient tropicaux ou polaires.

a. L'érosion éolienne

Le vent soulève les grains de sable et des particules plus fines du sol et les projette sur des obstacles. Il a donc deux actions :

- une action d'enlèvement des particules (**déflation**) qui peut provoquer la formation de dépressions par élimination des sédiments fins ;
- une action d'usure (**corrasion**), les particules transportées par le vent agissant comme des micro-burins.

Les dépressions créées par déflation peuvent être de très grandes dimensions et accueillir postérieurement des lacs ou des chotts (lacs temporaires des régions désertiques dans lesquels précipitent des sels en saison sèche).

La corrasion confère aux roches qui la subissent ou aux grains transportés un « **poli éolien** » : les surfaces sont piquetées et mates. L'érosion éolienne est plus intense dans les roches tendres que dans les roches dures et tend surtout à éroder la base des reliefs rocheux (les grains de sable ne sont pas transportés à une grande hauteur), donnant naissance à des reliefs complexes.

Le vent enlève les grains de sables et les particules plus fines, mais laisse sur place les éléments plus gros, créant ainsi des déserts de cailloux (**reg**).

b. Le transport éolien

Le transport par le vent peut s'effectuer sur de grandes distances. Les poussières sont évidemment entraînées beaucoup plus loin que les grains de sables et peuvent rester en suspension dans l'atmosphère pendant des semaines, voire des mois. Elles peuvent ainsi être déposées très loin de leur origine (des milliers de km). Ce sont ainsi des centaines de millions de T de poussières qui sont transportées et déposées chaque année.

c. Sédimentation éolienne

Lorsque l'énergie du vent faiblit, les particules transportées se déposent, les plus grossières d'abord, les plus fines ensuite. Les **dunes** sont les dépôts éoliens typiques et sont composées habituellement de sable formé de grains de quartz, mais parfois aussi de grains d'autres types de roches (calcaire, etc.). Leur face soumise au vent (pente d'environ 10°) est sans cesse érodée, tandis que leur côté

opposé (pente d'environ 30°) s'accroît par le dépôt des grains précédemment enlevés. Les dunes sont ainsi en perpétuel mouvement et peuvent se déplacer sur de très grandes distances. A plus petite échelle, le vent peut également provoquer la formation de **rides** de largeur décimétriques sur des surfaces planes. Dans les déserts, les dunes peuvent couvrir de très grandes surfaces (**erg**).

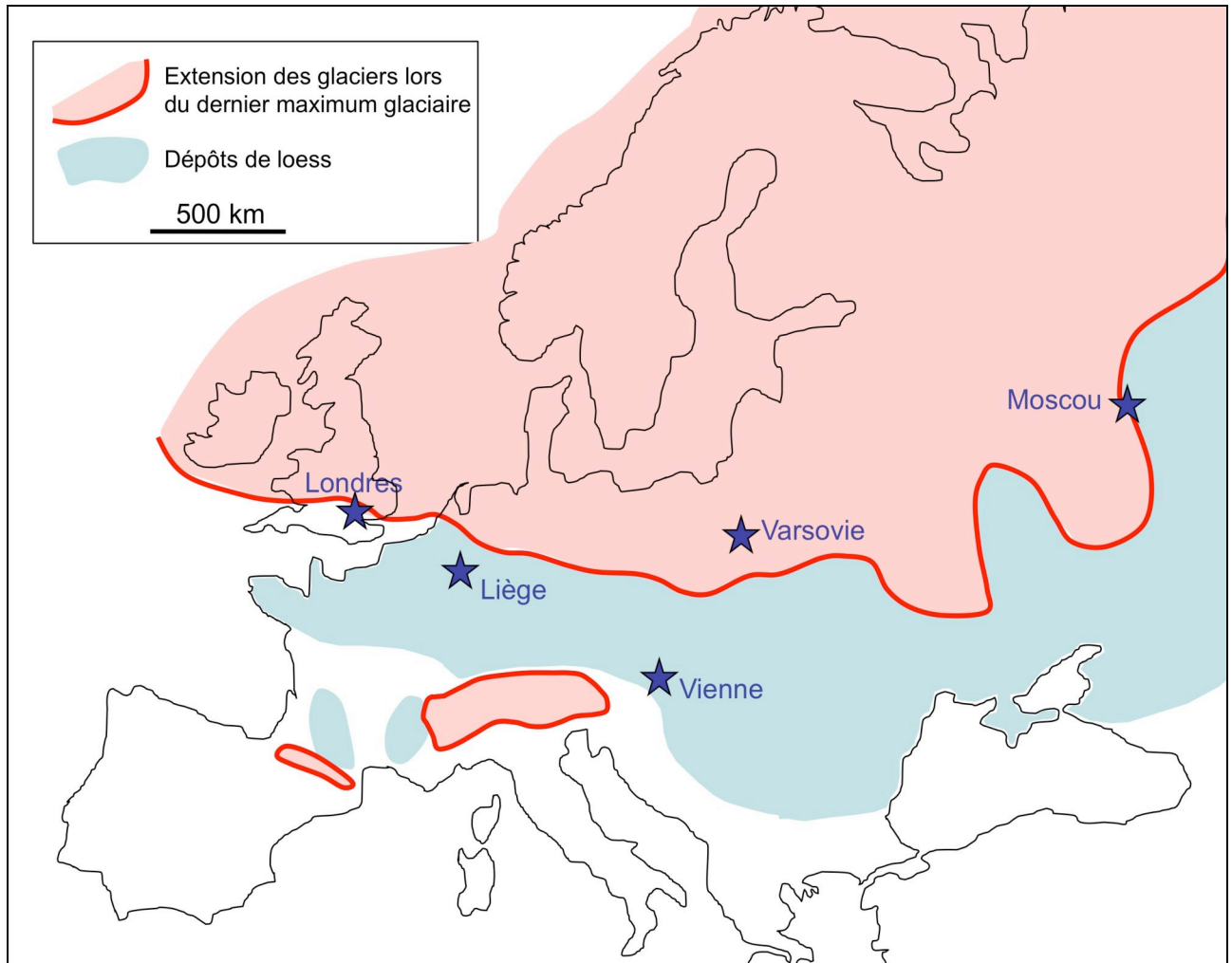


L'Etang de Montady (Hérault, France), vaste dépression due à la déflation pendant la dernière période glaciaire. Elle fut drainée et asséchée dès le Moyen-âge par des moines, via des canaux radiaux aboutissant à un collecteur souterrain.



Désert de dunes (erg). Grand Erg Occidental (Algérie).

Le **loess** (= limon éolien) est un dépôt éolien **silteux** (grains de diamètre inférieur à $62\ \mu\text{m}$), souvent de plusieurs mètres d'épaisseur, résultant de l'entraînement par des vents de poussières, principalement en climat périglaciaire. Il est constitué d'un mélange de grains fins de quartz, de calcaire, d'argile, de feldspath, etc., qui en fait un dépôt particulièrement fertile (le sous-sol de la Hesbaye est principalement constitué de loess). Lorsque le loess comprend une forte proportion de calcaire, la dissolution puis la reprécipitation de celui-ci peut donner naissance à des nodules pluricentimétriques souvent coalescents (« poupées de loess »).



Les dépôts de loess en Europe.

8. LES PHENOMENES GLACIAIRES

Dans les régions d'altitude élevée (montagnes) ou de haute latitude (régions polaires), les précipitations atmosphériques se font habituellement sous la forme de neige. Celle-ci s'accumule et, au fur et à mesure de son tassement, **devient de plus en plus compacte et se transforme en glace**. La formation de glace s'effectue donc dans des zones où la neige ne fond pas totalement en été (zone des neiges permanentes ou « éternelles »). La nivation doit y être importante, car sans chute de neige, pas de glacier. Ainsi, malgré des températures moyennes annuelles inférieures à 0° , certaines zones de Sibérie ne sont pas couvertes de glace. Pour information, la limite des neiges permanentes est de :

- 0 à 600 m d'altitude dans les régions polaires et subpolaires ;
- 1500 m en Norvège ;
- 2800 à 3100 m dans les Alpes ;

- 4300 à 5200 m dans l'Himalaya ;
- 5400 à 5800 m à l'Equateur (Afrique).

Sous l'effet de son poids, la masse de glace formée se déplace et constitue un glacier. Au cours de ce déplacement, la glace, tout en restant à l'état solide, subit une déformation plastique due à sa recristallisation permanente. Un glacier en mouvement n'est donc pas une masse de glace qui glisse sur la pente, mais bien qui s'écoule. Il peut ainsi atteindre des endroits où la température est plus élevée et où il va progressivement fondre.

La surface couverte par les neiges permanentes et les glaciers constitue près de 1/10 de la surface des continents et représente la quasi-totalité de l'eau douce du globe (98 %). Le volume total de glace continentale est de 25 à 35 millions de km³ et a atteint environ 75 millions de km³ pendant les périodes glaciaires. La fusion des inlandsis et des calottes depuis la fin de la dernière glaciation, il y a environ 15.000 ans, a fait remonter le niveau des océans de plus de 120 m. La fusion des inlandsis et des calottes actuelles ferait monter le niveau des océans de 60 à 90 m selon les estimations.

a. Les glaciers de montagne

La déformation plastique de la glace s'opère lentement, en réponse à des sollicitations modérées et continues. Lors de leur écoulement, les glaciers peuvent décrire des méandres et même remonter après une zone de surcreusement ou sur un verrou (roche plus résistante à l'érosion glaciaire). En raison du frottement sur les parois de la vallée glaciaire, la vitesse d'un glacier est plus élevée au centre que près des rives, et est de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres par jour. Mais, lorsque la glace est soumise à des forces plus importantes, elle se brise. Il se forme alors des **crevasses** qui isolent des lames de glace (**séracs**). Ces **champs de séracs** se forment dans les zones de fortes pentes ou lors du passage d'un verrou glaciaire.



Chute de séracs sur un glacier des Alpes.

A partir de l'aire d'accumulation de la neige et de formation de la glace (cirque glaciaire), celle-ci en s'écoulant déchausse des blocs de roche plus ou moins volumineux du **substratum** (ou **bedrock**) sur lequel repose le glacier (lit du glacier). Ces blocs, de même que des roches qui tombent sur le glacier puis dans des crevasses, sont enchâssés dans la glace et emportés ; d'autres reposent sur le glacier, ou encore sont traînés sur le fond ou sur les côtés. Ces matériaux sont de

toutes tailles : depuis un grain de poussière jusqu'à des blocs de plusieurs centaines de m³. Ils sont particulièrement abondants sur les côtés latéraux du glacier, car c'est là que viennent s'accumuler les roches s'écroulant des parois de la vallée glaciaire. Lorsque ces roches sont en contact avec le substratum, il se produit une usure très active qui arrondit la surface de celui-ci et y laisse des stries caractéristiques (**stries glaciaires**). La présence de roches plus ou moins résistantes à l'érosion glaciaire conduit à la formation de surélévations (**verrous glaciaires**) ou de surcreusements.



Glacier avec lac de verrou, Massif de la Bernina, Suisse.



Bédière sur une calotte glaciaire au Spitsberg.



Moulin glaciaire sur le glacier de Morteratsch (Suisse).

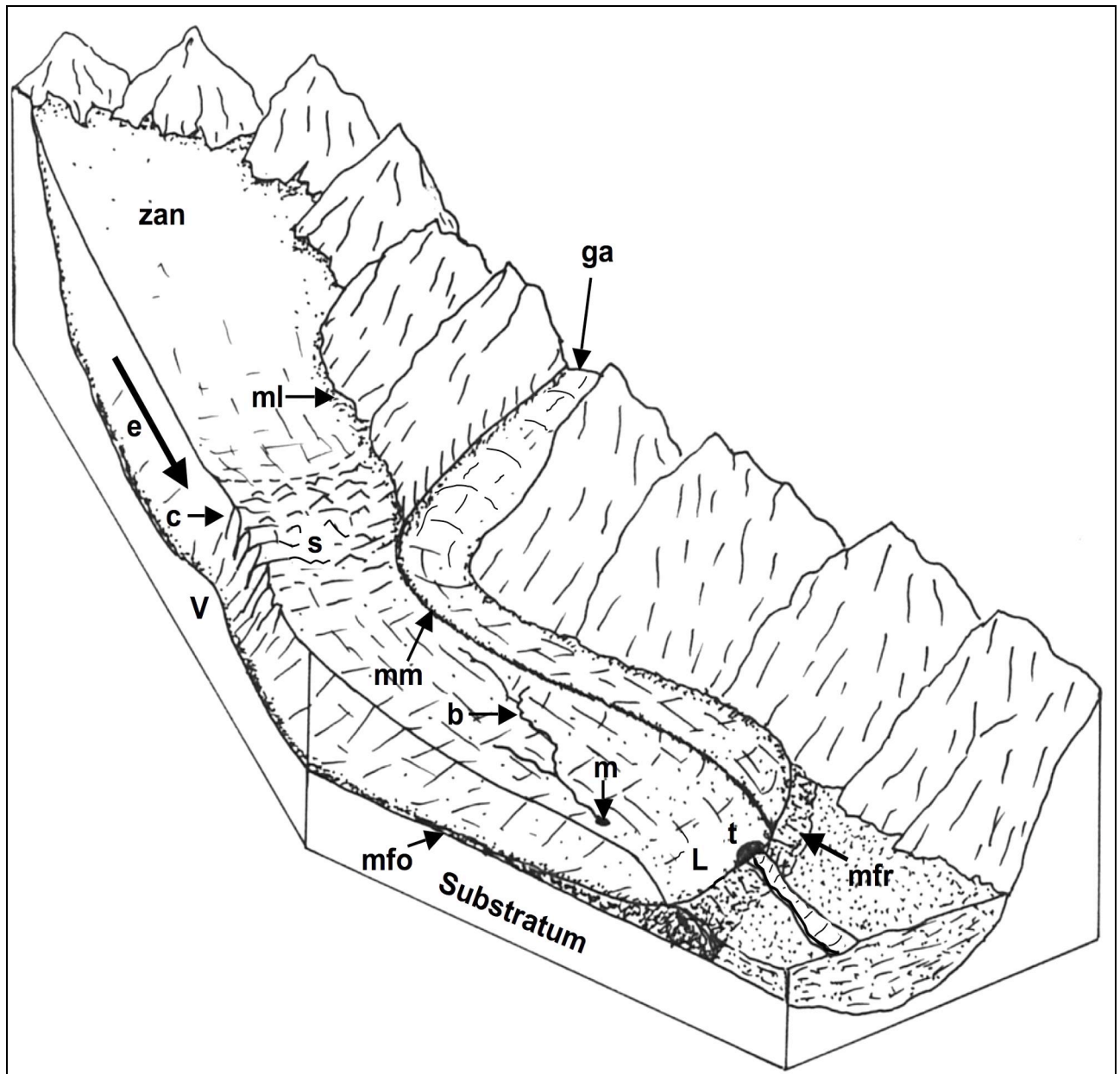


Glacier de Tschierwa, Val Roseg, Suisse. On voit ici toutes les parties composant un glacier. Le recul récent du glacier a laissé une vallée limitée par de fortes moraines latérales, dans laquelle s'écoule le torrent.

L'écoulement vers le bas des glaciers les amène dans des zones où la température est plus élevée. La glace fond alors à la surface du glacier et il se forme des ruisseaux coulant dans des rigoles (**bédières**) qui s'engouffrent dans des puits creusés au départ des crevasses (**moulins glaciaires**). Ces ruisseaux se rassemblent sous le glacier pour former le **torrent sous-glaciaire** qui coule habituellement dans un tunnel creusé dans la glace. Vers l'aval, ce torrent devient de plus en plus

gros, tandis que le glacier fond progressivement et devient de moins en moins épais, jusqu'à la **langue terminale**.

La fusion de la glace nécessite un fort apport calorifique et se déroule au cours de la descente du glacier. Celui-ci peut par conséquent atteindre, avant d'être fondu, des régions relativement basses, bien inférieures à la limite des neiges permanentes. L'altitude de la langue terminale dépend ainsi de l'équilibre entre la vitesse de fusion et celle du glacier. Cet équilibre se modifie constamment en fonction des fluctuations climatiques, provoquant l'« avancée » et le « recul » des glaciers. Ainsi, lors des périodes glaciaires du Quaternaire, le glacier du Rhône descendait jusqu'à Lyon, tandis que depuis le milieu du XIXe siècle, les glaciers alpins reculent de plusieurs mètres à plus d'une dizaine de mètres par an.

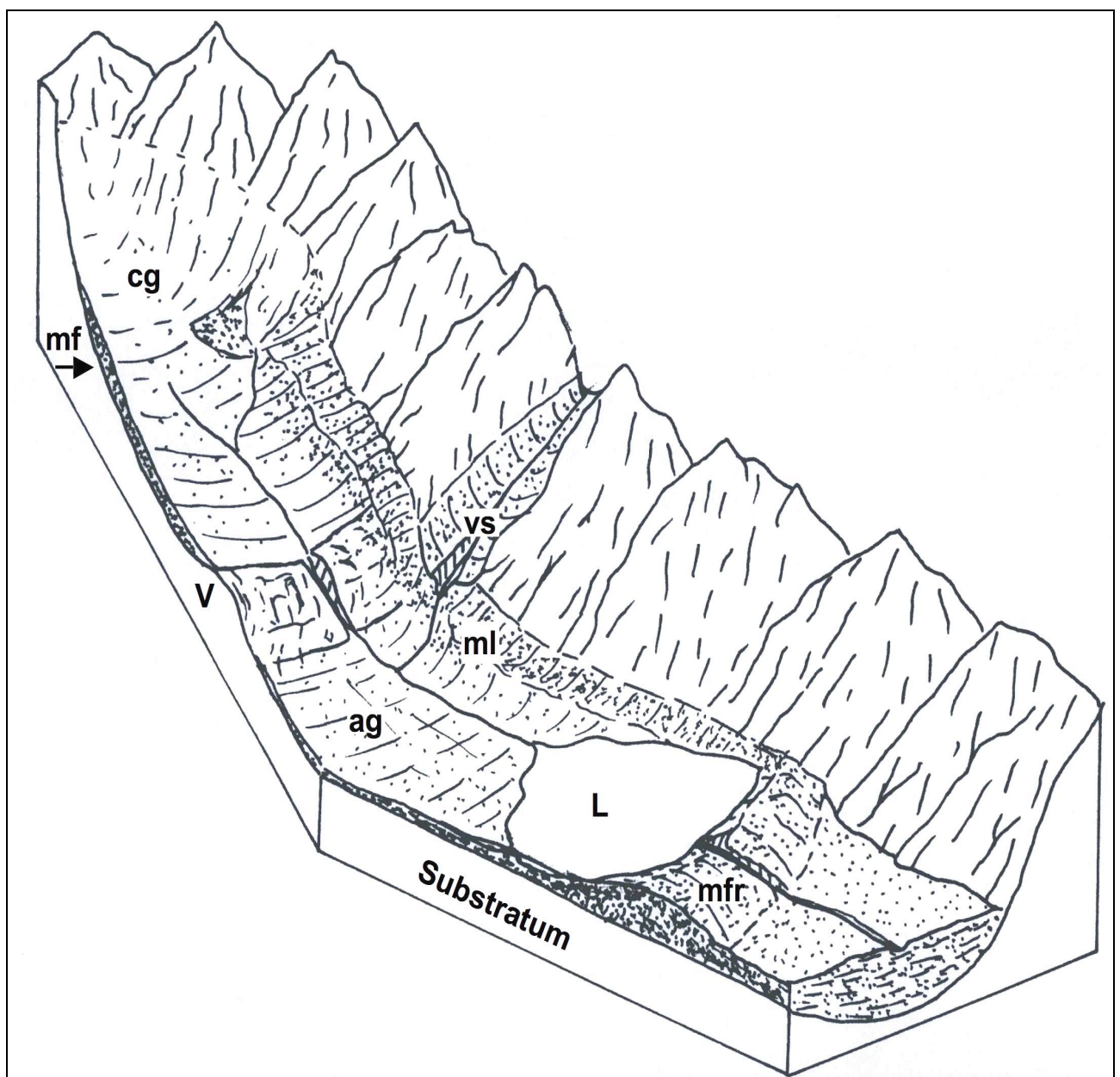


Glacier de montagne. b, bédrière ; c, crevasse ; e, direction d'écoulement du glacier ; ga, glacier adventif ; L, langue glaciaire ; m, moulin glaciaire ; mfo, moraine de fond ; mfr, moraine frontale ; ml, moraine latérale ; mm, moraine médiane ; s, champs de séracs ; t, sortie du torrent sous-glaciaire ; V, verrou glaciaire ; zan, zone d'accumulation de la neige (cirque glaciaire).

Lorsque le glacier fond, les matériaux rocheux sont abandonnés et leur accumulation constitue des **moraines**. Une moraine est un **conglomérat** (roche formée de fragments de roches plus anciennes) non stratifié, dont les éléments ne sont pas classés. Ces derniers sont de natures diverses et peuvent être striés. Par extension, le terme « moraine » désigne également les fortes accumulations situées latéralement et à sa base, et transportées par le glacier (**moraines latérale et de fond**). La confluence de deux ou de plusieurs glaciers conduit à la confluence des moraines latérales et à la formation de **moraines médianes**.

A l'endroit où aboutit la langue terminale du glacier, les débris s'accumulent et forment une **moraine frontale**. Lorsque le glacier recule ou fond totalement, il laisse en bordure de sa vallée des moraines latérales et des moraines de fond, celles-ci constituant parfois des petites collines allongées appelées drumlins. La moraine frontale peut constituer un barrage naturel en travers de la vallée. Si le glacier avance, il repousse vers l'aval les moraines précédemment déposées.

Les anciennes vallées glaciaires ont un profil typique en **auge** (ou en U). Un **fjord** est une vallée glaciaire envahie par la mer lors de sa remontée suite à la fonte des glaces.



Relief glaciaire. ag, auge glaciaire ; cg, cirque glaciaire ; L, lac de barrage ; mf, moraine de fond ; mfr, moraine frontale ; ml, moraine latérale ; V, verrou glaciaire ; vs, vallée glaciaire suspendue.



Moraines médianes. Glacier Pers, Massif de la Bernina, Suisse .



Cône de déjection dans un lac au débouché d'un torrent coulant dans une vallée glaciaire. Remarquer le profil typiquement en U de la vallée glaciaire et la profonde incision creusée par le torrent dans le versant en amont du village. Silvaplana, Canton des Grisons, Suisse.



Fjord en Norvège.



Vallée glaciaire en auge au Spitsberg.

b. Les inlandsis et les calottes glaciaires

Les régions froides peuvent être couvertes d'une masse de glace appelée **inlandsis** lorsque sa surface est très grande (supérieure à 50.000 km²) et **calotte glaciaire** lorsqu'elle est moins étendue (comme en Islande). Un inlandsis peut être épais de plusieurs kilomètres : l'épaisseur de celui recouvrant l'Antarctique a localement plus de 4 km.

Actuellement, il existe deux inlandsis, celui du Groenland et celui de l'Antarctique. Ces inlandsis aboutissent à la côte où ils se brisent (**vêlage**) en blocs, les **icebergs**. Les icebergs peuvent être très volumineux et atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et parfois plusieurs dizaines à plus d'une centaine de kilomètres de longueur.

Pendant les glaciations, une grande partie du nord de l'Europe et de l'Amérique du Nord était recouverte par un inlandsis. Ces inlandsis n'atteignaient pas partout la mer et donnaient naissance à de grands cours d'eau. Plusieurs de ces cours d'eau alimentaient un vaste lac situé sur une partie de la future mer du Nord, lac qui s'écoulait dans l'Atlantique par un vaste fleuve se situant dans ce qui fut plus tard la Manche.

L'érosion provoquée par le mouvement des inlandsis et des calottes glaciaires est semblable à celle des glaciers de montagnes, mais elle affecte des étendues beaucoup plus grandes. Le relief qui en résulte, après leur recul et leur disparition, est moutonné ; les innombrables dépressions (surcreusements) étant habituellement occupées par autant de lacs. Comme les glaciers de montagnes, les inlandsis quaternaires ont abandonné en Europe et en Amérique du Nord des dépôts morainiques, leurs moraines frontales marquant leurs avancées maximales. Ils ont également laissé de longues rides étroites parfois longues de plusieurs dizaines de kilomètres (**eskers**) qui correspondent aux lits des anciennes rivières sous-glaciaires (**dépôts fluvio-glaciaires**).

Les **blocs erratiques** sont des gros rochers isolés à la surface du sol qui ont été abandonnés lors de la fonte des glaces.



Stries glaciaires formées par l'inlandsis qui recouvrait une bonne partie des îles britanniques lors de la dernière glaciation, Ecosse.



Front de calotte glaciaire sur la côte du Spitsberg.

Lorsqu'un inlandsis ou un glacier se termine à la mer et engendre des icebergs, ceux-ci emportent avec eux les matériaux rocheux qui résultent de l'érosion et du transport glaciaire. Lors de la fusion des icebergs, ces matériaux tombent sur le fond des mers et des océans et y constituent peu à peu une couche de sédiments qui peut se superposer ou se mélanger à une sédimentation marine normale. Ils donnent ainsi naissance à des dépôts renfermant des éléments mal classés. Les conglomérats anciens (le plus souvent indurés) correspondant à des dépôts glaciaires sont appelés **tillites**. On connaît de vastes dépôts de tillites dans le Précambrien supérieur, le sommet de l'Ordovicien et le Carbonifère supérieur ; elles y témoignent de l'existence de glaciations importantes.

La **banquise** est de la glace de mer qui n'atteint que quelques mètres d'épaisseur (la glace de mer est dépourvue de sel, car celui-ci est éliminé lors du gel de l'eau de mer). Mais par l'accumulation de neige (qui se transforme en glace) à sa surface, elle peut s'épaissir jusqu'à plus de 100 m et devenir une plate-forme de glace (une partie des glaces antarctiques est de ce type).

9. LES PHENOMENES PERIGLACIAIRES

Les régions périglaciaires qui, malgré leur nom, ne se situent pas nécessairement en bordure de régions couvertes de glace, sont caractérisées par une alternance de longues périodes de gel alternant avec des dégels, le sol restant constamment gelé en profondeur (**pergélisol** ou permafrost). Cette alternance produit des mouvements dans les terrains (**cryoturbations**) qui peuvent donner naissance à des **sols polygonaux** (concentration des cailloux du sol en lignes formant des polygones pluridécimétriques à pluridécamétriques), ou encore à des **pingos** (buttes décimétriques à pluridécamétriques engendrées par la formation dans le sol de grandes lentilles de glace qui, après leur fusion, laissent une dépression circulaire souvent remplie d'eau). La gélifraction et la solifluxion (voir plus loin) sont d'autres phénomènes habituels des régions périglaciaires



A gauche, sols polygonaux périglaciaires ; à droite, pingo dans la taïga. Omolon, NE Sibérie.

10. L'ACTION DE L'EAU

En dehors de son action dans l'altération chimique des roches, l'eau est un important facteur d'érosion mécanique, de transport et de dépôt.

a. Le ruissellement

Lors des précipitations atmosphériques, une partie de l'eau pénètre dans le sol et dans les roches sous-jacentes (voir le § consacré aux eaux souterraines), tandis qu'une autre ruisselle à la surface et rejoint les cours d'eau.



Bad-land et cheminées de fée développés dans des moraines affectées par un intense ravinement suite à un déboisement. Theys, Hautes-Alpes.

Dans les régions arides ou semi-arides, après une longue période sans pluie, le sol est sec. Les interstices entre les grains sont alors occupés par de l'air qui s'oppose à la pénétration de l'eau lorsqu'il repleut (en raison de la tension superficielle). De plus, si la chute des gouttes de pluie provoque la projection de particules à quelques centimètres (érosion), elle induit aussi par martèlement la formation d'une croûte qui empêche l'infiltration de l'eau dans le sol. Par conséquent, le ruissellement et son action érosive y sont particulièrement importants. L'érosion due au ruissellement est d'autant plus accentuée lorsqu'il n'y a pas de tapis végétal qui fixe le sol, que les pluies sont rares mais violentes, et que l'eau est chargée de boue en suspension, ce qui augmente son pouvoir érosif et sa capacité de transport.

Le ruissellement agit sur toute la surface d'un versant et se concentre dans des rigoles où son action peut être très rapide et spectaculaire, les rigoles se transformant en ravins. Il peut ainsi donner naissance à des **bad-lands**. Lorsque ces derniers sont développés dans des terrains hétérogènes (souvent des moraines ou des dépôts fluvio-glaciaires), il peut se former des **cheminées de fée**, colonne de sédiments meubles surmontée d'un gros bloc de roche qui, par son poids, la compacte et la rend plus résistante tout en la protégeant de la pluie.

L'action du ruissellement est particulièrement intense et catastrophique dans des régions à forte pluviosité soumises à des déboisements incontrôlés, surtout lorsque la couche d'humus est peu importante (régions équatoriales) ou lorsque le relief est accentué (régions montagneuses).



Cône de déjection situé au pied d'un ravin et érodé par une rivière (Ladakh, Himalaya).

b. Les phénomènes fluviaux : érosion, transport et sédimentation

1. L'érosion fluviale

Trois actions d'érosion agissent simultanément : les érosions verticale, latérale et des versants.

- L'érosion verticale

Les cailloux et le sable transportés par les cours d'eau érodent par usure le substratum. La vitesse de cette érosion dépend de la dureté des roches qui le constituent, de la taille et de la dureté des éléments transportés, et de la vitesse du courant. L'érosion verticale a pour

conséquence de modifier le **profil longitudinal du cours d'eau** qui s'abaisse et tend à atteindre un **profil d'équilibre**, situation où l'érosion cesse d'agir.

Ce profil, concave, s'établit progressivement à partir de l'embouchure du cours d'eau (niveau de base) ; il n'est que rarement atteint, d'autant plus que le niveau de base peut varier, notamment en fonction des variations du niveau marin. Lorsque le creusement vertical cesse (profil d'équilibre atteint), les autres actions continuent et élargissent le fond de la vallée jusqu'à le transformer en une plaine dans laquelle la rivière décrit des **méandres divagants**.

- **L'érosion latérale**

C'est l'usure des roches qui forment les côtés du chenal occupé par le cours d'eau. Cette érosion est surtout active dans les parties extérieures (rives concaves) des méandres, tandis que dans les parties internes (rives convexes) le cours d'eau dépose du sédiment. Ces phénomènes provoquent l'accentuation des méandres et éventuellement leur **recoupement**.

- **L'érosion des versants**

L'érosion des versants n'est pas directement provoquée par le cours d'eau, mais par les différents autres agents d'érosion (solifluxion, ruissellement, etc.) sur les versants de la vallée qu'il a creusée.



A gauche, Cirque de Navacelles (Hérault, France), méandre recoupé dans les gorges de la Vis. Celles-ci ont été creusées dans les calcaires et dolomies du Mésozoïque. La flèche indique l'endroit du recoupement. A droite, méandres divagants en Mongolie ; les flèches indiquent deux des nombreux recoupements de méandres.

Dans nos régions, l'érosion par les rivières est maximale en période de crue et négligeable en période de débit normal. En effet, lors des crues, le grand volume d'eau, sa vitesse et la quantité de matériaux transportés confèrent un pouvoir érosif très supérieur à la normale, qui peut permettre en quelques heures ou quelques jours seulement une érosion et un transport significatif. On peut

considérer que de façon pratique c'est alors que se réalise le rôle érosion-transport-sédimentation des rivières.

Lors des périodes glaciaires, alors que la Belgique avait un **climat périglaciaire**, le débit des rivières était nettement supérieur en été par rapport à celui que nous connaissons actuellement, car l'eau ne s'enfonçait pas dans le sol qui restait gelé en profondeur et toute l'eau de pluie et de fonte de la neige aboutissait ainsi directement dans les cours d'eau. L'érosion était par conséquent beaucoup plus intense et les vallées qui en ont résulté beaucoup plus importantes, ce qui explique pourquoi les dimensions de certaines d'entre elles paraissent disproportionnées par rapport au débit relativement faible des rivières qui y coulent de nos jours. D'autre part, certaines vallées possèdent des versants asymétriques (c'est-à-dire un versant plus escarpé que l'autre) qui peuvent résulter d'une érosion différente due à un dégel plus important dans les versants faisant face au sud (versants escarpés) par rapport à ceux faisant face au nord (versants moins inclinés).

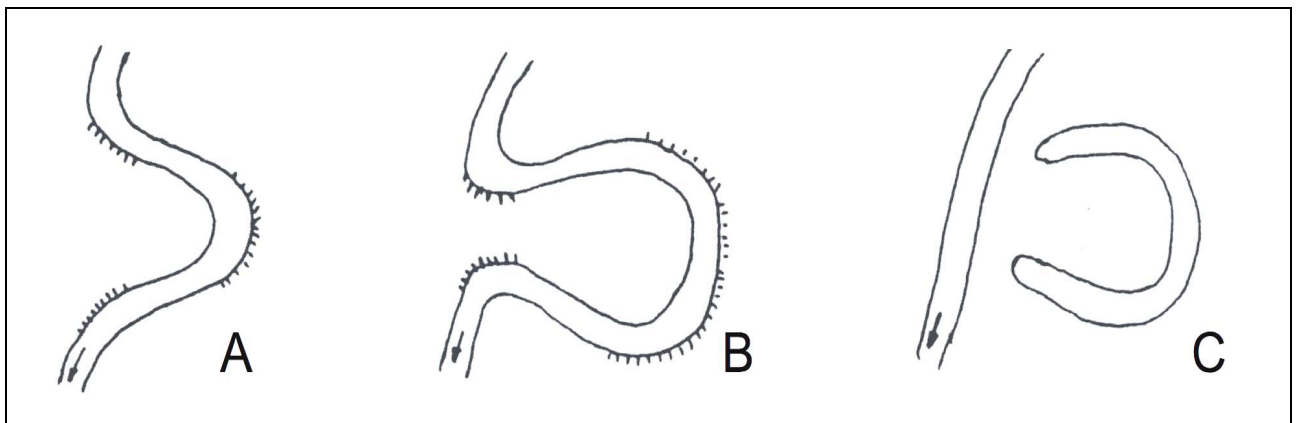


Schéma de formation d'un méandre recoupé.

2. Le transport fluvial

Les matières qui sont mises en solution lors de l'altération des roches ainsi que les matériaux solides engendrés par l'altération chimique et l'érosion mécanique finissent par aboutir dans les rivières et sont emportés. On estime à environ 4.10^9 tonnes la quantité de matière transportée en solution par an par les cours d'eau du monde et qui aboutit à la mer.

Les matériaux solides, selon leur grosseur et la vitesse du courant, sont emportés soit en suspension, soit par roulement ou glissement sur le fond, soit par saltation (succession de sauts). Lors de ce processus, les éléments transportés (blocs, cailloux, grains de sable) s'usent et s'arrondissent sous l'effet des chocs répétés entre eux ou avec le substratum. Les fragments de roches tendres (schistes, calcaires, dolomies, etc.) sont rapidement moulus, tandis que ceux des roches plus dures (grès, quartzites, granites, etc.) se transforment en galets aux arêtes plus ou moins émoussées.

Dans nos climats, c'est essentiellement lors des crues (événements rares) que s'effectue l'essentiel du transport des matériaux solides, celui-ci étant négligeable en temps normal.

3. La sédimentation fluviale

Lorsque la force vive du courant diminue, les matériaux solides qui sont transportés se déposent sur le fond et forment des **alluvions**. Cette diminution s'effectuant progressivement, ils se déposent par ordre de taille (et de poids) et sont par conséquent **classés**. Ils comprennent ainsi :

- des graviers de différents calibres (taille des grains supérieure à 2 mm) ;
- des sables, dont les grains sont compris par définition entre 63 μm et 2mm ;
- des limons (ou silt), grains de 4 à 63 μm ;
- des boues, grains < 4 μm .

Ces sédiments sont stratifiés, mais comme les conditions d'agitation et la vitesse du courant varient d'un endroit à l'autre du lit du cours d'eau et aussi avec le temps (crues, étiage, etc.), les couches sont discontinues, lenticulaires, et les **stratifications obliques** (= **entrecroisées**) sont de règle. Les galets sont typiquement plats et sont souvent appuyés obliquement les uns contre les autres.

La sédimentation s'opère aux endroits où la rivière cesse de creuser et élargit sa vallée, parce qu'elle a atteint son profil d'équilibre ou parce que son débit a diminué (temporairement, auquel cas, les sédiments déposés peuvent être remobilisés, ou suite à un changement climatique, auquel cas ils peuvent rester stables). Le fond plat de la vallée se recouvre ainsi d'alluvions et devient une **plaine alluviale**.

En conclusion, les rivières constituent des systèmes où alternent sans cesse les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation. Cependant, l'énergie nécessaire pour arracher une particule du fond (c'est-à-dire la vitesse du courant) est supérieure à celle qui est requise pour transporter cette particule. Cet écart est particulièrement important pour les particules de très petites tailles (inférieures à 1 mm) qui nécessitent pour être décollées du fond des vitesses de courants parfois plusieurs dizaines de fois supérieures à celles qui permettent de les transporter.

Le **diagramme de Hjulström** délimite les trois domaines érosion – transport – sédimentation en fonction de la vitesse du courant et de la taille des particules. Il est d'application dans tous les domaines d'érosion-sédimentation (fluviale, lacustre, marin), quelle que soit la nature des particules (mais pas leur poids).

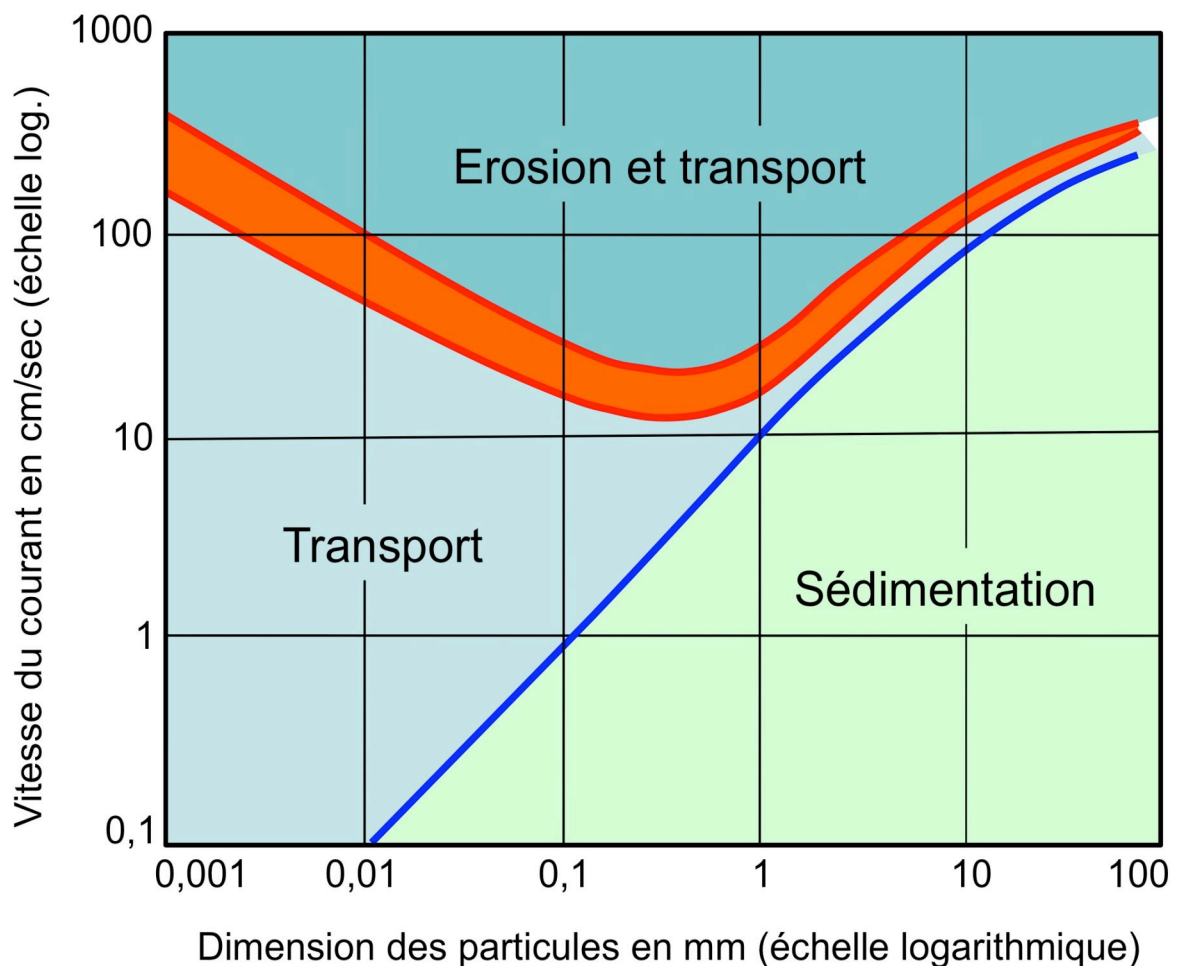


Diagramme de Hjulström (dimension des particules en mm). Une particule de 1 mm sera soulevée du fond et transportée pour une vitesse du courant d'environ 20 cm/sec, mais ne sera déposée que si la vitesse descend en dessous de 10 cm/sec. Une particule de 0,01 mm nécessitera une vitesse du courant d'environ 50 cm/sec, beaucoup plus élevée que pour la particule de 1 mm, mais continuera à être transportée tant que la vitesse ne descend pas en dessous de 0,2 cm/sec environ.

Dans certaines rivières ou sources, l'activité photosynthétique des cyanobactéries (et accessoirement des plantes) soustrait le CO_2 de l'eau et provoque la précipitation du CaCO_3 . Ce phénomène est renforcé par l'agitation de l'eau qui provoque également une perte en CO_2 . Le calcaire ainsi formé est un **travertin**, roche poreuse renfermant souvent des empreintes de plantes. On peut en observer la formation actuelle dans la vallée du Hoyoux.



Petite chute d'eau formée par la précipitation actuelle de CaCO_3 (travertin) par l'action de cyanobactéries dans le cours du Hoyoux.

Nous avons vu que le profil d'équilibre était déterminé par l'altitude du niveau de base et par le régime du cours d'eau (qui dépend du climat). Lorsque ces paramètres se modifient, le cours d'eau tend à établir un nouveau profil d'équilibre :

- Si le niveau de base s'élève, par exemple en raison d'une élévation du niveau marin lors d'une déglaciation ou d'un barrage naturel dans la rivière suite à un éboulement ou encore à une coulée de lave, ou si son régime diminue, la rivière dépose des alluvions et remblaye sa vallée jusqu'à atteindre un nouveau profil d'équilibre situé au-dessus du premier. Certains cours d'eau

coulent ainsi sur une épaisseur parfois considérable d'alluvions qui remplissent une « vallée fossile ».

- Si le niveau de base s'abaisse suite à une chute du niveau marin pendant une glaciation ou à un soulèvement tectonique, ou lorsque le débit augmente, la rivière recommence à creuser verticalement sa vallée vers un nouveau profil situé en dessous du premier. Si ce recreusement fait suite à l'établissement d'une plaine alluviale, des portions de celle-ci peuvent subsister sous la forme de **terrasses** perchées parfois très haut aux flancs de la vallée. Si le phénomène se répète plusieurs fois, il laisse une série de terrasses étagées, les plus anciennes étant les plus élevées. C'est par exemple le cas dans les vallées de la Meuse et de ses affluents en raison des actions combinées du soulèvement de l'Ardenne et des variations du niveau marin et du débit pendant les périodes glaciaires et interglaciaires. Une terrasse est donc à la fois une structure géologique (sédiments alluviaux perchés) et géomorphologique (replat dans un versant).



Terrasse dans la haute vallée de l'Indus (Ladakh, Himalaya).

4. Les lacs

Les rivières lorsqu'elles pénètrent dans un lac y déposent les sédiments qu'elles transportaient. D'autre part, d'autres types de sédiments comme les calcaires peuvent y être générés directement. L'érosion, le transport et la sédimentation lacustres ne sont pas fondamentalement différents des phénomènes correspondants qui se déroulent dans la mer, sinon qu'ils y revêtent beaucoup moins d'ampleur. Remarquons que dans les séries anciennes les sédiments lacustres peuvent souvent être caractérisés par la présence de fossiles d'organismes vivant en eau douce, comme les limnées et les planorbes (gastéropodes), et l'absence de faune marine. D'autre part, lorsque les lacs sont soumis à des apports saisonniers de sédiments, ceux-ci peuvent former des fines strates (infra-millimétriques à centimétriques) dans lesquelles alternent matériaux sablo-silteux et argileux et/ou clairs et sombres. Ces dépôts annuels (**varves**) sont fréquents dans les lacs des régions glaciaires, mais peuvent apparaître partout où existe une différence saisonnière dans la sédimentation, y compris (mais rarement) dans le domaine marin.

5. Deltas

Lorsqu'un cours d'eau important débouche dans un lac ou dans la mer, la vitesse du courant devient rapidement très faible et les sédiments se déposent autour de l'embouchure. C'est ainsi que se forme un **delta**, complexe sédimentaire de grande dimension et de forme grossièrement triangulaire (Δ). Dans le cas d'un dépôt peu important formé au débouché d'un torrent ou d'une petite rivière, on parlera de cône de déjection.

Par contre, si l'apport sédimentaire du cours d'eau est faible, si de forts courants éliminent rapidement les sédiments, ou si une remontée importante du niveau marin a noyé le delta, l'embouchure est un **estuaire**.

Les sédiments apportés par les fleuves dans le domaine marin qui ne participent pas à l'édification d'un dépôt deltaïque (ou qui en sont enlevés), ainsi que ceux qui résultent de l'érosion directe des côtes par la mer vont prendre part à la sédimentation marine.



Vue aérienne Google Earth du delta du Nil. Le pointillé rouge correspond au front du delta au fond de la Méditerranée.

11. IMPORTANCE DES PHENOMENES D'EROSION ET DE TRANSPORT CONTINENTAUX

Les processus d'érosion et de transport sont primordiaux sur les continents. Par contre, les dépôts sédimentaires qui s'y édifient sont en général localisés et leur extension et leur épaisseur sont limités en comparaison des dépôts marins. De plus, les dépôts continentaux sont essentiellement

temporaires, et sont tôt ou tard repris par l'une ou l'autre forme d'érosion et entraînés vers la mer, qui est le receptacle final de tous les produits de la destruction continentale.

C'est pourquoi les dépôts continentaux anciens sont rares par rapport aux dépôts marins.

Toutefois, les phénomènes continentaux jouent un rôle considérable car :

- ils engendrent l'essentiel des matériaux de la sédimentation marine ;
- ils créent les formes du relief, tant d'érosion (vallées, etc.) que d'accumulation (dunes, plaines alluviales, etc.) ;
- ils déterminent des facteurs écologiques importants pour l'activité et le développement humains (nature des sols et des eaux, stabilités des terrains, etc.) ;

C. Les eaux souterraines

1. LA PERMEABILITE DES ROCHES

Une partie de l'eau de pluie qui tombe puis circule sur le sol peut y pénétrer si les roches sont perméables.

L'eau séjourne dans les roches suivant deux modalités : la rétention et la circulation.

- L'**eau de rétention** adhère aux grains et est ainsi maintenue dans les pores de la roche sous l'effet de l'absorption, des attractions moléculaires ou encore de la tension superficielle.
- L'**eau libre** est logée et circule dans les interstices de la roche pour autant que ceux-ci communiquent entre eux.

Les roches meubles sont constituées de grains entre lesquels subsistent des vides. L'eau de rétention y est d'autant plus importante que le volume des espaces intergranulaires est petit. Il en résulte que la perméabilité (c'est-à-dire la circulation intersticielle des eaux libres) d'une roche meuble décroît avec la dimension des grains (plus les grains sont petits, plus les espaces intergranulaires sont également petits) et devient nulle si l'eau de rétention occupe tout le volume des espaces intergranulaires. Par conséquent, la perméabilité des roches meubles sera décroissante suivant l'ordre : gravier (très perméable) – sable grossier – sable fin – limon – limon fin (peu perméable) – argile (imperméable). La perméabilité dépend également du degré de classement et de la forme des grains.

Certaines roches cohérentes sont poreuses et peuvent par conséquent présenter une perméabilité semblable à celle des roches meubles, mais la plupart ne le sont pas (la roche est dite « imperméable en petit »). Cependant, les roches cohérentes sont souvent coupées par des joints (diaclasses, fissures, joints de stratification) dans lesquels l'eau peut s'infiltrer et circuler ; la roche est alors « perméable en grand ». Cette perméabilité est proportionnelle à la quantité et à la dimension des joints.

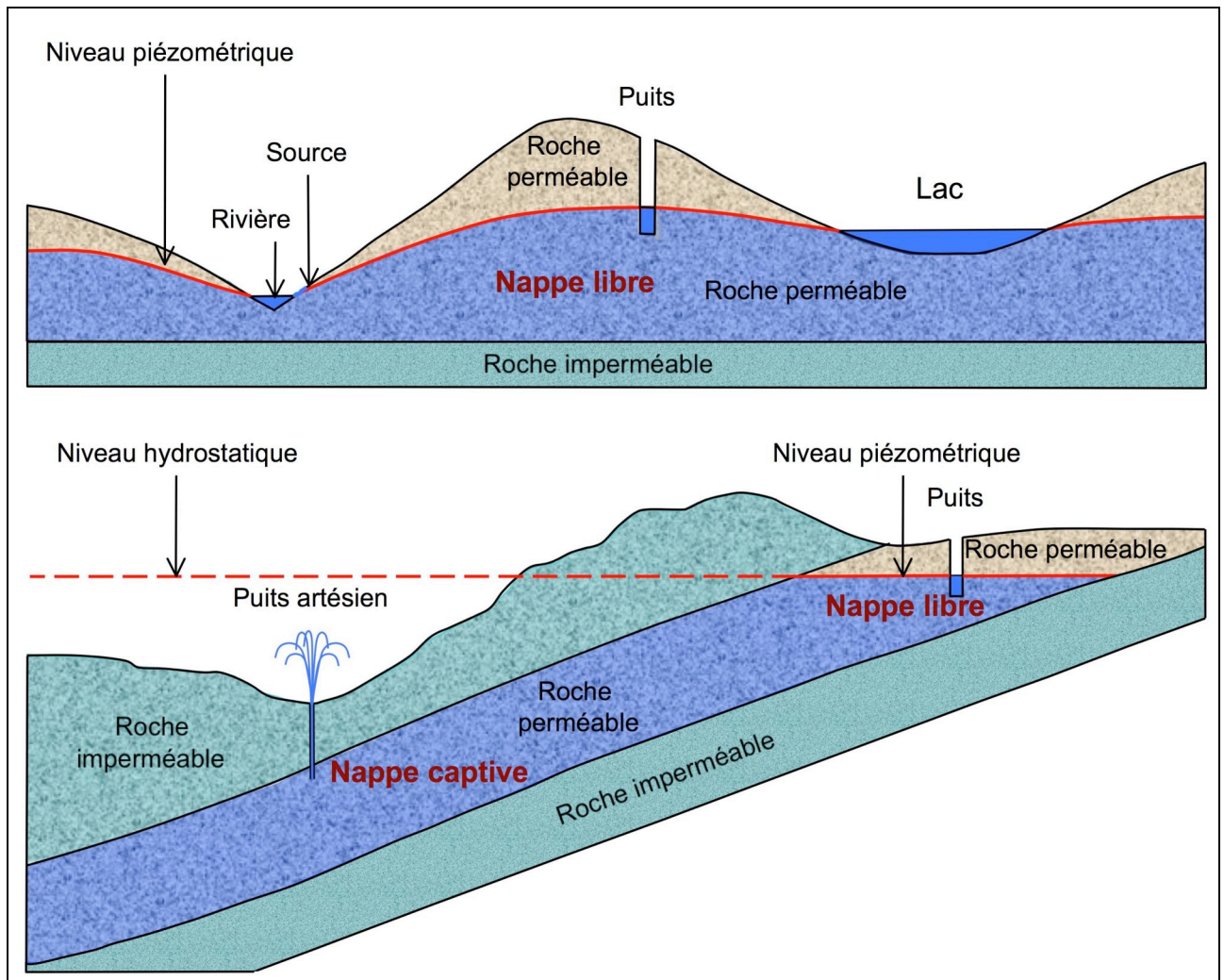
L'altération de la roche au contact de l'eau le long des joints peut libérer ou engendrer des produits argileux qui colmatent les fissures et rendent ces roches « imperméables en grand ». La dissolution des calcaires le long des joints produit l'effet contraire (sauf lorsqu'ils sont argileux) et peut conduire à la formation de cours d'eau et de lacs souterrains (voir phénomènes karstiques).

2. LES NAPPES D'EAU SOUTERRAINES

L'eau pénètre dans un terrain perméable et remplit tous les interstices jusqu'à ce qu'elle rencontre une barrière imperméable ; elle forme ainsi une **nappe d'eau souterraine**. Une zone non saturée où circulent vers le bas les eaux d'infiltration (**zone vadose**) peut exister au dessus de la nappe ; cette dernière est alors appelée nappe **libre** ou **phréatique**. Si la nappe est emprisonnée entre deux terrains imperméables, elle est **captive** ou **artésienne**. L'**aquifère** désigne le terrain perméable qui contient une nappe d'eau souterraine.

Dans un puits pratiqué dans une nappe libre, le niveau de l'eau (**niveau piézométrique**) s'établit au niveau supérieure de la nappe. Si l'eau est pompée hors du puits, il se produit un **rabattement** de la

nappe (abaissement local du niveau piézométrique) qui est d'autant plus important que le débit pompé est plus élevé et que la circulation de l'eau dans la nappe est faible. Si la nappe est captive, le niveau piézométrique est plus élevé que la surface de la nappe et l'eau, qui est sous pression, va monter dans le puits plus haut que la surface de la nappe et peut même jaillir à l'extérieur.



Nappes libre et captive.

V. LE MILIEU MARIN

Les mers et les océans occupent environ 70 % de la surface de la Terre et un volume de 1.300 millions de km³ ; le milieu marin est donc de loin le plus important à la surface du globe. « Mer » et « océan » sont des termes ambigus qui désignent à la fois respectivement des étendues marines de petite et de grande surface, peu profondes et profondes, ou encore qui sont situées sur croûte continentale et sur croûte océanique. C'est cette dernière acception qui est habituellement suivie par les géologues. Mais la transition entre croûte continentale et croûte océanique et par conséquent entre « mer » et « océan », peut être progressive et ne correspond pas toujours à une différence physique marquée. Les termes « milieu marin » ou « domaine marin » s'appliquent indifféremment aux mers et aux océans.

1. TOPOGRAPHIE GENERALE

De la côte vers le milieu des océans, on reconnaît principalement :

La **plate-forme** (ou plateau) **continentale**, le **talus** (ou pente) **continental** et les **fonds océaniques**.

a. Plate-forme continentale

Sa largeur est de quelques km à quelques centaines de km et sa profondeur n'excède habituellement pas 200 à 300 m. Sa surface est globalement plane, mais peut présenter des reliefs (récifs, bancs de sable, etc.), et sa pente est faible (de l'ordre de 0,1°). Elle comprend typiquement 3 zones :

- La **zone supratidale** (arrière plage), située au dessus de la limite supérieure des marées normales et qui n'est recouverte que lors des grandes marées ou des tempêtes.
- La **zone intertidale** (ou estran), qui correspond à la zone de battement des marées. La largeur de la zone intertidale varie de quelques mètres à plus d'une dizaine de kilomètres. Elle est évidemment inexistante lorsqu'il n'y a pas de marée.
- La **zone infratidale** (ou subtidale), qui est située sous le niveau de la basse mer. Elle comprend elle-même plusieurs sous-zones dépendant de la profondeur et essentiellement liées aux taux de luminosité et d'agitation de l'eau..

b. Talus continental

Le talus continental relie la plate-forme continentale aux fonds océaniques et correspond habituellement à la bordure géologique du continent, c'est-à-dire au passage de la croûte continentale à la croûte océanique. Il se situe environ entre 200-300 m et 4.000 m de profondeur. Sa pente est de l'ordre de 5° et sa largeur de 40 à 50 km. La base du talus se prolonge fréquemment par un glacis continental de pente faible (moins de 1°) dont la profondeur varie de 4.000 à 5.000 m. Le talus peut aboutir directement dans une fosse océanique.

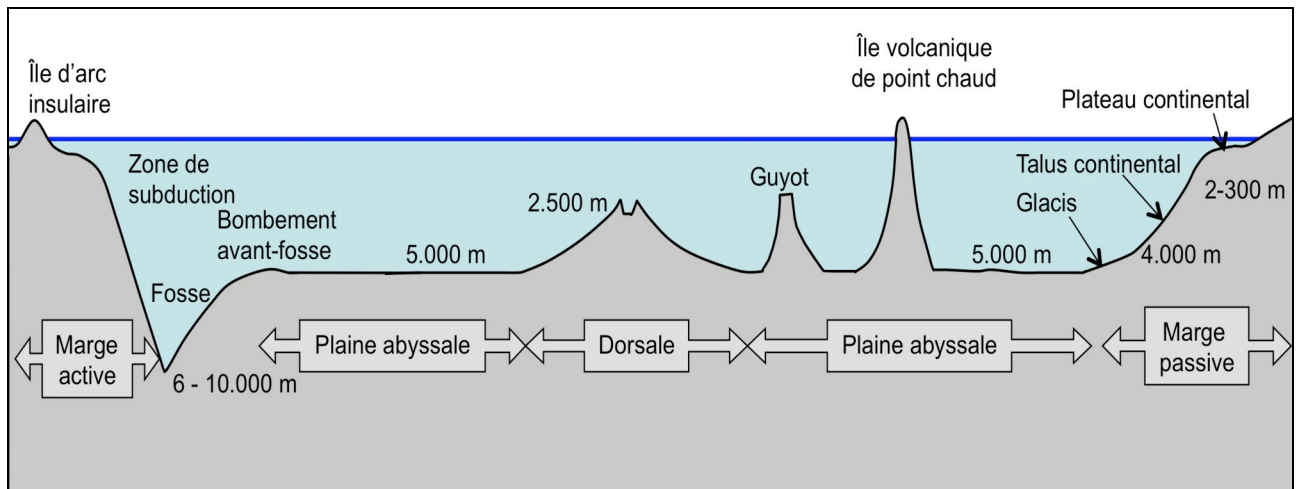
c. Fonds océaniques

Les fonds océaniques comprennent des **plaines abyssales**, des **dorsales** (ou **rides**) et des **fosses océaniques**.

- Les **plaines abyssales** ont une profondeur moyenne de 5.000 m et peuvent présenter des reliefs correspondant à des édifices volcaniques qui émergent (îles) ou non (guyots) et à des failles transformantes.
- Les **dorsales** sont des reliefs de forme allongée de plusieurs milliers à plus de 10.000 km de longueur et de 1.000 à 3.000 km de largeur. Elles ne forment pas une chaîne continue, mais une série de segments décalés. Elles s'élèvent depuis le fond des bassins océaniques (- 4.000 à - 5.000 m) jusqu'à une profondeur d'environ 2.500 m. Elles peuvent présenter une **vallée**

longitudinale (rift) large de 10 à 50 km et profonde de 1.000 à 2.000 m, qui se situe à l'endroit de formation des croûtes océaniques.

- Les **fosses océaniques** sont des dépressions allongées sur plusieurs milliers de km, larges d'une centaine de km et atteignant 8.000 à 11.000 m de profondeur. Elles sont situées dans certaines zones de subduction des plaques océaniques.



Topographie générale des fonds sous-marins.

2. SALINITE DE L'EAU DE MER

La salinité de l'eau de mer est d'environ 35 ‰. En surface, elle varie de 32 à 38 ‰ en fonction du bilan évaporation/précipitation et est maximale vers 20° de latitude (zone des déserts continentaux). Elle est minimale dans les mers à fort apport d'eau douce comme la Baltique ou la mer Noire. Pratiquement tous les éléments chimiques sont présents en solution, mais les ions les plus abondants sont Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , K^+ , Cl^- , SO_4^{--} et HCO_3^- .

On a cru longtemps que la salinité de l'eau de mer résultait de l'apport en sels des rivières. Mais la comparaison des teneurs des principaux éléments chimiques contenus dans l'eau de mer avec celles des rivières et des mers fermées (Caspienne, mer d'Aral, mer Morte) montre que les balances ioniques sont différentes et infirme par conséquent cette hypothèse. Aussi, on considère que la salinité marine a la même origine que l'hydrosphère (dégazage du manteau) et qu'elle a varié au cours des temps géologiques en raison de phénomènes géologiques comme le piégeage sédimentaire (évacuaires) ou l'hydrothermalisme sous-marin.

3. MOUVEMENT DES EAUX MARINES

Les mers et océans sont affectés de mouvements qui conditionnent leur nature physico-chimique, le développement des organismes, le transport et la sédimentation.

a. La houle et les marées

La **houle** (les vagues) est une oscillation des eaux de surface provoquée par l'action du vent, dans laquelle les particules décrivent des trajectoires circulaires. L'agitation due à la houle décroît rapidement avec la profondeur pour cesser entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Mais lors de très grosses tempêtes, elle peut être ressentie jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur. Lorsque le fond de la mer se relève, l'amplitude des vagues augmente tandis que leur longueur d'onde diminue, ce qui conduit à leur déferlement. Ce phénomène provoque une agitation considérable de l'eau et un mouvement horizontal de va-et-vient dans la zone du rivage qui est

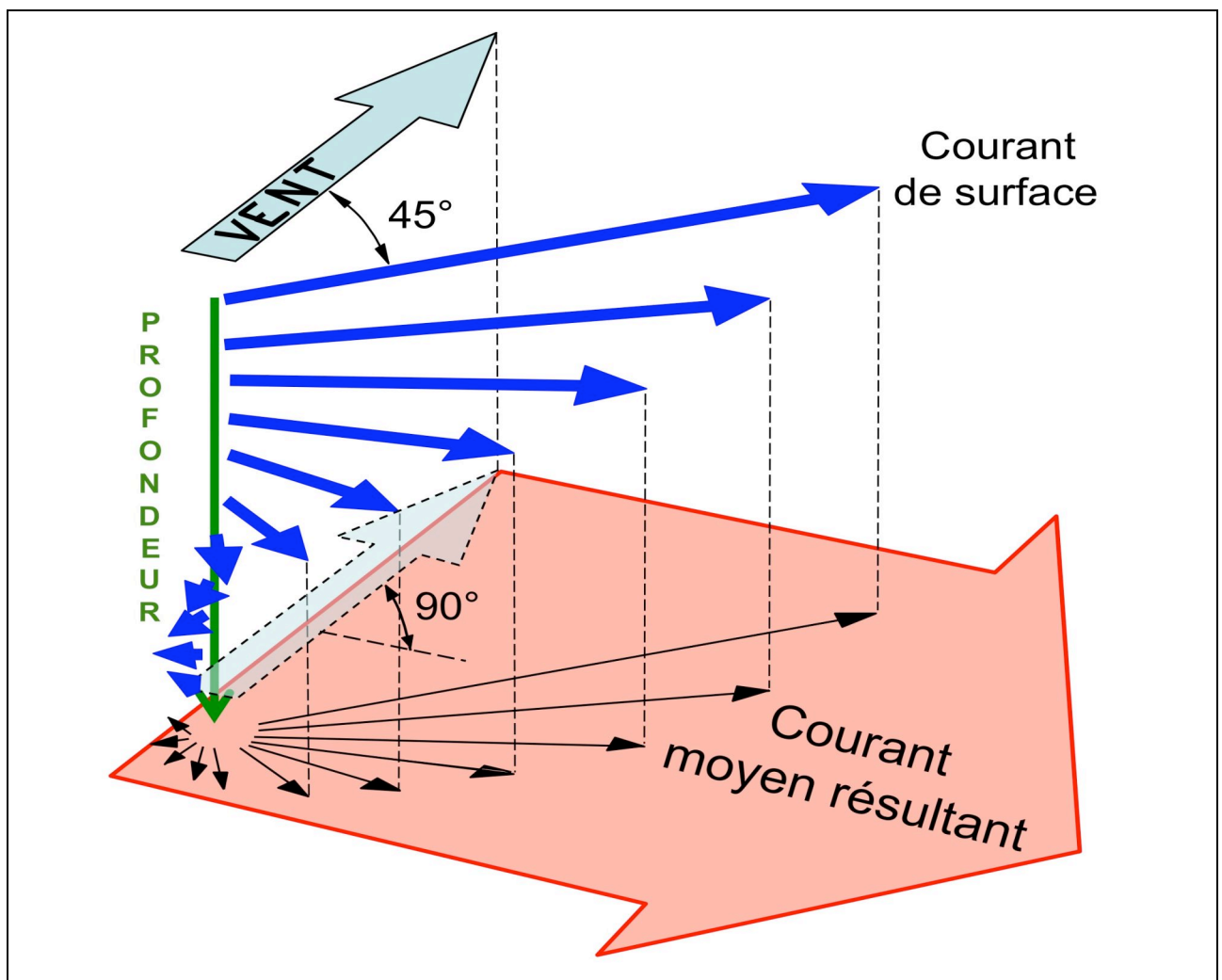
affectée. L'agitation due à la houle maintient en suspension les particules fines et empêche leur dépôt. Celui-ci s'effectuera dans des environnements plus profonds et plus calmes.

Les **tsunamis** sont des houles de longueur d'onde exceptionnelle (150 km ou plus) se déplaçant à plusieurs centaines de kilomètres à l'heure. Ils sont habituellement provoqués par des séismes. Lorsqu'ils arrivent au rivage, ils peuvent former des vagues de quelques mètres à plus d'une dizaine de mètres d'amplitude et provoquer des raz-de-marée.

Les **marées** sont dues à l'attraction combinée de la Lune et du Soleil et consistent en une oscillation du niveau des mers (période d'environ 12h30 dans la mer du Nord). L'amplitude de cette oscillation dépend de nombreux paramètres parmi lesquels la configuration des côtes joue un rôle important. Elle peut être très faible, comme en Méditerranée ou au milieu des océans, ou très importante comme au Mont St-Michel (jusqu'à 15 m) ou dans la baie de Fundy en Nouvelle Ecosse (plus de 20 m). Il en résulte à chaque marée une avancée puis un recul de la mer dans une zone (zone intertidale) qui est ainsi recouverte puis découverte et est soumise journallement à des phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation.

b. Les courants marins

Les courants marins sont provoqués par l'action des vents et les différences thermiques et de salinité.



Spirale d'Ekman dans l'hémisphère nord.

1. Courants de surface

Les vents repoussent des masses d'eau et créent des courants de surface dont l'action est sensible jusqu'à une profondeur de 100 à 200 m. Il faut remarquer que l'équilibre entre la poussée du vent et la force de Coriolis aboutit à un courant de surface faisant en fait un angle de 45° par rapport à la direction du vent, angle qui augmente en profondeur (spirale d'Ekman) ; le courant moyen qui en résulte est perpendiculaire à la direction du vent, vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud.

A l'endroit où se forme le courant de surface, la surface de la mer se creuse et provoque une remontée d'eau sous-jacente (« upwelling »), tandis qu'à l'endroit où le courant rencontre un obstacle (une côte), la surface se gonfle et provoque un flux descendant (« downwelling »). Les courants de surface affectent peu ou pas du tout les masses d'eau profonde.

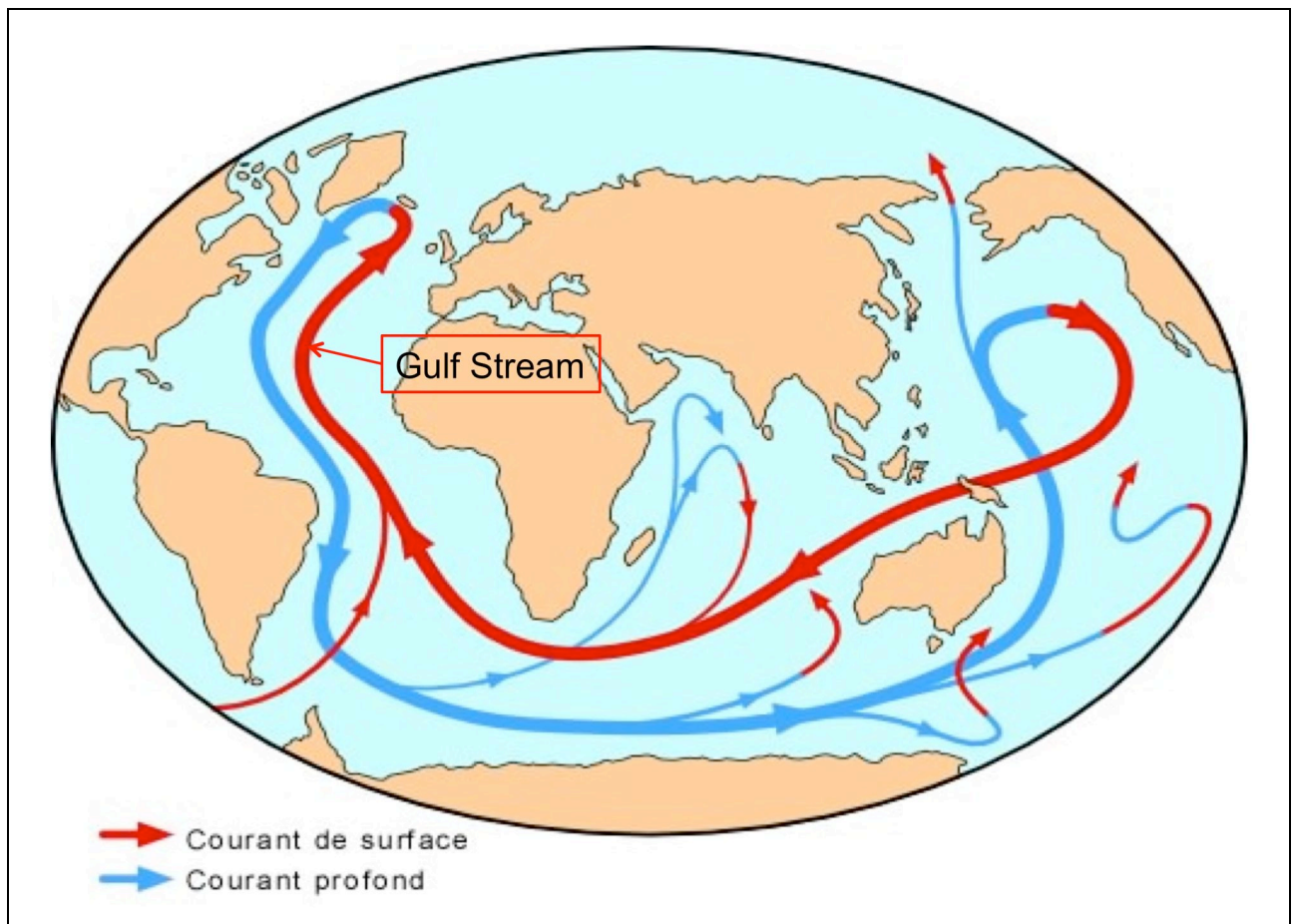


Schéma de circulation thermohaline du Gulf Stream et des courants profonds dans l'Atlantique, l'Océan Indien et le Pacifique conduisant au brassage et à l'oxygénation des eaux profondes
(Fig. : http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html).

2. Courants profonds

Des courants de surface, comme le Gulf Stream, transportent des masses d'eau dans des régions glaciaires où elles se refroidissent fortement. À -2° environ, elles atteignent leur densité maximale et coulent alors vers le fond de l'océan. Ces eaux, lorsqu'elles atteignent le fond, se déplacent latéralement sur des distances considérables jusqu'à leurs points de remontée (dans des zones d'upwelling). Cet apport d'eaux froides de la surface et le brassage océanique qui en résulte ont deux conséquences : un refroidissement général et l'oxygénation des zones profondes des océans (qui y permettent le développement d'une vie profonde).

Ce système de circulation thermique ne peut être mis en place que si des conditions climatiques très froides existent dans les hautes latitudes (climat global avec glaciations, voir plus loin), ce qui ne fut pas toujours le cas. Ainsi, durant la plupart des périodes géologiques, les températures étaient globalement plus élevées qu'actuellement et n'ont souvent pas permis cette circulation profonde. Il en est résulté des masses d'eau profondes moins froides, mais surtout dépourvues d'oxygène et par conséquent sans aucune vie (à l'exception de bactéries anaérobies). Ce phénomène a souvent eu des conséquences énormes sur les environnements marins anciens et par conséquent sur la nature des dépôts géologiques.

4. VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

Le niveau marin subit des variations qui provoquent des **transgressions marines** (avancées de la mer sur les terres émergées par montée du niveau marin) ou des **régressions marines** (reculs de la mer par descente du niveau marin). Ces variations peuvent être **relatives** et ne se dérouler que dans une région déterminée, ou être **globales** et affecter au même moment toutes les régions du globe.

Les variations relatives résultent de mouvements du substratum continental sous l'action de phénomènes tectoniques (pour simplifier, quand le « sol » monte, la mer descend et vice versa).

Les variations globales ont plusieurs origines :

- **thermique**, la variation de température des masses d'eau océaniques peut entraîner une augmentation ou une diminution de leur volume. On estime qu'une augmentation de 1°C de la température de tous les océans provoquerait une augmentation de volume qui conduirait à une élévation de la surface de 1 m. Ce phénomène reste cependant négligeable à l'échelle géologique et par rapport aux deux suivants car la température globale moyenne des océans fluctue dans une fourchette d'une dizaine de degrés ;
- **tectonique**, la remontée du fond des océans dans les zones de formation des croûtes océaniques (dorsales), suite à la remontée de l'asthénosphère (**dilatation thermique**), laisse moins de volume au réservoir océanique et provoque par conséquent une élévation du niveau marin. L'arrêt de ce processus provoque un « dégonflement » de la dorsale (**détumescence thermique**) et une augmentation consécutive du volume disponible pour les eaux marines. Ce phénomène est de très longue durée (plusieurs dizaines à quelques centaines de millions d'années). Il induit des variations du niveau marin de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Son mécanisme est étudié dans le chapitre consacré à la tectonique des plaques ;
- **glacio-eustatique**, qui est dû à la fonte ou à l'augmentation du volume des glaces continentales. Lors de la formation des inlandsis et des calottes glaciaires, d'importantes quantités d'eau sont soustraites au cycle de l'eau (évaporation - transport atmosphérique - précipitation - écoulement - retour dans les mers - évaporation...). Il en résulte une descente générale du niveau marin correspondant à la quantité d'eau fixée dans les glaces continentales. A l'inverse, la fonte de ces glaces provoque une remontée du niveau marin qui peut être de quelques dizaines à plus d'une centaine de mètres. Lors de la fin de la dernière glaciation, elle fut d'environ 120 m. A certaines époques, comme au Crétacé, il n'y avait pas (ou très peu) de cycle glaciaire – interglaciaire, et par conséquent pas (ou très peu) de glacio-eustatisme et le niveau des mers était plus haut qu'aujourd'hui.

La formation d'inlandsis et de calottes glaciaires, et plus généralement les cycles climatiques, répondent à des phénomènes astronomiques. Par exemple, la modification de la forme de la trajectoire de la Terre autour du soleil, depuis une trajectoire fortement elliptique jusqu'à une trajectoire presque circulaire, provoque des différences d'ensoleillement à certains moments de l'année, mais aussi géographiques (aires continentales de hautes latitudes, froides et soumises à une forte nivation ; circulations particulières de courants marins, etc.).

Depuis le début des temps phanérozoïques, toutes les conditions nécessaires à la formation de grandes masses glaciaires continentales, comme celles que nous connaissons aujourd'hui, n'ont été

réunies qu'au sommet de l'Ordovicien, au Carbonifère supérieur et au Permien inférieur, et depuis environ 2,6 millions d'années (limite Pliocène - Quaternaire).

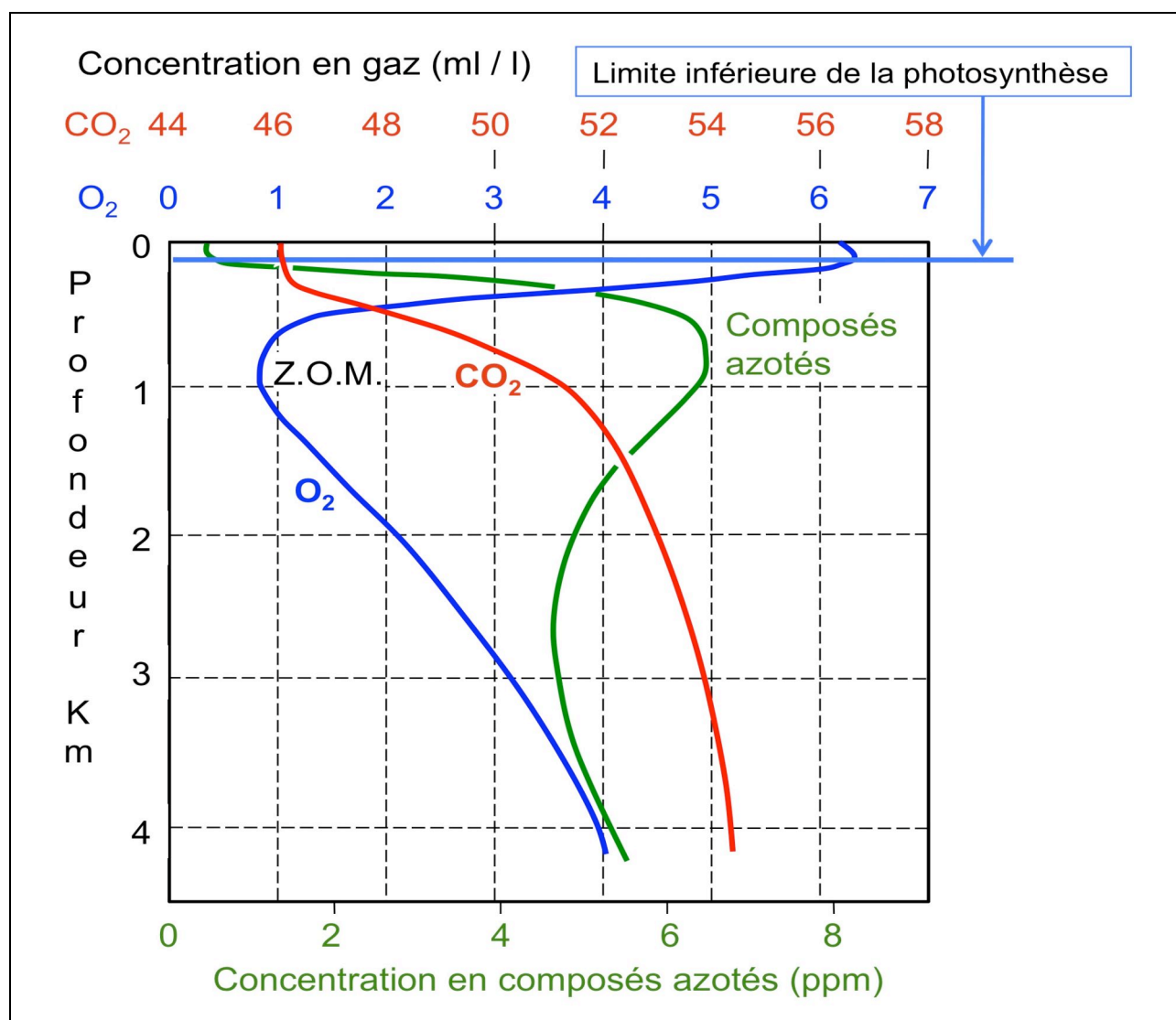
On appelle « **climat global avec glaciations** » l'état de la biosphère qui y correspond. Ce climat global alterne les « **périodes glaciaires** » et « **interglaciaires** » (nous sommes actuellement à la fin d'un interglaciaire) et il n'implique pas qu'il fasse froid partout (la température reste élevée dans les zones intertropicales même pendant les maximums de refroidissement glaciaire). Ces climats globaux avec glaciations n'occupent qu'une faible partie des temps géologiques qui, le reste du temps, sont soumis à des « **climats globaux sans glaciation** ».

5. VARIATION DES TAUX D'OXYGÈNE ET DE CARBONE DANS LES OcéANS

a. « Climats avec glaciations » (nature actuelle)

Dans la nature actuelle, la présence d'oxygène dans les eaux marines résulte de trois phénomènes :

- l'échange de gaz entre l'eau et l'atmosphère au travers de la surface séparant ces deux milieux ;
- l'activité photosynthétique des algues qui, par consommation du C du CO_2 , produit de l' O_2 ;
- le brassage océanique qui amène en profondeur des eaux de surfaces riches en oxygène.



Variation des teneurs en O_2 , en CO_2 et en composés azotés (matière organique) de l'eau de mer en fonction de la profondeur. La zone à oxygène minimum (Z.O.M.) résulte principalement de la décomposition de la matière organique coulant depuis la zone photique.

Le premier phénomène ne concerne que la tranche supérieure de l'eau soumise à l'action de la houle, qui en provoque le brassage et la diffusion de l'O₂. Le deuxième ne peut être réalisé que dans la tranche d'eau suffisamment éclairée par la lumière solaire pour permettre la photosynthèse (**zone euphotique**). Elle est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur en eau limpide.

L'oxydation de la matière organique des dépouilles du plancton qui coulent lentement consomme l'O₂ présent et libère du CO₂. Cette oxydation provoque une chute de la concentration en oxygène dès une centaine de mètres de profondeur et atteint son maximum (**zone à oxygène minimum** ou ZOM) entre 800 et 1.200 m environ.

Plus bas, l'essentiel de la matière organique ayant été oxydé, le taux d'oxygénation remonte lentement, alimenté par le brassage océanique profond.

b. « Climats sans glaciation »

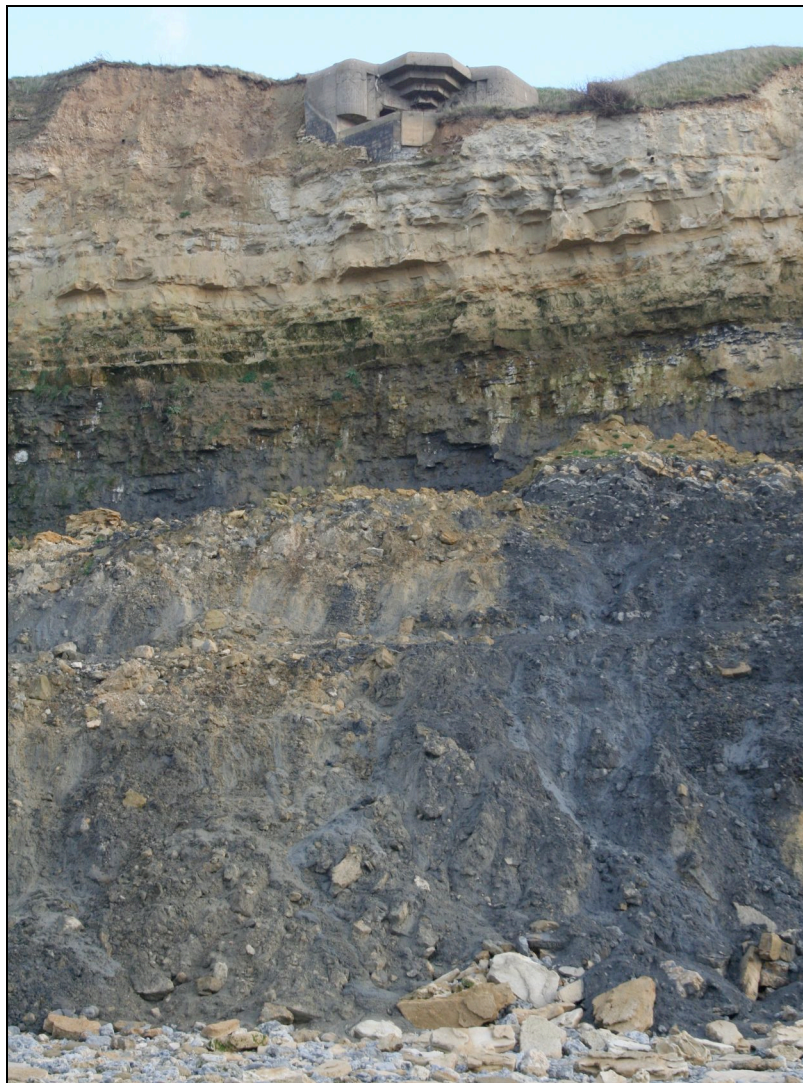
Lorsque la température moyenne dans les hautes latitudes est supérieure à 0°C, le brassage océanique est faible ou inexistant. Tout l'oxygène présent sous la couche superficielle des mers et des océans est consommé et la plus grande partie de la masse d'eau devient **anoxique** (ou **euxinique** d'après le nom grec de la Mer Noire : Pont Euxin), c'est-à-dire sans oxygène. De telles situations existent actuellement dans le bassin fermé de la mer Noire, ou dans certains lagons, baies et fjords profonds. En mer Noire, la zone anoxique commence vers 150 m de profondeur et est séparée de la zone superficielle oxygénée (une centaine de mètres d'épaisseur) par une zone de transition (zone dysoxique) d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Lors des périodes géologiques où cette situation est généralisée, la majeure partie de la matière organique produite en surface atteint les fonds marins sans être détruite. Enfouie dans le sédiment et transformée par l'action de bactéries anaérobies, elle est à l'origine des hydrocarbures. Les sédiments qui se déposent dans les milieux anaérobies sont typiquement des boues noires argileuses.

VI. EROSION, TRANSPORT ET SEDIMENTATION DANS LE DOMAINE MARIN

A. L'érosion marine

Le long des côtes, les falaises (ou les rivages moins élevés) sont attaquées par les vagues. Celles-ci, par gros temps, développent une énergie considérable et projettent avec violence sur les rochers les cailloux et les blocs qui s'en détachent. La falaise est ainsi sapée à sa base provoquant l'effondrement de la partie en surplomb et son recul qui peut parfois atteindre plusieurs mètres par an. Cette érosion n'affecte pratiquement pas la côte sous le niveau de haute mer et conduit à la formation d'une **surface d'abrasion marine**, surface plane dégagée à marée basse.

Les matériaux enlevés à la falaise sont en permanence remués par les vagues, déplacés par les courants de marées et côtiers, et sont peu à peu entraînés vers le large. Ils subissent ainsi une usure intense qui leur confère un arrondi beaucoup plus prononcé que celui provoqué par l'érosion et le transport fluviaux. La sédimentation de ces produits d'érosion sera examinée lors de l'étude de la sédimentation marine.



Cette falaise du Boulonnais s'effondre continuellement au point que le bunker datant de la dernière guerre mondiale qui se trouvait en retrait de son sommet se trouve à présent en équilibre instable. Dans quelques années, si ce cours est mis à jour, on montrera peut-être une photo du bunker au pied de la falaise.



Ici, l'érosion du cordon de dunes sur lequel étaient construits ces blockhaus du mur de l'Atlantique a provoqué l'effondrement de ceux-ci. Leur masse a cependant permis qu'ils restent sur place.



Falaise entre Boulogne et Wimereux (nord de la France). La marée est basse et la surface d'abrasion marine est dégagée.

B. La sédimentation marine

La sédimentation marine intéresse non seulement les matériaux solides résultant de l'érosion continentale (**sédiments terrigènes**), mais également les matériaux transportés en solution et déposés par l'intervention de processus physico-chimiques ou biochimiques (**sédiments non terrigènes**).

1. SEDIMENTATION MARINE TERRIGENE

Les matériaux solides arrivant par les fleuves ou arrachés à la côte par l'érosion marine sont soumis à l'action des vagues déferlantes, des marées, des tempêtes, de la houle et sont peu à peu entraînés vers le large où ils sont repris par les courants marins. Au fur et à mesure que les matériaux transportés atteignent des régions de la mer de moins en moins agitées, ils se déposent sur le fond par ordre de taille (et de poids). Leur usure (arrondi), leur transport et leur classement sont beaucoup plus importants que dans les rivières en raison du caractère plus intense et prolongé des actions auxquelles ils sont soumis avant leur dépôt définitif.

Leur classification est la même que celle qui est utilisée pour les sédiments fluviaux (graviers, sables, silts, boues ou vases). Les sables sont principalement constitués de quartz, mais peuvent aussi renfermer des grains de feldspath (sables feldspathiques) ou de mica (sables micacés). Il en est de même des silts.

Typiquement, les graviers se déposent le long de la côte et les sédiments sont de plus en plus fins lorsqu'on s'éloigne de celle-ci. Cette répartition est cependant sujette à de nombreuses variantes qui dépendent de l'agitation de l'eau, de la répartition des courants, de la topographie du fond, de la nature de la côte et de la nature des matériaux transportés. Ainsi, il n'y a pas de graviers sur les plages de la côte belge en raison de l'absence de falaises rocheuses et de la lenteur des cours d'eau qui y aboutissent. De même, certaines mers peuvent être pratiquement dépourvues de sédiments terrigènes en raison de l'absence de cours d'eau, comme la mer Rouge qui est bordée par des déserts.

Remarquons que les argiles sont souvent transportées sous forme colloïdale et peuvent être déposées très loin de leur source, souvent en dehors de tout autre dépôt terrigène. Dans des milieux déficitaires en O₂, leur dépôt s'accompagne de celui de matière organique provenant de la surface et de la précipitation de sulfure de fer colloïdal (qui se transforme en pyrite, FeS₂). Cette sédimentation donne naissance à des **boues noires** à **bleues** (selon leur richesse en matière organique) qui constituent l'essentiel des dépôts profonds en milieux anoxiques.

Les sédiments terrigènes de la nature ancienne ont souvent été transformés en roches cohérentes (**lapidification**) suivant des processus qui seront étudiés plus loin, dans le chapitre consacré à la **diagenèse**.

Les roches cohérentes équivalentes des roches terrigènes meubles sont :

gravier → poudingue sable → grès, quartzite sable feldspathique → arkose sable micacé → grès ou quartzite micacé silt → siltite boue → argilite, shale



Galets sur une plage de la Manche.



Poudingue marin à galets de granite ; Himalaya, Ladakh.



Brèche sédimentaire d'âge jurassique à éléments anguleux de roche du Dévonien moyen résultant de l'érosion d'une paléofalaise et déposée au pied de celle-ci. Ecosse.

2. SEDIMENTATION MARINE « NON TERRIGENE »

Le terme « sédiments non terrigènes » désigne tous les autres types de dépôts. Ils sont majoritairement engendrés directement dans le milieu marin (ou plus généralement aquatique, car certains d'entre eux peuvent se former dans les rivières ou les lacs) et résultent de trois processus principaux :

- le dépôt et l'accumulation de débris d'organismes (**sédiments bioclastiques** ou biodétritiques) ;
- la construction par des organismes (« **sédiments** » **bioconstruits**) ;
- la précipitation chimique à partir de composés en solution dans l'eau (**sédiments de précipitation et évaporites**).

D'autres résultent de l'accumulation de matière organique (« roches carbonées ») ou ont une origine exogène (retombées de cendres et de poussières volcaniques).

Ces différents processus peuvent se mélanger et ne sont pas incompatibles avec la présence d'une sédimentation terrigène. Il peut donc se déposer des sédiments mixtes, comme le sable de la mer du Nord qui renferme une proportion importante de débris de coquilles. Les sédiments non terrigènes purs ne s'accumulent que dans les régions exemptes de sédimentation terrigène.

La majeure partie des dépôts non terrigènes **résultent de l'activité biologique**, principalement marine. Lorsque les organismes marins meurent, leurs parties molles se putréfient ou sont ingérées par d'autres organismes, tandis que leurs parties minéralisées (coquilles, tests, squelettes,...) se déposent sur le fond. Tous ces restes sont des **fossiles**. Ce terme désigne aussi des parties organiques non minéralisées plus ou moins conservées, des traces de l'activité des organismes anciens tels que des pistes, des terriers, ou des déjections (coprolithes), ou encore des moulages

dans la roche des précédents. Les parties minéralisées des organismes peuvent être en **CaCO₃** (cas le plus fréquent), sous forme de **calcite** (forme cristalline du système rhomboédrique) ou d'**aragonite** (forme du système orthorhombique), et accessoirement en **silice (SiO₂)** ou en **phosphate de calcium**.

Si le milieu de sédimentation est calme ou s'ils sont enfouis rapidement, les éléments biogènes restent en place et sont plus ou moins bien conservés. Mais le plus souvent, ils sont soumis à l'agitation de l'eau et subissent aussi l'agression de micro-organismes. Ils vont alors être fragmentés, corrodés et usés en particules parfois très fines de quelques μm seulement qui seront transportées sur une certaine distance, puis sédimentées selon les mêmes processus que ceux du transport et du dépôt des matériaux terrigènes. Ainsi, beaucoup de boues calcaires (tailles des grains inférieure à 4 μm) sont le résultat du dépôt, après transport, de la fine mouture qui provient de la destruction des débris d'organismes. Par conséquent, les graviers et les sables calcaires sont caractéristiques d'environnements peu profonds et agités, tandis que la présence de boue dans le sédiment traduit des environnements plus profonds situés sous la zone d'agitation de la houle. Les différents types de « sédiments non terrigènes » sont étudiés ci-après.

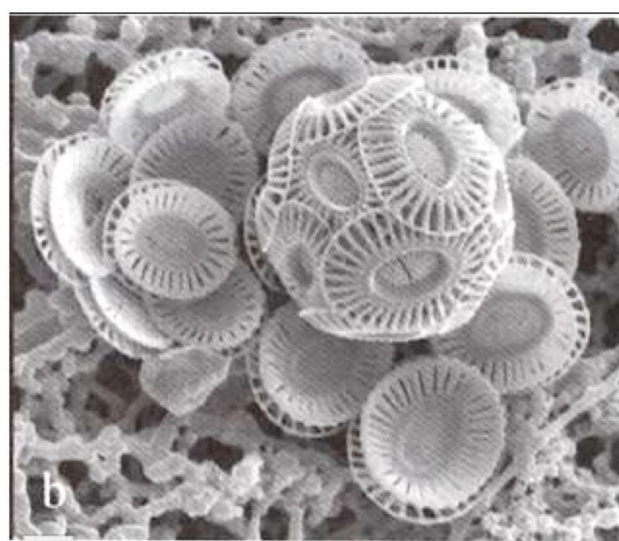
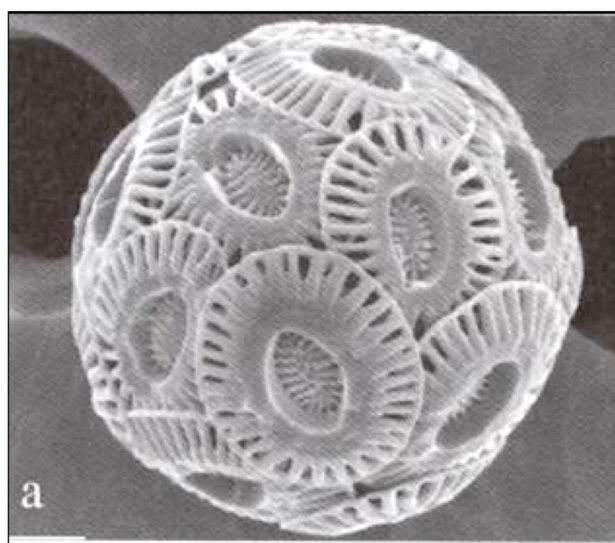
a. Les calcaires

1. Calcaires bioclastiques

Les sédiments bioclastiques calcaires sont de loin les plus abondants. Les principaux organismes possédant des parties minéralisées calcaires ou provoquant la précipitation de grains calcaire lors de leur métabolisme appartiennent aux **bactéries**, aux **algues**, aux **foraminifères** (protozoaires) et surtout aux différents **animaux** qui vivent dans les mers.

- Algues et cyanobactéries

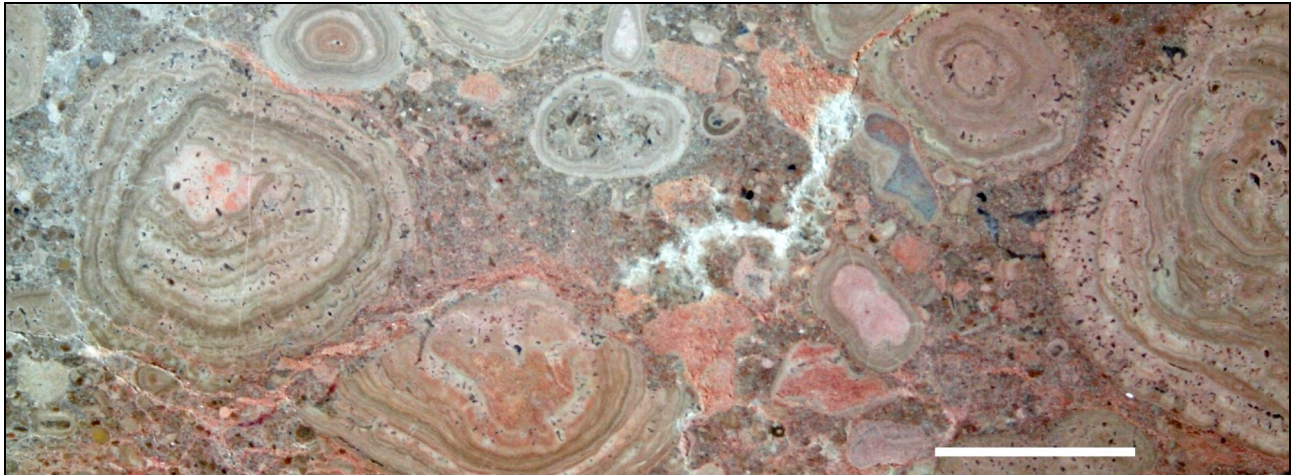
Les algues et les cyanobactéries sont d'importants constituants des roches calcaires. Pour leur processus de photosynthèse, elles utilisent le CO₂ dissout dans l'eau ; il en résulte la précipitation du CaCO₃ suivant la réaction classique **Ca(HCO₃)₂ → CaCO₃ + H₂O + CO₂** (ce dernier transformé en matière organique avec libération d'O₂), dans un « squelette » (frustule) plus ou moins complexe ou un dépôt épousant la forme de l'organisme. Pour la photosynthèse, les algues et les cyanobactéries ont besoin de lumière et ne peuvent par conséquent vivre que dans la zone photique.



a : Coccolithophoridé actuel (environ 10 μm de diamètre); b : coccolithophoridé dissociés en coccolithes. La frustule est composée de plusieurs couches concentriques de coccolithes.

Parmi les productions calcaires algaires ou cyanobactériennes, citons :

- La **craie**, calcaire formé par l'accumulation des plaques de quelques μm de diamètre (**coccolithes**) qui constituent l'enveloppe des coccolithophoridés, algues flagellées pélagiques de 10 à 25 μm environ de diamètre. Par la dimension de ses grains, la craie entre dans la classe des boues calcaires ; 1 mm^3 de craie peut renfermer de l'ordre de 10^7 coccolithes ! La prolifération prodigieuse de ces algues au Crétacé a donné naissance à des dépôts extrêmement importants de craie qui constituent en Belgique une bonne partie du sous-sol de la Hesbaye.
- Les **oncolithes**, qui sont des encroûtements algaires ou cyanobactériens concentriques autour d'un noyau (nucléus), de quelques millimètres à quelques centimètres de diamètres.



Oncolithes, Paléocène, Hérault (France). Le trait vaut 2 cm.

- Foraminifères

Les foraminifères sont des protozoaires benthiques ou planctoniques dont les tests (« coquilles ») deviennent un élément commun des sédiments calcaires à partir du Dévonien supérieur. Les foraminifères sont habituellement de très petite taille (inférieure au millimètre), mais certains peuvent atteindre plusieurs millimètres à plusieurs centimètres (« foraminifères géants ») et ont parfois été des constituants majeurs des roches au Carbonifère supérieur et au Permien (calcaire à fusulines), au Crétacé et surtout à l'Eocène et à l'Oligocène (calcaire à **nummulites**, comme ceux qui ont servi à la construction des pyramides de Gizeh).

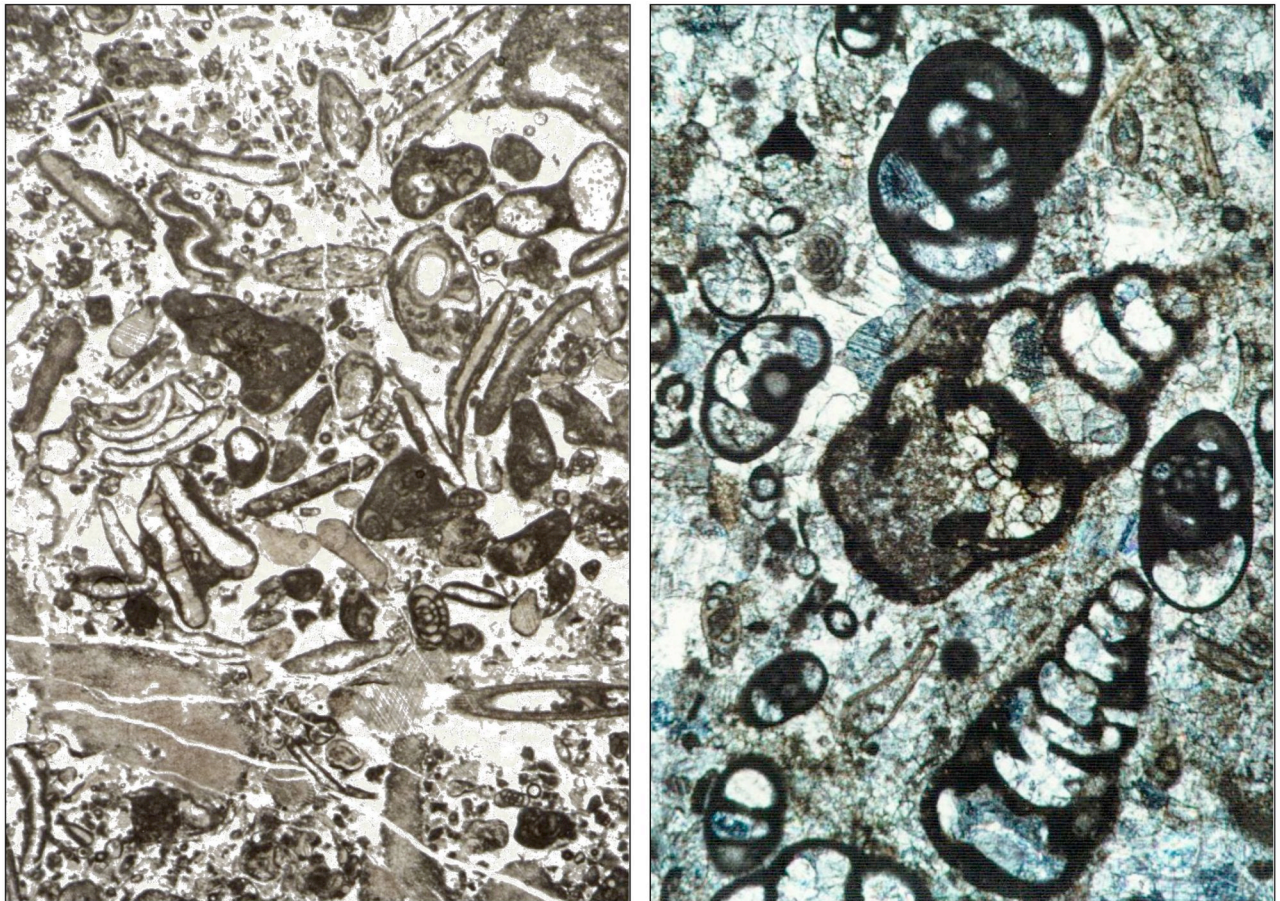
- Animaux

De nombreux animaux ont des coquilles ou des squelettes en CaCO_3 . Les fossiles les plus fréquents sont :

- Les **brachiopodes** (principalement au Paléozoïque) et les **lamellibranches** (principalement après le Paléozoïque), dont l'accumulation peut former des calcaires à coquilles (« **lumachelles** »).
- Les **coraux**, comprenant les tabulés et les tétracoralliaires qui s'étendent de l'Ordovicien au Permien, et les scléactiniaires du Trias à l'Actuel.
- Les **stromatopores**, des organismes ordoviciens à dévoniens parents des éponges.
- Les **crinoïdes**, des échinodermes fixés à squelette interne calcitique qui après leur mort se dissocient en une multitude de pièces monocristallines (**articles de crinoïdes**). L'accumulation de ces pièces est telle qu'elle peut conduire à la formation de calcaires qui en sont presque exclusivement constitués : les **calcaires à crinoïdes** (ou à « encrines »). Ces calcaires sont largement exploités en Wallonie comme pierres de taille et d'ornementation sous le nom

de « **petit granit** » (« granit » sans « e ») en raison de leur aspect cristallin qui évoque celui du granite, une roche magmatique endogène).

D'autres restes d'animaux peuvent également entrer dans la composition des sédiments calcaires : gastéropodes, céphalopodes, bryozoaires, ostracodes (crustacés de taille millimétrique), trilobites (arthropodes paléozoïques). La plupart de ces organismes sont benthiques et vivent préférentiellement dans les mers chaudes à des profondeurs inférieures à une centaine de mètres. Ce sont par conséquent les plates-formes continentales en climats tropicaux ou subtropicaux qui enregistrent le maximum de productivité carbonatée.



Coupe mince dans un calcaire bioclastique montrant des débris des organismes qui le composent (à gauche, largeur de la photo environ 2 cm) et dans un calcaire bioclastique à foraminifères du Carbonifère (à droite, largeur de la photo environ 0,8 mm). Une coupe mince a 30 à 40 μm d'épaisseur, et à cette épaisseur la plupart des roches sont transparentes. Le sédiment a été consolidé lors de sa diagenèse par la précipitation d'un ciment de calcite qui est transparent en coupe.

2. Calcaires construits

Ces calcaires sont des unités relativement cohérentes qui résultent d'une construction directe par certains organismes. Ceux-ci y sont souvent en position de vie. La construction peut s'opérer selon plusieurs modes :

- Accumulation et encroûtement de squelettes de coraux, stromatopores, bryozoaires, algues calcaires (algues rouges et algues vertes), éponges, certains lamellibranches (huîtres, rudistes du Crétacé), donnant ainsi naissance à des édifices récifaux.
- Précipitation de CaCO_3 en couches successives par des cyanobactéries (**stromatolithes**) lors de la photosynthèse.

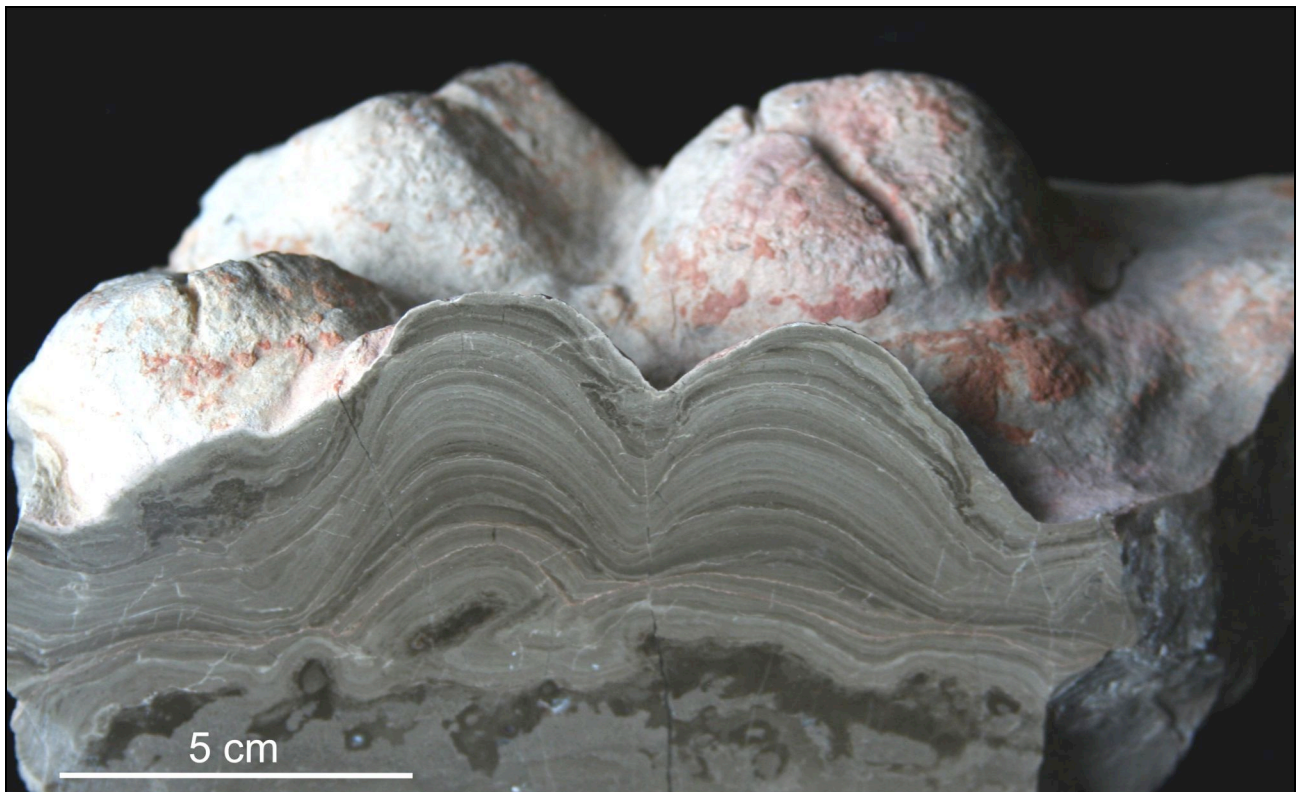
- Précipitation de CaCO_3 **microcristallin** (grains de quelques μm) par des bactéries. Ce processus, particulièrement important au Paléozoïque, donne naissance à des **monticules boueux** (« mudmounds ») qui, malgré leur dénomination, présentaient une certaine cohésion.



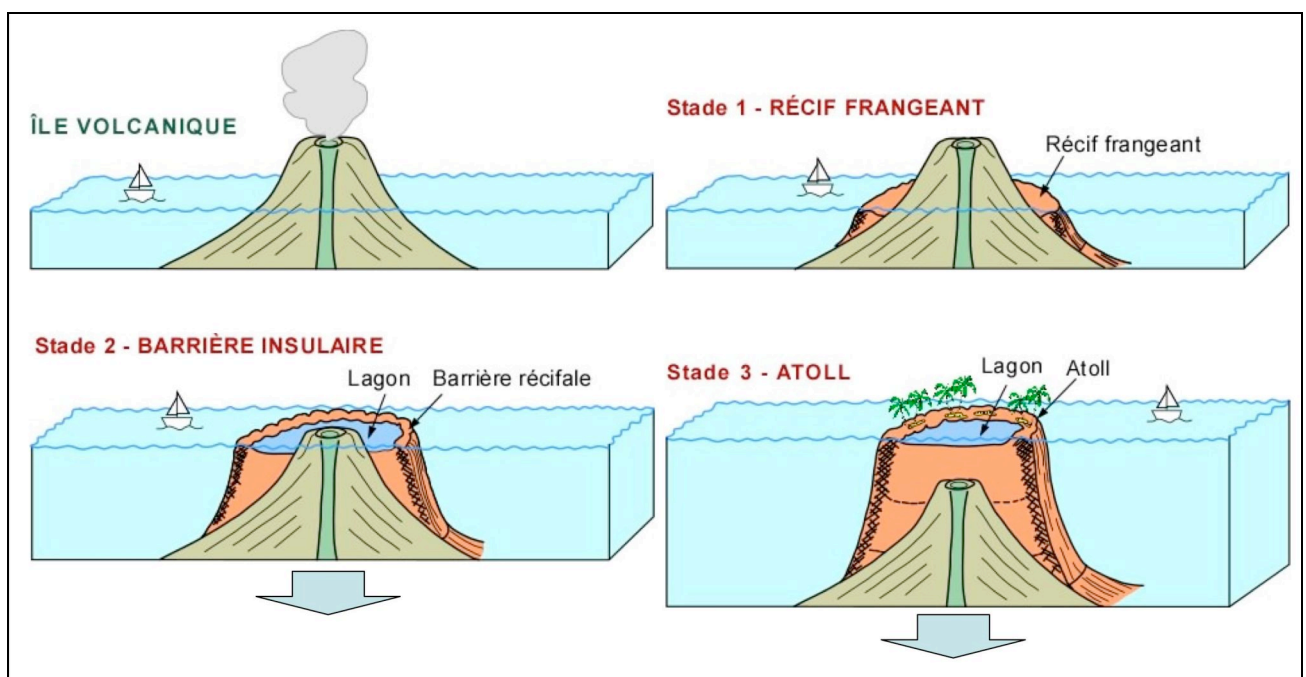
Stromatolithes actuels. Lac Thétis (lac d'eau salée due à la proximité de la mer), Australie.



Structure concentrique calcaire correspondant à un grand stromatolithe qui s'est vraisemblablement formé dans les mêmes conditions que celui de la figure précédente. Jurassique supérieur de Wimereux (Boulonnais, France).



Coupe dans un calcaire construit par des stromatolithes ; Viséen inférieur, Boulonnais, France.



Formation des atolls selon Darwin. L'enfoncement de l'édifice volcanique correspond à la subsidence du fond océanique par détumescence thermique lors du mouvement de la plaque depuis l'endroit de la formation de la croûte océanique (2500 à 3000 m de profondeur) jusqu'aux bords de la ride (4500 m de profondeur moyenne). Fig. d'après <http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque>.

Dans les séries géologiques, lorsque les calcaires construits forment des massifs d'épaisseur relativement élevée par rapport à leur extension latérale (corps lenticulaires) ou des formations de grande extension latérale pour un développement vertical relativement faible (couche), on les

désigne successivement sous les noms de **bioherme** et de **biostrome**. Biohermes et biostromes sont particulièrement fréquents et bien développés dans le Dévonien belge.

3. Calcaires de précipitation chimique

- Calcaires oolithiques

Les **oolithes** sont des grains arrondis carbonatés d'environ 0,5 à 2 mm de diamètre résultant de la précipitation de CaCO_3 en couches concentriques (**cortex**), souvent fibroradiées, autour d'un grain (**nucléus**) de sédiment (bioclaste, grain de quartz, foraminifère, etc.). Cette précipitation s'effectue dans des eaux riches en ions Ca^{++} , **peu profondes** (une dizaine de mètres ou moins), **chaudes** et **agitées** (élimination du CO_2). Elle est vraisemblablement aidée par l'activité de cyanobactéries. Dans la nature actuelle, on observe leur formation aux Bahamas ou dans la mer Rouge.

Les calcaires oolithiques sont fréquents dans les séries anciennes formées sous des climats chauds. Remarquons que des oolithes de plusieurs millimètres à plus d'un centimètre (« pisolithes », « perles de caverne ») peuvent se former dans des grottes ou dans certains environnements particuliers.

On connaît aussi des oolithes non calcaires formées par précipitation de Fe_2O_3 en milieu marin qui sont à l'origine de certains gisements de fer (minerai de fer de Lorraine).

- Calcaires lagunaires de précipitation

Dans certains milieux lagunaires, l'élévation de la température de l'eau peut conduire à une intense évaporation et à un dégazage du CO_2 provoquant la précipitation du CaCO_3 en cristaux de quelques μm (boue calcaire). Les calcaires de ce type restent toutefois peu fréquents.

Dans le domaine continental, en dehors des concrétions tapissant les parois des grottes, il existe également des calcaires de précipitation :

- Dans certains lacs, suivant des processus similaires à ceux s'effectuant dans les lagons.
- Au niveau de sources chaudes riches en $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ou le dégazage du CO_2 conduit à la précipitation de dépôts souvent bien cristallisés, compacts et translucides, zonaires ou rubanés qui donnent naissance à des **onyx calcaires**. Il existe également des onyx siliceux formés dans des conditions similaires.

4. Niveau de compensation des carbonates

La concentration en CO_2 est fonction de la profondeur et de la température. Elle devient suffisamment importante dans les couches profondes des océans ou dans les mers froides pour provoquer la dissolution des carbonates biogènes. Le **niveau de compensation des carbonates** (« CCD » pour « carbonate compensation depth ») est la profondeur à partir de laquelle tous les éléments carbonatés (CaCO_3) sont dissous. Dans les océans actuels, cette profondeur est de l'ordre de 4.500 à 5.000 m. Elle est moindre dans les régions polaires en raison d'une plus forte concentration du CO_2 due à la basse température de l'eau. Ne subsistent en dessous de ce niveau que les boues argileuses ou siliceuses des grands fonds.

Contrairement aux carbonates, la **dissolution de la silice est maximale dans les eaux de surface**.

b. Dolomie de « précipitation »

La **dolomite** est un carbonate double de calcium et de magnésium de formule $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Les **dolomies** (roche formée de dolomite) de précipitation sont appelées **dolomies primaires** (ou **précoces**), par opposition aux **dolomies secondaires** (ou **tardives**) qui résultent d'un processus diagénétique (voir plus loin).

Les dolomies primaires se forment dans des lacs ou dans des zones de mélange d'eaux douces et marines (lagunes), riches en MgCl_2 et en ions Ca^{++} , mais pauvres en ions SO_4^- (habituellement combinés sous forme de CaSO_4). Le dépôt de dolomie s'y effectue suivant le processus suivant :

- précipitation de cristaux microscopiques de CaCO_3 par élimination du CO_2 , habituellement par augmentation de la température de l'eau, suivant la réaction bien connue :



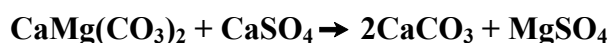
- réaction de la particule de carbonate de calcium avec le chlorure de magnésium dissous dans l'eau suivant la réaction :



- dépôt d'une boue dolomitique (grains habituellement de l'ordre de quelques μm).

Par conséquent, la formation de dolomie ne correspond pas vraiment à une précipitation directe, mais à une réaction de la calcite qui vient d'être formée avec le chlorure de magnésium dissous dans l'eau.

La dolomite n'est pas stable en présence de CaSO_4 en solution avec lequel elle réagit pour donner naissance à de la calcite suivant la réaction :



L'absence de CaSO_4 (ou une concentration très faible par rapport aux autres sels) est donc une **condition préliminaire nécessaire à la dolomitisation**. Celle-ci ne peut par conséquent pas se réaliser dans de l'eau de mer normale qui en contient toujours. Cette absence peut être due à son élimination du système par précipitation lors d'une phase évaporitique (dépôt de gypse, voir plus loin), le MgCl_2 présent dans l'eau résiduelle pouvant dès lors entrer en réaction avec la calcite.

c. Sédiments bioclastiques siliceux

Les organismes possédant des parties minéralisées siliceuses sont :

- Les **diatomées** (algues unicellulaires marines ou d'eau douce) qui prolifèrent dans des milieux riches en silice, tels que des lacs soumis à des retombées de cendres volcaniques, ou dans des eaux marines fraîches.
- Les **radiolaires** (protozoaires marins pélagiques), qui prolifèrent dans des eaux marines plus chaudes et se déposent lentement dans les fonds océaniques.
- Les **éponges à spicules siliceux**.

L'accumulation locale des restes de ces organismes peut donner naissance, en l'absence d'apports importants d'autres types de sédiments, à des roches qui sont respectivement des **diatomites**, des **radiolarites** et des **spongolithes**.

d. Phosphates

Les phosphates dissous dans l'eau de mer sont fixés par des végétaux et des animaux (par exemple dans le squelette des poissons). Lors de la mort de ces organismes, il peut y avoir disparition de leurs autres composants et concentration et formation de dépôts phosphatés. Ces derniers sont plus particulièrement présents dans les zones de remontée de courants marins profonds qui, riches en

matières minérales dissoutes, permettent une forte productivité biologique. Les phosphates sédimentaires sont constitués d'apatite, de formule $\text{Ca}_5(\text{P}_2\text{O}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$.

e. Evaporites

Il s'agit essentiellement de **chlorures** et de **sulfates** précipités par suite de l'évaporation de l'eau de mer. La précipitation de ces sels ne peut s'effectuer que dans des conditions très particulières qui permettent l'évaporation et leur concentration jusqu'à leurs points de saturation. Ces points de saturation sont différents d'un sel à l'autre et provoquent des précipitations successives suivant l'ordre (minéraux les plus importants) :

Gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et/ou Anhydrite (CaSO_4) → Halite (NaCl) → Sylvite (KCl) et chlorures de magnésium

Il existe deux grands types de dépôts d'évaporites marines qui correspondent :

- à une **précipitation subaquatique** dans des bassins de taille et de profondeur variables (depuis des lagunes jusqu'à des mers intracontinentales) ;
- à une **précipitation subaérienne** dans des sebkhas côtières ou dans des marais salants très peu profonds ou desséchés (habituellement situés dans la zone supratidale).



Dépôt évaporitique résultant de la précipitation de gypse en cristaux. Miocène supérieur, Capo Bianco, Heraclea Minoa, Sicile.

A titre indicatif, les épaisseurs des différents minéraux obtenus après évaporation d'une tranche de 1000 m d'eau de mer actuelle seraient de :

- gypse et anhydrite → 0,6 m ;
- halite → 12,9 m ;
- MgSO_4 → 1 m ;
- KCl (dans différents minéraux) → 0,4 m ;
- MgCl_2 (dans différents minéraux) → 1,5 m

Soit environ 16,5 m, dans lesquels la halite domine nettement. La calcite ou la dolomite de précipitation ne formeraient quant à elles qu'une épaisseur de 0,1 m et ne sont habituellement pas considérées comme entrant dans le cortège des évaporites.

Dès lors, pour expliquer l'épaisseur parfois très importante de certains dépôts évaporitiques (jusqu'à 1000 m d'épaisseur en certains points du fond de la Méditerranée et de 3 à 4 km dans le soubassement de la mer Rouge pour des évaporites de la fin du Miocène), il faut considérer que certains bassins évaporitiques étaient soumis à un apport continu d'eau salée. Le volume total d'eau évaporée pouvant représenter plusieurs dizaines à des centaines de fois la contenance du bassin.

D'autre part, certains dépôts évaporitiques sont caractérisés par la présence quasi exclusive de gypse (ou d'anhydrite), indiquant que si les points de saturation de ces sels furent atteints, ceux des autres ne le furent pas, et qu'il y eut ici aussi un apport permanent d'eau marine.

Il existe également des dépôts évaporitiques dans des lacs permanents ou temporaires (lacs salés comme la mer Morte).



Evaporites (gypse) fortement plissées à proximité d'une faille, suite à une faible contrainte, dans un contexte de roches très peu déformées. Cet exemple illustre bien la grande plasticité de ce type de roche. Miocène supérieur, Capo Bianco, Heraclea Minoa, Sicile.

Sous l'action de la pression lithostatique et en raison de leur faible densité et de leur plasticité relative, les évaporites enfouies peuvent se déformer et remonter vers la surface (**diapirisme**) sous la forme d'une colonne ou d'un champignon (**diapir** ou dôme de sel), en perçant et déformant les

roches surincombantes. Ces structures ont de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres de diamètre et atteignent quelquefois la surface. Lors des phases de plissement, les évaporitiques peuvent aussi servir de niveau de décollement et de glissement à de grandes nappes de charriage.

Les évaporites jouent un rôle économique important, d'une part comme sources de matières premières (gypse pour la fabrication du plâtre, sels de sodium, de potasse ou de magnésium), d'autre part par leur capacité à constituer des pièges à hydrocarbures dans les diapirs.

3. ROCHES CARBONEES

Ce sont les roches composées de matière organique : charbon et hydrocarbures.

a. Le Charbon

Il résulte de l'accumulation de matières végétales provenant, dans la très grande majorité des cas, de végétaux terrestres. Pour que cette accumulation soit possible, il faut que les végétaux morts soient soustraits à l'oxydation et à l'action des moisissures. Ces conditions sont réalisées dans des milieux marécageux (tourbière), lacustres, deltaïques ou côtiers (mangrove), dans lesquels l'eau est stagnante et dépourvue d'oxygène. Elle nécessite une forte production végétale qui est maximale dans les régions tempérées ou intertropicales humides.

Au cours de l'enfouissement, les restes végétaux subissent une évolution complexe (**carbonisation**), d'abord sous l'action de bactéries anaérobies, puis sous celle de l'augmentation de la température et de la pression. Cette évolution est caractérisée par l'élimination progressive de l'eau et des matières volatiles (perte de H et O des composés organiques) et par conséquent un **enrichissement relatif en carbone**. En même temps, le tassement considérable sous le poids des sédiments sus-jacents peut amener la couche à **quelques %** à peine de son épaisseur initiale.

On reconnaît plusieurs stades dans le processus de carbonisation qui sont dans l'ordre d'une évolution croissante :

- la **tourbe** (50 à 60 % de C), qui contient encore de la cellulose libre ;
- le **lignite** (60 à 75 % de C), qui ne contient plus de cellulose libre ;
- la **houille** (75 à 90 % de C), qui noircit typiquement les doigts au toucher ;
- l'**anthracite** (plus de 90 % de C), qui ne tache pas les doigts au toucher.

Cette transformation produit des gaz naturels, principalement du méthane (CH₄), le « grisou » des mineurs.

Le **graphite** est formé de carbone pur et résulte du métamorphisme de roches renfermant des composés carbonés. Il n'est pas combustible.

Les charbons sont **autochtones** lorsque la matière végétale qui leur a donné naissance s'est accumulée à l'endroit où les végétaux vivaient. Ce caractère est déterminé par le fait que le niveau situé sous la couche de charbon (le « **mur** » des mineurs ; le « **toit** » est le niveau surmontant la couche de charbon) correspond à un sol de végétation dans lequel s'observent des racines en position de vie. C'est le cas le plus fréquent. Ils sont **allochtones**, lorsque la matière végétale a subi un certain transport avant de s'accumuler (il n'y a alors pas de sol de végétation).

La plupart des charbons hérités de la nature ancienne se sont formés dans de vastes zones situées en bordure de mer, comparables aux mangroves actuelles. Elles furent particulièrement développées au **Carbonifère supérieur** et donnèrent naissance aux charbons qui étaient exploités dans le nord de l'Europe et notamment en Belgique. D'autres se sont formés dans des bassins lacustres, comme les charbons d'âge carbonifère supérieur et permien inférieur du centre et du sud de la France.

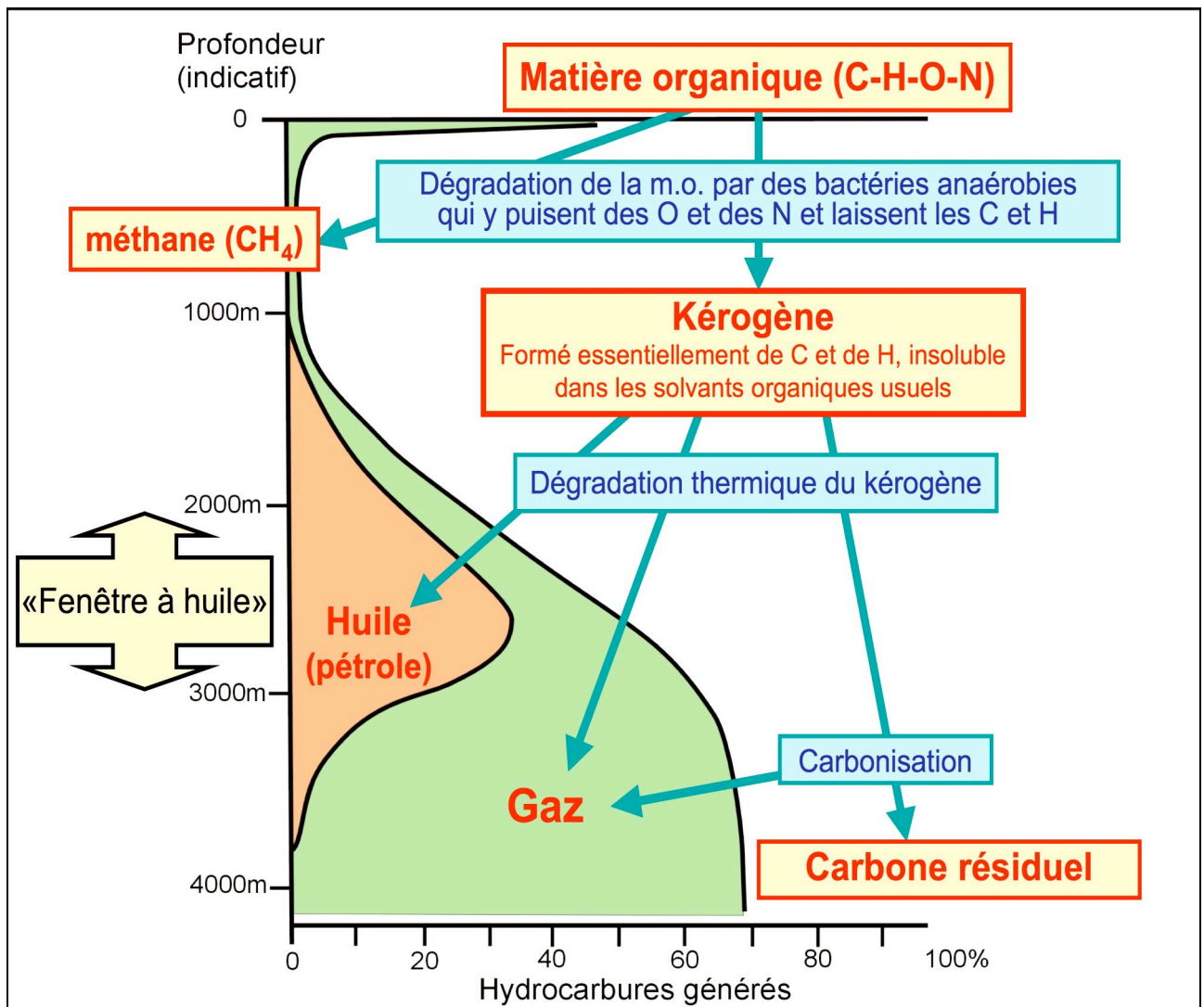


Schéma résumant la formation des hydrocarbures en fonction de la profondeur d'enfouissement.

2. Le Pétrole

Le pétrole est un mélange complexe de solides (**bitumes**), de liquides (**huiles**) et de **gaz** dissous dans ces derniers. Les gaz seront libérés lors d'une diminution de pression, mais ils peuvent aussi exister sous forme de poches de gaz coiffant un réservoir de pétrole ou seuls, sous forme d'un gisement propre.

Le pétrole résulte d'une évolution de la matière organique, essentiellement d'origine planctonique, qui s'est accumulée dans des dépôts marins (boues) en conditions euxiniques (conditions euxiniques sur le fond marin et / ou dans le sédiment).

La transformation de la matière organique (constituée essentiellement de C, H, O et N) s'effectue d'abord sous l'action de bactéries anaérobies qui y prélèvent de l'O et de l'N nécessaire à leur métabolisme. Cette dégradation microbienne de la matière organique entraîne la formation de **méthane** (CH₄) et de **kérogène** (composé organique complexe, essentiellement à base de C, d'H et d'un peu d'O, qui est insoluble dans les solvants organiques usuels).

A partir d'environ 1000 m de profondeur, l'activité microbienne laisse progressivement la place à des réactions physicochimiques complexes, en relation avec l'augmentation de la température et de la pression due à l'enfouissement. Celles-ci transforment une partie du kérogène en différents **gaz**

(C_nH_{2n+2}) et en **pétrole** liquide. La formation du pétrole est maximale entre 2000 et 3000 m de profondeur (« fenêtre à huile »), profondeur qui peut toutefois varier localement.

Plus bas, à partir d'environ 4000 m, l'augmentation de la pression et de la température conduit à la transformation du pétrole et du reste du kérogène en **gaz** et en **carbone**.

Les profondeurs qui correspondent à ces transformations peuvent varier selon les endroits et le gradient géothermique.

En raison de leur faible densité et de la pression des roches surincombantes, les gaz et le pétrole peuvent quitter la roche dans laquelle ils ont pris naissance (**roche mère**) et migrer vers le haut, verticalement ou obliquement. S'ils atteignent la surface, ils sont oxydés et repris dans le cycle du carbone. Mais s'ils rencontrent une barrière imperméable qui les empêche d'atteindre la surface, ils peuvent s'accumuler dans une roche poreuse (**roche réservoir** ou **magasin**) et y rester piégés, constituant ainsi un gisement potentiel.

La constitution d'un gisement suppose donc la présence conjuguée :

- d'une roche mère ;
- d'une roche poreuse et perméable (dolomie tardive, bioconstruction, sable ou grès poreux) dans laquelle peuvent migrer les hydrocarbures ;
- d'un toit imperméable (argile, évaporite) dans une structure permettant une accumulation (voûte anticlinale, dôme, bloc faillé, bioherme, diapir).

4. SEDIMENTS EXOGENES

Des cendres et des poussières qui sont émises et projetées à haute altitude par un volcan sont entraînées par les vents sur quelques dizaines à quelques centaines de km, voire à des dizaines de milliers de km pour les plus fines. Lorsqu'elles retombent, elles peuvent former des dépôts plus ou moins épais suivant la distance.

Si ces retombées s'effectuent en milieu lacustre ou marin, elles sont rapidement transformées en argile par les processus d'altération chimique. Les **cinérites** sont des dépôts lacustres ou marins d'origine volcaniques, plus ou moins altérés en argiles et remaniés. Les **tufs** sont des dépôts de cendres et de poussières qui sont retombées sur le sol.

C. Sédiments et environnements de dépôts

Les trois grands types d'environnements marins peuvent accueillir des dépôts sédimentaires : les plates-formes, les pentes et les grands fonds (habituellement océaniques). Sur les plates-formes, pratiquement tous les types de sédiments dont il vient d'être question peuvent être présents en relation avec leur position sur la plate-forme, la profondeur, les conditions climatiques, physico-chimiques et biologiques qui y jouent. Les pentes et les grands fonds accueillent des dépôts plus spécifiques.

1. Les dépôts marins résultants de mécanismes gravitaires

Le domaine de dépôt des sédiments terrigènes et non terrigènes est essentiellement la plate-forme. Ces sédiments peuvent s'accumuler en bordure de celle-ci et, à l'occasion d'une rupture d'équilibre (provoquée par une secousse sismique, une accentuation de la pente suite à un mouvement tectonique, une forte tempête ou simplement sous l'effet de leur propre poids), être retransportés vers des zones plus profondes. Ce mouvement peut se réaliser suivant plusieurs modalités (qui peuvent se conjuguer) et donner naissance à différents types de dépôts :

- Les **coulées de débris** correspondent à des masses de sédiments ou de fragments de roches mélangées et transportées avec une certaine quantité d'eau. Elles donnent naissance à des

dépôts le plus souvent bréchiques (**brèche** : conglomérat à éléments anguleux). Les coulées de débris peuvent être à l'origine des turbidites.

- Les **turbidites** résultent du transport et du dépôt de sédiments en suspension dans une masse d'eau dévalant une pente (= courant de turbidité, le terme « turbidite » désignant souvent aussi ce courant lui-même). Elles intéressent aussi bien des sédiments terrigènes (le plus fréquemment) que non terrigènes (calcaires). Les turbidites peuvent s'étaler sur de grandes distances au pied de la pente et parcourir des dizaines, voire des centaines de kilomètres, perdant progressivement leurs éléments les plus grossiers et s'affinant au fur et à mesure de leur progression. Leur vitesse peut atteindre une centaine de km/h. Leur épaisseur varie de quelques mètres (turbidites proximales) à quelques millimètres à peines (turbidites distales). Les turbidites sont des dépôts marins fréquents dans les pentes et les grands fonds, mais peuvent aussi être lacustres.
- Les **slumps** correspondent à des masses de sédiments qui ont glissé sur une pente suivant des plans de cisaillement sensiblement parallèles à la stratification. Les slumps montrent des structures plissées dans le cas de couches sédimentaires peu cohérentes et plastiques, ou bréchiques lorsque le matériau qui est mobilisé était déjà consolidé.
- Les **olistostromes** sont des dépôts plus ou moins chaotiques résultant d'un glissement en masse d'une partie de la plate-forme. Ils peuvent renfermer des blocs de très grandes tailles (plusieurs dizaines de mètres à plusieurs kilomètres) appelés **olistolithes**. Les olistostromes sont habituellement associés à des phases de déformation tectonique.



Bloc de calcaire du Carbonifère inférieur remanié dans un olistostrome du Carbonifère supérieur. Montagne Noire, France.



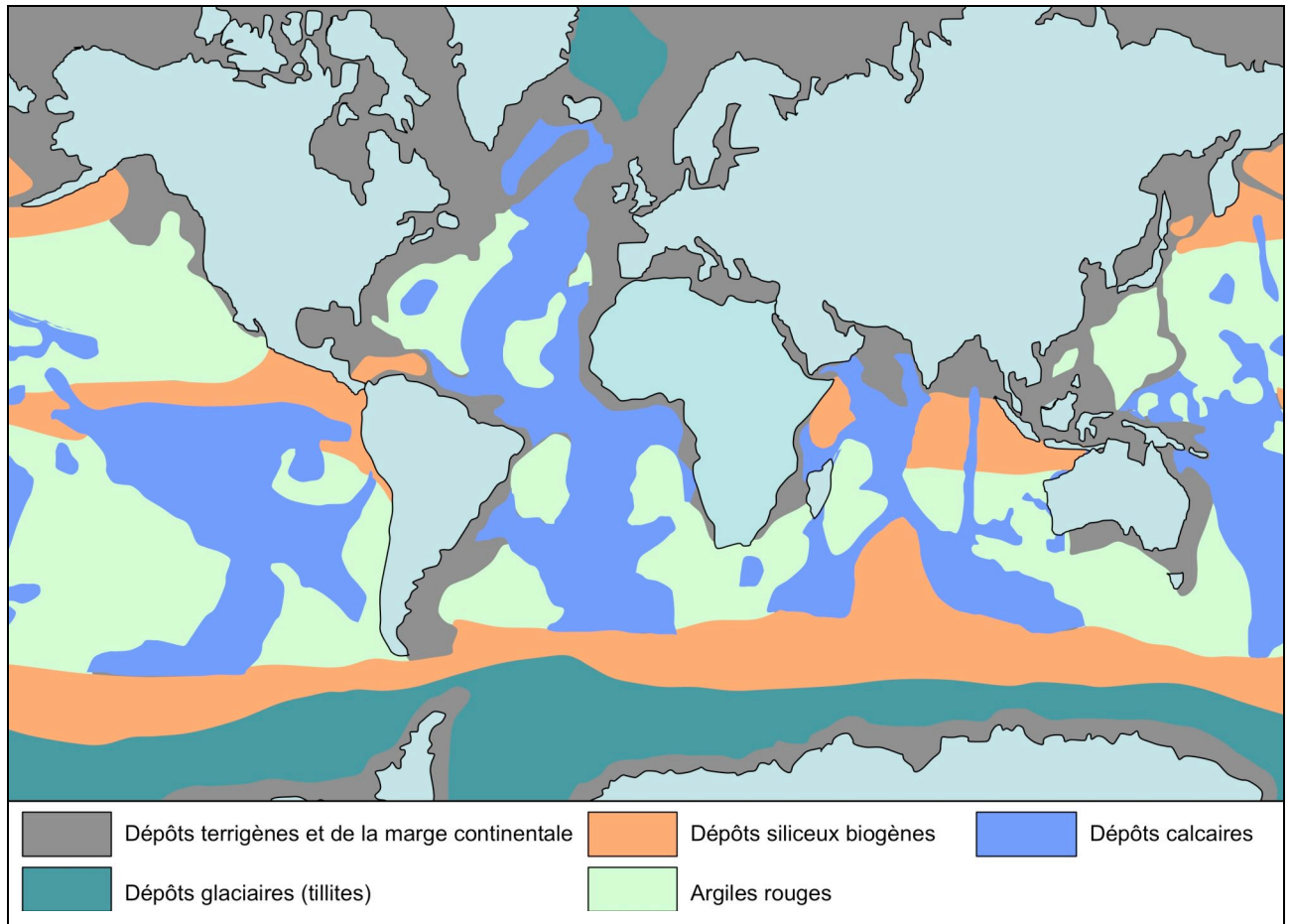
Colline de calcaire du Carbonifère inférieur correspondant à un gigantesque olistolithe dégagé par l'érosion de la matrice schisteuse qui le renferme. Carbonifère supérieur, Montagne Noire, France.

2. Les dépôts marins ou océaniques profonds

Les grands fonds, lorsqu'ils sont en dehors de l'apport sédimentaire des plates-formes ou des pentes, enregistrent une sédimentation propre :

- La sédimentation des squelettes des organismes pélagiques (principalement du plancton) peut donner naissance à des **boues calcaires (boues à foraminifères planctoniques)** ou **siliceuses (boues à radiolaires, à diatomées)**. La très faible vitesse de sédimentation (1 à 10 mm/1000 ans) explique la faible épaisseur habituelle de ces **dépôts pélagiques**.
- Les parties profondes des océans peuvent ne pas être soumises à un apport pélagique important, principalement en raison de la dissolution des éléments carbonatés et siliceux. Il s'y dépose alors principalement des argiles (85 %) d'origines diverses : continentales et amenées par le vent ou en suspension dans les courants marins, résultant de l'altération de poussières volcaniques ou autres, ou formées directement sur place, ainsi que des poussières d'origine éolienne, volcanique ou cosmique, quelques restes siliceux d'organismes planctoniques qui n'ont pas été dissous. Tous ces composants constituent une **boue rouge** qui s'accumule de manière extrêmement lente : 0,01 à 0,02 mm/1000 ans. Ces dépôts peuvent aussi contenir des éléments transportés par les icebergs et laissés par ceux-ci lors de leur fonte, qui s'ils sont abondants peuvent former des tillites, et diverses précipitations chimiques ou biochimiques (nodules polymétalliques riches en manganèse).

Les **sédiments hémipélagiques** correspondent à un mélange des précédents avec des apports divers de la plate-forme.



Distribution très simplifiée des principaux types de sédiments dans les océans actuels. Les sédiments siliceux des hautes latitudes renferment essentiellement des diatomées et ceux des basses latitudes, des radiolaires. A remarquer, l'importance des dépôts d'origine glaciaire (tillites) dans les zones circum polaires, dont les éléments sont transportés par les icebergs.

VII. LES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES ET LEUR DECRIPTAGE

Le chapitre précédent montrait de quelle manière et dans quelles conditions étaient élaborés les principaux types de sédiments. Ce chapitre va s'intéresser à la façon dont ces sédiments s'accumulent et forment des masses volumineuses qui entrent dans la constitution de l'écorce terrestre, ainsi qu'aux moyens d'interpréter et de reconstituer leur histoire.

1. ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE ET SUBSIDENCE

Ainsi qu'il a été vu, les sédiments sont le résultat d'actions diverses mécaniques, chimiques, biologiques, dans un contexte donné (bassins marins profonds, peu profonds, soumis à l'agitation des vagues, etc.). Leur vitesse de dépôt dépend non seulement de l'apport ou de leur taux de production, mais également des conditions locales. De plus, un dépôt peut être formé et remanié sans cesse, pour finalement ne laisser aucune trace de son existence s'il n'est pas retiré et préservé de la dynamique du système. Cet **enregistrement géologique** du dépôt peut être continu ou fortuit et dépend toujours d'un ensevelissement par comblement du milieu de sédimentation et/ou de l'action de la **subsidence**. Celle-ci est un mouvement d'affaissement de l'écorce terrestre qui s'effectue avec des vitesses - habituellement lentes - et des intensités variables suivant les endroits et au cours du temps (subsidence différentielle). Il peut exister dans le même bassin une ou plusieurs zones de subsidence maximale qui peuvent se déplacer, ainsi la subsidence peut s'étendre à une région externe précédemment immobile ou vice versa, elle peut s'arrêter momentanément ou encore être remplacée par un soulèvement.

C'est en définitive la subsidence qui rend compte de l'accumulation importante des **séries sédimentaires**, parfois sur des milliers de mètres d'épaisseur. Par conséquent, la mesure de l'épaisseur d'une série sédimentaire ancienne ne donne pas d'indication sur le temps qui a été nécessaire à son édification, mais seulement sur l'intensité de la sédimentation et de la subsidence. Les causes de la subsidence seront abordées dans le chapitre consacré à la tectonique.

2. NOTION DE FACIES

La plupart des sédiments sont **classés**, c'est-à-dire formés de grains d'un calibre déterminé - ce classement étant plus ou moins bon selon les cas - et **stratifiés**, c'est-à-dire disposés en couches successives. Ils présentent des compositions chimiques et minéralogiques, des structures et des composants qui traduisent habituellement les conditions et le milieu de formation, ainsi que leur évolution. Par exemple :

- les fossiles et leurs états de conservation ;
- les **bioturbations**, remaniement du sédiment par des organismes fouisseurs ;
- les **fentes de dessiccation**, qui traduisent des périodes d'émersion et d'assèchement du sédiment ;
- des structures de remaniement des sédiments dus à des agitations temporaires de l'eau (« tempestites ») ;
- le lessivage des boues et le tri mécanique provoqués par l'action de la houle ;
- des alignements de silex.

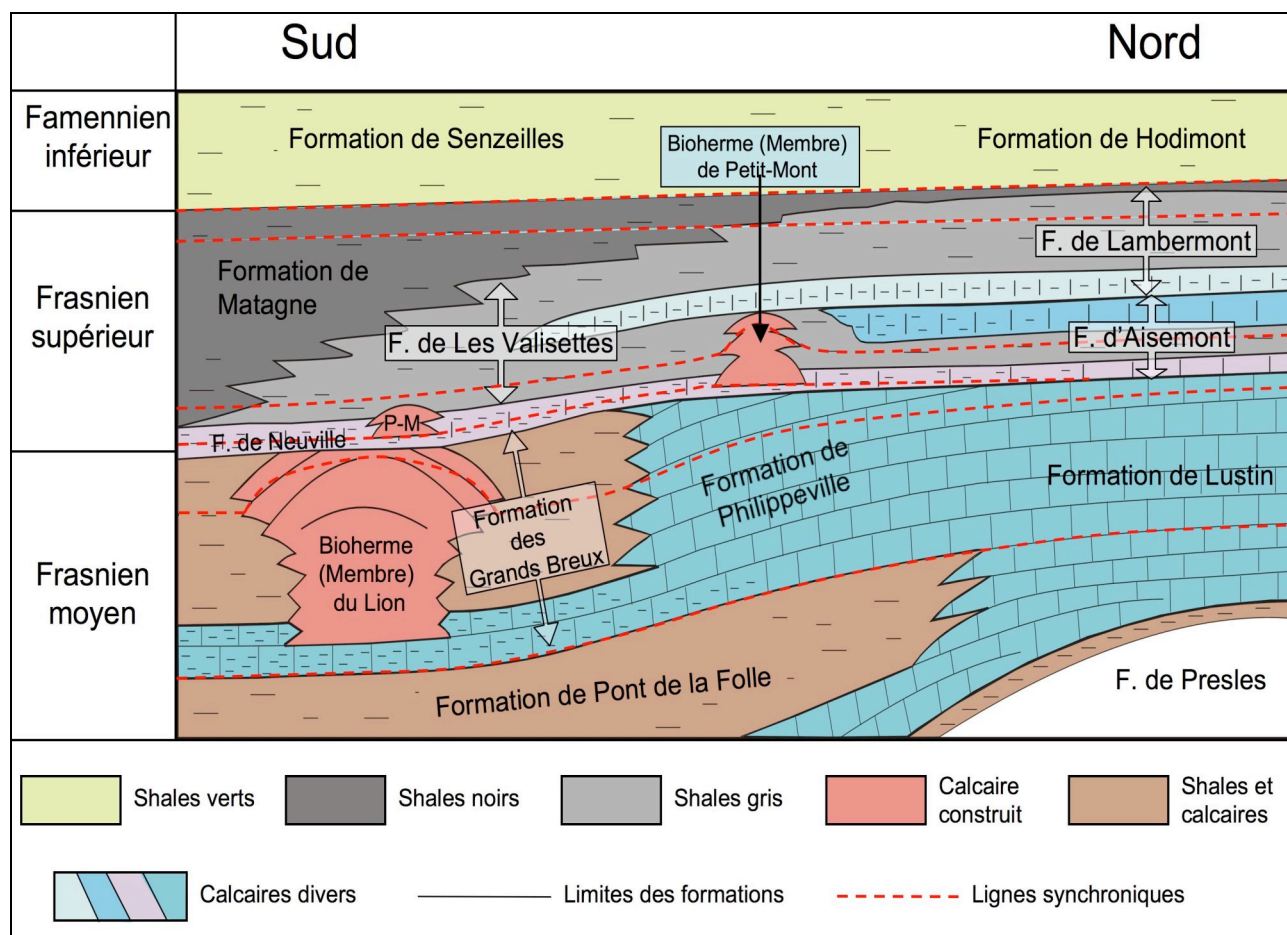
On appelle **faciès** l'ensemble des caractères d'un sédiment et par extension d'un ensemble de sédiments. Le **lithofaciès** désigne un faciès essentiellement lithologique et le **biofaciès** un faciès essentiellement paléontologique. Par exemple, on parlera de faciès marin, faciès lacustre, faciès oolithique, faciès littoral, faciès crinoïdique, ...

Les sédiments qui se déposent au même moment en différents endroits et présentent des faciès différents sont dits contemporains ou **synchroniques**. Lorsque l'on se déplace d'un endroit à l'autre, des couches de même âge montrent par conséquent une **variation latérale de faciès**.

L'aire dans laquelle se développe un même faciès à un moment donné est une **zone isopique** ; elle est séparée d'une autre zone isopique par une **ligne isopique**.

D'autre part, en un endroit donné, les conditions peuvent se modifier au cours du temps (par exemple en raison d'une variation du niveau marin) et donner naissance à une **variation verticale de faciès**.

Les **lignes isopaques** correspondent au lieu des points d'égale épaisseur d'un ensemble de couches caractérisé par un faciès particulier ou déposé pendant un intervalle de temps donné.



Exemple de variation latérale de faciès dans le Dévonien supérieur du Bassin de Namur-Dinant.

3. LE CYCLE SEDIMENTAIRE

Une montée du niveau marin se marque par une **transgression marine** (envahissement par la mer d'une surface continentale). Elle peut être due à l'extension de la subsidence à une région qui était jusque là émergée (montée relative), ou à une élévation globale du niveau des mers, par exemple suite à la fonte d'un inlandsis. La **régression marine** est le processus inverse (retrait de la mer). Elle peut résulter de l'arrêt de la subsidence avec comblement sédimentaire de la région affectée, d'un soulèvement local, ou d'une descente globale du niveau des mers, consécutive par exemple à la formation d'un inlandsis.

Le **cycle sédimentaire** est l'ensemble formé par une transgression suivie d'une régression. Sa durée peut être de quelques dizaines de milliers d'années à quelques millions ou dizaines de millions d'années, suivant les phénomènes responsables de la variation du niveau marin.

A titre d'exemple, on peut imaginer un cycle très simple se déroulant dans un bassin dans lequel les faciès lithologiques se distribueraient du rivage vers le large suivant l'ordre : gravier – sable – silt – argile. Lors d'une transgression, les nouvelles couches de sédiments vont se déposer sur les précédentes, mais tous les faciès seront déplacés latéralement. On voit aussi que chacun des faciès pourra constituer une unité lithologique continue latéralement, mais **diachronique**, c'est-à-dire dont l'âge varie suivant l'endroit où l'on se trouve (à l'inverse d'une unité synchronique, dont l'âge serait le même partout). Lorsque survient une régression, le processus s'inverse. On tire de cet exemple les conséquences importantes suivantes pour l'analyse des séries sédimentaires et la reconstitution de l'histoire géologique des bassins de sédimentation :

- Les transgressions et les régressions provoquent des variations latérales et verticales des faciès.
- Ces variations ne sont pas quelconques : les faciès se superposent dans un ordre déterminé qui constitue des cycles.
- L'examen de la succession des couches d'une série ancienne en un endroit permet de reconnaître l'existence de cycles sédimentaires pendant l'accumulation de la série et d'extrapoler et corrélérer ceux-ci latéralement. En effet, les observations sur le terrain ne permettent souvent pas d'observer les variations latérales de faciès en continu.
- L'enregistrement sédimentaire vertical n'est pas toujours continu : des sédiments peuvent ne pas se déposer, par exemple dans des zones émergées, ou être enlevés par l'érosion lors d'une phase transgressive. Cette absence de dépôt pendant un intervalle de temps donné est une **lacune stratigraphique**.

L'étude de la nature, de la genèse, des épaisseurs et des distributions latérales et verticales des faciès au cours des temps géologiques, permet de reconstituer l'histoire tectono-sédimentaire d'une région. Cette histoire est très complexe puisqu'elle résulte des variations de nombreux paramètres : subsidence, climat, courants marins, niveau de la mer, topographie du fond marin, présence et tracé des rivières sur le continent, nature des sédiments, etc. Elle nécessite la détermination de la contemporanéité ou du diachronisme de sédiments déposés en des régions différentes, des lacunes stratigraphiques et de l'enchaînement des cycles sédimentaires, et repose impérativement sur la **connaissance de l'âge des couches et leur corrélation stratigraphique**. La **datation** des couches sédimentaires et leur corrélation peuvent être réalisées par différentes méthodes qui font l'objet du chapitre suivant.

VIII. LA DATATION DES ROCHES SEDIMENTAIRES

La **stratigraphie** est la branche des sciences de la Terre qui étudie la succession des couches (les strates) et en établit l'âge. Dans sa réalisation pratique, elle repose sur le principe de superposition des couches, déjà énoncé, et sur la constatation qu'une même couche a habituellement, à petite échelle (quelques centaines de mètres à quelques dizaines de kilomètres, voire plus), le même âge partout.

L'établissement de corrélations stratigraphiques n'impose pas de connaître l'**âge absolu** des couches, c'est-à-dire le temps (exprimé en années) qui s'est écoulé depuis le dépôt du sédiment, mais d'en connaître l'**âge relatif**, âge qui se réfère à leur position les unes par rapport aux autres (plus anciennes, contemporaines ou plus récentes), **au sein d'une chronologie**.

C'est ce dernier type de datation, la **datation relative**, qui est le plus utilisé et le plus précis pour les dépôts phanérozoïques (ensemble des terrains géologiques déposés depuis le début du Paléozoïque). Selon les critères utilisés, lithologiques ou paléontologiques, la datation relative aboutit à la définition de diverses divisions et échelles stratigraphiques.

1. LA LITHOSTRATIGRAPHIE

Elle est basée sur la nature des roches (faciès) et sur leur succession. L'unité de base est la **formation**, divisée en **membres**, eux-mêmes divisés en **couches** (ou **bancs**). Un ensemble de formations constitue un **groupe**. Ainsi qu'il a été vu, les unités lithostratigraphiques sont susceptibles d'être diachroniques, mais sont souvent relativement synchroniques sur de faibles étendues ou lorsqu'elles correspondent à des cycles sédimentaires répondant à des variations globales du niveau des mers. Chaque unité lithostratigraphique (mais pas les bancs, sauf exception) est définie de façon formelle dans une coupe type (stratotype) où elle est particulièrement bien exposée et accessible, et qui sert de référence pour son identification. Elle porte habituellement le nom de l'endroit où se situe le stratotype (par exemple, Formation de Visé, Membre de Flémalle, Groupe de la Vesdre – remarquer que le nom de l'unité prend une majuscule).

La réalisation des **cartes géologiques** repose sur un découpage en **unités lithostratigraphiques**, mais elle tient compte également de datations plus précises qui permettent d'en reconnaître la contemporanéité ou le diachronisme et surtout de les reporter sur une échelle chronostratigraphique (voir plus loin), c'est-à-dire de leur donner un âge, sans quoi une carte géologique serait une simple carte lithologique.

2. LA BIOSTRATIGRAPHIE

La lithostratigraphie repose sur l'enregistrement de phénomènes qui dépendent d'une série de paramètres locaux pouvant survenir en différents endroits et à différents moments des temps géologiques. Ainsi, un calcaire oolithique déposé en Chine au Cambrien ne sera pas différent d'un calcaire oolithique déposé dans la région liégeoise au Tournaisien supérieur (Carbonifère inférieur). A plus petite échelle, ce dernier ne sera pas différent de celui qui fut déposé au même endroit un peu plus tard, au Viséen inférieur. La formation d'un calcaire oolithique (ou des autres roches, sédimentaires ou non) n'est donc pas caractéristique d'un moment particulier et unique des temps géologiques et est un phénomène dit **réversible**. C'est pourquoi il est si fondamental de pouvoir placer les unités lithostratigraphiques dans une chronologie à caractère irréversible.

La succession des espèces fossiles dans le temps repose sur l'évolution des espèces, **phénomène irréversible**, car toute espèce résulte de la transformation d'une espèce antérieure différente et peut elle-même donner naissance à une autre espèce qui sera toujours différente des précédentes (ou disparaître sans descendance). Une espèce est donc un **événement unique dans l'évolution**. Si, par une modification convergente de leur forme des espèces peuvent parfois en arriver à se ressembler,

elles n'en demeurent pas moins différentes dans leur structure et leur physiologie. Par exemple, les coraux post-paléozoïques ont des morphologies souvent identiques à celles des coraux paléozoïques – qui disparaissent tous à la limite permo-trias – mais ils ont un développement du squelette fondamentalement différent. De même (presque) plus personne ne confond un requin (poisson) et un dauphin (mammifère) bien que tous deux aient des nageoires et se ressemblent.

La **biostratigraphie** étudie la distribution des espèces dans le temps et conduit à l'établissement :

- d'**échelles biostratigraphiques** dont les divisions correspondent aux couches contenant une ou plusieurs espèces de fossiles (biozone) ;
- d'**échelles chronostratigraphiques** dont les divisions correspondent à toutes les couches qui se déposent pendant l'intervalle de temps correspondant à une biozone (chronozone).

Echelles bio et chronostratigraphiques sont des **échelles de temps relatives** auxquelles, dans la mesure du possible, on tente de faire correspondre des intervalles de temps absolus (en années), c'est-à-dire des divisions **géochronologiques** (objet de la **géochronologie**, ou datation absolue des roches).

L'unité de base de la biostratigraphie est la **biozone** qui correspond à l'ensemble des couches contenant effectivement une ou plusieurs espèces fossiles (elle peut être divisée en sous-zones). La biozone a une extension géographique et stratigraphique qui correspond :

- à la zone de distribution du fossile, lorsqu'il était vivant ou après sa mort ;
- aux possibilités de fossilisation (l'organisme peut avoir vécu en un endroit sans que ses restes y aient été conservés).

Pour ces raisons, elle apparaît comme un corps sédimentaire irrégulier.

La **chronozone** correspond à l'ensemble des couches déposées pendant la durée de vie d'une espèce.

De façon pratique, pour établir une chronologie biostratigraphique (et chronostratigraphique) la plus précise possible, on associe les distributions de différentes espèces d'un même groupe systématique entre elles (par exemple des espèces de foraminifères), en essayant d'établir leurs relations parentales (liens phylétiques). On réalise ainsi une biozonation qu'on croise et corrèle avec des biozonations basées sur d'autres groupes (par exemple des coraux et des ammonoïdes). On peut ainsi dater de façon relative, avec beaucoup de précision, les roches sédimentaires à partir des fossiles qu'elles renferment. Toutefois, il existe des fossiles qui permettent de mieux dater les séries (« bons fossiles stratigraphiques ») que d'autres (« mauvais fossiles stratigraphiques »). Typiquement, le fossile idéal devrait :

- posséder une extension stratigraphique réduite (« durée de vie » de l'espèce brève) ;
- être abondant dans les strates (afin qu'on puisse le trouver) et facilement extractable ;
- être peu dépendant des différents environnements marins (un fossile limité à un environnement particulier est un « **fossile de faciès** ») ;
- posséder une large dispersion géographique, soit durant son existence, soit après sa mort ;
- posséder une morphologie et laisser des restes qui permettent de réaliser une détermination précise.

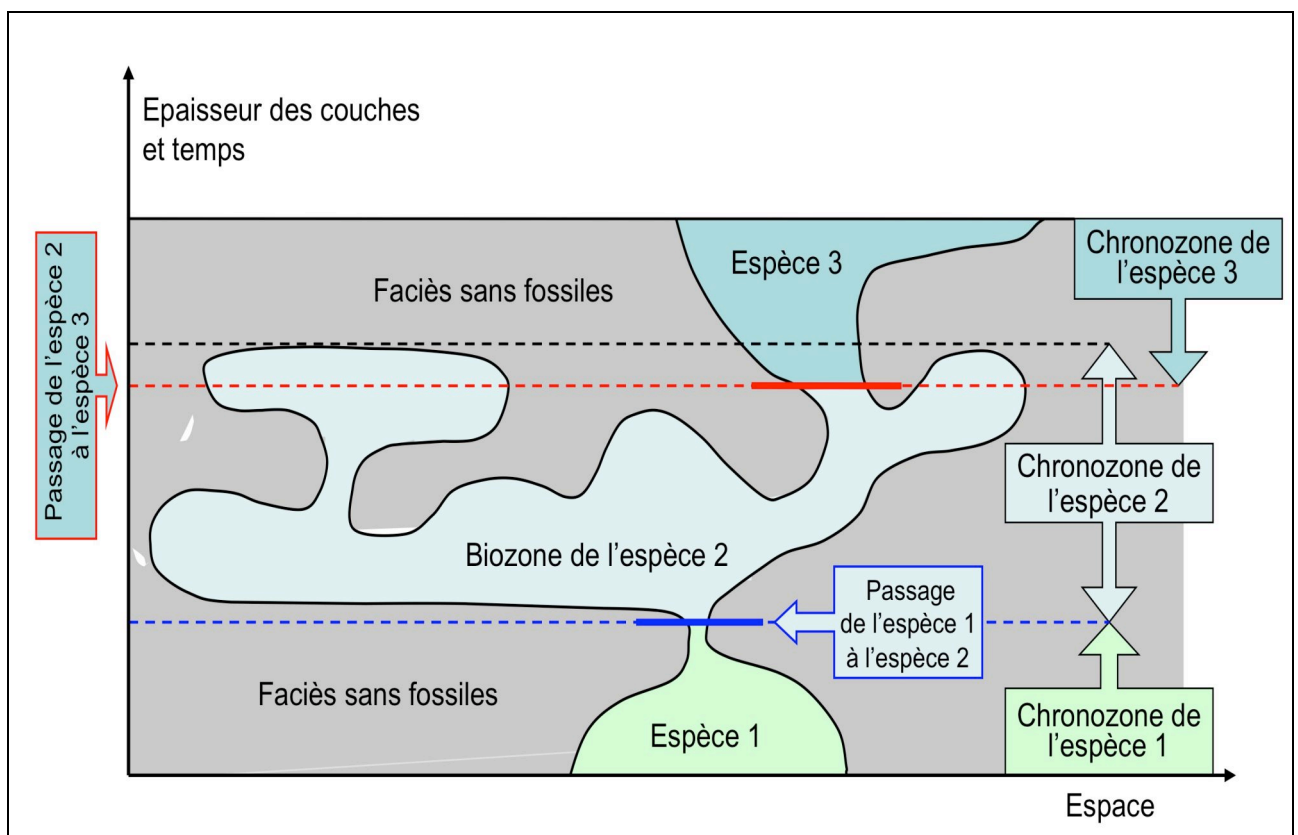
Les **microfossiles** (fossiles microscopiques de nature minérale, les foraminifères par exemple) et les **palynomorphes** (fossiles microscopiques de nature organique, les spores et les pollens par exemple) sont ceux qui possèdent le mieux ces caractéristiques. Leur petite taille leur permet en plus d'être entiers et abondants dans les carottes ou les fragments (« cuttings ») de roches obtenus par forage, ce qui n'est habituellement pas le cas des **macrofossiles** (fossiles visibles à l'oeil nu). Ils sont par conséquent parmi les fossiles les plus couramment utilisés en biostratigraphie.

Les macrofossiles n'en sont pas pour autant négligés. Ainsi les **ammonites**, des céphalopodes du Jurassique et du Crétacé dont l'abondance, la vitesse d'évolution et la dispersion (après leur mort, leur coquille vide pouvait flotter sur de très grandes distances et atteindre des régions où elles

n'avaient jamais vécu) en font les fossiles « guides » pour la stratigraphie de ces deux périodes géologiques.



Ammonites du Jurassique inférieur du sud de la Belgique (Gaume). Le trait vaut 5 cm.



Répartition spatio-temporelle (biozone) de trois espèces liées phylétiquement. Dans le schéma, l'espèce 2 donne naissance à l'espèce 3 avant son extinction. La chronozone de l'espèce 3 couvre par conséquent en partie celle de l'espèce 2.

3. LA CHRONOSTRATIGRAPHIE

La chronostratigraphie découpe la succession des terrains qui se sont succédés dans l'histoire de la Terre en unités se distinguant par leur âge et ordonne chronologiquement et hiérarchiquement ces unités. Elle a pour objectif l'établissement d'une échelle stratigraphique mondiale de référence.

Les unités chronostratigraphiques sont concrètes et correspondent à l'ensemble des terrains et phénomènes géologiques enregistrés pendant un certain intervalle de temps. Cet intervalle de temps est une unité géochronologique qui elle est abstraite. Ainsi, dire que « la Formation de l'Ourthe (une unité lithostratigraphique) est datée du Tournaisien supérieur » a une signification géochronologique, alors que « la Formation de l'Ourthe appartient au Tournaisien supérieur » a une signification chronostratigraphique. Comme on le voit, si cette distinction est parfaitement justifiée, elle n'en demeure pas moins une source de confusion (ce qui est souvent le cas, même pour les géologues professionnels !), d'autant plus que les noms donnés aux unités chronostratigraphiques et géochronologiques sont les mêmes.

ÈRE	SYSTÈME	SÉRIE	ÉTAGE
CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	HOLOCÈNE	
		PLÉISTOCÈNE	
	TERTIAIRE	PLIOCÈNE	PLAISANCIEN ZANCLÉEN
		MIOCÈNE	MESSINIEN TORTONIEN SERRAVALIEN LANGHIEN BURDIGALIEN AQUITANIEN
		OLIGOCÈNE	CHATTIEN RUPÉLIEN
	PALÉOGÈNE	ÉOCÈNE	PRIABONIEN BARTONIEN LUTÉTIEN YPRÉSIEN
		PALÉOCÈNE	THANÉTIEN SÉLANDIEN DANIEN
MÉSOZOÏQUE	SECONDAIRE	CRÉTACÉ	MAASTRICHTIEN CAMPANIEN SANTONIEN CONIACIEN TURONIEN CÉNOMANIEN
		JURASSIQUE	ALBIEN APTIEN BARRÉMIEN HAUTERIVIEN VALANGINIEN BERRIASIEN
		MALM	
		DOGGER	CALLOVIEN BATHONIEN BAJOCIEN AALÉNIEN
		LIAS	TOARCIEN PLIENSCHACHIEN SINÉMURIEN HETTANGIEN
		TRIAS	RHÉTIEN

ÈRE	SYSTÈME	SÉRIE	ÉTAGE
PALÉOZOÏQUE	PRIMAIRE	PERMIEN	
		CARBONIFÈRE	STÉPHANIEN
			WESTPHALIEN
			D C B A
		SILÉSIE	YÉADONIEN MARSDENIEN KINDERSCOUTIEN ALPORTIEN CHOKIERIEN ARNSBERGIEN PENDLEIEN
		DINANTIEN	VISÉEN
			WARNANTIEN LIVIEN MOLINIACIEN
		TOURNAISIEN	IVORIEN HASTARIEN
		DÉVONIEN	FAMENNIEN FRASNIEN
		MOYEN	GIVETIEN EIFELIEN
		INFÉRIEUR	EMSIEN PRAGUIEN LOCHKOVIEN
		SILURIEN	PRIDOLI LUDLOW WENLOCK LLANDOVERY
		ORDOVICIEN	ASHGILL CARADOC LLANDEILO LLANVIRN ARENIG TREMADOC
		CAMBRIEN	SUPÉRIEUR
			MOYEN
			INFÉRIEUR
		PRÉCAMBRIEN	

Echelle chronostratigraphique. Les terrains qui sont présents en Wallonie sont indiqués par les traits et pointillés bleus.

Lithostratigraphie				Biozonations		Chrono.	
Namur	Condroz	Dinant nord	Dinant sud	Forami- nifères	Coraux	S.E.	E.
	Anhée			MFZ15	RC8	Warnantien	V I S É E N
	Poilvache			MFZ14	R β		
	Thon-Samson			MFZ13	C α		
	Bay Bonnet				7		
				MFZ12	R	Livien	
Seilles					C 6		
Lives							
				MFZ11	R γ	Moliniacien	
Neffe					C β		
Terwagne	Sovet - Salet		Salet	MFZ10	β_2		
			Mol.				
			Sovet	MFZ9	R C 4		
Longpré	Avins	Leffe		MFZ8	β_1	Ivorien	
Engihoul	Flémalle			MFZ7	α		
Martinrive				MFZ6	R γ		
				MFZ5	C β		
Ourthe				MFZ4	α		
Yvoir							
			Maurenne	MFZ3	R	Hastarien	
Engihoul	Landelies			MFZ2	C 2		
Pont d'Arcole					R γ		
Hastièrè upper member					C β		
				MFZ1	1 α	Str.	Fa.
			Comblain-au-Pont	DFZ8	RC0		
				DFZ7			

Exemple d'échelle lithostratigraphique replacée dans un cadre bio et chronostratigraphique : le Dinantien (Tournaisien et Viséen) du Bassin de Namur-Dinant. Les biozonations sont basées sur les foraminifères et les coraux. Les hachures verticales désignent les lacunes stratigraphiques. On voit que celles-ci sont relativement importantes dans les aires de sédimentation de Namur où l'enregistrement des séries sédimentaires fut très partiel. E., étages ; S.E., sous-étages.

Les unités chronostratigraphiques et leurs équivalents géochronologiques sont :

Chronostratigraphie	Géochronologie	Exemples
(Eonothème)	Eon	Phanérozoïque
(Erathème)	Ere	Paléozoïque
Système	Période	Dévonien
Série	Epoque	Dévonien supérieur
Etage	Age	Famennien
Sous-étage	(Sous-âge)	Strunien

Les unités entre parenthèses ne sont habituellement pas utilisées.

L'unité fondamentale de la chronostratigraphie est l'**étage**, au même titre que l'unité de base de la lithostratigraphie est la **formation**.

C'est la base de l'unité qui est définie et elle coïncide, sauf exception, avec l'apparition d'une espèce fossile au sein d'une **lignée phylétique** (c'est-à-dire le moment de passage d'une espèce à une autre), la base de la biozone coïncidant ainsi avec la base de la chronozone de l'espèce. Son sommet coïncide par convention avec la base de l'unité suivante. Une coupe type (**stratotype**) est choisie pour la définition de la base de chaque unité chronostratigraphique et sert de référence internationale. Cette coupe ne se situe pas nécessairement dans la région qui correspond à la définition historique de l'unité. Ainsi, le stratotype de la base de l'étage Famennien (étage tirant son nom de la Famenne) est actuellement situé dans une coupe de la Montagne Noire (bordure sud du Massif Central français) et la commission internationale de stratigraphie a proposé comme stratotype de la base du Viséen (étage tirant son nom de la ville de Visé) une coupe située dans le sud de la Chine.

4. LA GEOCHRONOLOGIE

La géochronologie tente de donner un âge absolu (c'est-à-dire une date mesurée en années) aux limites entre divisions chronostratigraphiques. Sa méthodologie repose sur les propriétés des éléments chimiques radioactifs.

La radioactivité consiste en une modification spontanée du nombre de protons et de neutrons des noyaux des atomes, avec pour conséquence la formation de noyaux plus stables et l'émission de particules α (noyaux d'hélium), de particules β (électrons) et de rayons γ .

Dans ce phénomène, qui est typiquement **irréversible** (le seul avec l'évolution des espèces), le nombre de noyaux transformés par unité de temps est proportionnel au nombre de noyaux non transformés présents. La réaction suit ainsi une loi où la demi-vie de l'isotope radioactif (T), c'est-à-dire le temps nécessaire pour transformer la moitié de la quantité d'isotopes présents, est une constante dépendant de l'isotope considéré. Par conséquent, si on mesure dans une roche la quantité d'isotopes non transformés et la quantité de substance fille, on peut calculer le temps qui a été nécessaire à cette transformation, c'est-à-dire l'âge de la roche.

Quelques unes des méthodes utilisées (il en existe beaucoup d'autres) sont basées sur les réactions suivantes :

$U^{238} \rightarrow Pb^{206} + 8 He^4$ (méthode uranium – plomb) ; demi-vie (T) : 4.530 millions d'années (Ma).

$Rb^{87} \rightarrow Sr^{87} + \beta$ (méthode rubidium – strontium) ; T : 49.900 Ma.

$C^{14} \rightarrow N^{14} + \beta$ (méthode du carbone 14) ; T : 5.750 ans.

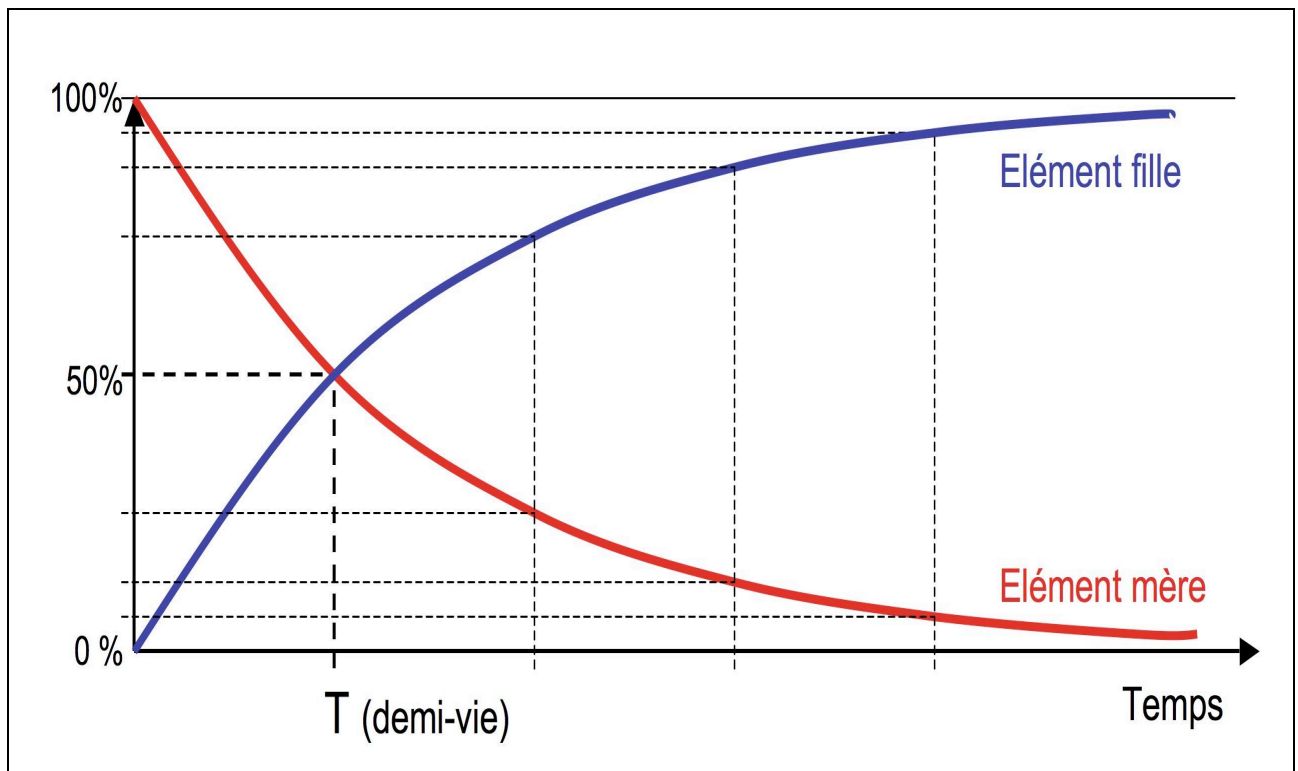


Diagramme de modification d'un élément radiogénique en fonction du temps.

La considération des demi-vies de ces trois exemples montre immédiatement un des problèmes inhérents à cette méthode de datation : les demi-vies sont soit très longues par rapport à la durée des temps géologiques, soit trop courtes. Dans les deux premiers exemples, il faut environ entre 4 et 50 milliards d'années pour que la moitié des isotopes soit transformée ; c'est-à-dire qu'en quelques centaines de milliers d'années (degré de précision exigé pour être utilisable) ou quelques millions d'années, la quantité de nouveaux isotopes produits est très faible et par conséquent difficilement mesurable. Dans le second cas, celui du C^{14} , la demi-vie est tellement courte qu'au delà de 45.000 ans environ, la presque totalité des isotopes est transformée et ne permet plus de réaliser des mesures significatives. Cette dernière méthode ne présente donc un intérêt que pour des datations archéologiques ou géologiques de matériaux relativement récents (os ou débris végétaux).

La géochronologie se heurte aussi à d'autres problèmes :

- Il faut que les roches contiennent des éléments radiogéniques, ce qui est loin d'être toujours le cas. Ces éléments sont en effet souvent liés à des matériaux d'origine magmatique (coulées de lave, cinérite) qui sont rares dans les séries géologiques et ont peu de chance d'être situés à l'endroit des limites des unités chronostratigraphiques. Les roches sédimentaires datables par la géochronologie sont par conséquent rares.
- La méthode de datation nécessite que la transformation commence au moment où les éléments radiogéniques se trouvent enfermés dans la roche. Des éléments mères et filles peuvent cependant être inclus ensemble lors de la formation d'une roche.
- Pour que la proportion entre la quantité d'éléments mères et d'éléments filles soit effectivement significative, il faut que le système soit fermé. C'est-à-dire que la roche où se passe la réaction soit suffisamment isolée pour que les éléments (mère ou fille) ne soient pas déplacés et restent sur place.
- Des phénomènes comme le métamorphisme tendent à remettre le système à zéro. Par conséquent, la datation géochronologique de roches ayant subi un métamorphisme donnera la date de celui-ci et non pas de la roche d'origine.
- La mesure de la proportion entre éléments mère et fille exige une très haute précision qui est limitée par leur quantité qui peut être très faible dans la roche, par la présence de signaux

parasites (rayonnement cosmique ou dûs à d'autres éléments radiogéniques) et par la précision même des instruments de mesure.

Etablir une datation absolue reste par conséquent un exercice qui n'est réalisé que dans quelques laboratoires et qui donne souvent un résultat imprécis ne permettant pas de réaliser des corrélations stratigraphiques précises. C'est pourquoi la méthode de datation relative basée sur les fossiles reste prépondérante. Toutefois, dans les roches dépourvues de fossiles (principalement les roches précambriennes) ou dans les massifs cristallins, la géochronologie est la seule méthode de datation utilisable.

5. AUTRES METHODES DE DATATION

Il existe plusieurs autres méthodes de datation qui correspondent à des phénomènes de type « réversible », mais qui peuvent parfois permettre de réaliser des corrélations extrêmement précises. Citons principalement :

- la stratigraphie séquentielle qui se base sur l'enregistrement sédimentaire des variations globales du niveau marin ;
- la chimiostratigraphie qui s'intéresse aux variations géochimiques des sédiments ;
- la climatostratigraphie (variations saisonnières) qui utilise principalement les **varves**, dépôts annuels surtout bien développés dans les régions périglaciaires et outil intéressant pour la stratigraphie du Quaternaire récent ;
- le paléomagnétisme et la téphrochronologie qui sont explicités ci-après.

a. Le paléomagnétisme

La plupart des roches sédimentaires ou magmatiques contiennent des minéraux magnétiques qui s'orientent suivant le champ magnétique terrestre lors de la formation de la roche. La mesure de l'orientation magnétique qui est ainsi fossilisée dans les roches anciennes permet par conséquent de retrouver la direction du champ magnétique existant lors de leur formation. Dans la configuration actuelle du champ magnétique terrestre, le pôle nord des dipôles magnétiques s'oriente vers le pôle sud magnétique qui correspond à peu près au pôle sud géographique (la partie de l'aiguille de la boussole qui s'oriente vers le Nord est de polarité sud, mais est marquée d'un sigle « Nord »). Cette situation est dite de **polarité normale**. Or, au cours des temps géologiques, elle a alterné de très nombreuses fois avec une **polarité inverse** où le pôle nord magnétique de la Terre se trouvait près du sud géographique et vice versa, et cela de façon irrégulière (non cyclique). Par conséquent, la mesure du paléomagnétisme dans une série sédimentaire ancienne permet de révéler la succession des **inversions de polarité** du champ magnétique terrestre.

L'étude du paléomagnétisme permet ainsi d'établir une **magnétostratigraphie** qui correspond à la succession des inversions de polarité du champ magnétique terrestre enregistrées dans les séries sédimentaires. Ces inversions constituent typiquement un phénomène réversible et doivent par conséquent être calibrées de façon bio ou géochronologique pour être utilisables.

b. La téphrochronologie

Des éruptions volcaniques peuvent être suffisamment violentes pour envoyer dans l'atmosphère de grandes quantités de cendres et de poussières. Ces dernières peuvent être dispersées sur de vastes étendues et constituer des outils de corrélation de valeur chronostratigraphique, puisque à l'échelle des temps géologiques, elles correspondent à des événements quasi instantanés. Les matériaux émis par un volcan peuvent se retrouver jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres de celui-ci. Au XX^e siècle, on connaît des éruptions qui ont laissé des dépôts de 1 à 25 cm d'épaisseur sur des surfaces

Exemple d'échelle magnétostratigraphique : la magnétostratigraphie du Plio-Pléistocène. Les périodes à polarité normale sont en noir, celles qui sont à polarité inverse en blanc (modifié d'après Galbrun et Belkaaloul, in Stratigraphie, Terminologie française, 1997).

IX. LA DIAGENESE DES ROCHES

Deux stades sont distingués dans l'évolution des dépôts sédimentaires, la **diagenèse** et le **métamorphisme**.

La **diagenèse** est l'ensemble des processus physico-chimiques qui affectent les sédiments (et les roches magmatiques extrusives qui peuvent s'y trouver) dès leur dépôt et pendant leur enfouissement, dans des conditions de température et de pression relativement « normales ».

Le **métamorphisme** consiste en une modification plus profonde de la structure et de la minéralogie des roches sous l'effet de la température et de la pression, lorsqu'elles sont enfouies dans l'écorce terrestre ; les conditions de température et de pression étant relativement plus élevées.

Ces deux stades peuvent se succéder sans discontinuité, mais sont distingués pour des raisons de commodité.

La diagenèse des sédiments résulte de facteurs **biologiques** (bactéries), **physiques** (principalement liés à la compaction) et **chimiques** (interactions entre les sédiments et les fluides qui y circulent). Elle comprend de nombreux phénomènes dont les principaux sont étudiés ci-après.

1. LA COMPACTION

Le tassement des sédiments sous l'action du poids des couches sus-jacentes produit un réassemblage plus compact des particules et l'expulsion d'une partie de l'eau interstitielle. Dans le cas des argiles qui sont des sédiments très riches en eau, l'expulsion de cette eau provoque une réduction progressive de leur volume qui atteint environ 70 % pour un enfouissement atteignant 2000 m de profondeur, lorsque toute l'eau interstitielle (celle qui est située entre les particules d'argile) a été éliminée. 1 m d'argile donne ainsi après compaction une couche d'environ 30 cm d'épaisseur. La compaction des argiles est également responsable de leur lapidification (voir plus loin).



Stylolithe développé au contact de deux colonies calcaires de coraux fossiles (entre les deux flèches). La longueur du trait est de 2 cm.

Dans les sédiments calcaires, l'augmentation de la pression suite à leur enfouissement provoque des phénomènes de **pression-dissolution**. Ceux-ci correspondent à une dissolution sélective du CaCO_3 aux endroits de la roche qui sont soumis à une pression maximale (l'augmentation de pression augmente la solubilité du CaCO_3). Ces phénomènes peuvent jouer à plusieurs échelles : de celle des grains à celle des bancs. La roche peut ainsi subir une réduction importante de sa porosité suite à la

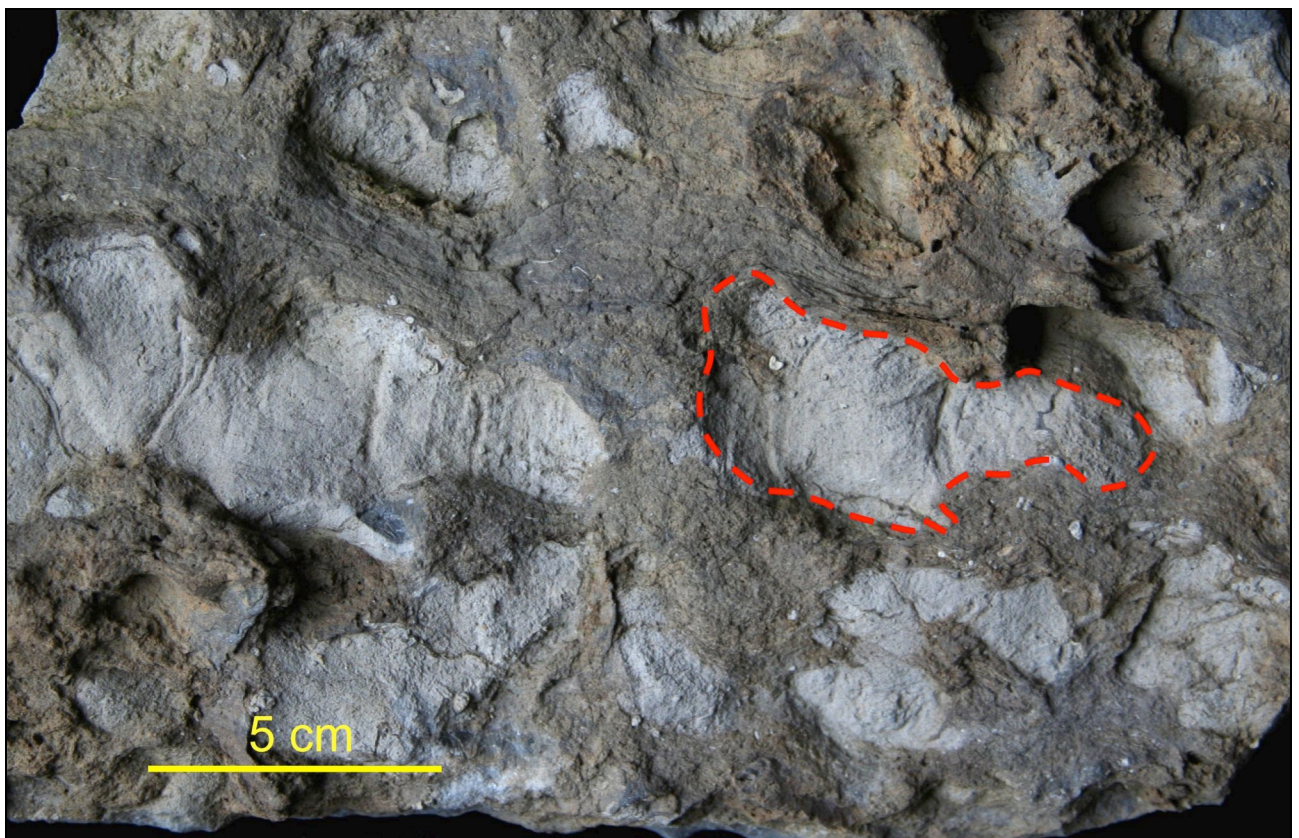
pression-dissolution et aussi par aplatissement des vides ou leur comblement par de la calcite reprécipitée après avoir été dissoute.

La pression-dissolution se marque par :

- des interpénétrations des grains ;
- la formation de **stylolithes**, structures en formes de colonnettes interpénétrées, qui correspondent à des zones continues de dissolution souvent parallèles à la stratification. Les stylolithes sont souvent soulignés par la présence de matériaux insolubles (argiles, résidu carboné) concentrés lors de la dissolution.

La **stylolitisation** de sédiments calco-argileux et la reprécipitation du calcaire dissous en nodules peuvent donner naissance à des **calcaires nodulaires** (en fait « stylonodulaires »), fréquents dans les séries anciennes.

Les phénomènes de pression-dissolution peuvent également affecter des sédiments siliceux par **dissolution de la silice**.



Calcaire nodulaire, Formation de Souverain-Pré, Famennien, Dévonien supérieur, Trooz. Suite à un phénomène de pression-dissolution, des petits bancs calcaires ont été réduits à l'état de nodules irréguliers (un de ceux-ci est souligné par un tireté rouge). Les argiles qui étaient intercallées entre les niveaux calcaires ont progressivement occupé les espaces laissés libres par leur dissolution.

2. LA LAPIDIFICATION

A quelques exceptions près, comme les calcaires construits ou les évaporites, les roches sédimentaires sont habituellement meubles lors de leur formation. Leur **lapidification** (passage à un état cohérent, transformation en « pierre ») résulte essentiellement de deux phénomènes : la cimentation et la compaction.

a. Précipitation d'un ciment intergranulaire

La lapidification de beaucoup de sédiments résulte de la précipitation d'un ciment dans les espaces intergranulaires. Le ciment est généralement calcaire (CaCO_3) ou siliceux (SiO_2). Il peut provenir en grande partie du sédiment lui-même par suite du phénomène de pression-dissolution. Les argiles qui sont éventuellement présentes entre les grains peuvent également intervenir dans la lapidification.

1. Les sédiments calcaires

Au sein des sédiments calcaires, le milieu aqueux est habituellement saturé en bicarbonate de calcium (forte concentration en CO_2 due à l'oxydation de la matière organique). De plus, la compaction (notamment la formation des stylolithes) entraîne également une mise en solution du CaCO_3 . Par conséquent, dans les zones en déséquilibre physico-chimique, du CaCO_3 précipite entre les grains et rend ainsi la roche cohérente. Ce phénomène peut intervenir à des moments très différents :

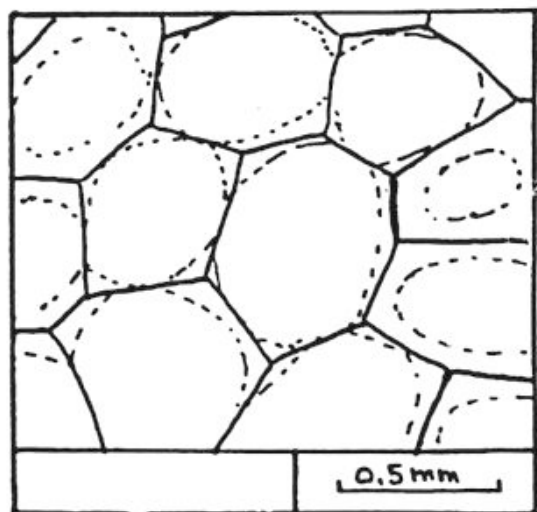
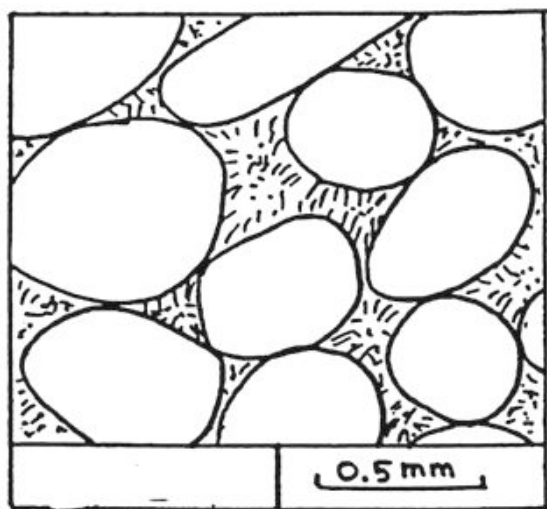
- Parfois de façon très précoce, ainsi, des sables calcaires déposés sur des plages et soumis à une dissolution superficielle par des eaux de pluie et à une précipitation sous-jacente de CaCO_3 peuvent être lapidifiés dans les années qui suivent leur dépôt et former des « rochers de plage ».
- Parfois très longtemps après leur dépôt (des dizaines de Ma, voire plus).

Cette cimentation n'est pas nécessairement complète et la roche lapidifiée peut conserver une certaine porosité.

2. Les sédiments quartzeux

La cimentation des sables (et des silts) siliceux par un ciment indépendant des grains (calcaire ou siliceux) donne naissance à un **grès** (ou à une **siltite**). Cette transformation peut n'affecter que partiellement les formations sableuses et donner naissance à des « boules » de grès.

Dans les sables siliceux profondément enfouis, l'augmentation de la pression entre les grains de quartz peut provoquer la mise en solution de la silice et sa recristallisation dans les pores cimenter les grains. Lorsque cette recristallisation s'effectue en continuité avec la structure cristalline des grains, elle conduit à leur accroissement et à leur coalescence, formant ainsi une structure où les grains sont intimement soudés. La roche qui en résulte est un **quartzite**.



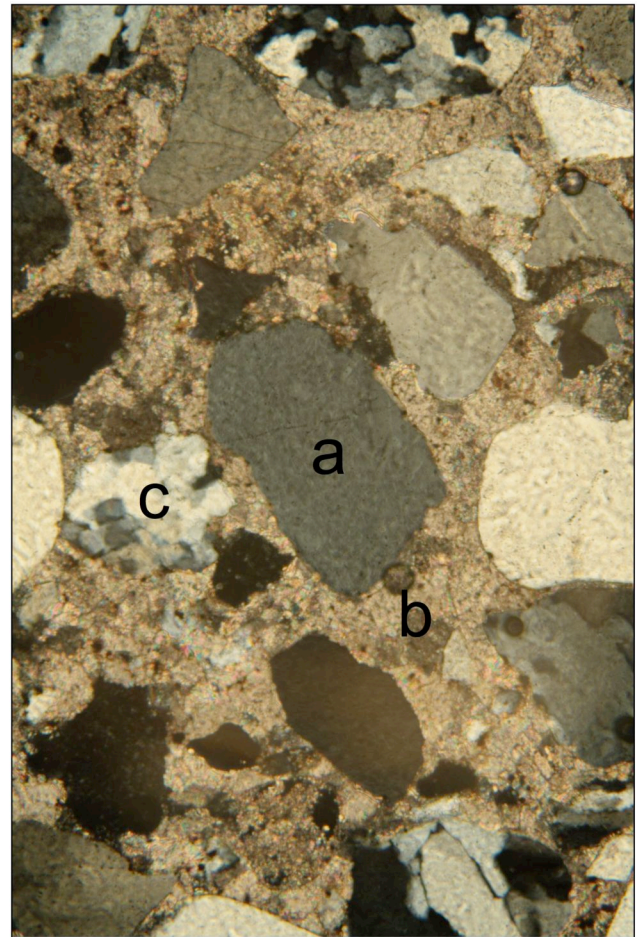
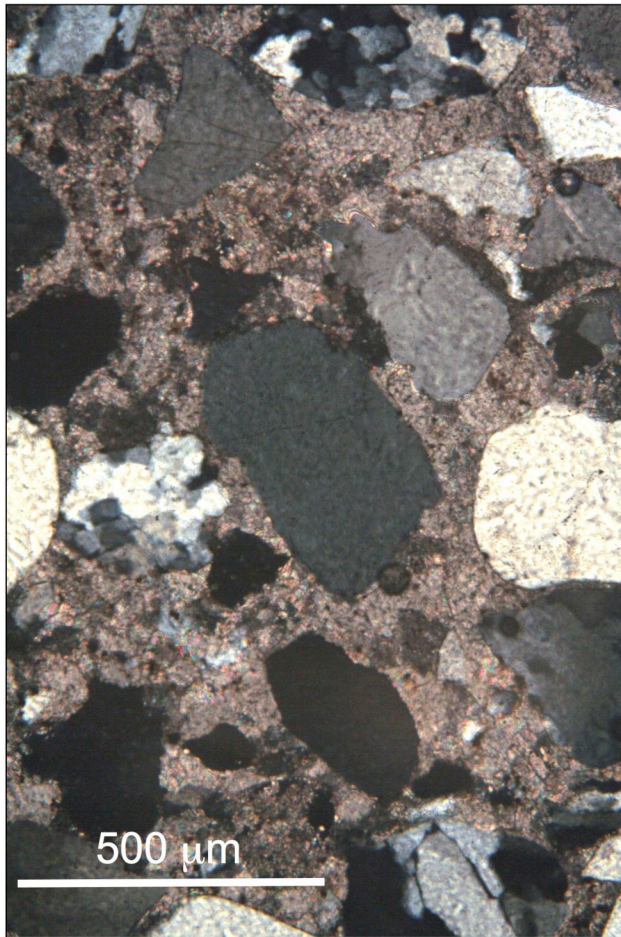
A gauche, structure d'un grès ; à droite, structure quartzitique.



Exemple de lapidification partielle dans des sables du Jurassique donnant naissance à d'énormes concrétions (« boules ») de grès, qui sont dégagés ici de la falaise par l'érosion des parties sableuses non lapidifiées (Cap Gris-Nez, Boulonnais, France).



Boule de grès effondrée sur la plage après érosion de la falaise (Cap Gris-Nez, Boulonnais, France).



Coupe mince dans un grès (Formation de Luxembourg, Jurassique inférieur), à gauche en lumière polarisée analysée, à droite en lumière naturelle. Les grains de quartz (a) sont enrobés dans un ciment calcitique (b). Remarquer la présence de grains provenant de la destruction d'un microquartzite (c).

b. Lapidification des sédiments argileux

Les sédiments argileux sont très hydratés : ils renferment des eaux interstitielles entre leurs grains, et des eaux interfoliaires entre leurs feuillets cristallins. Lors de leur enfouissement, les argiles se déshydratent progressivement en raison de l'augmentation de la pression lithostatique et de la température, et l'élimination des eaux interstitielles renforce les contacts entre les particules qui adhèrent de plus en plus les unes aux autres. Au delà de 2000 m de profondeur, les eaux interfoliaires sont à leur tour progressivement expulsées et, vers 3500 m, les minéraux argileux se transforment en d'autres minéraux argileux. Lors de leur cristallisation, ces derniers se soudent les uns aux autres, donnant naissance à une roche cohérente.

On peut ainsi reconnaître plusieurs stades dans la lapidification des argiles :

- La boue argileuse se transforme d'abord par compaction en une **argilite**, roche dont le litage est peu marqué et qui, une fois remélangée à de l'eau, reprend ses propriétés plastiques.
- Lorsque la compaction a été beaucoup plus forte, la roche montre un litage ou un feuilletage prononcé parallèle à la stratigraphie et ne reprend pas ses propriétés plastiques quand elle est mélangée à de l'eau, on lui donne le nom de **shale**.

Le terme **pélite** est également utilisé pour désigner de façon générale une roche argileuse indurée.

Remarquons que le terme « schiste » est souvent utilisé pour désigner un shale. On le réservera dans ce cours à des shales présentant un feuilletage lié à des contraintes tectoniques (schistosité de fracture) qui peut éventuellement s'ajouter au feuilletage stratigraphique ou pour désigner certaines roches métamorphiques (schistosité de cristallisation).

c. Lapidification des sédiments mixtes

La lapidification des sédiments mixtes fait intervenir les différents processus étudiés ci-dessus et les transforme en :

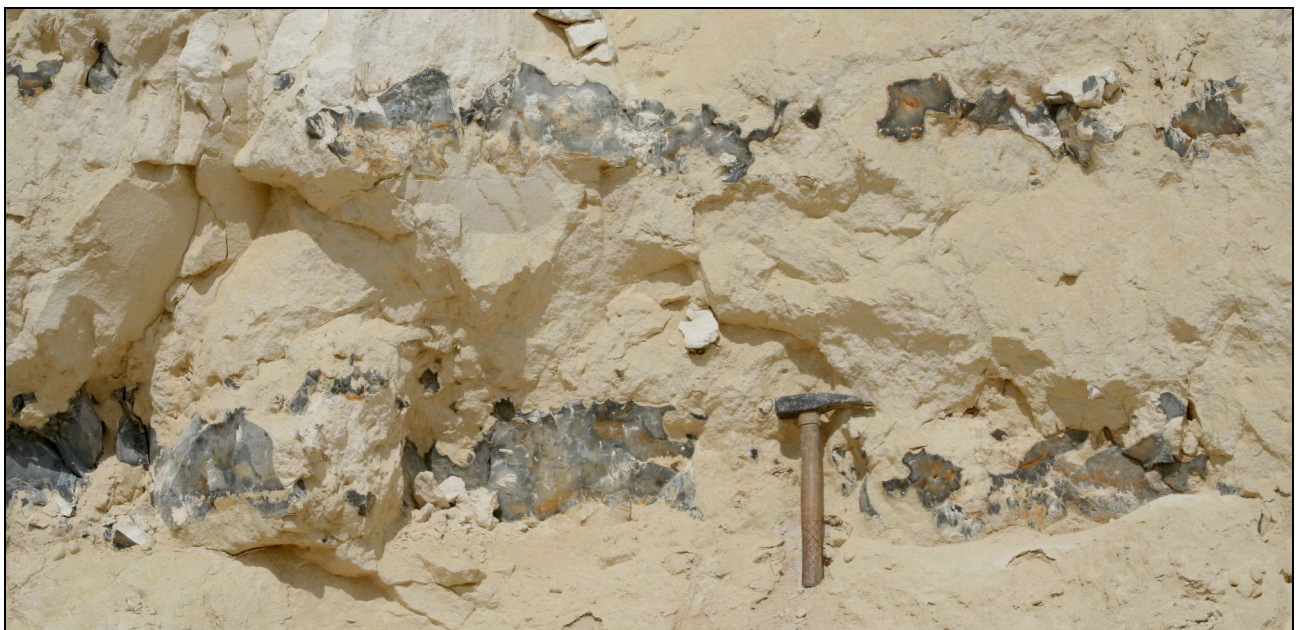
Sédiments meubles ou peu consolidés		Sédiments lapidifiés
sable calcaire	>>>	grès ou quartzite calcaireux
sable argileux	>>>	grès ou quartzite argileux
sable feldspathique (<25% feldspath)	>>>	grès ou quartzite feldspathique
sable feldspathique (≥25% feldspath)	>>>	arkose
sable micacé	>>>	grès ou quartzite micacé
calcaire sableux	>>>	calcaire gréseux
calcaire argileux (<1/3 d'argile)	>>>	calcaire argileux
marne (1/3 à 2/3 de calcaire, 2/3 à 1/3 d'argile)	>>>	marne ou calcshale (calcschiste si schisteux)
argile calcaireuse (>2/3 d'argile)	>>>	shale calcaireux, calcshiste

3. LES PRECIPITATIONS DIAGENETIQUES

En dehors des ciments dont il a été question précédemment, il existe d'autres types de minéralisation qui sont liés à la diagenèse.

a. Les concrétions siliceuses

La silice dissoute dans l'eau de mer peut se trouver en sursaturation dans la partie superficielle des sédiments calcaires et y précipiter sous forme de nodules. **Chert** est le nom général pour désigner ce type de silicification, mais lorsqu'ils se trouvent dans la craie ou dans des roches peu indurées dont ils peuvent être extraits aisément, ils sont habituellement appelés **silex**. En raison de leur dureté et de leur propriété de donner des arêtes tranchantes à la cassure, ces derniers furent largement utilisés pour la fabrication d'outils dans les temps préhistoriques.



Niveau de silex dans le tuffeau (calcaire bioclastique crayeux faiblement induré) ; Maastrichtien (Crétacé supérieur), Lixhe (Province de Liège).



Cherts dans une dolomie secondaire (Crétacé, Mexique).

b. Les concrétions calcaires

La migration et la précipitation de CaCO_3 dans des roches argileuses peut donner naissance à des nodules calcaires. Ceux-ci se développent souvent à partir d'une irrégularité qui est parfois un fossile (nodule renfermant un fossile de poisson par exemple).

4. LES TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES ET LA DOLOMITISATION TARDIVE

Les constituants des roches peuvent subir lors de la diagenèse des modifications minéralogiques et/ou chimiques. La transformation de la matière organique en charbon ou en pétrole en est un exemple qui a été abordé précédemment.

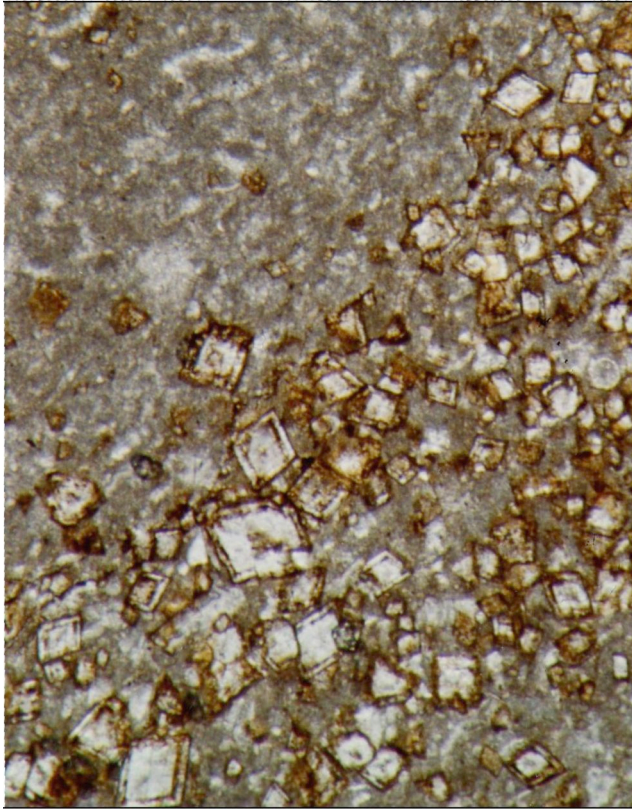
Dans certaines roches, la silice peut remplacer le CaCO_3 des squelettes des fossiles (fossiles silicifiés) ou les tissus organiques de restes végétaux (bois silicifiés).

Les calcaires peuvent être dolomités par diagenèse et donner naissance à des dolomies dites « **secondaires** » (ou « **tardives** »), par opposition aux dolomies « **primaires** » (ou « **précoces** »). Cette dolomitisation s'effectue suivant la même réaction chimique que lors de la formation des dolomies précoces : $2 \text{CaCO}_3 + \text{MgCl}_2 \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomite) + CaCl_2 . Mais ici, cette réaction s'effectue dans un sédiment calcaire préalablement déposé, enfoui plus ou moins profondément parfois depuis très longtemps, et habituellement lapidifié.

La dolomitisation est liée à la circulation d'eaux magnésiennes, mais dépourvues de CaSO_4 , préférentiellement le long de fractures ou de zones poreuses, et elle peut n'affecter que partiellement la roche. Tous les intermédiaires entre un calcaire pur et une dolomie pure existent par conséquent. La dolomite ayant un volume molaire plus petit que celui de la calcite (une dizaine de pourcents en moins), le volume de dolomie formée est par conséquent plus faible que celui du calcaire. Les cristaux de dolomite ont ainsi la place pour se développer et sont habituellement bien réguliers. Cette réduction de volume entraîne l'apparition d'une porosité secondaire qui favorise la circulation des eaux magnésiennes et permet la dolomitisation du calcaire jusque dans ses zones les plus compactes. Elle fait aussi des dolomies des réservoirs potentiels pouvant accueillir du gaz et du pétrole.

Par rapport aux dolomies précoces, les dolomies tardives sont caractérisées par des cristaux (rhomboédres) plus grands, habituellement de quelques dizaines de μm à 1 mm, qui leur confèrent une texture finement cristalline et un « aspect saccharoïde » à la cassure, c'est-à-dire ressemblant à la texture d'un morceau de sucre. Cette cristallinité plus accentuée résulte d'une croissance lente et

plus longue des cristaux. Les dolomies tardives peuvent aussi renfermer des fossiles dolomités (« fantômes » de fossiles) et des traces des structures sédimentaires originelles (stratifications, cavités, etc.) correspondants à des environnements incompatibles avec ceux de formation des dolomies précoces. Ces caractères permettent de les distinguer des dolomies précoces.. L'érosion des formation dolomitiques donne typiquement naissance à des reliefs ruiniformes.



A gauche, cristaux de dolomite dans un calcaire partiellement dolomitisé ; à droite, dolomie renfermant des « fantômes » d'articles de crinoïdes qui montrent que la roche d'origine était un calcaire à crinoïdes.



Relief ruiniforme dolomitique (Cirque de Mourèze, Hérault, France).

X. LE METAMORPHISME

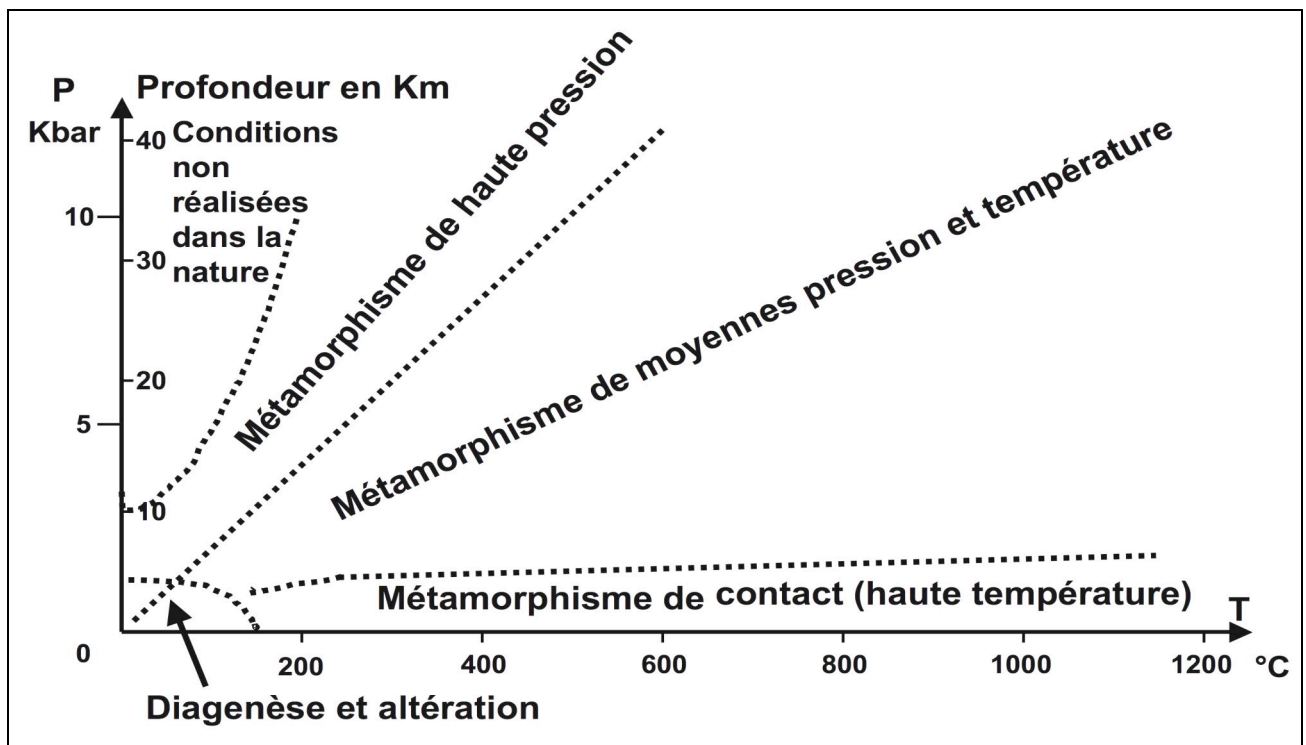
Lorsque les roches subissent une forte augmentation de température et/ou de pression, leurs minéraux constitutifs ne sont plus stables et se transforment individuellement ou par réaction entre eux, à l'état solide, en une nouvelle association en équilibre par rapport aux nouvelles conditions de température et de pression lithostatique. Ce type de transformation constitue le métamorphisme. Le métamorphisme peut affecter tous les types de roches : sédimentaires, magmatiques ou ayant déjà subi un métamorphisme.

Dans notre région, le **gradient géothermique** moyen (augmentation de la température avec la profondeur) est d'environ 30°C/km. Ce qui donne, si on extrapole cette valeur de façon linéaire, des températures de l'ordre de 300° à 10 km et de 600° à 20 km de profondeur.

La pression résulte du poids des roches susjacentes. Au-delà de quelques centaines de mètres de profondeur, la pression s'exerce dans tous les sens, comme dans un fluide, d'où son nom de **pression lithostatique**. Pour des roches dont la densité moyenne serait de 2,7, la pression lithostatique serait de 2.700 kg/cm² (2,7 kilobars, soit $2,7 \cdot 10^6$ hPa) à 10 km et de 5,4 kilobars à 20 km. A titre de comparaison, la pression à 5.000 m de profondeur dans un océan est de 500 kg/cm² (0,5 kilobar).

Les circonstances géologiques qui provoquent les augmentations de pression et de température peuvent être diverses. Il existe ainsi des métamorphismes :

- De **hautes températures et basses pressions** relatives, situation au contact d'un magma s'intrudant dans des roches situées à des profondeurs relativement faibles (quelques km).
- De **basses températures et hautes pressions** relatives, qui affectent typiquement des portions de croûtes continentales entraînées par subduction à de grandes profondeurs. La pression y augmente plus vite que la température en raison de la mauvaise conductance des roches. Le segment peut ainsi atteindre des zones très profondes, et par conséquent subir une forte pression, tout en conservant une température relativement peu élevée.
- De **moyennes températures et pressions**, qui suivent plus ou moins le gradient géothermique normal et sont liés le plus souvent à un plissement.



Types de métamorphisme en fonction de la pression (P) et de la température (T).

Suivant le type de métamorphisme, une même roche subira des transformations différentes dans sa minéralogie et sa structure et donnera par conséquent naissance à des roches métamorphiques différentes. Le métamorphisme peut être **régional** ou **de contact** selon les volumes de roches qui sont affectés, le second se produisant typiquement au contact d'un magma.

1. METAMORPHISME REGIONAL

Le métamorphisme régional affecte les roches sur une vaste étendue et une forte épaisseur. C'est le type le plus répandu. Il est caractérisé par une coalescence générale des grains, une modification minéralogique et une schistosité généralisée.

a. La coalescence

Elle correspond à une recrystallisation des minéraux de la roche en cristaux de plus en plus gros : certains cristaux grossissent au détriment de leurs voisins et la roche devient de plus en plus grenue et d'aspect cristallin. Toute trace de porosité a définitivement disparu. La recrystallisation de calcaire ou de dolomie purs (roches monominérales) donne naissance à des marbres (au sens géologique du terme), qui sont des roches constituées de grands cristaux engrenés de calcite ou de dolomite. De même, la recrystallisation d'un grès ou d'un quartzite diagénétique donnera naissance à un quartzite métamorphique (cristaux plus gros que dans un quartzite diagénétique).

b. La transformation minéralogique

Cette transformation est le résultat des lois physico-chimiques d'équilibre entre phases dans les systèmes fermés (lois de Clausius-Clapeyron). Une roche profondément enfouie peut en général être considérée comme un système fermé, en ce sens que sa composition chimique se modifie peu. Ses phases sont les minéraux.

Par exemple, le métamorphisme d'un grès micacé pourra donner naissance à un « gneiss à sillimanite » selon la réaction (non équilibrée) :

mica blanc + quartz $\rightarrow$ feldspath potassique + sillimanite (silicate d'alumine, Al_2SiO_5) + H_2O

Cette réaction produit de l'eau, qui est éliminée, et il en est de même au cours de la plupart des réactions métamorphiques, celles-ci engendrant des minéraux de moins en moins hydratés. Le système n'est donc pas totalement « fermé ». Au cours de son enfouissement, une même roche peut passer par différents équilibres de phases et présenter successivement des compositions minéralogiques différentes.

La composition minéralogique d'une roche métamorphique dépend donc :

- de la composition chimique du sédiment (ou d'autres types de roches) de départ ;
- de son degré de métamorphisme, c'est-à-dire de la température et de la pression qui ont été atteintes lors de l'enfouissement.

c. La schistosité généralisée

La schistosité est une structure feuilletée qu'acquièrent les roches sous l'influence de contraintes tectoniques et qui se développe suivant le plan d'aplatissement (plan perpendiculaire à la contrainte tectonique).

Elle peut être déterminée par la présence de joints parallèles et rapprochés (plans de clivage) limitant des volumes indemnes de schistosité. Cette **schistosité de fracture** est engendrée lors d'un plissement. Elle sera étudiée plus loin, au chapitre consacré à la tectonique.

Le métamorphisme régional est caractérisé par un autre type de schistosité qui résulte de la cristallisation des minéraux préférentiellement selon le plan d'aplatissement de la roche. Les cristaux sont par conséquent plats ou allongés et orientés préférentiellement. La présence de cette **schistosité**

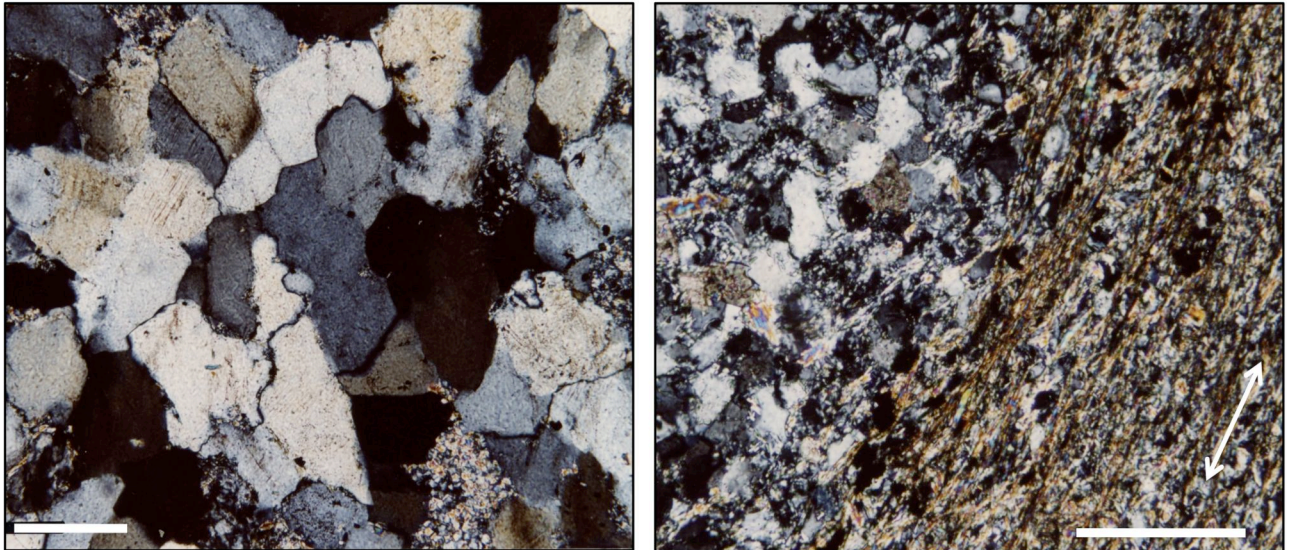
de cristallisation (aussi appelée schistosité de flux), jointe au caractère grenu qui résulte de la coalescence des minéraux, explique l'appellation de **schistes cristallins** ou encore de **roches cristallophylliennes** qui est donnée aux roches métamorphiques.



Schistosité de fracture (à gauche) et de cristallisation (à droite).

La schistosité de cristallisation peut s'exprimer de deux façons :

- Lors d'un métamorphisme régional peu profond et contemporain d'un plissement, le plan d'aplatissement est perpendiculaire à la direction du raccourcissement et par conséquent parallèle aux plans axiaux des plis résultant de la déformation (comme la schistosité de fracture). La profondeur relativement faible conduit à un métamorphisme peu intense qui se marque par des cristaux relativement petits (souvent inférieur au millimètre). En Ardenne, dans le **massif de Stavelot et sa bordure**, un métamorphisme de ce type a affecté pendant le plissement varisque les **sédiments argileux et silteux du Cambro-Ordovicien et du Dévonien inférieur** qui ont été transformés en **phyllades** (ardoises) et **quartzophyllades**. Il faut rappeler que lorsqu'un sédiment à composante argileuse est enfoui, il est très rapidement le siège de réactions qui font disparaître les minéraux des argiles originels. Ainsi, nous avons vu que l'on passait des argiles aux shales (schistes s'ils présentent en plus une schistosité de fracture). Toutefois, il n'est pas d'usage de qualifier les shales (schistes) de roches métamorphiques. En ce qui concerne les phyllades (et les quartzophyllades), remarquons qu'ils sont considérés d'ordinaire comme métamorphiques par les géologues dont l'activité habituelle concerne des sédiments peu évolués (c'est le cas des géologues belges), mais comme roches non métamorphiques par ceux qui travaillent dans les domaines cristallophylliens ! On se trouve en fait ici dans la zone de transition entre diagenèse et métamorphisme. Lorsque les roches sont enfouies à plus grande profondeur, les plans axiaux des plis devenant subhorizontaux (plis couchés), la schistosité devient elle même subhorizontale.
- Dans ces dernières conditions et lorsque le métamorphisme devient intense, les nouveaux minéraux formés s'individualisent et se concentrent dans des lits d'épaisseur millimétrique à centimétrique, donnant un aspect rubané à la roche. Ce type de schistosité alternant des lits de nature minéralogique différente constitués de cristaux aplatis est appelé **foliation**. C'est le type de schistosité le plus courant dans les grandes séries métamorphiques régionales.



A gauche, quartzite diagénetique du Famennien ; à droite, quartzophyllade de l'Ordovicien du Massif de Stavelot (microquartzite à gauche de la photo, fins minéraux micacés à droite). Le trait vaut 2 mm, la double flèche indique le plan de schistosité.

2. METAMORPHISME DE CONTACT

Ce type de métamorphisme correspond à des conditions de haute température et de basse pression relative affectant les roches au contact d'un magma. Il se distingue généralement du métamorphisme régional par :

- son extension locale qui est limitée à une auréole de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur entourant une intrusion magmatique ;
- l'absence de schistosité (la pression est relativement faible) ;
- des minéraux différents de ceux qui sont formés dans le métamorphisme régional.

Les roches engendrées par métamorphisme de contact sont appelées **cornéennes**.

3. L'ULTRAMETAMORPHISME

L'augmentation de la température en profondeur peut être telle qu'elle provoque la fusion de certaines roches, donnant ainsi naissance à des magmas. Les minéraux ayant des points de fusion différents, ce phénomène n'affecte que les roches ou les parties de roches de composition appropriée, c'est-à-dire les plus fusibles. Cette composition est typiquement celle des roches de composition « granitique » et donc à l'origine argilo-gréseuses. Par contre, les roches de composition « basaltique » à « péridotitique » n'entrent pratiquement jamais en fusion (sauf éventuellement très partiellement). Tous les magmas ne résultent cependant pas d'une fusion des roches métamorphiques (voir chapitre XII).

4. NOMENCLATURE DES ROCHES METAMORPHIQUES

Il existe une grande variété de roches métamorphiques qui dépend de la composition des roches de départ, des conditions et du degré du métamorphisme subi. Leur appellation tient compte essentiellement des assemblages minéralogiques qui les composent, mais de façon très simplifiée, on se limitera à la nomenclature suivante :

Roches meubles	Argile	Silt	Sable quartzeux	Calcaire
Roches lapidifiées	Argilite Shale Schiste	Siltite	Grès ou quartzite	Calcaire
Roches métamorphiques	Phyllade	Quartzophyllade	Quartzite	Calcaire cristallin (marbre)
	Micaschiste et gneiss			

Remarquons que, contrairement à ce qu'on pensait jadis, les micaschistes et les gneiss ne correspondent pas à deux stades d'intensité différents du métamorphisme, mais dépendent essentiellement de la composition de départ de la roche qui subi le métamorphisme.



Gneiss « oeilé » à foliation marquée et lentilles ovoïdes de feldspath (yeux) ; Monts de l'Espinouse, Haut-Languedoc, France.

5. REMARQUES CONCERNANT LE METAMORPHISME

Le métamorphisme est habituellement irréversible et les roches qui se sont métamorphisées dans une zone profonde ne subissent pas la transformation inverse si elles remontent vers la surface. Ce fait tient à plusieurs causes :

- Lors de la formation de nouveaux minéraux, de l'eau est habituellement produite et est éliminée de la roche. Cette dernière n'est donc pas un système parfaitement fermé et la réaction inverse n'est donc plus possible puisqu'il manque un réactif.

- L'accroissement des conditions de température et de pression provoque la recristallisation en cristaux de plus en plus gros, mais le phénomène inverse ne provoque pas, bien entendu, une réduction de la taille des gros cristaux.
- La structure schisteuse reste acquise.

La coalescence des cristaux, les réactions intenses et la schistosité font que les fossiles contenus dans les sédiments disparaissent progressivement. Par conséquent, les roches cristallophylliennes résultant d'un métamorphisme moyennement à relativement intense ne peuvent plus être datées.

Toutes les roches sont susceptibles d'être métamorphisées, y compris les roches métamorphiques elles-mêmes.

En dehors du faible métamorphisme contemporain de l'orogénèse varisque, il existe en Haute Ardenne deux zones qui ont été affectées par un métamorphisme assez particulier. La plus septentrionale de ces zones s'étend sur la partie SE du massif de Stavelot et sa couverture dévonienne ; la plus méridionale couvre une surface de quelque 1.200 km² qui s'allonge d'ouest en est depuis le massif de Rocroi jusqu'au-delà de Bastogne. Il s'agit donc d'un métamorphisme à caractère régional. Il a cependant été engendré dans des conditions de basse pression et de haute température (2,5 Kbars et 450° à Bastogne), cette dernière décroissant du centre vers les bords de la zone. Ce métamorphisme est antérieur au plissement varisque et ses causes ne sont toujours pas connues.

XI. LA TECTONIQUE

La tectonique est l'étude des déformations plus ou moins intenses subies par les terrains géologiques. Ces déformations sont de trois types :

- les déformations élastiques, qui ne sont pas permanentes ;
- les déformations plastiques qui maintiennent la continuité des couches et engendrent des plis ;
- les déformations cassantes qui interrompent la continuité des couches et engendrent des failles.

1. DEFORMATIONS ELASTIQUES

Les déformations élastiques apparaissent lorsqu'une roche est soumise à une contrainte et disparaissent lorsque cette dernière cesse, la roche reprenant sa forme initiale. Elles peuvent jouer à plusieurs échelles de temps et de taille.

A très petite échelle, la transmission d'ondes sismiques dans les roches provoque une déformation très rapide et de très faible amplitude (moins de 0,1 %), qui n'entraîne aucun désordre cristallin.

A l'échelle de la lithosphère, les attractions combinées de la Lune et du Soleil produisent non seulement des variations du niveau des mers, mais également des variations rapides du niveau de la lithosphère (**marées terrestres**), de quelques centimètres seulement à 30 à 40 cm d'amplitude à l'équateur.

D'autre part, la présence d'une surcharge à la surface de la lithosphère provoque une flexure de celle-ci par rééquilibrage lithostatique (**isostasie**). Lorsque cette charge n'est pas permanente, comme une calotte de glace, le réajustement s'opère en quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'années. Ce phénomène a particulièrement bien été étudié en Scandinavie où certaines régions accusent encore une remontée d'un peu moins de 1 m par siècle, suite à la fonte de l'inlandsis qui les surmontait lors de la dernière glaciation. A beaucoup plus longue échelle de temps, l'érosion des chaînes de montagnes jeunes provoque un réajustement isostatique lent et permanent et une remontée qui est de l'ordre de 200 m par million d'années. Cette remontée finit par amener à la surface des roches de la racine profonde des chaînes (roches métamorphiques, granites).

2. DEFORMATIONS CASSANTES

Un matériau se brise lorsqu'il est soumis à des contraintes qui dépassent sa limite de résistance et de déformation plastique ou élastique. La rupture s'effectue suivant des plans (fractures) qui isolent des **compartiments** (blocs) indépendants :

- les **failles** sont des fractures fermées avec déplacement relatif des deux parties séparées ;
- les **diaclasses** sont des fractures fermées sans déplacement des deux parties séparées ;
- les **fentes** (fissures) sont des fractures ouvertes, sans déplacement, remplies ou non par des produits de cristallisation ;
- les **joints de stratification** sont des fractures parallèles à la stratification qui séparent les couches (bancs) ; ils sont souvent générés par pression-dissolution (joints stylolithiques) et/ou par détente de la roche lors de sa remontée vers la surface.

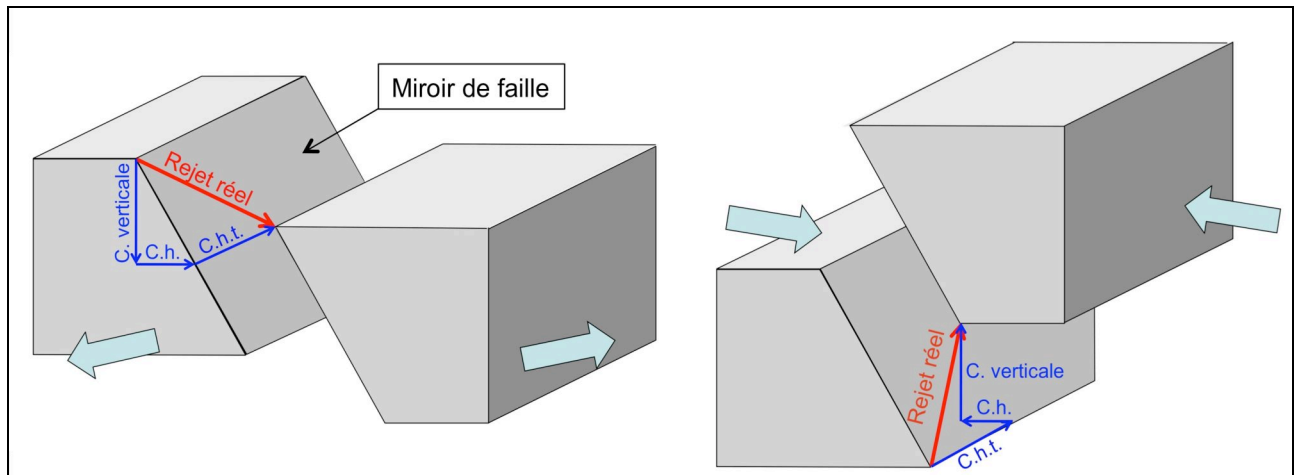
a. Nomenclature relative aux failles

Le **rejet** d'une faille est la distance dont un compartiment s'est déplacé par rapport à l'autre (de quelques centimètres à plusieurs dizaines de kilomètres). Le rejet est **relatif** dans la mesure où il ne tient pas compte du mouvement réel d'un bloc par rapport à l'autre et il est indifférent de dire que le bloc de droite est descendu par rapport au bloc de gauche ou que c'est le bloc de gauche qui est monté par rapport au bloc de droite. Selon les cas, le rejet peut s'opérer dans différentes directions : **verticalement, obliquement ou horizontalement** ; le mouvement relatif des blocs peut

correspondre à un **raccourcissement** ou à une **distension**. Le **rejet stratigraphique** est la différence d'âge des couches que la faille met en contact. D'autre part, les **plans de faille** peuvent être **horizontaux** à **verticaux**. Le rejet a par conséquent 3 composantes orthogonales : une composante horizontale parallèle à la direction du plan de la faille (décrochement), une autre horizontale perpendiculaire à la précédente (raccourcissement ou distension), et une composante verticale (rejet vertical). Ceci conduit à de nombreux types de failles dont les principaux sont décrits ci-après.

Le mouvement relatif des deux compartiments, l'un par rapport à l'autre, est appelé le **jeu** de la faille. La reprise du mouvement dans un sens ou dans l'autre après une période de stabilité est le **rejeu**. Le **miroir** de la faille est la surface à l'affleurement correspondant à la faille.

Les **crochons de failles** sont des déviations des couches au contact d'une faille due au mouvement relatif des deux compartiments.



Composantes du rejet d'une faille (à gauche, une faille normale ; à droite, une faille inverse). C.h.t. : composante horizontale dans le plan de la faille ; C.h. : composante horizontale perpendiculaire à C.h.t.

b. Les types de failles

- Failles normales et inverses

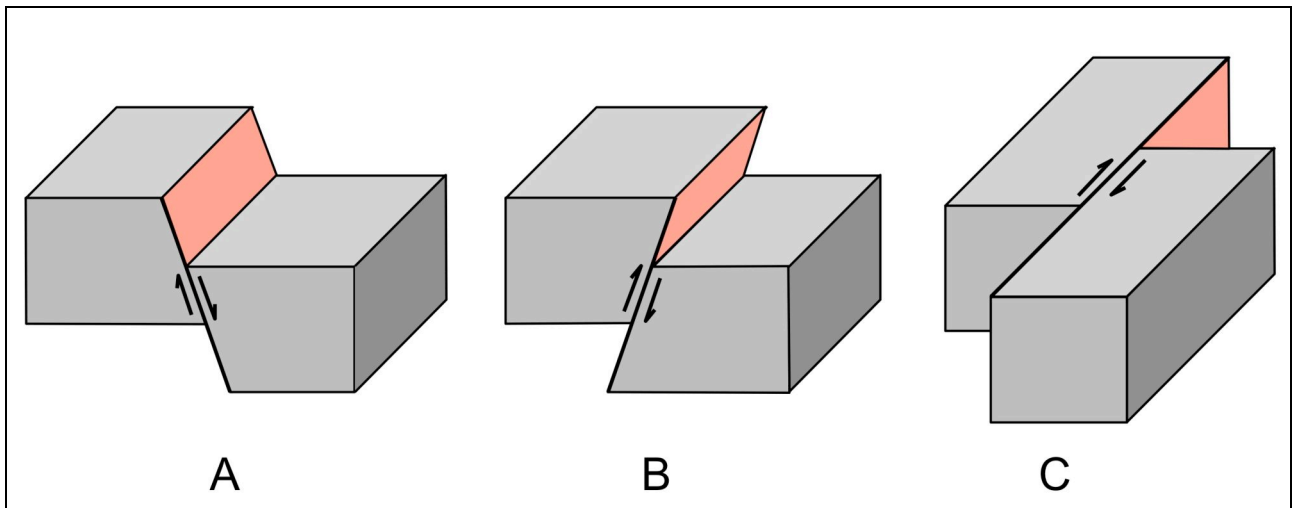
Dans une **faille normale** (ou directe), la composante horizontale perpendiculaire à la direction de la faille (RT) correspond à une distension, tandis que dans une **faille inverse** elle correspond à un raccourcissement, un compartiment recouvrant alors l'autre. Lorsque la faille inverse est relativement inclinée et que ce recouvrement possède une composante horizontale importante, il est qualifié de **chevauchement** (faille de chevauchement). Une faille qui s'incline progressivement en profondeur jusqu'à devenir horizontale est une faille listrique.

- Failles décrochantes

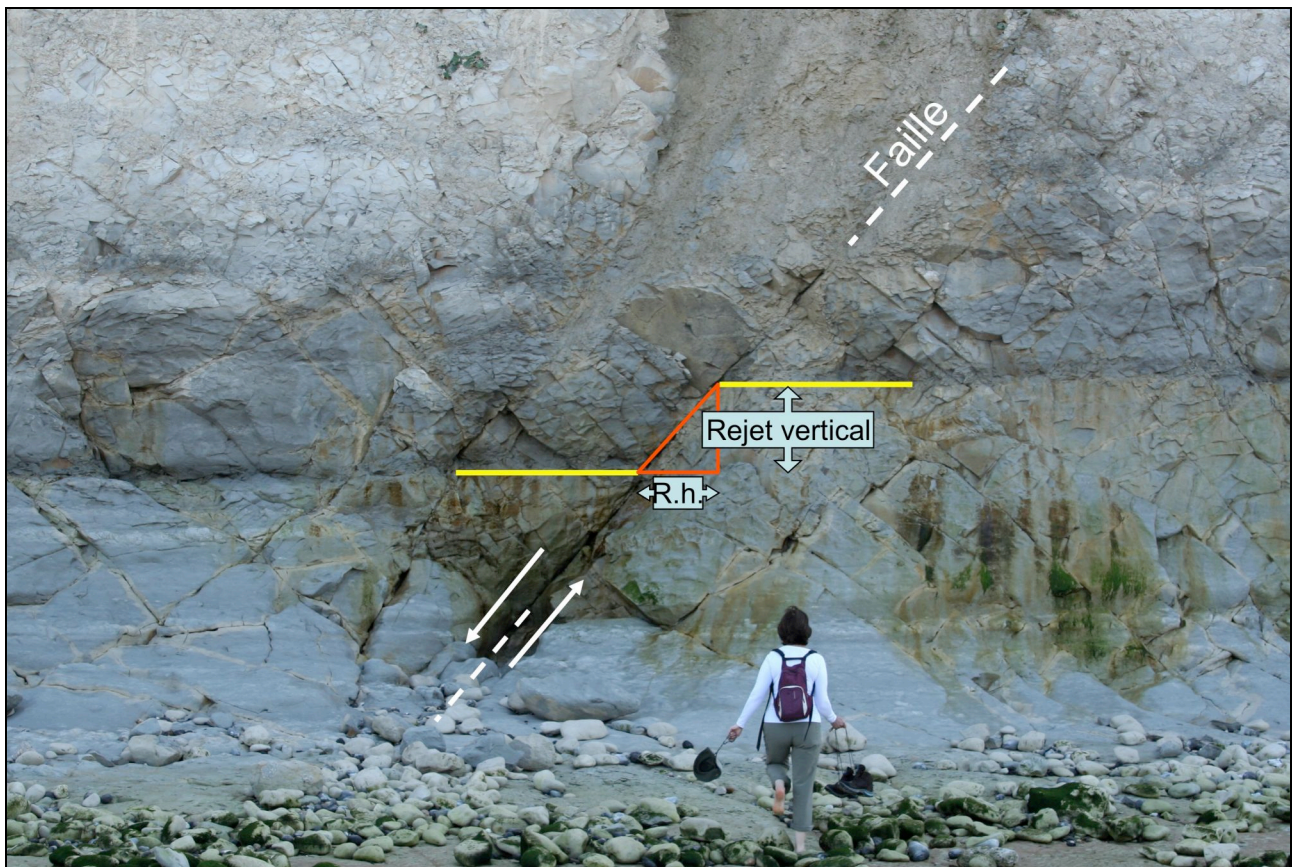
Ce sont des failles à rejets horizontaux suivant la direction du plan de faille. Lorsqu'elles sont associées à une ride mid-océanique, elles portent le nom de **faille transformante**. Le décrochement est dit **dextre** lorsque, vu en plan et la faille positionnée horizontalement, le compartiment du dessus s'est déplacé vers la droite par rapport à l'autre, **senestre** dans le cas contraire.

- Faille radiale

Une faille radiale (c'est-à-dire parallèle au rayon terrestre) est une faille verticale ou très inclinée.



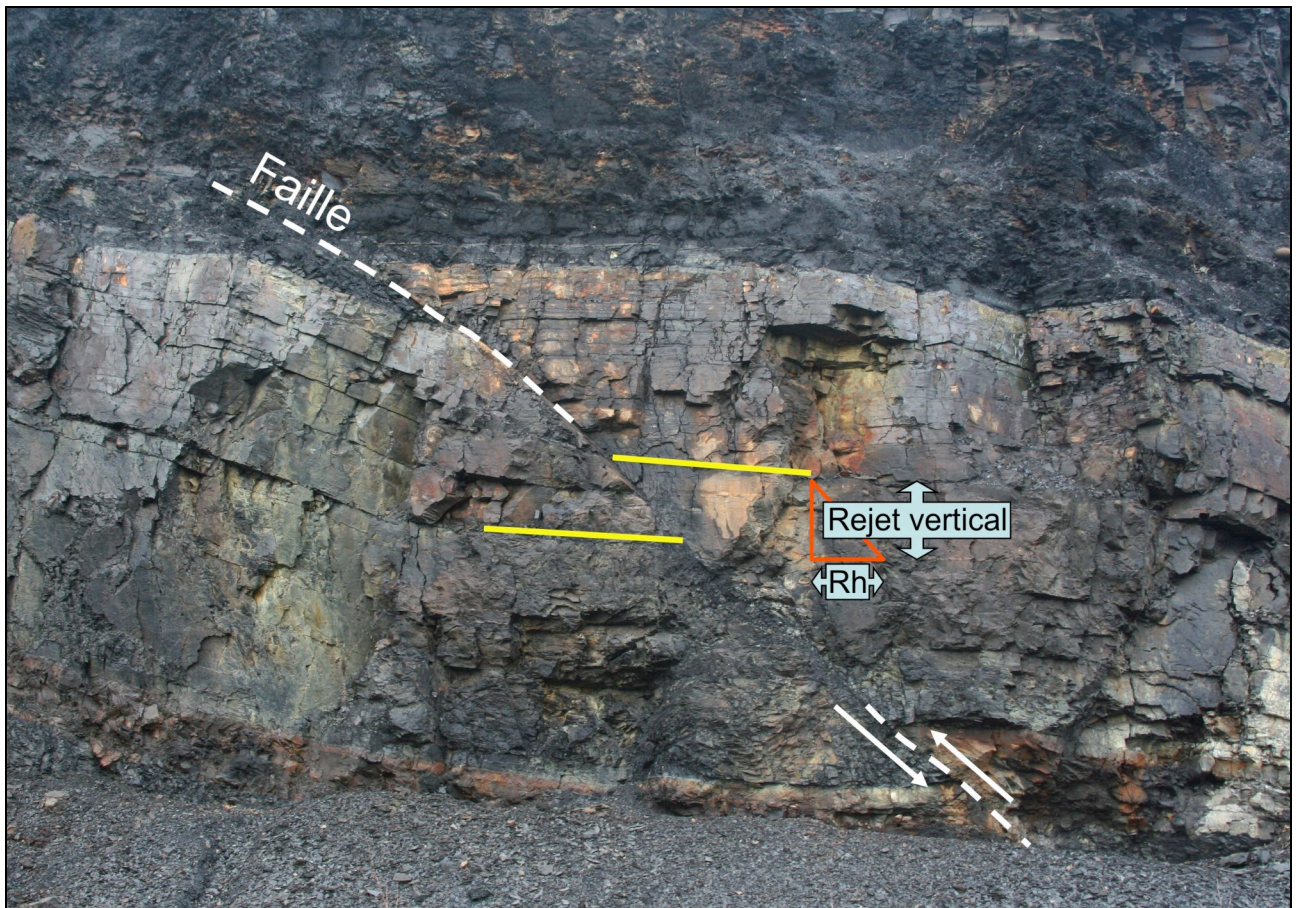
Les trois grands types de faille : A, faille normale ; B, faille inverse ; C, faille décrochante (sur la figure le mouvement est dextre).



Petite faille normale dans la craie du Crétacé supérieur du Boulonnais. Les traits jaunes marquent un niveau repère qui permet de visualiser le rejet de la faille ; R.h. = rejet horizontal.

- Pli-faille

Pli déversé ou couché dont l'accentuation provoque l'étirement (lamination) puis la rupture de son flanc inverse.



Petite faille inverse dans les grès et shales namuriens (Carbonifère supérieur), Seilles. Les traits jaunes marquent un niveau repère qui permet de visualiser le rejet de la faille (indiqué et décomposé à droite ; Rh = rejet horizontal).

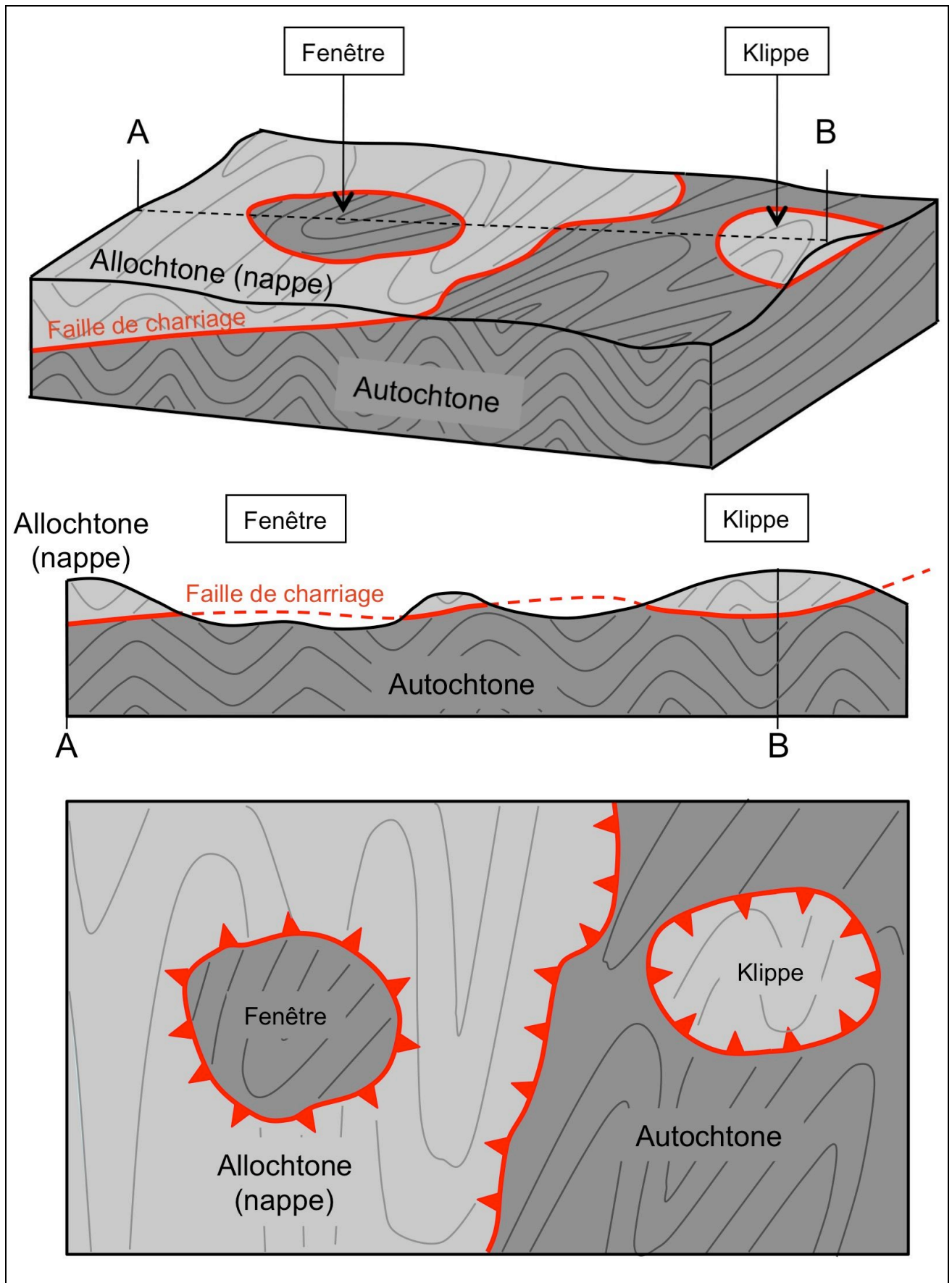
- Charriages

Les **charriages** sont des chevauchements de grande amplitude, à composante essentiellement horizontale, d'une masse rocheuse appelée **nappe (allochtone)**, sur une autre masse rocheuse considérée comme immobile par rapport à la première et appelée **autochtone**. Les charriages peuvent se réaliser de plusieurs **manières** :

- Par décollement et glissement de terrains horizontaux parallèlement à la stratification. En raison de leur plasticité, les évaporites sont souvent responsables de ce phénomène (« couche savon »).
- Par la formation d'un pli couché, souvent agrémenté d'un pli-faille dans son flanc inverse qui accentue le déplacement.
- Par une faille subhorizontale cisailant des structures antérieurement plissées. Le charriage du Condroz (« allochtone ardennais ») sur le Synclinorium de Namur (« sub-autochtone brabançon ») s'est effectué à la fin du plissement varisque sur une faille de ce type (Faille du Midi – eifélienne).

L'ampleur des charriages est souvent considérable et le transport horizontal peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres (25 km à hauteur de Huy en ce qui concerne le charriage du Condroz).

L'érosion ultérieure peut découper dans la nappe une ouverture dans laquelle affleure l'autochtone. Une telle disposition est une **fenêtre**. L'érosion peut aussi enlever presque toute la nappe et n'en laisser subsister que quelques lambeaux isolés appelés **klippes**. Fenêtres et klippes sont par conséquent des structures géomorphologiques structurales. Lors de son mouvement, la nappe de charriage peut entraîner avec elle des morceaux de l'autochtone qui constitueront des **lambeaux de charriage**.



Fenêtre et klippe dans un charriage. En haut, vue en 3D ; au milieu, coupe géologique suivant la ligne A-B ; en bas, vue en plan telle qu'elle est représentée sur une carte géologique.

- Graben et horst

Un **graben** (ou **fossé**) est une partie de l'écorce terrestre qui est descendue entre deux failles normales ou entre deux trains de failles normales. Un **horst** est la structure inverse et correspond à un bloc surélevé entre deux grabens. Un **demi-graben** correspond à un compartiment montrant un déplacement plus important le long d'une des failles normales qui le limitent et qui induit son basculement dans le sens contraire à la pente de la faille.

Lorsque la formation d'un graben est rapide et relativement récente, il se traduit dans la morphologie par une zone déprimée qui peut être occupée par une vallée fluviale (vallée du Rhin), un lac (lac Tanganyika) ou même une mer. Les grabens constituent par conséquent des aires importantes de sédimentation dans lesquelles peuvent parfois s'accumuler des dépôts de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.

c. Les séismes

Le jeu ou le rejeu d'une faille est un mouvement soudain qui est accompagné d'un choc qui met l'écorce terrestre en vibration et qui se traduit par une secousse sismique (ou séisme). C'est là l'origine de la majorité des tremblements de terre, comme ceux qui affectent parfois notre région et qui sont directement liés à l'activité des failles du graben du Rhin. L'**épicentre** est le point de la surface du sol situé au-dessus de l'endroit où est produit le séisme (**foyer**) et où son effet est maximal. Une secousse sismique est matérialisée par des ondes (déformation élastique de la roche) qui se propagent avec des vitesses qui dépendent de la nature des roches traversées. Ces ondes sont enregistrées par des séismographes répartis sur toute la surface de la Terre. Ainsi, il est possible non seulement de déterminer à quel endroit elles ont été produites, mais également de reconstituer leur trajet à l'intérieur de la Terre et de préciser la structure interne de celle-ci.



La déformation est ici à peine amorcée et les roches sont très faiblement plissées. On voit bien que l'accentuation de la contrainte aurait conduit à leur rupture et à la formation d'une faille. Dévonien moyen, îles Orcades, Ecosse.

3. DEFORMATIONS PLASTIQUES

A l'inverse de la déformation élastique, la déformation plastique persiste lorsque la contrainte cesse. A proximité de la surface, les roches cohérentes ne sont pas susceptibles de se déformer plastiquement et se brisent si elles subissent une contrainte dépassant leur limite de résistance (déformation cassante). Il en est autrement à une certaine profondeur, dans un milieu où la pression lithostatique est de loin supérieure à celle qui agit près de la surface. Les roches y acquièrent un comportement **ductile** (plastique). La ductilité augmente avec la pression et la température et dépend de la nature de la roche : une roche est dite **compétente** lorsqu'elle est peu déformable par rapport à une autre roche plus déformable qui est dite **incompétente**.

La déformation plastique des roches cohérentes s'opère par une recristallisation permanente des minéraux (comme lors de la déformation plastique de la glace dans un glacier), et/ou par le jeu de glissements élémentaires entre les minéraux. C'est ainsi que dans des sédiments plissés, des fossiles pourront être déformés tout en restant souvent parfaitement reconnaissables.

La déformation plastique s'effectue sous l'action de contraintes correspondant principalement à un raccourcissement d'un segment de l'écorce terrestre ou, dans une moindre mesure, à un étirement. Le raccourcissement donne lieu à un plissement et à la formation de chaîne de montagnes plus ou moins élevées. Les phénomènes d'étirement s'effectuent habituellement dans des zones beaucoup plus profondes de l'écorce terrestre et se manifestent à moindre profondeur par des déformations cassantes.

a. Description des types de plis

Un pli est un **synclinal** lorsque les couches situées à l'intérieur de la courbure sont stratigraphiquement les plus jeunes, et un **anticlinal** dans le cas inverse. **Synforme** et **antiforme** sont des termes généraux qui désignent respectivement des plis concave ou convexe vers le haut, sans considération de leur genèse ou de l'ordre stratigraphique des terrains qui les composent.



Synclinal droit dans l'Himalaya (Ladakh, Inde).



Synclinal légèrement déjeté de Fréyr. Calcaires du Viséen inférieur.



Anticlinal légèrement déjeté de Durbuy ; calcaires du Frasnien moyen.



Petit pli couché isoclinal dans des calcaires métamorphiques ; Alpes, Haut Adige, Italie.



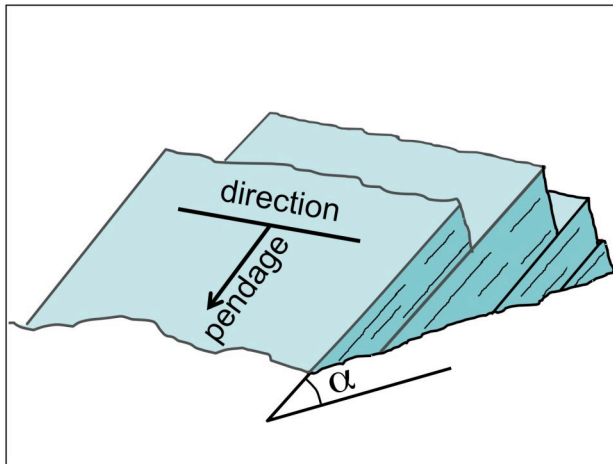
Plissements isoclinaux dans un calcaire métamorphique ; Alpes, Haut Adige, Italie.

Dans les séries plissées, les anticlinaux et les synclinaux se succèdent habituellement, de sorte que deux anticlinaux sont séparés par un synclinal et réciproquement.

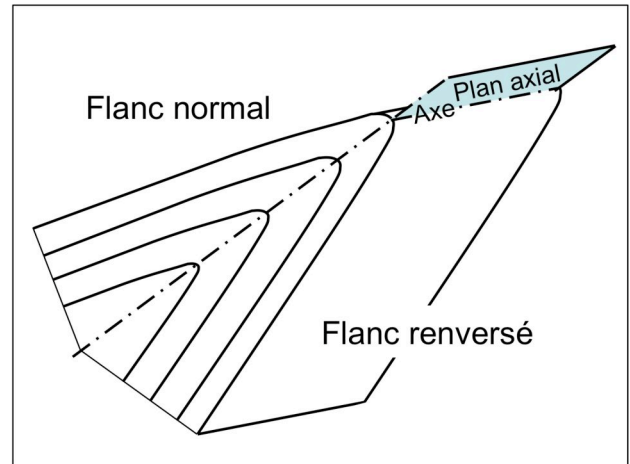
Il existe des plis de toutes dimensions, depuis des petits plissements où la longueur d'onde est de quelques millimètres à peine, jusqu'à des grands plis où elle est de plusieurs kilomètres. Ces différentes échelles de grandeur peuvent être présentes dans une même structure plissée.

Géométriquement, on définit les différents paramètres suivants :

- La **charnière** d'un pli est l'endroit de courbure maximale de la surface d'une couche et l'**axe** la ligne passant au milieu de la charnière.
- Le **plan axial** est la surface qui contient les axes des couches successives ; c'est approximativement le plan bissecteur de l'angle formé par les deux flancs du pli.



Direction et pendage d'une couche.



Flancs normal et renversé dans un pli déversé.

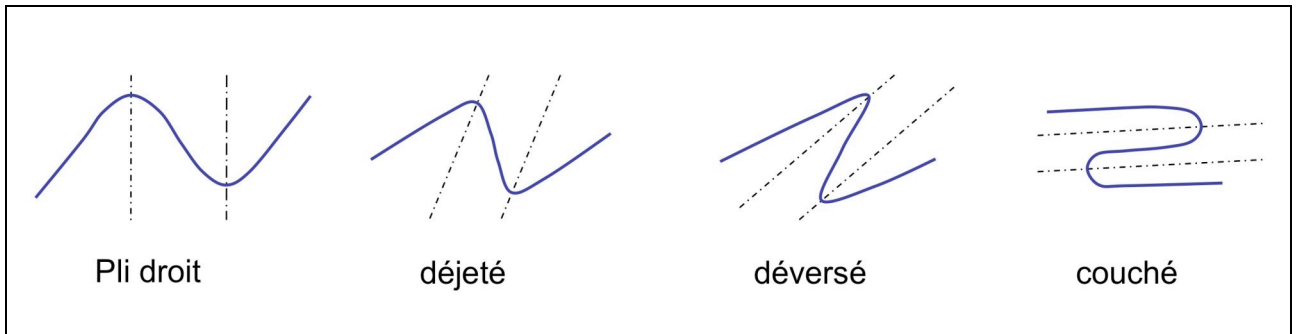
- Les **flancs** du pli sont les parties situées de part et d'autre de la charnière. Les flancs d'un anticlinal passent aux flancs des synclinaux voisins à l'endroit d'inflexion de courbure. Lorsque les flancs sont plats, ils sont confondus.
- La **direction** d'un pli est celle de l'axe du pli.
- La **direction d'une couche** est celle de l'intersection de la couche avec un plan horizontal. Son **pendage** est l'angle que fait sa ligne de plus grande pente avec un plan horizontal.
- Lorsque l'axe d'un pli n'est pas horizontal, on dit que le pli s'**ennoie** et son **ennoyage** est l'angle que fait son axe avec un plan horizontal. Les plis présentent fréquemment deux ennoyages opposés à leurs extrémités, leur conférant une allure de coque de bateau retournée (dans le cas des anticlinaux) ou non (dans le cas des synclinaux).

Les plis peuvent présenter différents degrés de resserrement et lorsque leurs deux flancs sont parallèles, ils sont dits **isoclinaux**.

Selon l'inclinaison de ses flancs et de son plan axial, un pli peut être :

- **droit**, lorsque son plan axial est vertical ;
- **déjeté**, lorsque le plan axial est incliné et que ses flancs ont des pendages de sens opposés ;
- **déversé**, lorsque son plan axial et ses deux flancs sont inclinés dans le même sens (le **flanc normal** est celui dans lequel les couches se superposent dans l'ordre stratigraphique et le **flanc inverse** ou **renversé** celui dans lequel les couches se superposent dans l'ordre inverse, la couche la plus jeune se trouvant sous la plus vieille) ;
- **couché**, lorsque le plan axial est subhorizontal.

Si dans un pli, l'épaisseur des couches reste constante, le pli est dit isopaque ou concentrique ; si au contraire l'épaisseur varie, le pli est dit semblable.



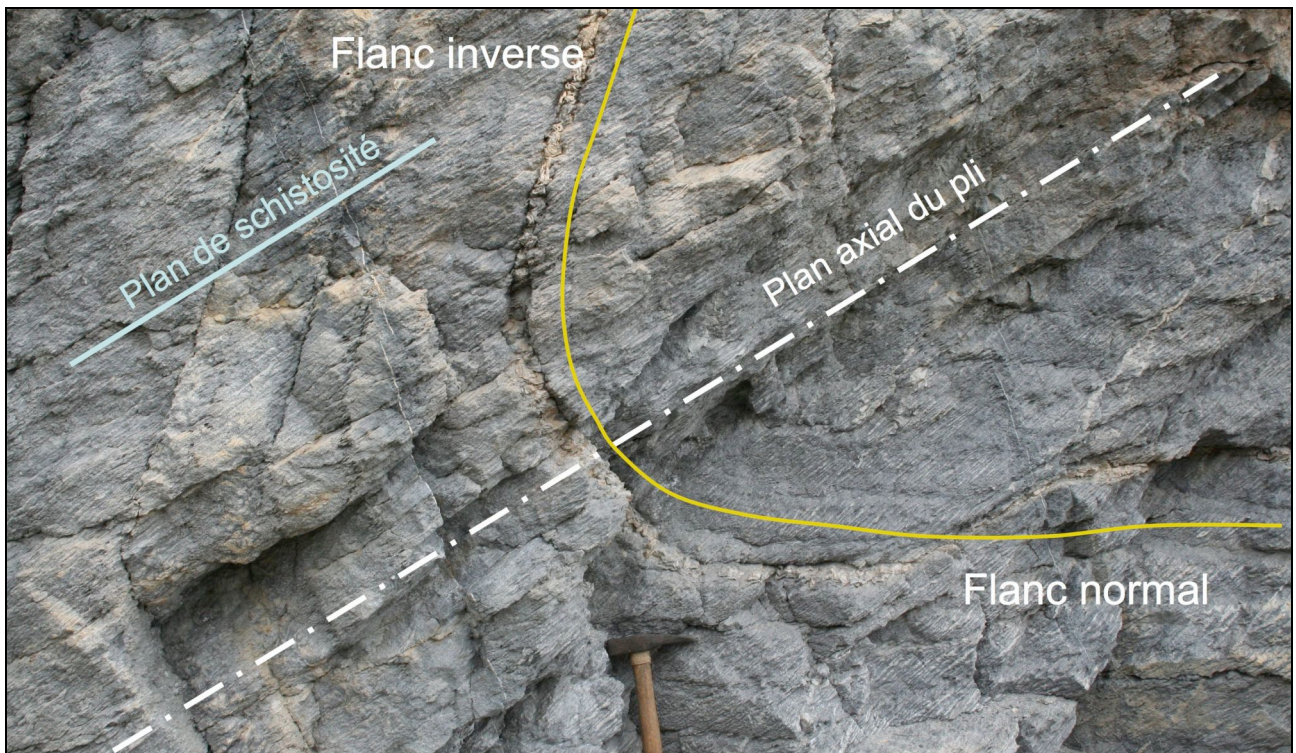
Principaux types de plis.

b. La schistosité de fracture

La déformation plastique peut engendrer une structure feuilletée dans certaines roches : typiquement les pélites et dans une moindre mesure les siltites et les calcaires argileux. Cette structure est déterminée par la présence de plans de clivage limitant des volumes indemnes et est dite **schistosité de fracture**. Le **plan de schistosité est parallèle aux plans axiaux des plis**, c'est-à-dire au plan perpendiculaire à la contrainte, et correspond au plan d'aplatissement de la roche. La schistosité garde donc une position constante dans toutes les parties d'un pli et est par conséquent **indépendante de la stratification** avec laquelle elle fait des angles variables selon les endroits.

La schistosité est d'autant plus marquée que les zones affectées par le plissement sont profondes. Elle peut être complètement absente si les roches n'occupaient pas une profondeur suffisante lors de leur déformation. Ainsi, en Belgique, dans les roches qui ont été affectées par le plissement varisque, la schistosité s'est développée à partir d'environ 3.500 m de profondeur.

Lorsque la schistosité se développe avant la fin du plissement, elle peut elle-même être déformée et prend alors une allure en éventail.



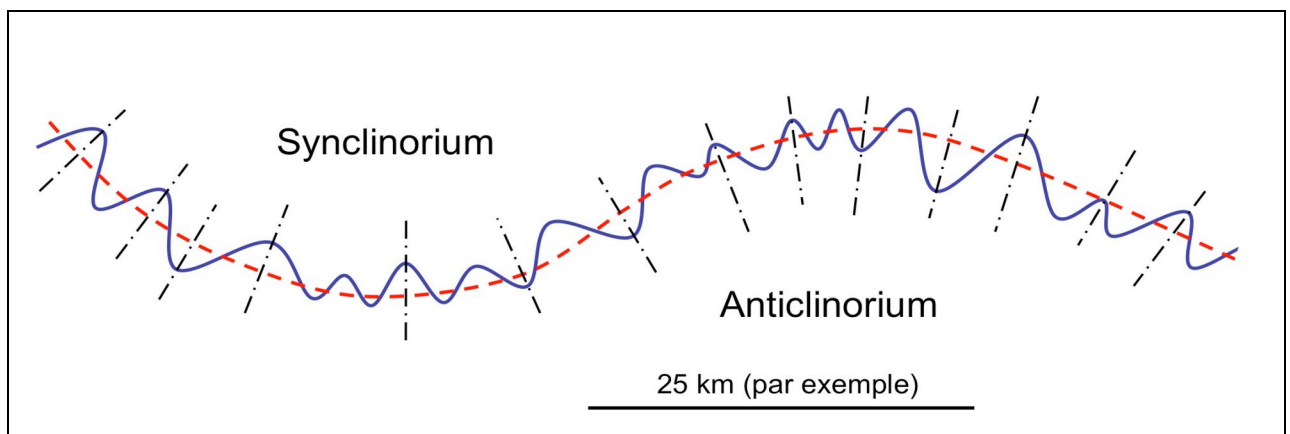
Exemple de schistosité de fracture dans un pli déversé (Montagne Noire, Hérault, France). On voit que la schistosité recoupe nettement les joints de stratification (trait jaune).

c. Les ensembles de plis

Généralement, un plissement présente une extension régionale et un pli ne forme pas une structure isolée au sein d'un ensemble resté horizontal, mais il s'inscrit dans une série de synclinaux et d'anticlinaux successifs. Dans une telle série, les plis présentent des caractères communs et s'organisent en unités cohérentes :

- Les axes des plis successifs sont subparallèles et possèdent une direction relativement constante (**direction du plissement**). Cette direction traduit un raccourcissement d'un segment de l'écorce terrestre suivant une direction perpendiculaire à la direction du plissement et dénommée **méridien tectonique**.
- Lorsque des plis secondaires existent sur les flancs des plis principaux, ils se présentent habituellement comme des réductions de ces derniers.

Les plis successifs peuvent se grouper et former de vastes structures dont la courbe enveloppe est celle d'un anticlinal ou d'un synclinal et qui sont dénommées respectivement **anticlinorium** et **synclinorium**. Ces structures peuvent avoir quelques dizaines de kilomètres de largeur et plusieurs dizaines de kilomètres de longueur, ou plus. Il en résulte que dans une région plissée de l'écorce, les plis n'ont habituellement pas une disposition anarchique, mais présentent une certaine régularité, un « **style tectonique** ».



Synclinorium et anticlinorium.

4. CONSEQUENCES MORPHOLOGIQUES DE LA TECTONIQUE

La vitesse d'érosion des roches (mécanique et chimique) dépend de leur nature et du climat auquel elles sont soumises, ainsi que de leur structure et de leur fracturation (épaisseur des bancs, fréquence des diaclases, porosité, etc.). Dans les climats de l'Europe occidentale durant le Quaternaire (climats avec glaciations), les roches cohérentes les plus résistantes à l'érosion sont les grès et les quartzites, suivis par les calcaires, les schistes et les shales.

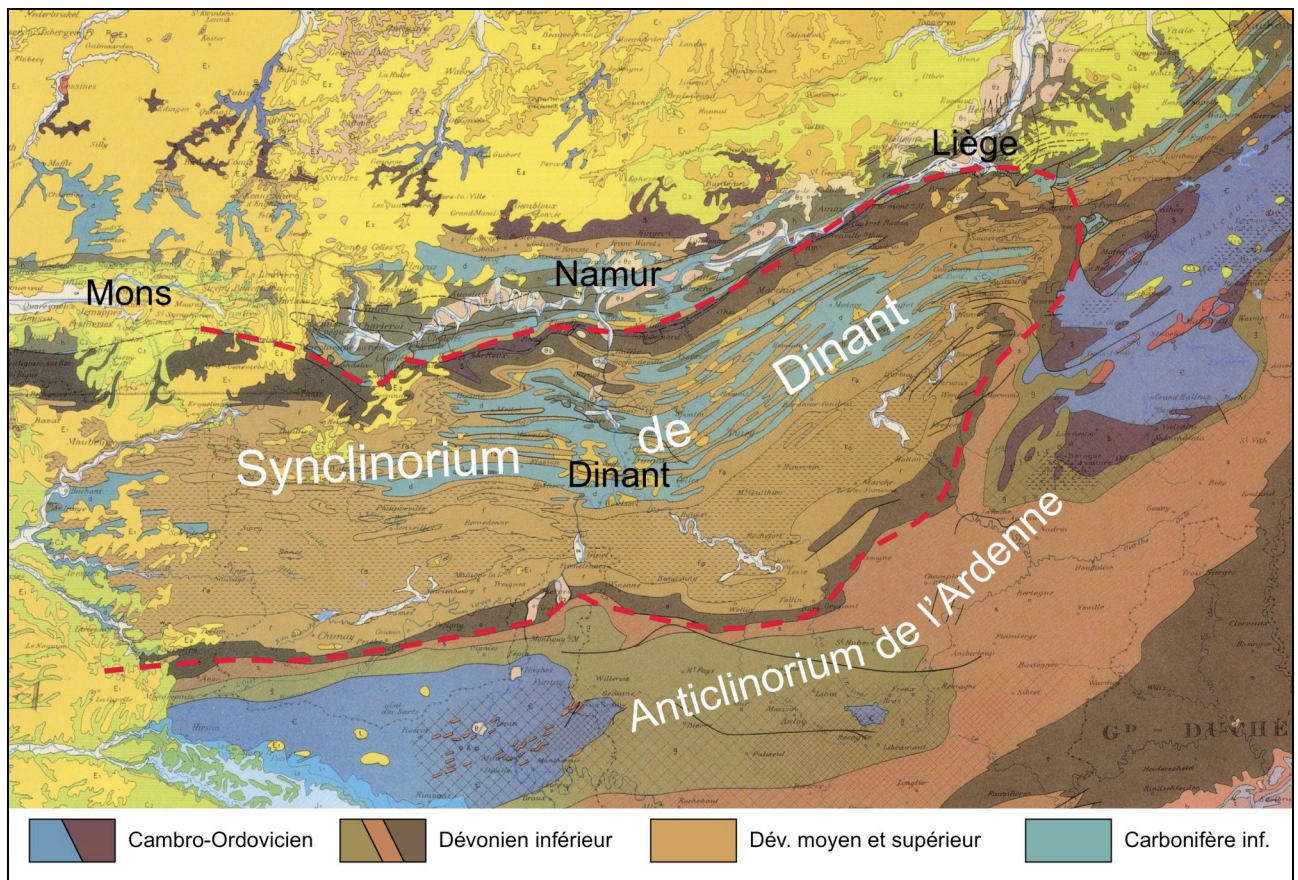
Les régions qui ont subi une déformation tectonique et qui sont soumises à l'érosion acquièrent par conséquent une morphologie qui est fonction de la nature et de la disposition des roches déformées (géomorphologie structurale).

Les **cuestas** sont des reliefs asymétriques développés dans des structures monoclinales, c'est-à-dire présentant une pente constante sur une grande étendue, qui présentent une faible pente correspondant structuralement à une couche dure (dos de la cuesta) et une pente forte du côté opposé (front). Les terrains jurassiques du sud de la Belgique qui alternent des unités lapidifiées et des unités plus

meubles et qui présentent un pendage de quelques degrés vers le sud montrent typiquement ce type de relief.

Dans les structures plissées, l'érosion peut mettre les anticlinaux en relief et les synclinaux en dépression (**relief conforme**). Les crêtes (« tiges ») du Condroz correspondent souvent aux coeurs gréseux famenniens d'anticlinaux, plus résistants que les calcaires dinantiens des synclinaux. Lorsque les coeurs de synclinaux sont constitués de roches plus résistantes que les roches sous-jacentes, ils peuvent rester en relief, donnant naissance à des **synclinaux perchés (relief inverse)**.

Le jeu des failles peut donner naissance à des **escarpements de failles** qui peuvent parfois être inversés par l'érosion (le plan de faille mis en évidence ne s'appuie pas sur le compartiment qui est remonté, mais sur celui qui est descendu).



Synclinalorium de Dinant (limité approximativement par le tireté rouge) et Anticlinorium de l'Ardenne. Remarquer le changement de direction des plis dans le synclinalorium de Dinant: direction O-E à l'ouest de la vallée de la Meuse devenant SO-NE vers l'est.

XII. LE MAGMATISME

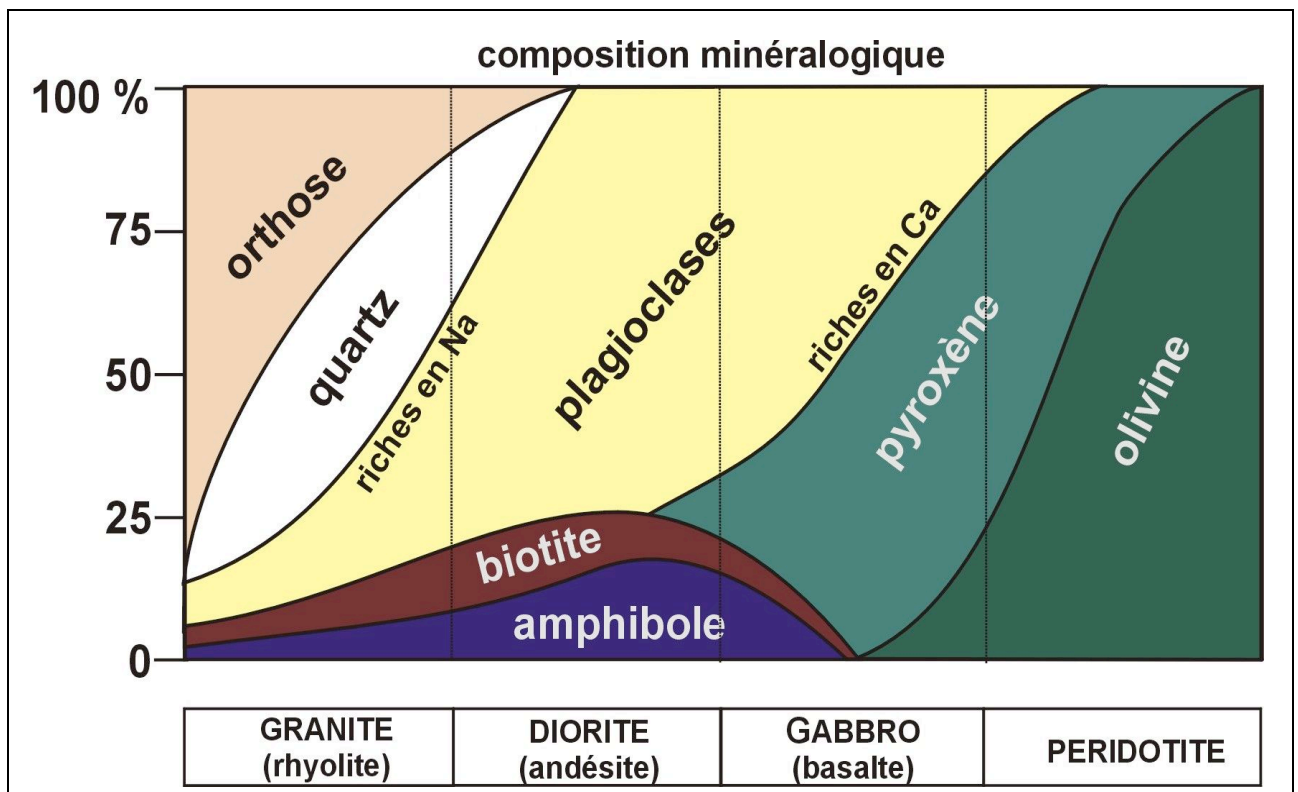
A. Les magmas

Un magma est une matière minérale en fusion. Lorsqu'il se refroidit, il se consolide et se transforme en une **roche magmatique** (ou roche ignée). Le magma donne naissance à une **roche magmatique intrusive** ou **extrusive** selon qu'il se met en place et refroidit en profondeur ou à la surface de la lithosphère (à l'air libre ou sous l'eau).

1. COMPOSITION DES MAGMAS

Les magmas sont des **solutions mutuelles de silicates fondus**. Leurs éléments chimiques essentiels sont les mêmes que ceux de l'écorce terrestre : O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Na, auxquels s'ajoutent des constituants dits « **volatils** », tels que H₂O, CO₂, H₂S, etc. Ils ont des compositions chimiques très diverses, mais peuvent être répartis entre deux catégories :

- Les **magmas « acides »**, relativement riches en Si et pauvres en Fe et Mg. Ils engendrent des **roches magmatiques acides** (ou **leucocrates**, car souvent, mais pas toujours, de teintes claires) qui sont surtout formées de quartz et de feldspaths. Le **granite** (roche intrusive macrogrenue) en est le type le plus fréquent.
- Les **magmas « basiques »**, relativement plus pauvres en Si et plus riches en Fe et Mg. Ils engendrent des **roches magmatiques basiques** (ou **mélancrates**, car généralement, mais pas toujours, de teintes foncées) qui sont formées de feldspaths et d'une quantité plus ou moins importante de minéraux ferromagnésiens tels que l'olivine, les pyroxènes ou les amphiboles. Le **basalte** (roche extrusive microgrenue) en est le type le plus commun.



Classification très simplifiée et très sommaire des roches magmatiques intrusives et de leurs équivalents extrusifs (entre parenthèses), en fonction des minéraux et des classes minéralogiques majeures.

Il existe dans chacune de ces catégories de nombreuses variétés, ainsi que des types intermédiaires ou extrêmes (ultrabasiques). La nomenclature des roches magmatiques est par conséquent compliquée et tient compte essentiellement de leur minéralogie et de leur structure.

2. ORIGINE DES MAGMAS

Les magmas acides trouvent essentiellement leur origine dans une fusion totale ou partielle de la croûte continentale par ultramétamorphisme. Les magmas basiques trouvent leur origine dans une fusion partielle ou totale de la croûte océanique (notamment lorsque celle-ci est entraînée à de grandes profondeurs par subduction), ou dans une fusion partielle du manteau. La nature du magma peut aussi résulter d'un phénomène de différenciation magmatique.

3. PROCESSUS DE REFROIDISSEMENT ET DE CRISTALLISATION D'UN MAGMA

Lors d'une extrusion, le magma se refroidit très rapidement au contact de l'air ou de l'eau. Par contre, comme la température de l'écorce terrestre croît avec la profondeur et que les roches sont mauvaises conductrices, un magma intrusif se refroidit d'autant plus lentement que l'intrusion est profonde (ou que le gradient géothermique est élevé).

La vitesse de refroidissement se traduit dans la granularité de la roche magmatique : un refroidissement lent produit une roche formée de gros cristaux (habituellement quelques millimètres), alors qu'un refroidissement rapide produit des petits cristaux, souvent invisibles à l'œil nu, voire pas de cristaux du tout si le refroidissement est très brusque et que la composition du magma s'y prête (magmas acides) ; il se forme alors une roche vitreuse (**obsidienne, ponce**).

Un magma intrusif peut commencer à se refroidir et à cristalliser lentement, donnant naissance à de gros cristaux épars dans le liquide. S'il est ensuite intrudé dans un niveau moins profond ou extrudé à la surface, le liquide restant se consolide rapidement en une masse microgrenue. Les roches formées de cette façon sont des **roches porphyriques** (ou **porphyres**) et montrent de grands cristaux isolés dans une matrice microcristalline.



Andésite porphyrique à grands cristaux de feldspath ; le trait a 2 cm. Cénozoïque, Mexique.

Lorsqu'un magma remonte vers la surface, sa température baisse faiblement tandis que la pression lithostatique à laquelle il est soumis baisse de façon beaucoup plus importante. Or, la cristallisation d'un magma dépend non seulement de la température, mais également de la pression. Ainsi, à températures égales, un magma restera liquide ou commencera à cristalliser selon que la pression sera élevée ou faible et que le **liquidus** (courbe séparant le domaine liquide seul du domaine liquide + solide dans un diagramme pression-température) aura été franchi. De même, au-delà du **solidus** (courbe séparant le domaine liquide + solide du domaine solide seul dans un diagramme pression-température), la totalité du magma aura cristallisé. Le magma ne cristallise donc pas tout en une fois, mais progressivement, minéraux par minéraux. Ce processus est expliqué plus loin.

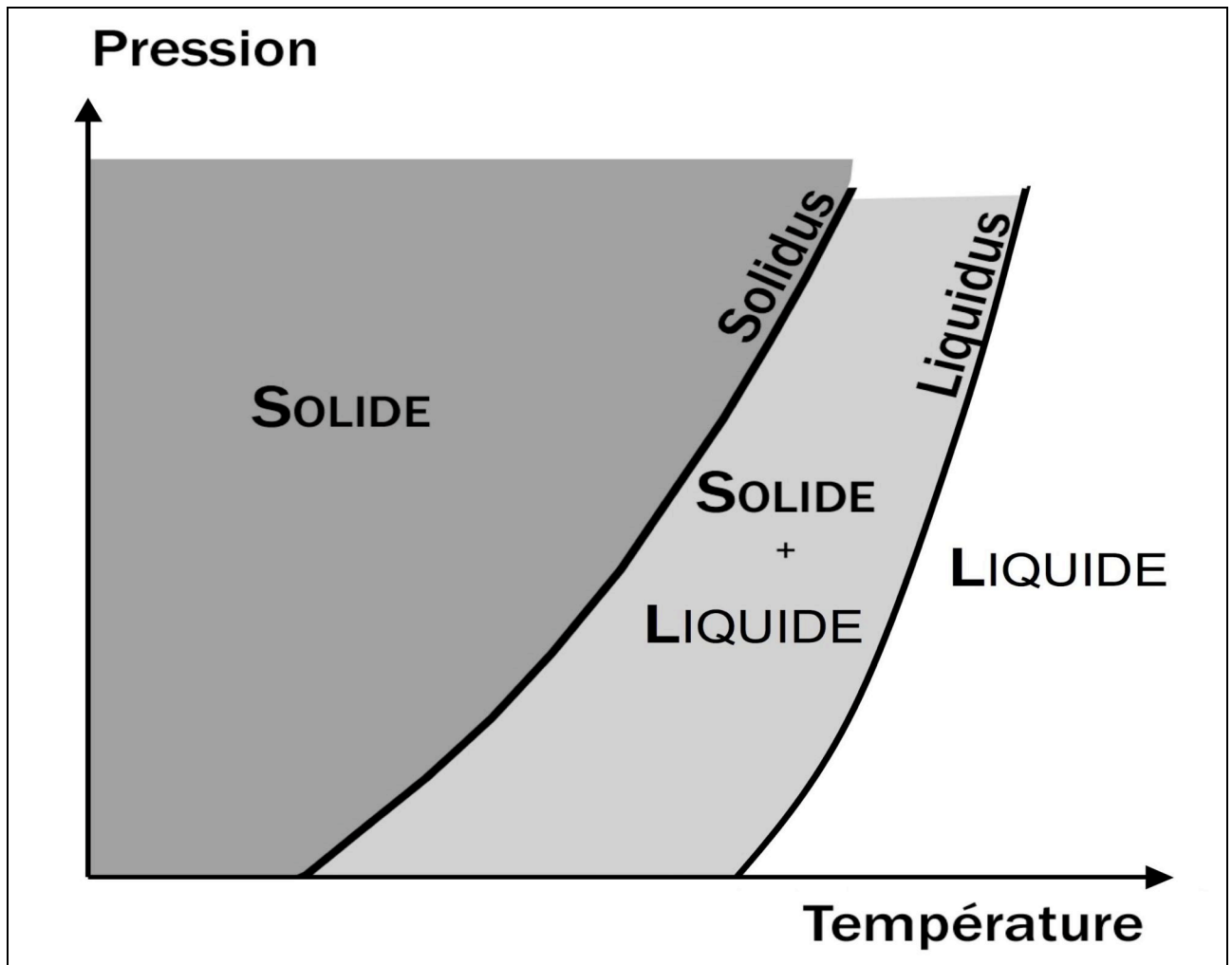
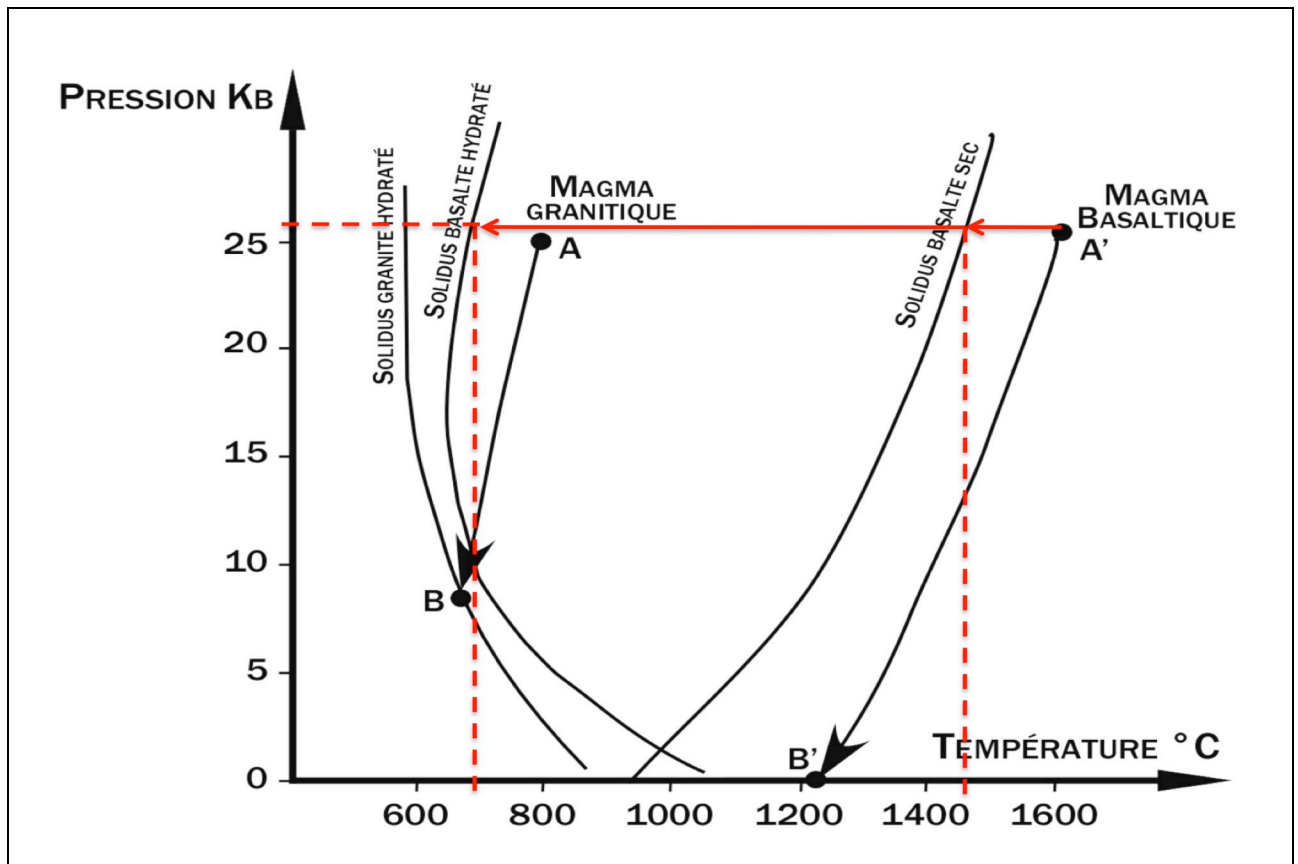


Diagramme théorique de phases solide-liquide d'un magma anhydre en fonction de la pression et de la température. Le liquidus sépare le domaine où la phase liquide seule existe du domaine où elle coexiste avec des cristaux. Le solidus sépare le domaine où phases liquide et solide coexistent de celui où la phase solide seule existe.

La présence d'eau dans un magma modifie fortement les courbes liquidus-solidus. Ainsi, lorsque les magmas sont **anhydres** (c'est-à-dire qu'ils contiennent pas ou très peu d'eau dissoute), les courbes liquidus-solidus ont une **pente positive** en fonction de la température et de la pression. Mais elles montrent une **pente négative** lorsque les magmas sont **hydratés** (la présence d'eau abaisse la température de cristallisation – et donc de fusion - quelle que soit la pression). On comprend ainsi pourquoi les magmas basaltiques, qui sont typiquement anhydres, ne cristallisent habituellement pas lorsqu'ils remontent vers la surface où ils donnent naissance à des coulées de

basalte (courbe A'B' sur la figure). Alors que les magmas granitiques, typiquement hydratés, recoupent habituellement leur solidus pendant leur remontée vers la surface (courbe AB) et donnent ainsi préférentiellement naissance à des granites (roches magmatique intrusive).



Courbes solidus pour un magma basaltique (basique) anhydre et pour des magmas basaltique et granitique (acide) hydratés. Les droites AB et A'B' représentent respectivement l'évolution d'un magma granitique et d'un magma basaltique pendant leur remontée. Dans le diagramme, on voit aussi que si un magma basaltique (A') se refroidissait sans diminution de la pression (flèches rouges ; 26 KB dans l'exemple ci-dessus), il franchirait son solidus et cristalliserait totalement vers 1460 °C s'il était anhydre, mais pas avant 700 °C s'il était hydraté.

La cristallisation par refroidissement d'un liquide homogène formé par plusieurs constituants s'opère de façon fractionnée selon des lois représentées graphiquement par des diagrammes de phases. Le cas le plus simple est celui d'un mélange de deux constituants, dans un diagramme établi en fonction de leur concentration relative et de la température (voir la fig. ci-après). Un liquide dont la composition correspondrait au point M, comprenant BM % de A et AM % de B ($AM + BM = 100\%$) et de température t_1 , sera représenté par le point P. Par refroidissement de t_1 à t_2 , ce liquide passe de P en Q. A partir de ce moment, des cristaux de A se forment (le liquidus a été franchi et la phase liquide coexiste maintenant avec des cristaux). Le liquide est donc appauvri en A et au fur et à mesure que sa température va continuer à baisser, sa composition va évoluer suivant la courbe QE (flèches rouges). Si bien qu'à la température t_3 , par exemple, on a en présence des cristaux de A et un liquide L dont la composition est de BN % de A et AN % de B. A la température t_E (température eutectique), tout le liquide restant cristallise en un mélange de cristaux de A et de B (mélange eutectique), marquant ainsi la fin de la cristallisation (le solidus est franchi). Pour un liquide situé en R et de composition S, c'est B qui aurait cristallisé le premier.

Cet exemple est très simple puisqu'il ne tient pas compte de la pression et ne prend en compte que deux constituants, alors qu'un liquide magmatique peut en comprendre un très grand

nombre. Il permet cependant de mettre en évidence les propriétés suivantes qui restent valables pour les cas plus compliqués :

- Un magma ne commence à cristalliser qu'à une température nettement inférieure aux points de fusion de chacun de ses constituants (dans le diagramme, un liquide constitué uniquement de A cristalliserait à la température T_A et un liquide constitué uniquement de B à la température T_B). Par conséquent, un magma est encore totalement liquide à des températures beaucoup plus basses que les points de fusion de chacun des minéraux de la roche magmatique finale.
- La cristallisation ne s'opère pas à température constante, mais le long d'une gamme de températures descendantes (de t_2 à t_E dans l'exemple ci-dessus).
- Au cours de la cristallisation, les minéraux n'apparaissent pas simultanément, mais dans un certain ordre qui dépend de la composition du magma (nature et proportion des composés).

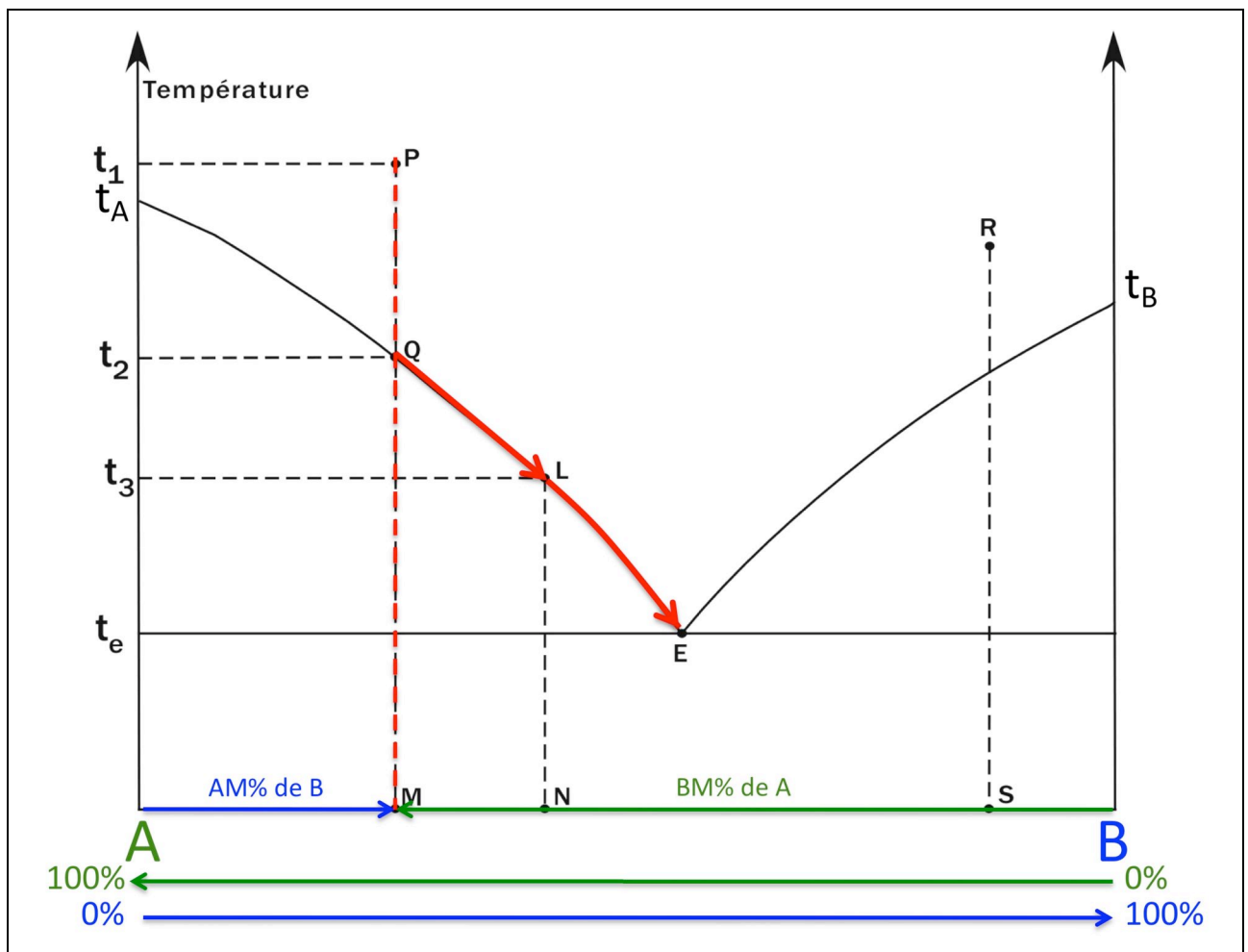


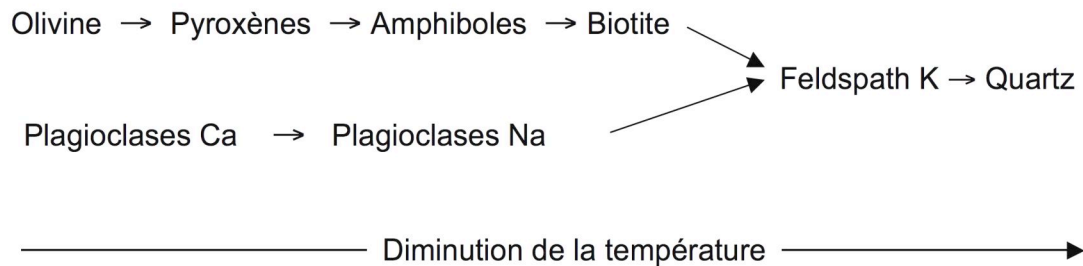
Diagramme de phase liquide-solide en fonction de la température pour un mélange de deux composés.

Il en résulte que :

- A chaque moment de la cristallisation, on a en présence du liquide et un ou plusieurs minéraux, et aucune de ces phases n'a la composition du magma initial. Par conséquent, si au cours de la cristallisation, les cristaux déjà formés sont séparés du liquide restant (**liquide résiduel**), généralement par sédimentation dans le fond de la chambre magmatique en raison de leur plus grande densité, ils formeront une roche dont la composition ne correspondra pas à la composition du magma d'origine. Le liquide résiduel peut quant à lui migrer dans une nouvelle chambre magmatique ou être extrudé, et cristalliser selon les processus physico-chimiques du nouveau magma qu'il constitue. Ainsi, un même magma initial pourra engendrer une **série de**

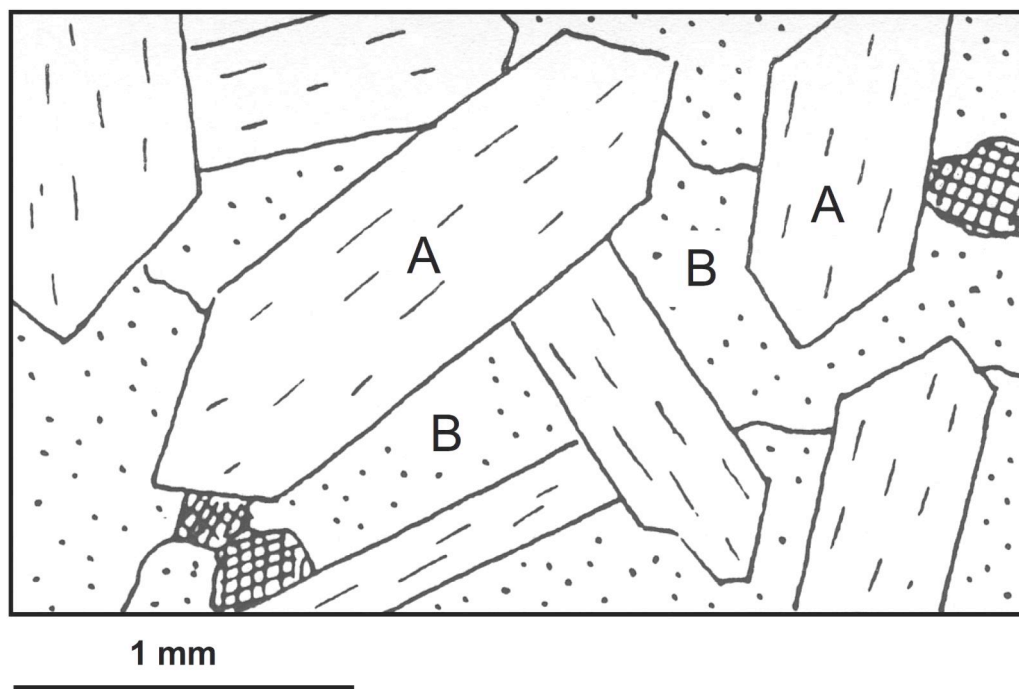
roches magmatiques de compositions différentes. Ce processus de **différentiation magmatique** implique un refroidissement lent.

- Au cours de la cristallisation, les minéraux apparaissent schématiquement dans l'ordre suivant :



Par conséquent, l'évolution chimique du liquide résiduel le conduit à être de plus en plus acide, ce qui se marquera aussi dans l'évolution des minéraux formés. Pour mieux saisir le sens profond de cette évolution, on peut imaginer qu'un magma qui serait formé de toutes les phases liquides des minéraux repris ci-dessus pourrait ainsi donner naissance à une série de roches allant par exemple des gabbros aux granites.

- Les premiers cristaux formés prennent naissance au sein d'un liquide. Ils peuvent donc réaliser leurs formes cristallographiques sans obstacle. Par contre, les derniers minéraux formés ne peuvent que combler les vides restants. Le processus de cristallisation se traduit ainsi dans la structure de la roche.



Coupe mince dans une roche magmatique intrusive montrant les premiers cristaux formés lors de la cristallisation (A) et les derniers (B) qui remplissent les vides entre les premiers.

- Il résulte du processus même de leur formation que les roches magmatiques sont des roches massives qui ne montrent ni schistosité, ni stratification à petite échelle (une stratification marquée par des roches de compositions différentes peut apparaître à grande échelle suite à une différenciation magmatique et à la « sédimentation » des minéraux au fur et à mesure de leur formation).

- Les lois qui régissent la solidification d'un magma régissent également la fusion d'une roche, qui commencera également à une température plus basse que les températures qui sont requises pour chacun de ses composants et suivant le même ordre, mais inversé, que pour la cristallisation. Par conséquent, dans certains cas, la **fusion** pourra n'être que **partielle**, n'affectant que certains minéraux de la roche et donnant ainsi naissance à un magma ne correspondant pas à la composition initiale de la roche dont il est issu. Ainsi, beaucoup de basaltes résultent typiquement d'une fusion très partielle des roches du manteau (péridotite).

B. Les phénomènes volcaniques

1. LES MANIFESTATIONS VOLCANIQUES

Il existe de nombreux volcans en activité qui permettent de bien connaître les phénomènes volcaniques et d'interpréter ceux de la nature ancienne.

Le **volcan** est la manifestation la plus caractéristique de l'extrusion d'un magma à la surface de l'écorce terrestre. Il comporte typiquement :

- Une **cheminée** par où arrive le magma et qui se termine par un **cratère**. La cheminée est habituellement verticale, mais peut se diviser et donner naissance à des cratères adventifs. Elle peut aussi correspondre à une fissure, le magma sortant de façon plus ou moins prononcée tout au long de celle-ci (éruption fissurale) par une série de bouches éruptives.
- Un appareil de forme cônique qui est formé par l'accumulation des produits rejetés par le cratère (projections et/ou laves).
-



Jaillissement du geyser Strokkur à Geysir (Islande).

La formation et l'activité d'un volcan peuvent être courtes et s'arrêter définitivement après seulement quelques semaines ou quelques années. Mais elles peuvent aussi durer plusieurs milliers à plusieurs centaines de milliers d'années, alternant des périodes d'activités assez courtes et des périodes de repos plus ou moins longues : quelques années à quelques siècles voire plus. Ainsi, le Vésuve a commencé sa formation il y a environ 12.000 ans et lorsqu'en 79 après J.C. eut lieu l'éruption qui détruisit Pompéi, Herculaneum et Stabies, il était en repos depuis près de 600 ans. L'Etna, a commencé son activité il y a environ 500.000 ans et montre toutes les quelques années

de fortes éruptions qui détruisent régulièrement les infrastructures touristiques. Le Stromboli est vieux d'environ 40.000 ans et montre une activité permanente connue depuis l'Antiquité. Celle-ci est actuellement caractérisée par l'éjection de lambeaux de lave et de scories toutes les 5 à 20 minutes par une des cinq bouches situées dans le cratère. Elle est entrecoupée de phases plus violentes produisant notamment de fortes coulées de lave.



Fumerolles sur le bord du cratère de Vulcano, Sicile.



Event fumarolien à Vulcano montrant le dépôt de cristaux de soufre (cristaux jaunes) et de SO₂ (cristaux blancs).

Lorsqu'ils ne sont pas en éruption, les volcans émettent fréquemment des **fumerolles**, émanations gazeuses plus ou moins riches en SO₂, H₂S, H₂O, H₂, CO₂, CH₄,... C'est notamment le cas du Vésuve et de Vulcano. La réaction du H₂S avec l'oxygène de l'air ou avec le SO₂ donne naissance à des dépôts de soufre. Les sources thermominérales sont des sources d'eau chaude ou froide renfermant des quantités plus ou moins grandes de gaz et de sels dissous. Les **geysers** sont des sources thermominérales jaillissant violemment à intervalles plus ou moins réguliers

2. MECANISME DES ERUPTIONS

Une période d'activité éruptive est habituellement annoncée par un léger gonflement de tout l'appareil, une recrudescence de l'activité fumerollienne et une série de petits séismes.

Le magma peut provenir d'un réservoir magmatique situé sous l'édifice ou directement de zones plus profondes. Dans le cas du Vésuve, le réservoir se situerait à 5,5 km de profondeur et aurait la forme d'un cylindre de 4 km de diamètre et de hauteur. L'Etna n'aurait pas de réservoir magmatique et ses laves auraient leur origine à une trentaine de kilomètres de profondeur, dans le manteau supérieur. Dans les « points chauds », le magma trouverait son origine dans le manteau à plusieurs centaines de kilomètres de profondeur ; à Hawaï, qui correspond à un point chaud, il s'accumule dans un réservoir situé à 55 km de profondeur.

L'ascension du magma dans la cheminée s'accompagne de la libération des composés volatils qui y sont dissous, en raison de la diminution de pression. L'éruption sera d'autant plus violente que ce dégazage sera important.

D'autre part, au cours de son ascension ou de son stockage dans une chambre magmatique, le magma peut se refroidir et connaître un début de cristallisation. Les cristaux formés (olivine, pyroxènes dans le cas d'un magma basique) peuvent s'accumuler par sédimentation dans le fond du réservoir et seul le liquide résiduel être émis lors d'une éruption. Les parois du réservoir peuvent aussi fondre partiellement et être assimilées par le magma. Ces phénomènes de différenciation magmatique et d'assimilation expliquent les différences fréquentes de composition des produits émis par un édifice volcanique au cours de son histoire.



Bombes « en croûte de pain » (bombes craquelées suite à leur refroidissement). Vulcano, Sicile.

Un volcan rejette des matières liquides, sous forme de coulées de lave et/ou de projections. Lorsque les projections se consolident pendant leur trajet aérien, elles retombent sous forme de **bombes** de quelques centimètres à plus d'un mètre cube, ou de fragments vacuolaires de forme et de surface irrégulières qui sont, suivant leur taille, des **scories**, des **lapilli** (entre 2 mm et quelques cm), des **cendres** (quelques microns à 2 mm) ou des **poussières**. Ces éléments retombent d'autant plus loin qu'ils sont petits et sont entraînés par le vent. Lorsque les projections atteignent le sol sans être totalement consolidées, les plus grosses s'y aplatisent et forment des **bombes en bouse de vache**. Les **ponces** sont des projections vitreuses et très poreuses de faible densité (inférieure à celle de l'eau) formées à partir d'un magma très riche en gaz. Le volcan rejette également des fragments solides arrachés à la cheminée lors de la remontée du magma ou à l'édifice lui-même. Ainsi, les basaltes issus du manteau peuvent renfermer des fragments de la péridotite qui compose celui-ci.



Enclaves de péridotite dans un basalte. Dyke lié au volcanisme de l'Escandorgue, Hérault (France).

La lave est plus ou moins fluide en fonction de sa composition, de sa température et de la quantité de gaz dissous qu'elle renferme. Les laves les plus fluides sont basiques et très chaudes (1.100 à 1.200° lors de leur émission) et sont typiquement représentées par les **basaltes**. A l'inverse, les laves les plus visqueuses sont acides et moins chaudes (leur température peut descendre à 600-700°) ; elles sont typiquement représentées par les **rhyolites**.

Selon la **viscosité du magma et la quantité de gaz dissous**, l'éruption peut être plus ou moins violente, voire explosive, donnant naissance à différents types de manifestations et d'édifices volcaniques. Parmi ceux-ci, on peut citer les différents types ci-après, tout en n'oubliant pas que la nature du magma et l'activité d'un volcan peut changer au cours de son existence. Ainsi, le Vésuve a présenté des éruptions hawaïennes, stromboliennes, vulcaniennes et péléennes, l'Etna des éruptions hawaïennes à stromboliennes.

- Le type hawaïen

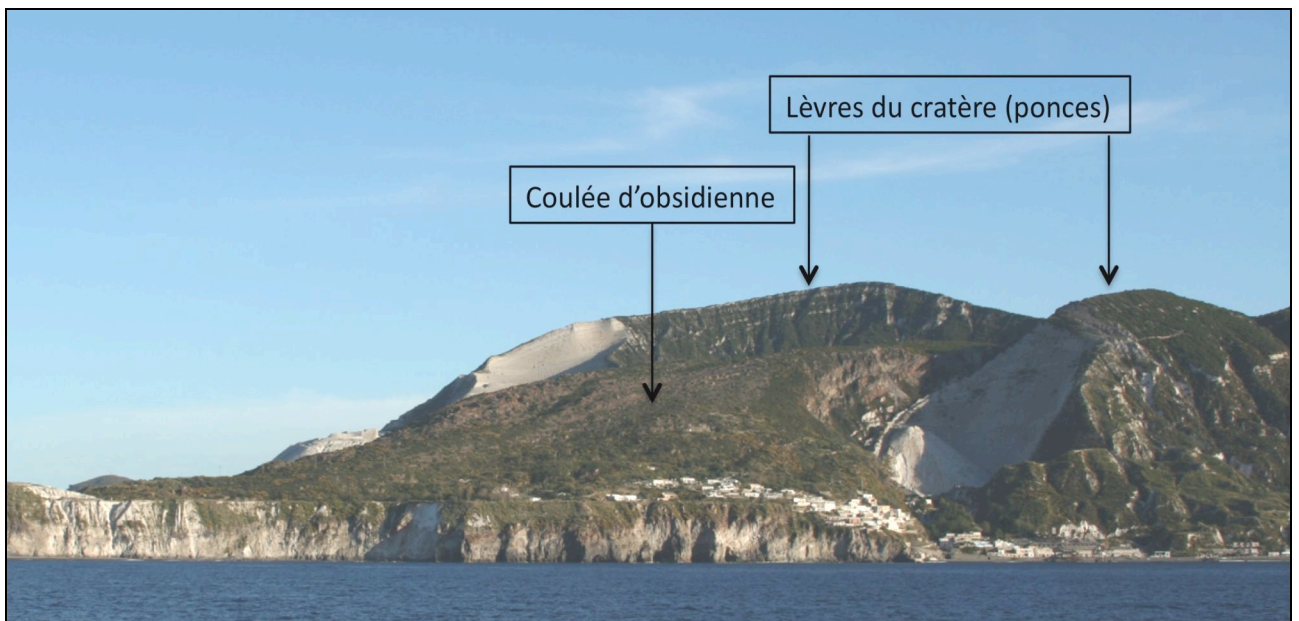
Les laves émises sont très fluides (basaltes) et renferment peu de gaz. Les éruptions donnent lieu à des coulées et à très peu de projections. Elles donnent naissance à des cônes aplatis, de très faibles pentes, mais de grands diamètres (volcan-bouclier). L'île d'Hawaï, située sur un point chaud, est constituée de volcans de ce type. Elle a une surface de plus de 10.000 km² et atteint une altitude de 4.000 m (9.000 m par rapport au plancher océanique). Les grands épanchements basaltiques (appelés **trapps**) qui recouvrent certaines aires continentales sur des superficies de plusieurs milliers à plusieurs centaines de milliers de km² sont de ce type (par exemple les trapps du Deccan, en Inde, qui datent de la limite Crétacé-Tertiaire).

- Le type strombolien

L'activité strombolienne (du Stromboli, dans les îles Eoliennes) est caractérisée par des émissions presque continues de projections et sporadiques de laves qui édifient un cône relativement régulier où s'interstratifient coulées de laves et retombées volcaniques (**stratovolcan**). L'altitude du Stromboli est d'un peu plus de 900 m, 3.000 m par rapport au fond marin de la Méditerranée. L'Etna est aussi essentiellement un volcan de ce type.



Le Stromboli ; une explosion avec projection de bombes et de cendre vient d'avoir lieu. On distingue sur la gauche le village de Ginostra.



Le Monte Pilato, volcan de type vulcanien dont l'activité s'est arrêtée au VI siècle après J.-C.; île de Lipari, Sicile.

- Le type vulcanien

L'activité vulcanienne (de Vulcano, dans les îles Eoliennes) est caractérisée par l'émission de projections qui constituent l'essentiel du volcan. Les rares laves émises sont très visqueuses (laves acides) et donnent naissance à des coulées d'**obsidienne**, roche vitreuse noire plus ou moins bulleuse. La composition chimique d'une obsidienne est équivalente à celle d'une rhyolithe.

L'éruption du Vésuve en 79 fut caractérisée par une activité explosive qui donna naissance à un panache de vapeur et de cendres. Celui-ci s'éleva à plusieurs milliers de mètres d'altitude et s'étala en forme de pin parasol. Les phases de cette éruption furent observées et décrites par Pline le Jeune (son oncle Pline l'Ancien fut une des victimes de l'éruption), ce qui vaut à ce type de manifestation le nom d' « éruption plinienne ». Signalons que le Vésuve peut aussi avoir d'autres types d'éruptions.



Cratère de Vulcano en activité fumerollienne (Sicile). On voit à l'arrière plan l'île de Lipari qui est constituée par plusieurs volcans actuellement éteints.

- Le type péléen

Dans le type péléen (de la Montagne Pelée, à la Martinique), lors des phases de repos, la lave très visqueuse refroidit dans la cheminée et forme un bouchon solide. Lors de la reprise d'activité, la pression du magma et des gaz sous-jacents fait sauter ce bouchon. Les explosions qui s'en suivent donnent naissance à des **nuées ardentes**. Celles-ci sont composées d'un grand volume de gaz et de débris de lave à très hautes températures (plusieurs centaines de degrés). Les nuées ardentes se déplacent à très grande vitesse (jusqu'à 500 km/heure) et leur effet est dévastateur. Elles donnent naissance à des **ignimbrites**, dépôts de cendres et de débris de laves soudés à chaud. Par la suite, la lave peut s'élever lentement en dehors de la cheminée et former une **aiguille** qui finit par s'effondrer.

La quantité de gaz accompagnant ces éruptions est cependant très variable. Lorsqu'elle est relativement peu importante ou entre des phases explosives, l'émission de lave visqueuse peut constituer un **dôme** dont la périphérie s'écroule et donne naissance à une brèche (Puy-de-Dôme en Auvergne). A l'inverse, l'émission explosive de gaz peut être telle qu'elle donne naissance à un cratère d'explosion (**maar**) et à un édifice volcanique peu important, voire absent. Ce type de volcanisme est particulièrement typique de l'Eifel.

- Les éruptions phréatomagmatiques ou surtseyennes

Lorsque le magma remonte, il peut traverser des roches gorgées d'eau et donner lieu à des éruptions volcaniques explosives. Ce type d'éruption a été particulièrement étudié lors de la naissance de l'île de Surtsey (Islande) en 1966, qui lui a donné son nom. Tous les magmas sont susceptibles de donner lieu à ce phénomène, en ce compris des magmas basaltiques originellement très pauvres en gaz, et certaines des manifestations explosives décrites dans les types précédents peuvent en fait être d'origine phréatomagmatique.



Vue aérienne du maar du Laacher See dans l'Eifel (Allemagne), cratère de plus de 2 km dans son plus grand diamètre résultant d'une succession d'éruptions explosives il y a 11.000 ans (5 km³ de magma ont été éjectés donnant naissance à environ 16 km³ de ponces).



Puy de Dôme, Auvergne.



Laves en coussins sur la ride mid-Atlantique.

- Les éruptions volcaniques sous aquatiques

Dans les océans, l'extrusion de magmas de type basaltique contribue à la constitution des croûtes océaniques (voir plus loin). Le magma émis se refroidit presque instantanément au contact de l'eau, donnant naissance à des **laves en coussins** (**pillow lavas** en anglais), tandis que la pression

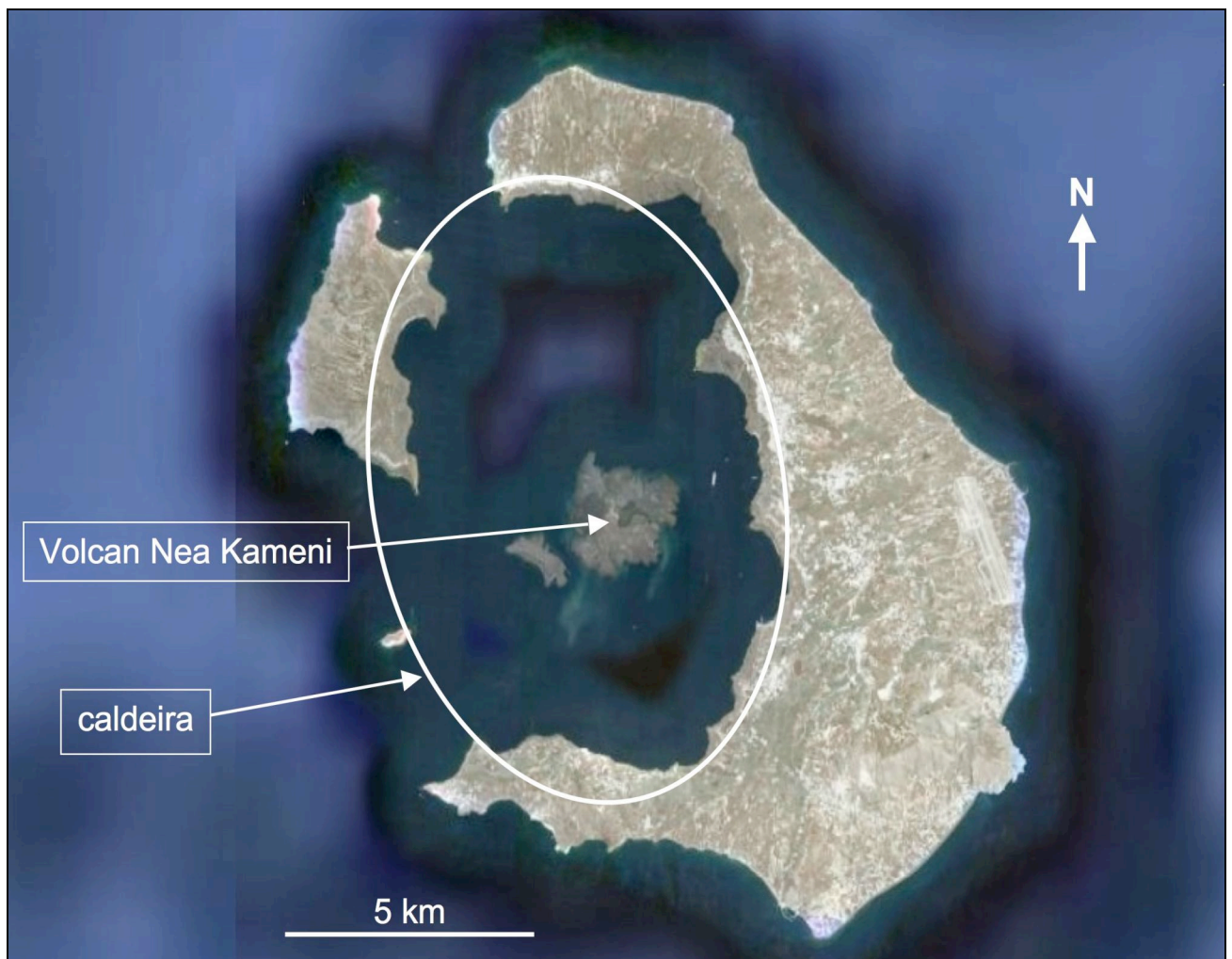
ambiante empêche les manifestations explosives. Des laves en coussins peuvent également se former lorsqu'une coulée de lave issue d'un volcan aérien atteint une étendue d'eau, mer ou lac.

3. LES ROCHES ET LES STRUCTURES VOLCANIQUES

L'activité extrusive donne naissance à quantité de structures et de roches dont les principales sont décrites ici.

- Les caldeiras

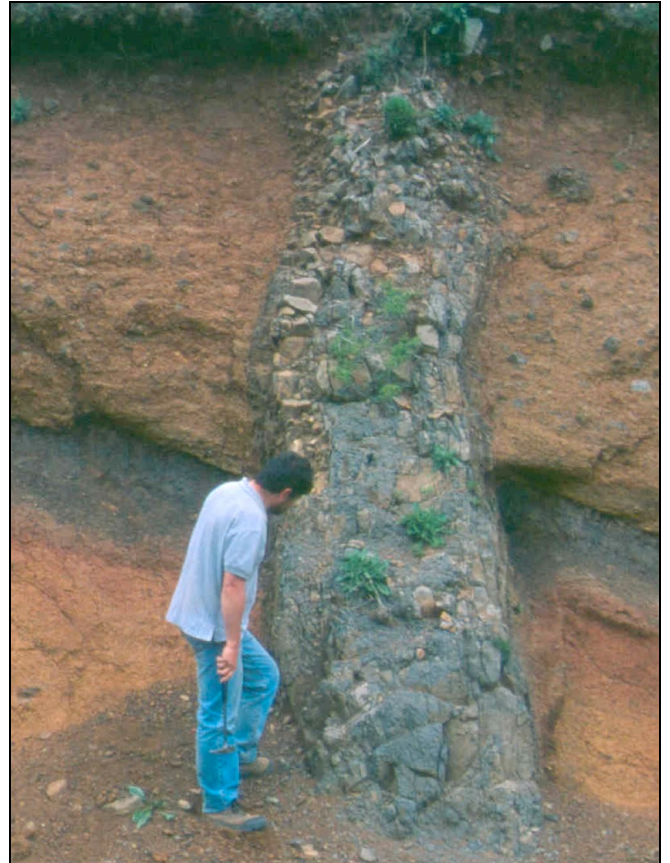
Les **caldeiras** sont des vastes dépressions circulaires ou elliptiques à parois verticales. Elles résultent de l'effondrement de la partie centrale d'un édifice volcanique par suite du vidage de la chambre magmatique lors d'une éruption. Beaucoup de cratères sont en fait des caldeiras. Le diamètre des caldeiras varie habituellement de quelques kilomètres à plus d'une dizaine de kilomètres, et leur profondeur de quelques centaines de mètres à plus de mille mètres. La caldeira latérale de l'Etna a 8 km sur 5 ; celle de Santorin en Grèce a 11 km de long sur 7,5 km de large et s'est formée vers 1.600 avant J.C., suite à une éruption qui causa l'anéantissement de la civilisation minoenne ; celle du Ngorongoro en Tanzanie a 22,5 km de diamètre.



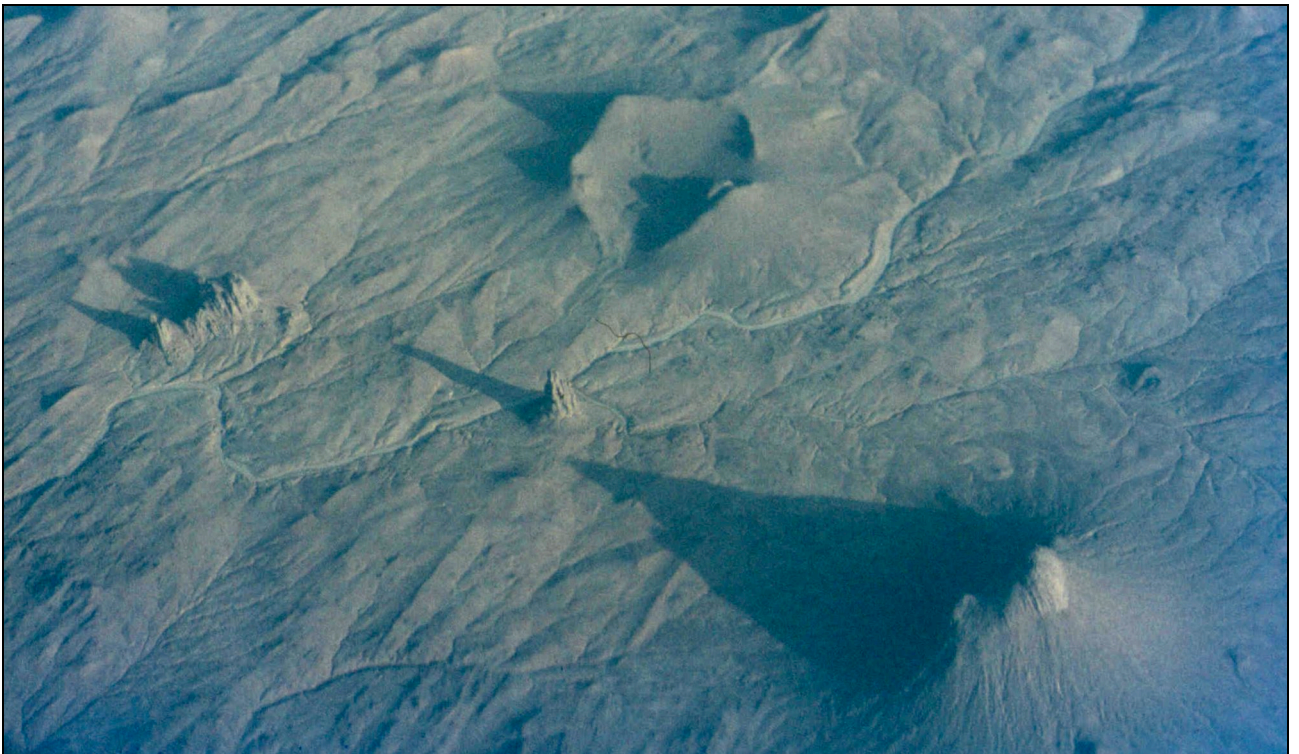
Vue aérienne de l'archipel de Santorin dans la mer Egée et de sa caldeira. Un nouvel édifice volcanique, Nea Kameni, dont la dernière éruption remonte à 1950, s'est progressivement développé au centre de la caldeira.



Brèche volcanique dans la cheminée du volcan de Malavieille (Hérault, France), résultant d'une éruption phréato-magmatique. Mélange de fragments de calcaire du socle (éléments clairs) et de basalte.



Dyke basaltique ayant traversé les flancs du volcan de l'Escandorgue, Hérault (France).



Necks et volcan dans le Hoggar (Algérie, vue aérienne).

- Les cheminées et les fissures volcaniques

Le magma peut remonter par une cheminée de forme subcylindrique, ou par des fissures de moins d'un mètre à quelques mètres de largeur et de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de longueur. La cheminée, remplie de lave consolidée et résistante, peut être mise en relief par érosion du cône volcanique, sous forme d'une aiguille appelée **neck**. Le **pipe** est un terme plus général désignant la masse de roche magmatique correspondant à une ancienne cheminée. Les pipes de kimberlite, une roche magmatique ultrabasique, constituent le gisement d'origine de tous les diamants. L'érosion de l'encaissant d'une fissure remplie de lave peut la mettre en relief sous forme d'un mur de roche appelé **dyke**. Les termes de dyke ou de **filon** désignent également toute intrusion magmatique fissurale recoupant les structures de l'encaissant.

- Les laves

Le terme « **lave** » désigne à la fois le magma liquide ou pâteux émis par les volcans et les roches consolidées qui en résultent. Les roches magmatiques qui proviennent de la consolidation des laves sont toujours à grain fin et parfois vitreuses (**obsidienne**). Elles peuvent toutefois renfermer des cristaux plurimillimétriques à centimétriques qui se sont formés lors du refroidissement lent de la lave dans un réservoir ou pendant sa remontée (structure porphyrique).

Les laves consolidées sont souvent remplies de cavités qui correspondent à des bulles de gaz restées prisonnières dans le liquide magmatique (laves bulleuses). Elles peuvent aussi renfermer des **enclaves**, qui sont des fragments de roches arrachés aux parois lors de la montée du magma. Certaines laves consolidées à la surface ou dans une cheminée, en particulier les basaltes, montrent des joints qui débitent la roche en prismes parallèles à sections polygonales. Cette prismation est interprétée comme correspondant à des fissures de retrait lors du refroidissement. Les prismes sont en général perpendiculaires à la surface de refroidissement (surface de la coulée, sommet de la cheminée volcanique). Ils sont habituellement de grandes tailles (d'une dizaine à quelques dizaines de centimètres de largeur et de plusieurs mètres à quelques dizaines de mètres de longueur) et sont appelés **orgues**.



Coulée de lave à l'Etna. Remarquez l'aspect cordé de la surface de lave dû à sa faible viscosité et la bréchification qui affecte la partie supérieure de la coulée suite à sa solidification alors que sa partie inférieure est toujours fluide et mouvante.



Orgues basaltiques. Coulée de Saint-Thibéry, Hérault, France.



Maison recouverte par une coulée de lave lors de l'éruption de l'Etna en 2002.

- Les projections

Les projections les plus volumineuses retombent à proximité du centre d'émission tandis que les autres (lapilli, cendres et poussières) peuvent être entraînées à de grandes distances par les vents et former des dépôts stratifiés appelés **tufs**. Lorsqu'elles retombent dans un milieu aquatique, elles peuvent être plus ou moins remaniées avant leur dépôt définitif et donnent naissance à des **cinérites**. Celles-ci sont aisément hydrolysées et transformées en argiles.

- Les coulées boueuses et les avalanches de débris

Lorsque l'éruption d'un volcan provoque la fonte d'une masse neigeuse, des pluies diluviennes ou l'épanchement d'un lac de cratère, la masse d'eau peut se mélanger aux produits de l'éruption ou à des dépôts préexistants et donner naissance à des coulées boueuses (**lahar**). Celles-ci sont très fluides et coulent à grande vitesse jusqu'à de grandes distances de leur point d'origine (plusieurs dizaines de kilomètres) en causant des dégâts matériels et en vies humaines parfois très importants (25.000 victimes en Colombie lors de l'éruption du Nevado del Ruiz en 1985).

L'activité volcanique ou sismique, l'instabilité du sous-sol et la circulation de fluides ou de gaz peuvent déclencher un glissement de terrain et une avalanche de débris tout aussi dévastatrice qu'un lahar ou une nuée ardente.

C. Les phénomènes intrusifs

1. INTRODUCTION

Lorsqu'un magma, après être monté dans l'écorce terrestre, n'atteint pas la surface, il **se met en place** dans une **chambre** située à une certaine profondeur. Il engendre ainsi par refroidissement une masse de roche magmatique enfermée dans une enveloppe de **roches encaissantes** plus anciennes. Ces roches encaissantes peuvent être de nature sédimentaire (plissées ou non), métamorphique ou magmatique. Les roches magmatiques intrusives sont dans la majorité des cas des roches grenues.

Par sa nature même, la mise en place d'une intrusion magmatique est impossible à observer. Toutes les masses intrusives accessibles à l'observation sont héritées de la nature ancienne et n'apparaissent à l'affleurement qu'à la suite de l'érosion des roches qui les surmontaient. L'identification et la connaissance des processus intrusifs reposent par conséquent sur :

- L'analyse de diverses structures macroscopiques qui sont interprétables par comparaison avec des phénomènes volcaniques : caractère discordant des contacts, présence de filons, d'enclaves, etc.
- La composition minéralogique et la structure de la roche.
- Leur caractère homogène et massif (non stratifié et non feuilleté). Toutefois, par cristallisation fractionnée et sédimentation des cristaux successivement formés, les roches intrusives peuvent présenter une zonation et une évolution de leur composition vers des pôles plus acides. De plus, la structure peut être plus granuleuse au centre de l'intrusion qu'à ses épontes.

2. FORME DES INTRUSIONS ET PROCESSUS DE MISE EN PLACE

Un **sill** est une lame de roche magmatique intrusive qui est parallèle aux structures de l'encaissant. Il résulte de l'injection d'un magma entre des couches sédimentaires en provoquant leur écartement. Il apparaît par conséquent comme interstratifié dans ces roches sédimentaires. Son épaisseur est relativement constante et peut être de quelques mètres à une centaine de mètres. Son extension peut atteindre plusieurs kilomètres.

Un **laccolite** est une masse intrusive interstratifiée de forme lenticulaire pouvant atteindre plusieurs kilomètres de diamètre.

Les **batholites** sont des grands massifs dont la forme générale est celle d'une coupole circulaire ou allongée qui peut être relativement irrégulière. Ils sont **discordants** par rapport à l'encaissant qui à leur contact montre parfois une fragmentation et une assimilation qui traduit sa fusion plus ou moins partielle. Leur diamètre est très variable, de quelques kilomètres à plus de 100 km. Leur base est rarement observable, la plupart s'enracinant dans les couches profondes de la croûte continentale. Les batholites sont presque toujours granitiques, ce qui traduit bien l'origine du magma qui les compose : la fusion par ultramétamorphisme de roches de la croûte continentale.

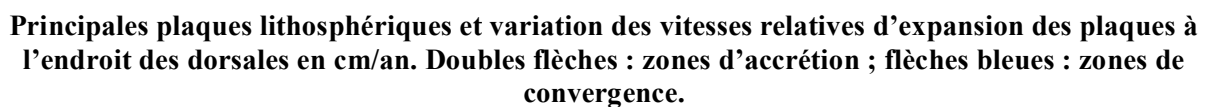
L'appellation « **pluton** » désigne de grands massifs laccolitiques ou batholitiques. L'intrusion des plutons génère un métamorphisme de contact.

Lorsqu'un massif magmatique s'est en partie consolidé, des cassures apparaissent généralement dans les roches encaissantes et dans les parties déjà consolidées du massif lui-même. Ces cassures sont le résultat de l'intrusion du magma ou de sa contraction suite à son refroidissement. Le liquide magmatique résiduel s'injecte dans ces cassures et engendre un cortège de **filons**. Comme ces liquides sont le résultat de la différenciation magmatique, les roches filoniennes ainsi formées sont plus acides que la roche magmatique principale. De plus, la présence de composés volatils abondants peut provoquer la cristallisation de roches très grenues (cristaux centimétriques à pluricentimétriques, parfois plurimétriques !), appelées **pegmatites**. Lorsque les cristaux constituant le filon sont relativement fins, la roche filonienne est une **aplite**. Les filons ont souvent un intérêt économique, car le liquide résiduel concentre certains éléments recherchés, soit sous forme de minéraux comme pour le plomb, le zinc ou le cuivre, soit à l'état **natif**, c'est-à-dire à l'état d'élément, comme l'or.



Pico de Orizaba, stratovolcan à l'histoire complexe essentiellement andésitique, mais ayant également eu des émissions basaltiques. Point culminant du Mexique (5636 m d'altitude) et deuxième plus haut volcan au monde après le Kilimanjaro.

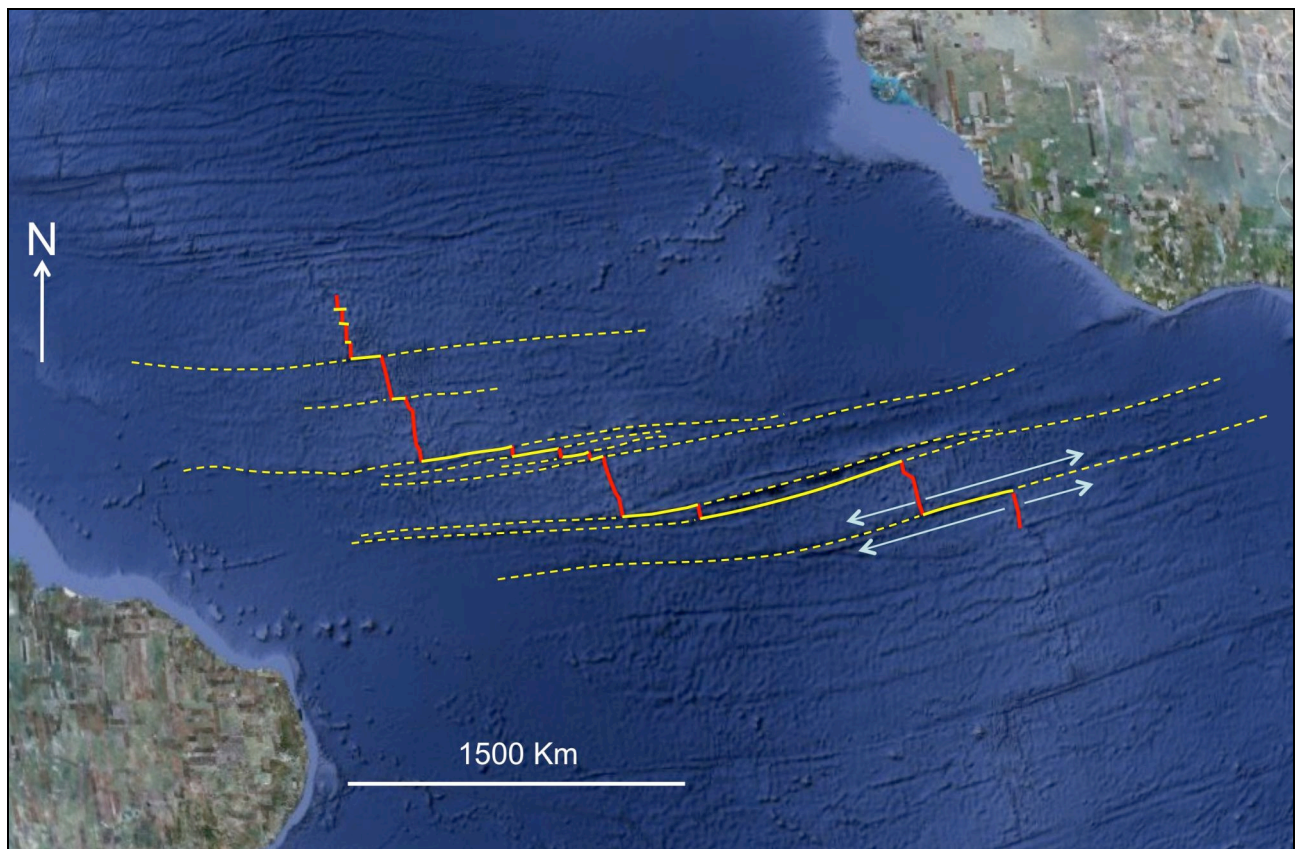
Les croûtes continentales, c'est-à-dire les continents, **sont enchâssées** dans les plaques lithosphériques et suivent celles-ci dans leurs déplacements. Leur faible densité par rapport au manteau sous-jacent fait qu'elles ne peuvent s'enfoncer dans celui-ci et qu'elles restent par conséquent toujours à la surface de la Terre. Par contre, la densité plus élevée des croûtes océaniques permet leur enfoncement dans les zones de subduction et leur disparition par assimilation dans le manteau en même temps que la partie mantellique des plaques lithosphériques. Les parties les plus anciennes des croûtes océaniques actuelles ne dépassent guère 200 millions d'années (Jurassique).



Les plaques lithosphériques étant des portions de sphère, leurs mouvements s'effectuent par **rotation autour d'un axe passant par le centre de la Terre** (axe eulérien) ; l'intersection de cet axe avec la surface du globe est un pôle eulérien.

Dans une zone d'accrétion, la remontée de l'asthénosphère produit un **bombement (intumescence) thermique** qui élève le fond de 2.000 à 2.500 m par rapport au plancher océanique et qui s'estompe au fur et à mesure qu'on s'en éloigne suite au **refroidissement (détumescence thermique)** des deux plaques en expansion.

Une zone d'accrétion ne forme pas une ligne continue, mais est constituée d'une **série de segments** qui sont séparés par des **failles transformantes**. On considère que chaque segment correspond à une cellule de convection où remonte du manteau (asthénosphère). Les failles transformantes traduisent un décrochement entre les portions de plaques et apparaissent dès l'origine de ces dernières. Elles sont ainsi liées aux processus mêmes d'expansion, mais elles ne jouent que dans la zone où l'écartement s'effectue en direction opposée. Leur tracé est accentué par un escarpement qui est dû à la différence d'âge entre deux segments contigus : le segment le plus ancien est plus froid et accuse une subsidence plus marquée. Ces failles se prolongent jusque dans les zones de subduction (et de disparition des plaques). Elles se disposent suivant des arcs de cercle concentriques par rapport au pôle de rotation de la plaque (pôle eulérien).



Vue de l'Atlantique sud montrant que l'axe (rift) de la ride mid-océanique (traits rouges) n'est pas continu, mais constitué d'une série de segments décalés parfois de plusieurs centaines de km et qui donnent lieu à des failles transformantes (traits jaunes).

Les deux plaques formées à l'endroit d'une zone d'accrétion s'écartent l'une de l'autre, mais ce mouvement n'est que relatif et ne correspond pas au mouvement absolu des plaques par rapport à un référentiel géodésique (habituellement la position des « points chauds » ; les zones d'accrétion ne sont donc pas fixes non plus.

Les **points chauds** sont des endroits de formation du magma (basaltique) dans la partie inférieure du manteau à partir desquels le magma remonte selon une colonne ascendante (« **panache** ») qui traverse la lithosphère et donne lieu à des manifestations volcaniques. Ils peuvent fonctionner pendant des dizaines de millions d'années. Les points chauds ont été considérés comme étant fixes et par conséquent comme géoréférentiels par rapport au mouvement des plaques, ce qui a permis de préciser le mouvement absolu de celles-ci. Ils donnent en effet naissance à des alignements volcaniques dont le tracé et les âges permettent de définir le mouvement des plaques et leur vitesse. L'activité de certains points chauds a parfois donné lieu à de vastes épanchements basaltiques. Ainsi, les basaltes du Deccan (Inde) se sont formés il y a 65 millions d'années et couvrent une superficie de 1,5 millions de km² (soit 50 fois la superficie de la Belgique) pour un volume de 1 à 2,5 millions de km³. Remarquons qu'actuellement on considère que les points chauds sont eux aussi mobiles et non pas fixes.

Les **bordures continentales** qui résultent d'un écartement constituent des **marges passives**, celles qui se situent dans une zone de convergence sont des **marges actives**. L'activité sismique et volcanique de ces dernières est importante, contrairement aux premières où elle est pratiquement inexistante.

L'évolution des plaques lithosphériques, depuis leur initiation lors de la déchirure d'une plaque préexistante, jusqu'à leur disparition dans les zones de subduction est examinée ci-après et peut être divisée en quatre étapes : **les stades de rift, de fissure crustale, d'océan large et de convergence et subduction**.

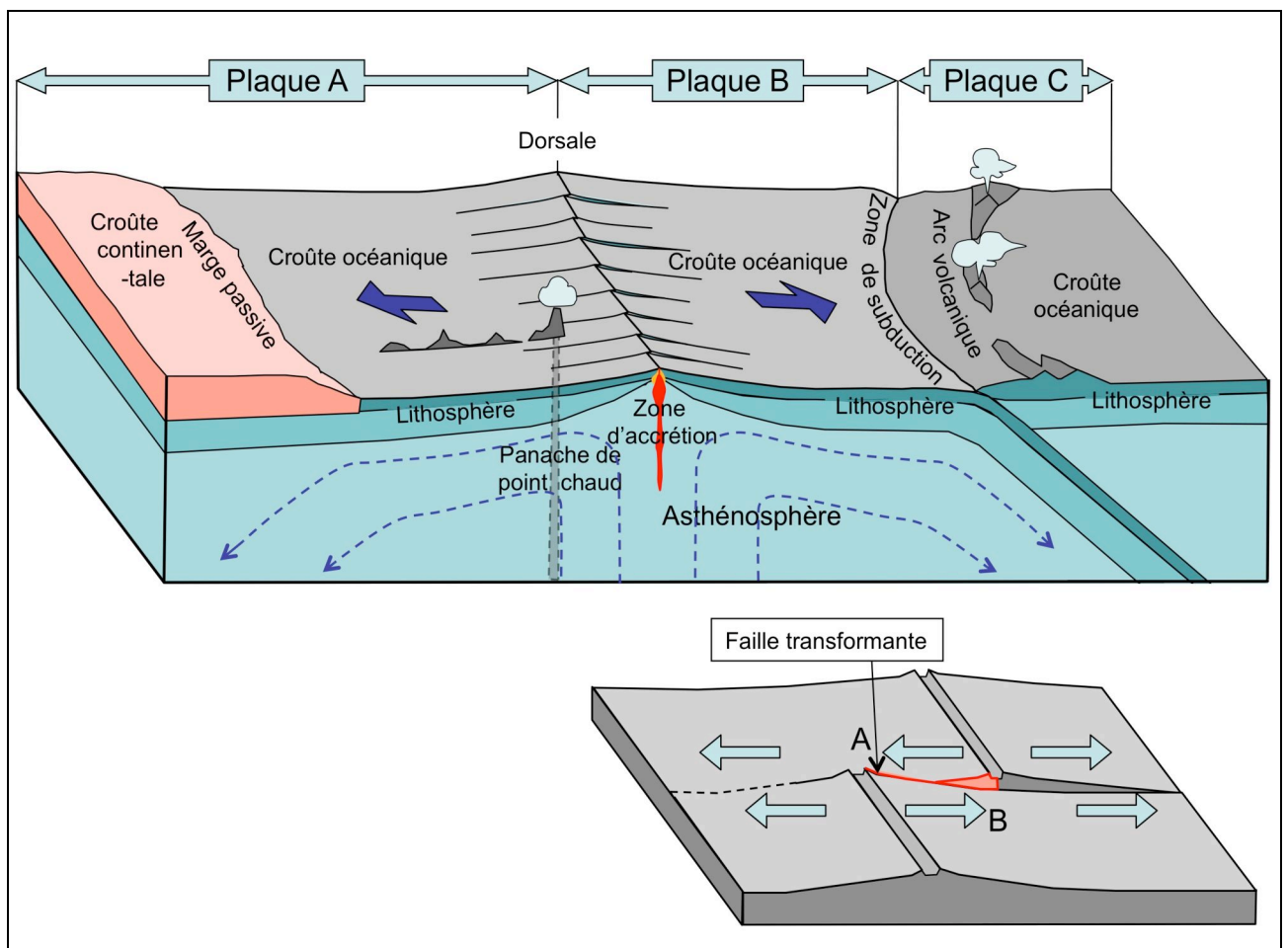
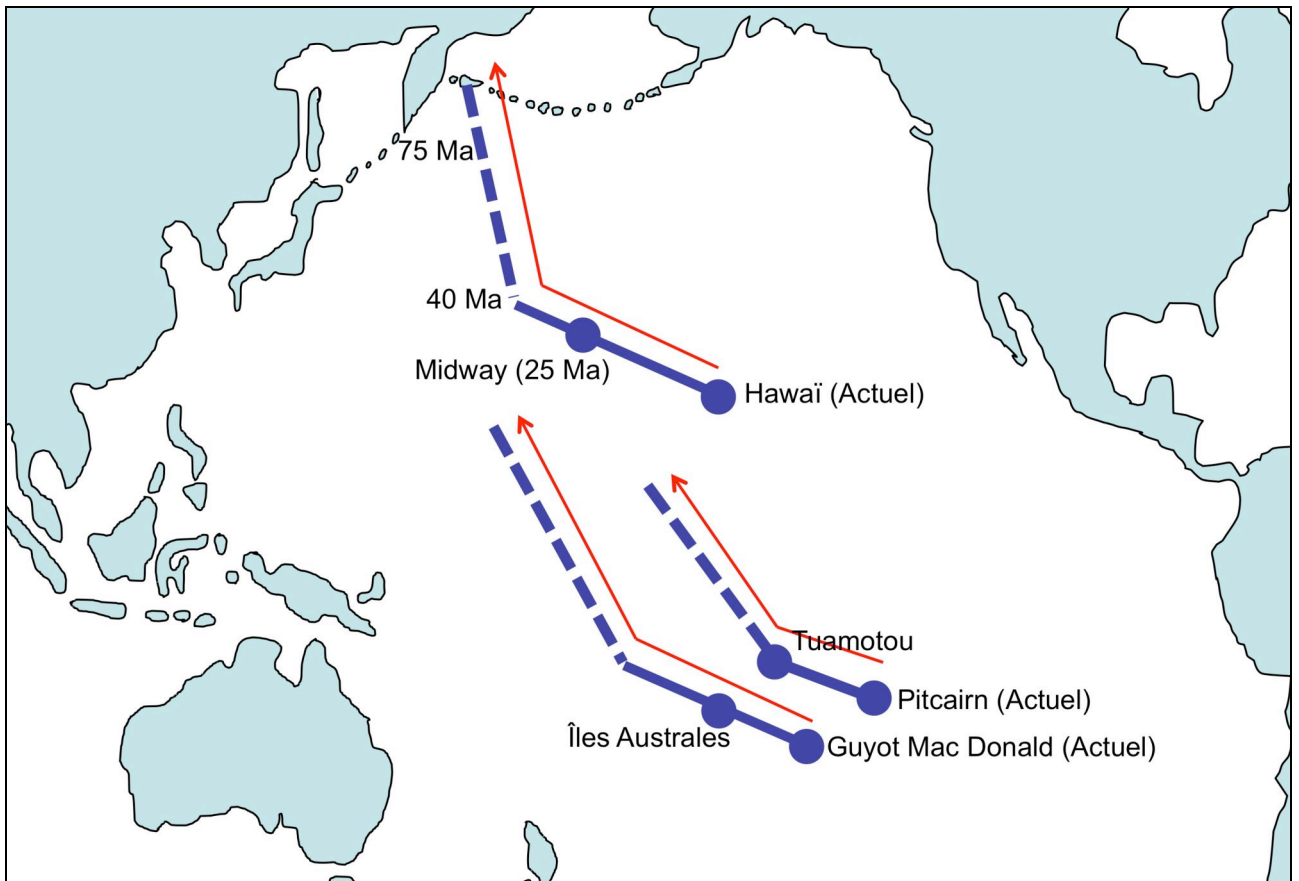
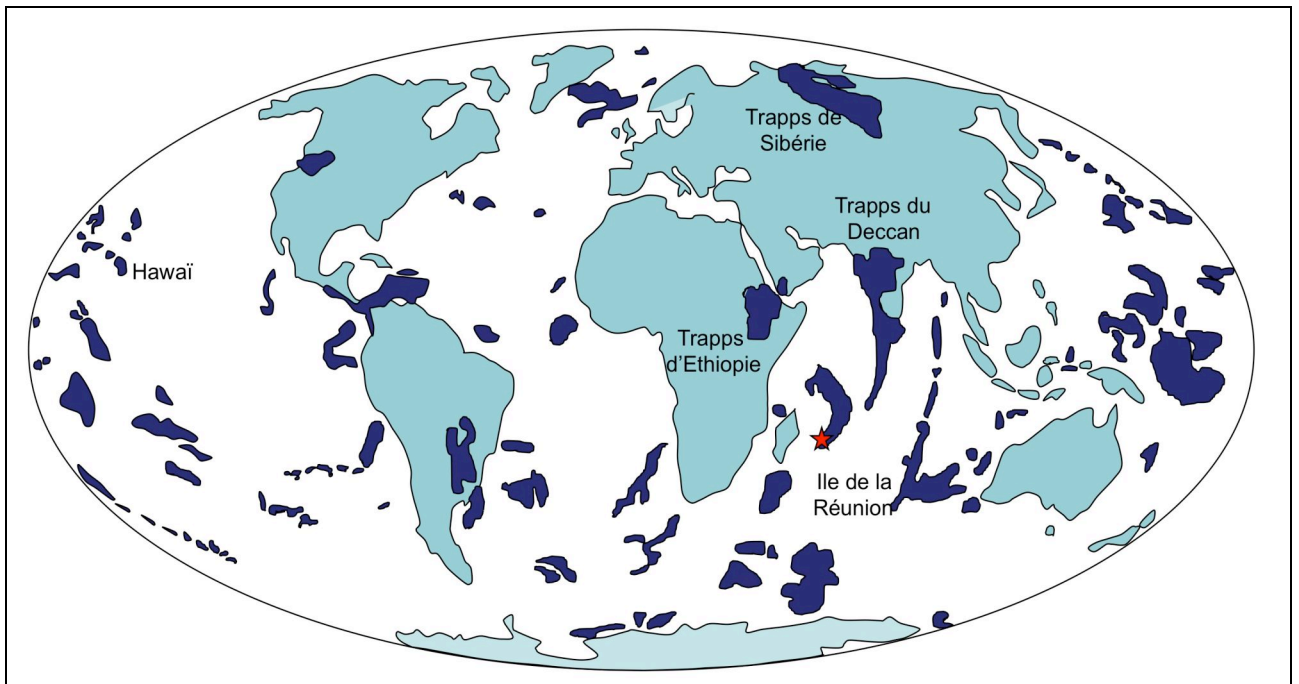


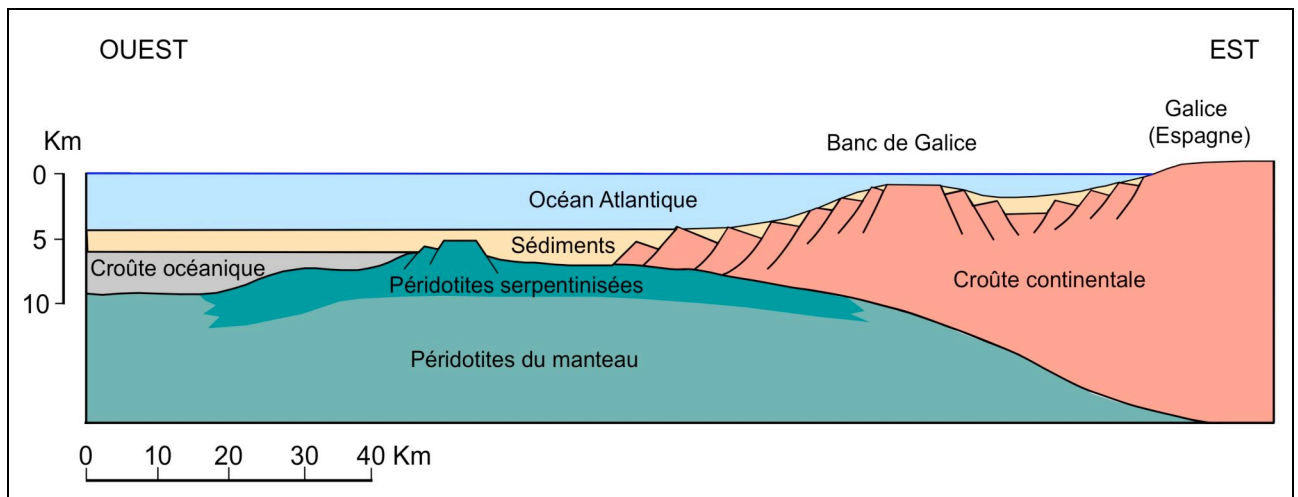
Schéma représentatif de la tectonique des plaques. Le déplacement des compartiments situés de part et d'autre d'une faille transformante ne s'effectue que dans la zone séparant les deux segments de dorsale, entre A et B sur la figure en bas à droite (en partie d'après Debeltmas & Mascle, 1997).



Alignements de points chauds dans le Pacifique (d'après Debelmas et Mascle, 1997). Le coude qui est observé dans les alignements a été interprété comme un changement de direction du mouvement de la plaque au dessus de points chauds fixes. Cette interprétation est toutefois remise en cause aujourd'hui.



Les points chauds parmi les plus actifs actuellement et dans les temps géologiques (d'après Debelmas et Mascle, 1997).



Coupe simplifiée de la marge passive de l'Atlantique nord au large de la Galice (Espagne).

B. Naissance et développement des plaques lithosphériques

1. LE STADE RIFT : LES FOSSES D'EFFONDREMENT

La naissance d'une cellule de convection et la remontée de roches chaudes du manteau (remontée d'asthénosphère) provoquent une tension expansive au sein de la plaque lithosphérique. Si la plaque lithosphérique affectée comporte une croûte continentale, ce phénomène se marque par plusieurs manifestations parallèles :

- Une **déformation cassante** de la partie supérieure rigide de la lithosphère (partie supérieure de la croûte continentale) qui donne naissance à un **graben**. Les **failles normales** qui caractérisent cette déformation s'inclinent en profondeur et deviennent sub-horizontales dans la zone de transition avec la zone ductile étirée (failles listriques).
- Un **étirement** de la partie inférieure ductile de la lithosphère (partie inférieure de la croûte continentale et partie mantellique) qui conduit à un amincissement de celle-ci et à la remontée de l'asthénosphère.
- Un **bombement** des bordures du graben suite à la remontée de l'asthénosphère et à la dilatation thermique qui lui correspond. **Cette élévation affecte une zone beaucoup plus large que celle qui est occupée par le graben.**

A ce stade correspond actuellement le rift africain (région des grands lacs) et, beaucoup plus près de nous, les fossés du Haut-Rhin et du Bas-Rhin. La formation de ce dernier est marquée par une forte sismicité (qui est notamment à l'origine des tremblements de terre de l'est de la Belgique) et un important volcanisme basaltique qui trouve son origine dans le manteau supérieur (comme l'atteste les inclusions de péridotite arrachées au manteau lors de la remontée du magma).

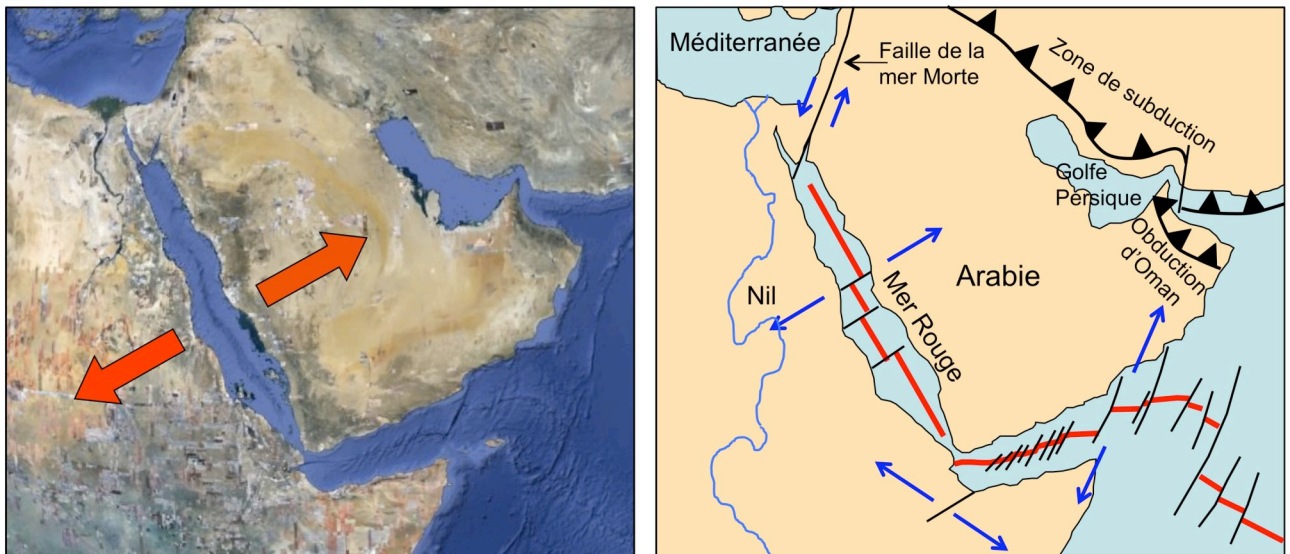
Les surrections respectives des **Vosges et du Massif de la Forêt-Noire** de part et d'autre du **graben du Haut-Rhin**, et de l'**Ardenne-Eifel et du Massif schisteux rhénan** de part et d'autre du **graben du Bas-Rhin**, seraient en relation directe avec la formation de ces fossés et la remontée asthénosphérique qui en résulte. **La formation du massif ardennais, vieux massif constitué de roches cambro-carbonifères plissées, serait donc directement liée à l'ouverture du graben du Rhin inférieur.**

Le processus de division et d'expansion au sein d'une plaque peut être plus ou moins rapide (à l'échelle géologique) et est susceptible de s'interrompre à tout moment. Ainsi, la formation du graben du Rhin a commencé à l'Eocène et a très peu progressé depuis : son expansion a été d'environ 5 km en 50 millions d'années, ce qui donne une moyenne de 0,1 mm/an. Dans le même temps, l'Atlantique s'est ouvert de près de 1.500 km.

Lorsque le processus d'expansion s'interrompt lors du stade rift, la partie supérieure de l'asthénosphère sous-jacente se refroidit lentement (et contribue à l'épaississement de la lithosphère). Le bombement thermique laisse alors la place à une détumescence thermique qui peut provoquer la subsidence de la zone précédemment en élévation. Le **Bassin de Paris** qui fut une vaste zone subsidente ayant accumulé des dépôts marins méso et cénozoïques qui n'ont pas été plissés postérieurement serait un exemple de ce phénomène : son histoire débute au Permien avec le développement d'une zone d'expansion qui amincit la croûte et se marque par des fossés subsidents. A partir du Mésozoïque, l'expansion s'arrête et est suivie d'une détumescence de toute la zone qui crée un grand bassin subsident. Celui-ci fonctionnera jusqu'à la fin de l'Oligocène, accumulant dans sa partie centrale quelques kilomètres de dépôts mésozoïques et tertiaires, avant de cesser toute activité.

2. STADE DE FISSURE CRUSTALE (OU D'OCEAN ETROIT).

L'accentuation de l'étirement se marque par un cisaillement, c'est-à-dire par une vaste déformation cassante (faille) qui conduit à un amincissement de plus en plus important de la lithosphère et qui la sépare finalement en deux parties. La croûte continentale est ainsi de plus en plus amincie et est injectée de produits magmatiques basiques issus de la partie superficielle de l'asthénosphère. Elle laisse progressivement la place à une croûte de type océanique (voir plus loin les modes de formation de celle-ci). La phase de cisaillement peut aussi conduire à la mise à l'affleurement, au fond de la zone affectée par l'étirement (sous eau en raison de sa profondeur), de roches de la partie mantellique de la lithosphère (péridotites), sans aucune croûte à cet endroit.



La mer Rouge, stade d'océan étroit.

La dépression formée est progressivement envahie par la mer, et peut voir le dépôt d'évaporites ou plus généralement, en raison de la profondeur croissante et du renouvellement difficile des eaux, de boues noires riches en matière organique (milieu réducteur). Ce stade est typiquement illustré par la mer Rouge actuelle.

3. STADE D'OCEAN LARGE

La continuation de l'expansion conduit à la formation progressive d'un océan de plus en plus large. La genèse de la croûte océanique résulte de processus complexes qui peuvent être considérés comme résultant de la solidification de magmas issus de la fusion partielle de l'asthénosphère,

tandis que la formation de la partie inférieure de la lithosphère (la plus importante) peut être considérée comme résultant de la solidification de la partie supérieure de l'asthénosphère. Il est important d'insister sur le fait qu'à tous les stades de la formation des croûtes océaniques les magmas (« basaltiques ») qui sont issus de l'asthénosphère résultent d'une **fusion très partielle** de celle-ci (quelques pourcents à peine), qui intéresse essentiellement les minéraux les moins basiques par rapport aux olivines (pyroxènes et plagioclases par exemple) et une partie seulement de ces dernières. **Les magmas qui composent la croûte océanique ont donc une composition beaucoup moins « basique » que la péridotite qui leur a donné naissance.**

4. LA COMPOSITION DES CROUTES OCEANIQUES

a. Les observations

Dans les océans, la formation de la partie supérieure de la croûte océanique est directement observable en surface dans les zones d'accrétion situées dans les rides mid-océaniques, mais elle ne permet cependant pas de voir ce qui se passe plus bas. La connaissance de la composition de la croûte océanique repose par conséquent sur :

- des sondages réalisés dans les fonds océaniques qui ne dépassent cependant pas une profondeur de 2.000 m et restent par conséquent relativement superficiels ;
- de grands escarpements exposants des coupes à l'endroit des failles transformantes, qui ne permettent eux aussi qu'une observation de la partie supérieure de la croûte ;
- des portions de lithosphère océanique ancienne portées (exceptionnellement) à l'affleurement sur les continents.

Ce sont actuellement ces dernières, les **massifs ophiolitiques** qui permettent le mieux de comprendre la formation des lithosphères océaniques, et plus particulièrement de leur partie crustale. Le terme général d'**ophiolite** désigne des associations de roches de la lithosphère océanique apparaissant à l'affleurement et qui sont principalement des basaltes, des gabbros, des péridotites et des serpentinites. Les **serpentinites** sont des roches de couleur généralement vertes qui résultent d'une altération des trois autres types de roches par hydratation (réaction avec de l'eau provenant du magma lui-même ou de l'encaissant).

Les ophiolites apparaissent dans deux grands types de structures géologiques :

- Des croûtes océaniques recouvrant par **obduction**, c'est-à-dire par un processus inverse à la subduction, une croûte continentale. La mieux connue est celle d'Oman, qui expose une coupe complète dans une croûte océanique et la partie supérieure du manteau.
- Les zones de suture océanique et de collision de croûtes continentales qui peuvent amener à l'exposition des lambeaux de lithosphère océanique. La partie axiale des Alpes expose des ophiolites qui sont les témoins de l'ancien océan qui séparait au Mésozoïque l'actuelle bordure nord des Alpes de la zone piedmontaise (Italie).

L'examen des ophiolites permet de reconnaître plusieurs types de formation de croûte océanique qui peuvent être illustrés d'une part par les ophiolites d'Oman et de Chypre, d'autre part par celles qui affleurent dans le Briançonnais (Alpes).

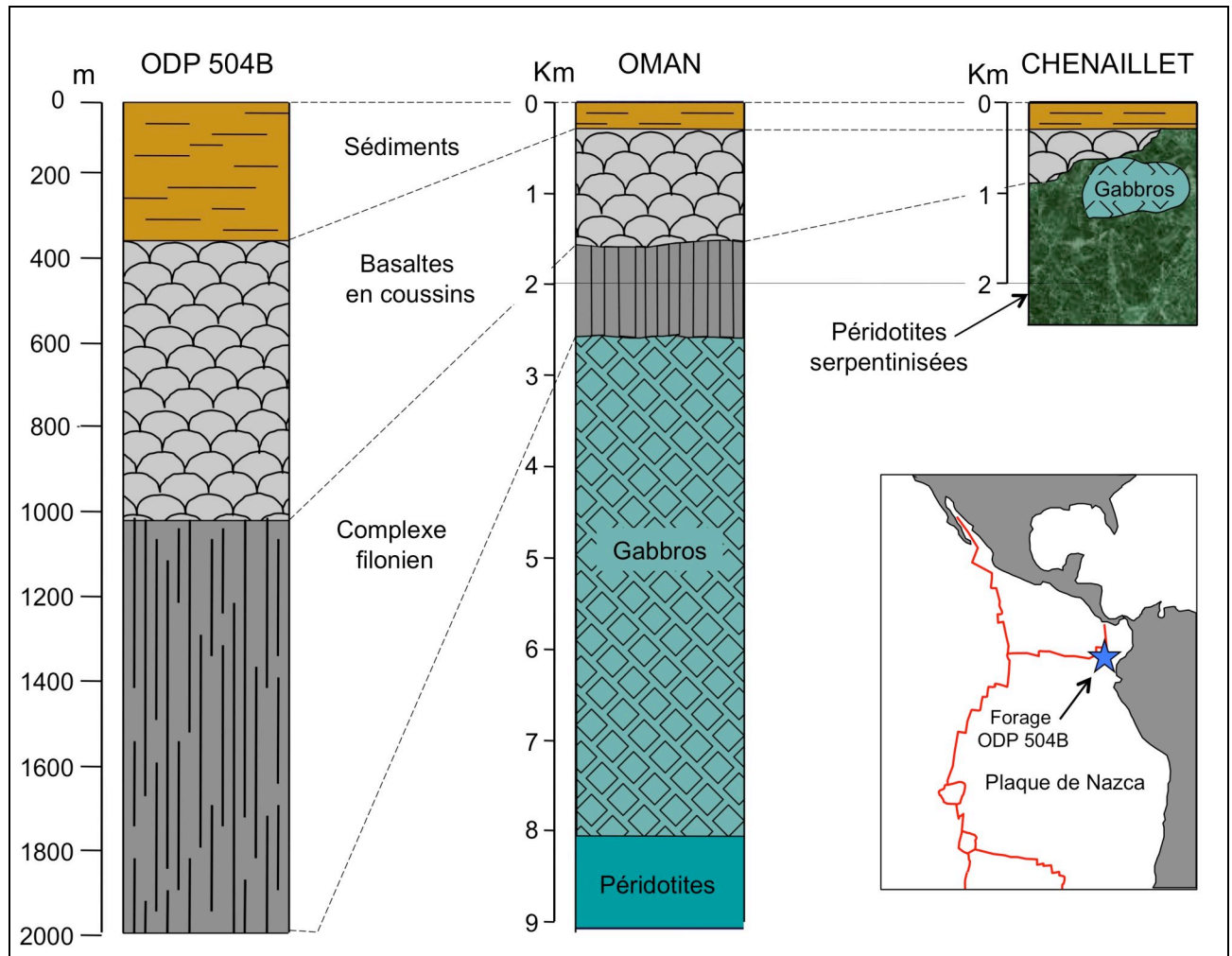
b. Les ophiolites d'Oman et de Chypre

De haut en bas, ces ophiolites exposent sous une couche de sédiments océaniques :

- Une unité de 500 à plus de 1000 m d'épaisseur de **laves basaltiques en coussins**.
- Un **complexe filonien**, d'environ 1000 m d'épaisseur, constitué de filons basaltiques verticaux subparallèles entre eux et tellement serrés qu'ils sont jointifs. C'est par ces filons qu'est monté le magma qui s'est épanché sur le fond de l'océan sous forme de basaltes en coussins.
- 3 à 5 km de **gabbros**, équivalents minéralogiques des basaltes, mais cristallisés en profondeur dans une chambre magmatique et plus grenus.

- Des **péridotites** (roches constituées essentiellement d'olivine) de la partie mantellique de la lithosphère. La transition entre les gabbros et les péridotites correspond à la discontinuité de Moho.

Le forage réalisé dans la croûte océanique de la plaque de Nazca (Pacifique) montre, sous une épaisseur de plus de 350 m de sédiments, environ 650 m de basalte en coussins surmontant 1000 m de complexe filonien. Les couches inférieures ne sont pas connues. La série qui est présente ici est du même type que celle visible dans la partie supérieure des ophiolites d'Oman et de Chypre.



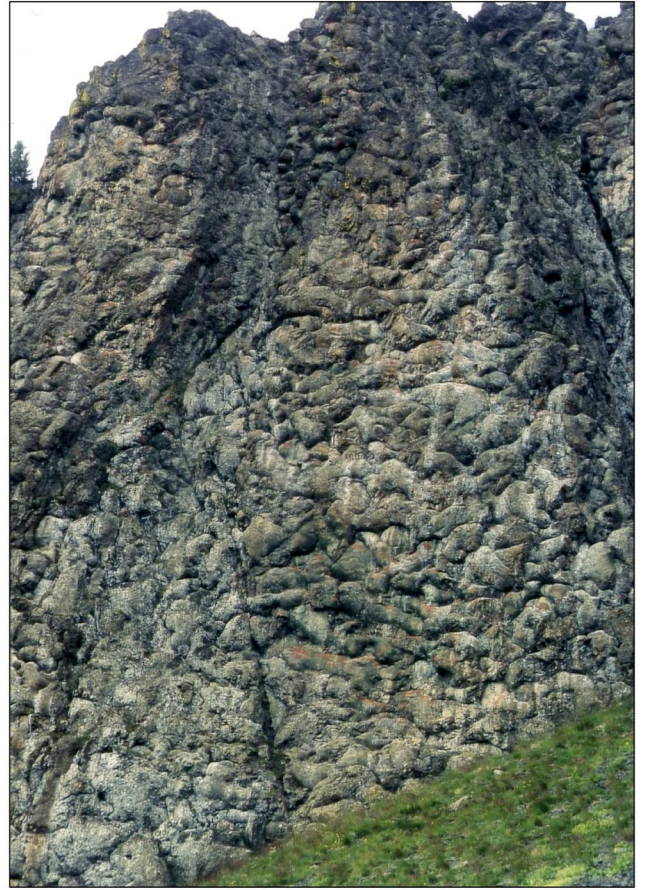
Coupes très simplifiées d'un forage (ODP 504B) réalisé dans la partie supérieure de la croûte océanique de la plaque de Nazca, au large de la Colombie, et des ophiolites d'Oman et du Massif du Chenaillet (Montgenèvre) dans les Alpes franco-italiennes.

c. Ophiolites du Chenaillet dans les Alpes

Dans le massif du Chenaillet, sous des sédiments profonds composés de calcaires et de radiolarites d'âge jurassique, on observe de haut en bas :

- de 0 à quelques centaines de mètres de **laves basaltiques en coussins** ;
- de 0 à quelques centaines de mètres de **gabbros** injectés de filons de basalte ;
- des **serpentinites** résultant d'une altération de péridotites par hydratation (serpentinisation des péridotites).

Il n'y a donc pas ici de complexe filonien au sens strict et les basaltes en coussins reposent directement sur les gabbros ou sur les péridotites serpentinisées ; certaines coupes montrant même une superposition directe des sédiments profonds sur les serpentinites (sans basalte ni gabbro), indiquant que ces dernières formaient alors le fond océanique.



Laves en coussins (à gauche) et vue d'un ancien fond de l'océan alpin à laves en coussins (à droite) ; Collet Vert, Massif du Chenaillet, France.



Détail des laves en coussins du Massif du Chenaillet.



Coupe dans les laves en coussins du Massif du Chenaillet (remise en position horizontale). Notez la présence d'un « pédoncule » à la base des coussins qui se sont formés les uns sur les autres en moulant la surface des précédents.

d. Les différents types de croûtes océaniques

Les ophiolites comme celles d'Oman d'une part, du Chenaillet d'autre part, constituent deux types extrêmes qui correspondent à deux modes d'accrétion des croûtes océaniques : accrétion « rapide » dans des dorsales (rides) du même nom pour la première, « lente » pour la seconde.

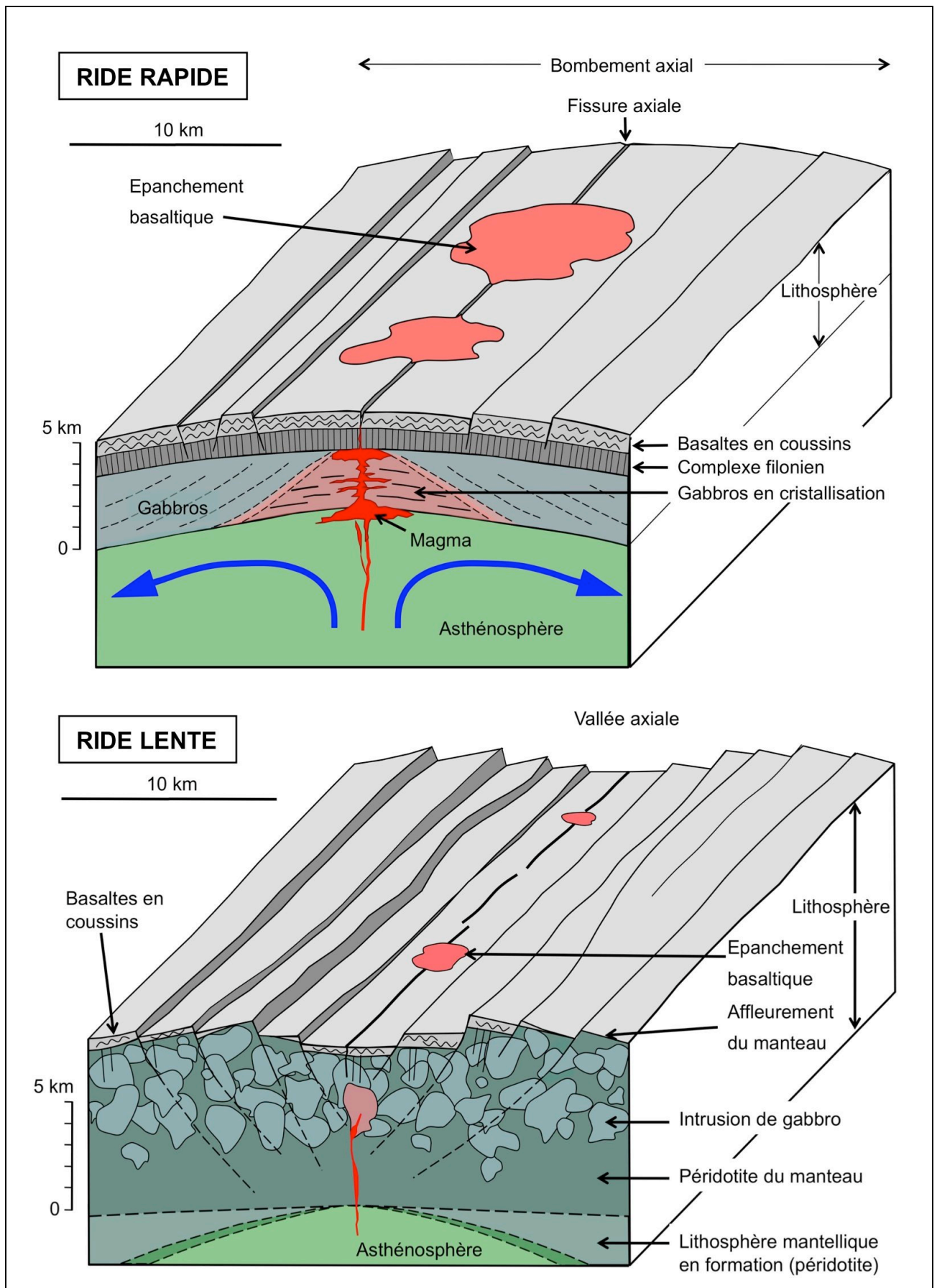
1. Les rides rapides

La vitesse d'expansion dans une ride rapide est en moyenne de 8 à 16 cm/an (80 à 160 km par million d'années). Cette expansion « rapide » entraîne une fusion relativement forte dans l'asthénosphère dont le sommet est présent à 5 km environ sous le plancher océanique au niveau des dorsales. Le magma basaltique issu de la fusion partielle de l'asthénosphère s'intrude dans la partie inférieure de la croûte, toujours très chaude et non totalement consolidée. Il y donne naissance à des gabbros qui se disposent en continuité avec ceux précédemment intrudés et non encore complètement refroidis et cristallisés. Par conséquent, il n'y a pas de chambre magmatique individualisée, mais une couche ininterrompue de gabbro. Une partie du magma basaltique concentré au sommet des intrusions s'injecte continuellement dans la partie superficielle plus froide et rigide de la croûte, où elle donne naissance au complexe filonien, et s'épanche à la surface sous forme de laves en coussins.

Les croûtes formées ainsi sont relativement minces : 5 km ou un peu plus.

La rapidité de l'expansion par rapport au taux faible de refroidissement conduit à :

- des rides très larges (jusqu'à 3000 km de largeur) ;
- un bombement axial dans la zone d'accrétion présentant peu de structures d'effondrement.



Géomorphologie et coupes géologiques dans une ride « rapide » (en haut) et dans une ride « lente » (en bas).

2. Les rides lentes

La vitesse d'expansion est ici de 0,5 à 3 cm/an (soit 5 à 30 km par million d'années). Le flux thermique étant moins important que dans le cas précédent, le refroidissement au niveau de la dorsale est plus accentué. La partie rigide de la croûte en formation y est par conséquent plus épaisse et le niveau atteint par l'asthénosphère plus profond (7 km ou plus). De plus, le processus d'expansion implique des cisaillements et une remontée du sommet refroidi de l'asthénosphère qui peut même affleurer sur le fond océanique. Ainsi, le magma basaltique issu de la fusion partielle de l'asthénosphère s'intrude dans des roches déjà consolidées de la lithosphère inférieure ou de la croûte océanique. Il en résulte un refroidissement dans des chambres magmatiques bien individualisées recoupant éventuellement les précédentes ou des péridotites refroidies (et serpentinisées) du manteau. Les magmas issus des chambres magmatiques sont moins fréquents que dans le cas précédent, voire absents, et ne forment ni complexe filonien, ni épanchement important de laves en coussins. De plus, la ride montre une vallée axiale de 10 à 15 km de largeur en moyenne, résultant des déformations cassantes qui conduisent à la formation d'un graben.

L'expansion lente conduit à des rides plus étroites, puisque la vitesse de refroidissement est sensiblement égale à celle des rides rapides. En effet, pendant le temps nécessaire à la constitution de la totalité de la partie mantellique de la plaque lithosphérique par refroidissement de la partie supérieure de l'asthénosphère et à la fin du processus de détumescence thermique qui l'accompagne, le point atteint par la plaque est plus proche de la ride que dans le cas précédent.

Tous les cas intermédiaires existent, bien entendu, entre les deux situations extrêmes décrites ci-dessus.

C. Les zones de convergence et de subduction des plaques

La convergence de deux plaques lithosphériques donne naissance à des phénomènes complexes qui peuvent être schématisés au travers de trois cas :

- convergence de deux plaques à croûte océanique ;
- convergence de deux plaques à croûte continentale ;
- convergence d'une plaque à croûte continentale et d'une plaque à croûte océanique.

1. CONVERGENCE DE DEUX PLAQUES A CROUTE OCEANIQUE

Les deux plaques lithosphériques ont des densités équivalentes, et l'une d'elles va entrer en subduction sous l'autre. Elle peut s'enfoncer dans le manteau jusqu'à atteindre la base de celui-ci et elle finira par y disparaître par assimilation. La plaque en subduction est affectée à l'endroit de celle-ci par une flexure qui conduit à la formation d'une **fosse océanique**. Cette fosse est d'autant plus profonde que la pente de subduction est forte. Cette dernière peut en effet varier d'environ 30 à 90° pour des raisons qui ne sont pas encore clairement connues. Ainsi, lorsque la plaque s'enfonce subverticalement, la fosse peut atteindre jusqu'à 11 km de profondeur (fosse des Mariannes).

Une forte activité volcanique et sismique se manifeste habituellement à l'endroit des zones de subduction.

2. CONVERGENCE D'UNE PLAQUE A CROUTE OCEANIQUE ET D'UNE PLAQUE A CROUTE CONTINENTALE

La subduction de la partie océanique d'une plaque peut progressivement amener son éventuelle partie continentale en contact avec l'autre plaque océanique. La partie continentale de la plaque ne pouvant entrer en subduction en raison de sa densité plus faible, la subduction peut alors s'inverser et affecter la plaque océanique. La convergence d'une plaque à croûte océanique et d'une plaque à

croûte continentale est illustrée par la rencontre entre les plaques nord et sud américaines et les plaques correspondant à l'océan Pacifique. Les plaques océaniques entrant en subduction sous les plaques continentales ont provoqué la compression et la déformation (plissement) de ces dernières et la formation de la chaîne montagneuse qui s'étend de l'Alaska à la Patagonie (chaîne de subduction).

3. CONVERGENCE DE DEUX PLAQUES A CROUTE CONTINENTALE

Lorsque les plaques à croûte océanique ont totalement disparu par subduction, leur parties continentales entrent alors en **collision** et la subduction s'arrête, leur faible densité les empêchant de s'enfoncer profondément. L'océan qui les séparait à maintenant disparu. Cette collision conduit à un plissement des croûtes continentales et à la formation (orogène) d'une chaîne de montagnes (chaîne orogénique).

Les exemples de telles chaînes de collision sont nombreux :

- La collision au **Silurien** entre le petit continent **Avalonia** (qui comprenait une partie de la Nouvelle-Ecosse et de Terre-Neuve, régions actuellement situées en Amérique du nord, le sud de l'Irlande, l'Angleterre, le nord de la France, la Belgique et une partie de l'Allemagne) et la **Laurentia** (Amérique du nord, Groenland et Ecosse) a provoqué l'**orogénèse calédonienne** qui a donné naissance au continent des « **Vieux Grès Rouges** » (en référence à la couleur dominante des produits de son érosion pendant le Dévonien). La présence d'un océan entre ces deux blocs continentaux est attestée par la présence d'ophiolites à l'endroit de la collision, entre l'Angleterre et l'Ecosse. Les massifs cambro-siluriens plissés de la Belgique sont des témoins de cette collision.
- A la **fin du Carbonifère**, la collision du continent des « Vieux Grès Rouges », au sud duquel se trouvaient alors notre région, avec la moitié sud de la France et une partie de l'Allemagne qui étaient situées sur la bordure nord du continent de **Gondwana**, provoque l'**orogénèse varisque** (ou **hercynienne**) et la déformation des dépôts dévono-carbonifères au sud de la Belgique. Ici aussi existait un océan qui n'a cependant pas laissé de traces visibles.
- La collision à partir de l'Eocène de l'**Eurasie** et du **domaine apulien** (Italie) qui appartenait à la plaque africaine a donné naissance à la **chaîne des Alpes**.
- De même, la collision du **continent indien** (Inde) et de l'Eurasie a donné naissance à la **chaîne himalayenne**.

Le modèle de la tectonique des plaques permet ainsi d'établir un lien direct entre la genèse et le mouvement des plaques lithosphériques, la dynamique des bassins de sédimentation, les déformations de la croûte, le métamorphisme et les phénomènes magmatiques.

QUELQUES REFERENCES

Eléments de Géologie. C. Pomerol, Y. Lagabriele & M. Renard ; Masson Sciences, Dunod, Paris.

Dictionnaire de Géologie. A. Foucault & J.-F. Raoult ; Masson Sciences, Dunod, Paris.

Terre, portrait d'une planète. S. Marshak ; De Boeck édition.

Planète Terre, P.-A. Bourque :

http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planete_terre.html

Introduction à la géographie et à la géologie, cours de 1^{er} bac en sciences ; partim *Introduction à la géologie*, E. Poty, accessible dans les fichiers via le portail des étudiants.