



Que savons-nous de notre planète ?

par

Jacques Deferne et Nora Engel

Née en même temps que le Soleil de la contraction d'un immense nuage d'hydrogène, d'hélium et de poussière, la Terre est la seule planète du Système solaire qui réunisse toutes les conditions nécessaires à la vie.

C'est la seule aussi qui soit vivante sur le plan géologique, car la chaleur résiduelle qu'elle renferme encore est suffisante pour alimenter ses volcans, déplacer les continents et soulever des chaînes de montagne.

Avant propos

Le Terre est une planète privilégiée par le fait que les conditions particulièrement favorables qui s'y sont trouvées réunies ont permis le développement de la vie dont l'homme est aujourd'hui le maillon le plus récent.

"Que savons-nous de notre planète" tente de montrer comment l'Homme a su appréhender l'environnement qui l'entoure, reconstituer, grâce à son génie, l'architecture interne de la planète Terre et découvrir les mécanismes qui engendrent les laves des volcans, déplacent les continents et font surgir de nouvelles chaînes de montagne.

Cet ouvrage n'est pas destiné à des spécialistes mais à toutes les personnes sensibles aux beautés de la nature et curieuses des mystères de notre environnement. Tout en restant rigoureux dans le discours scientifique, il apparaît qu'on ne peut pas tout expliquer dans les détails et, surtout, qu'il n'est pas possible d'éliminer tous les termes techniques. Aussi nous sommes-nous efforcés, lorsqu'ils apparaissent, d'en faire comprendre le sens par le contexte de la phrase. Cette démarche n'a pas été toujours possible. Nous les avons donc regroupés dans un glossaire à la fin de l'ouvrage. Ils sont imprimés en couleur dans le texte lors de leur première apparition.

Plusieurs autres contributions des mêmes auteurs complètent plus en détail quelques-uns des sujets effleurés dans le présent ouvrage.

Table des matières

<i>La Terre dans l'espace</i>	3
<i>La mesure de la Terre</i>	11
<i>L'architecture interne de notre planète</i>	17
<i>L'épiderme de la Terre</i>	23
<i>Volcans et tremblements de terre</i>	32
<i>Glossaire</i>	58

La Terre dans l'espace



10B72, une galaxie semblable à la notre

Nous sommes dans une galaxie

La **Galaxie** qui héberge le système solaire, une parmi plusieurs milliards d'autres, est un disque spiralé, renflé en son centre, constitué de quelques centaines de milliards d'étoiles ainsi que de gigantesques nuages de gaz et de poussière. Son diamètre est d'environ 100'000 années-lumière. Elle tourne sur elle-même en un peu plus de 220 millions d'années, entraînant sur sa partie extérieure des sortes de bras spiraux.

Qu'est-ce qu'une année-lumière ?

Les distances qui séparent les étoiles et les galaxies sont colossales et le kilomètre est une unité très insuffisante pour les mesurer.

Aussi exprime-t-on les distances en années-lumière. C'est la distance parcourue par la lumière en une année. La vitesse de la lumière étant de 300'000 kilomètres par seconde, une année-lumière est donc égale à 9'461 milliards de km.

Par les nuits claires d'été, on peut observer notre Galaxie¹ par la tranche : c'est la **Voie Lactée**, cette magnifique bande lumineuse qui traverse tout le ciel. Avec une paire de jumelles, on découvre qu'elle est peuplée d'une immense quantité d'étoiles.

¹ la galaxie à laquelle nous appartenons s'écrit "Galaxie" avec un G majuscule.



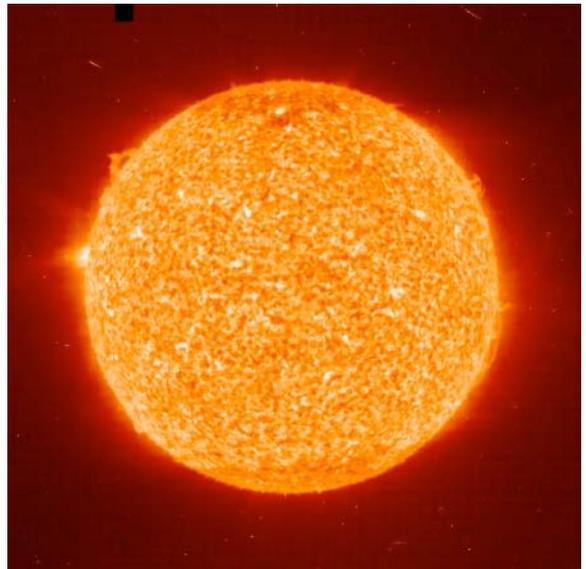
Vue partielle de la Voie lactée (Photo Noël Cramer)

Le Soleil, une étoile dans la Galaxie

Notre Soleil, une étoile parmi plus de 200 milliards d'autres, est situé vers le bord extérieur de la Galaxie, dans l'un de ses bras spiraux.

Avec son cortège de planètes, il est entraîné dans une ronde folle à plus de 230 kilomètres par seconde dans la rotation de la Galaxie.

Le Soleil est la seule étoile dont la surface soit accessible à notre observation. Sa masse fluide, d'un diamètre de 1'390'000 kilomètres, est composée presque uniquement d'hydrogène et d'hélium. Tous les autres éléments chimiques y ont été décelés, mais en très petites quantités. Et, hôte de la Terre, l'Homme scrute l'Univers pour remonter vers son origine, gratte la surface de la planète pour en saisir l'architecture et toise l'infinitement petit à la recherche des particules élémentaires qui constituent la matière.



Caractéristiques du Soleil

<i>distance à la Terre :</i>	<i>150'000'000 km*</i>
<i>diamètre :</i>	<i>1'392'400 km</i>
<i>masse :</i>	<i>330'000 fois la masse terrestre</i>
<i>densité moyenne :</i>	<i>1.4</i>
<i>température à sa surface :</i>	<i>5'500°</i>

** la lumière du soleil met 8 minutes et demie pour nous parvenir*

Le Soleil est encore dans la force de l'âge

Notre système solaire est né, il y a quatre milliards et demi d'années, de la contraction d'un immense nuage d'hydrogène, d'hélium et de poussière. En s'effondrant sur lui-même et en se comprimant, ce nuage s'est échauffé jusqu'au moment où la température a été suffisamment élevée pour amorcer la fusion nucléaire de l'hydrogène qui a fait de cette masse une étoile. L'effondrement du nuage originel a généré un mouvement tourbillonnaire responsable de la rotation du Soleil sur lui-même, entraînant aussi les planètes sur des orbites presque circulaires autour de l'étoile mère.

Au cœur du Soleil, une gigantesque fournaise nucléaire

A la surface du Soleil, la température atteint 5'500°. En son centre, où règne une température de 16 millions de degrés, une gigantesque fournaise nucléaire transforme chaque seconde 650 millions de tonnes d'hydrogène en hélium. Au cours de cette réaction, 5'000 tonnes de matière disparaissent chaque seconde, converties en énergie en accord avec la fameuse loi d'Einstein¹ :

$$E = m \times c^2$$

L'énergie ainsi dégagée empêche d'une part la matière solaire de s'effondrer sur elle-même et, d'autre part, génère le rayonnement qui réchauffe et illumine les planètes. On estime que le Soleil continuera à briller sans modification notable pendant encore environ 5 milliards d'années avant d'avoir épuisé tout l'hydrogène qui alimente sa fournaise nucléaire.

Les planètes, des grains de poussière

Neuf planètes gravitent autour du Soleil. Les quatre plus proches du Soleil, Mercure, Vénus, la Terre et Mars sont de petite taille, leur densité est élevée. Elles sont constituées de roches. On les appelle les *planètes intérieures*. Par opposition, les planètes dites *extérieures* sont de grande taille, leur densité est faible. Elles sont fluides, constituées principalement d'hydrogène et d'hélium comme le Soleil. Ce sont Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune. La plus éloignée et la plus petite de toutes, Pluton, montre quelques particularités qui en font un cas à part².

En regard du Soleil, ces neuf planètes ne sont que de minuscules grains de poussière, puisque leur masse totale ne représente que 0.2 % de celle du système solaire contre 99.8 % pour le Soleil lui-même. Elles se sont formées par accrétion des résidus de poussière et de gaz qui gravitaient autour du Soleil en formation, à des distances variant entre 58 millions et 6 milliards de kilomètres, sur des orbites faiblement elliptiques. Selon certains calculs, il semble qu'une planète aurait dû se trouver entre Mars et Jupiter. Elle manque à l'appel, mais, en lieu et place, on a découvert des centaines de milliers de

¹ L'Énergie [E] produite est égale à la masse [m] disparue multipliée par le carré de la vitesse de la lumière [c²].

² L'Union Astronomique Internationale ne considère plus aujourd'hui Pluton comme une véritable planète mais comme un Astéroïde de la ceinture de Kuiper. Pour des raisons historiques nous continueront de considérer Pluton comme une planète.

fragments rocheux, *les Astéroïdes*, dont les plus volumineux atteignent presque mille kilomètres de diamètre.

<i>Quelques chiffres concernant les planètes</i>						
<i>Planète</i>	<i>diamètre</i>	<i>rotation</i>	<i>densité</i>	<i>distance au Soleil</i>	<i>révolution</i>	<i>inclin. orbite</i>
<i> Mercure </i>	<i> 4'878 </i>	<i> 59 j. </i>	<i> 5,4 </i>	<i> 58* </i>	<i> 88 j. </i>	<i> 7.0° </i>
<i> Vénus </i>	<i> 12'104 </i>	<i> 243 j. </i>	<i> 5,2 </i>	<i> 108 </i>	<i> 224.7 j. </i>	<i> 3.4° </i>
<i> Terre </i>	<i> 12'756 </i>	<i> 1 j. </i>	<i> 5,5 </i>	<i> 149 </i>	<i> 365 j. </i>	<i> ---- </i>
<i> Mars </i>	<i> 6'787 </i>	<i> 24.5 h. </i>	<i> 3,9 </i>	<i> 228 </i>	<i> 687 j. </i>	<i> 1.8° </i>
<i> Astéroïdes </i>	<i> Plus de 100'000 objets ont été identifiés. Certains ont un diamètre de plusieurs centaines de km. Ils voyagent sur des orbites excentriques dont l'aphélie se situe entre Mars et Jupiter. </i>					
<i> Jupiter </i>	<i> 142'800 </i>	<i> 9.9 h. </i>	<i> 1,3 </i>	<i> 778 </i>	<i> 12 ans </i>	<i> 1.3° </i>
<i> Saturne </i>	<i> 120'000 </i>	<i> 10.6 h. </i>	<i> 0,7 </i>	<i> 1'427 </i>	<i> 29.5 ans </i>	<i> 2.5° </i>
<i> Uranus </i>	<i> 51'120 </i>	<i> 17.9 h. </i>	<i> 1,3 </i>	<i> 2'870 </i>	<i> 84 ans </i>	<i> 0.8° </i>
<i> Neptune </i>	<i> 49'530 </i>	<i> 19.2 h. </i>	<i> 1,6 </i>	<i> 4'407 </i>	<i> 165 ans </i>	<i> 1.8° </i>
<i> Pluton </i>	<i> 2'250 </i>	<i> 6.3 h. </i>	<i> 2 </i>	<i> 5'914 </i>	<i> 248 ans </i>	<i> 17.2° </i>

** en millions de kilomètres*

La Terre, une planète pas comme les autres

Parmi ces planètes, La Terre occupe une place privilégiée. Elle est la seule à bénéficier de toutes les conditions nécessaires à l'apparition de la vie :

- sa masse est suffisamment élevée pour retenir une atmosphère, principalement composée d'azote et d'oxygène, qui filtre les radiations ultraviolettes et atténue les différences de température entre le jour et la nuit,
- son juste éloignement du Soleil, combiné avec un certain effet de serre dû à son atmosphère, lui confère une température moyenne d'environ 15°, maintenant la plus grande partie de son eau sous forme liquide,
- ses océans fonctionnent comme régulateurs de température et, en absorbant le CO₂ excédentaire, ils stabilisent la composition chimique de l'atmosphère,
- son champ magnétique dévie le "vent solaire" dont les particules ionisantes sont nocives à toute forme de vie.

La Terre, une planète vivante

Contrairement aux autres planètes, la Terre est aussi vivante sur le plan géologique, car la chaleur résiduelle qu'elle renferme encore dans ses profondeurs ainsi que celle provoquée par la radioactivité naturelle des roches granitiques sont suffisantes pour déplacer les continents, soulever des chaînes de montagnes et entretenir les phénomènes volcaniques.

La vie dans les océans stabilise la température de l'atmosphère

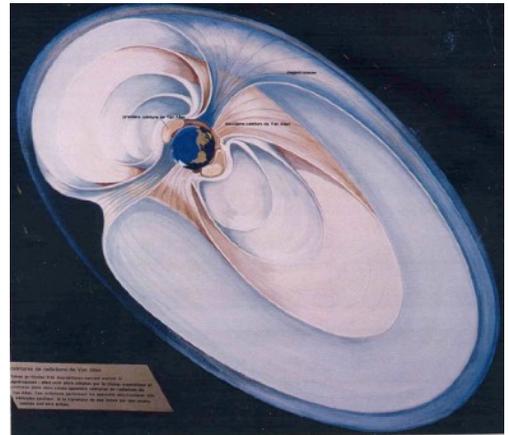
Si la totalité du CO₂ émis par les volcans s'accumulait dans l'atmosphère, la température augmenterait rapidement et la Terre deviendrait une planète brûlante comme Mars, sa proche voisine.

Les océans ne peuvent absorber qu'une certaine quantité de CO₂, et ils seraient rapidement saturés si, fort heureusement, des myriades d'organismes marins microscopiques

ne construisaient leur squelette en calcaire à partir du CO_2 et du calcium dissous dans l'eau de mer. Les roches calcaires, formées plus ou moins directement de l'accumulation des squelettes de ces micro-organismes, constituent les décharges dans lesquelles une partie du carbone est immobilisée sous forme de carbonate de calcium.

La magnétosphère, un écran protecteur

Le champ magnétique terrestre constitue autour de notre planète une enveloppe étanche aux particules ionisées : c'est la **magnétosphère**. Cette enveloppe est déformée par la pression du vent solaire: elle est comprimée face au soleil, étirée dans la direction opposée. La magnétosphère emprisonne un plasma naturel ténu, constitué de protons, d'électrons et d'atomes d'hélium ionisés provenant du dégazage naturel de l'atmosphère. Ces particules s'y déplacent librement sans pouvoir s'en échapper.



L'ensemble Terre-Lune, une planète double

La Lune exerce une influence importante sur notre planète. D'un diamètre de 3476 km, distante en moyenne de 384'000 km, sa masse et son volume sont relativement importants en regard de ceux de la Terre (respectivement 1/81e et 1/50e). A titre de comparaison, Ganymède, le plus gros satellite du système solaire (5'260 km de diamètre) ne représente que 1/50'000e de la masse de Jupiter, sa planète mère.

De plus, le diamètre de la Terre n'est que quatre fois supérieur à celui de la Lune. Cette particularité, unique dans le système solaire, autorise à considérer l'ensemble Terre-Lune comme une "planète double", chacun des deux astres influençant l'autre. On affirme généralement que la Lune tourne autour de la Terre. Ce n'est pas tout à fait exact et il est plus correct de préciser que l'ensemble Terre-Lune, tel un gigantesque haltère asymétrique, tourne autour du centre de gravité commun aux deux astres, situé sur l'axe qui les relie, à 4'667 km du centre de la Terre.

La Lune, notre proche compagnon

En observant la Lune, on distingue deux sortes de formations :

- des zones sombres, plates, grossièrement circulaires, improprement appelées "**mers**". Ce sont de vastes plaines peu cratérisées, de forme grossièrement circulaire. Elles sont constituées de basaltes qui ont envahi les parties basses d'anciens bassins et cratères géants.
- des "**continents**", plus clairs, montagneux, qui occupent le reste de la surface. Ils sont constitués par la juxtaposition et le recouvrement mutuel d'une multitude de cratères de toutes dimensions et de leurs "éjecta" formés de poussière et de fragments rocheux plus ou moins grossiers prove-

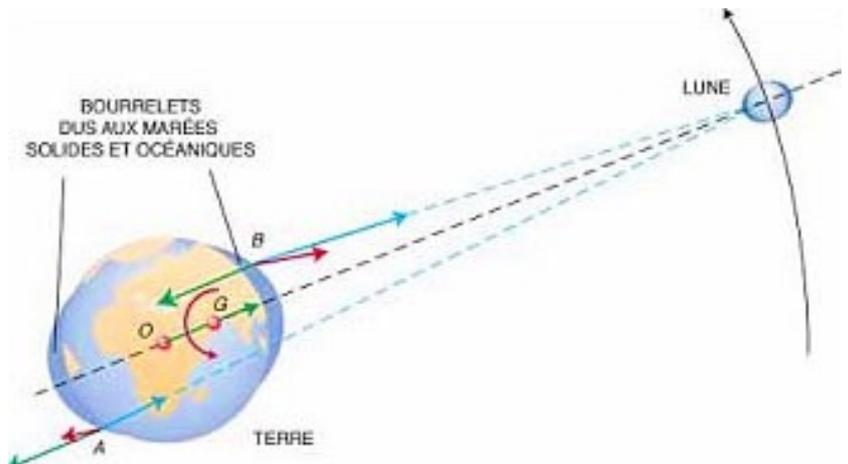


nant des débris d'impacts de météorites. Les roches rapportées par les astronautes sont toutes de nature éruptive, principalement des anorthosites, plus rarement des basaltes. Mers et continents sont criblés de cratères circulaires de toutes dimensions, dont les plus grands dépassent plusieurs centaines de km de diamètre. Ce sont les traces des impacts de météorites.

Les astronomes pensent que La Lune se serait formée à partir du matériel éjecté à la suite d'une collision entre la Terre et un autre astre, très tôt dans l'histoire du système solaire.

La Lune est responsable des marées

On sait que l'attraction de la Lune sur les océans provoque un gonflement du niveau des eaux, la *marée*, lors du passage de notre satellite au zénith. Mais ce qu'on sait moins, c'est qu'il y a aussi une marée haute sur la face de la Terre opposée à la Lune. Cette autre marée est provoquée par la force centrifuge due à la rotation asymétrique de la Terre autour du centre de gravité de «l'haltère Terre-Lune». Le phénomène des marées n'est pas

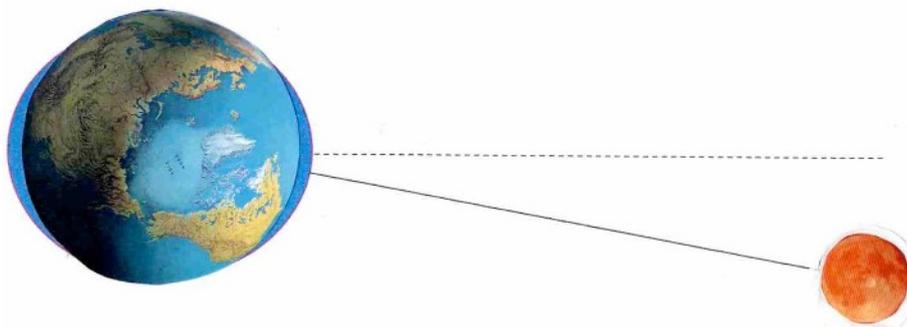


Tell un haltère, l'ensemble Terre-Lune tourne autour d'un axe décentré (G) vis-à-vis de l'axe des pôles (astropolis.fr)

restreint à la masse des océans, mais il affecte aussi les continents : il existe en effet des marées terrestres, tout à fait analogues aux marées marines, qui soulèvent les continents d'une quarantaine de centimètres deux fois par jour.

Les marées, de gigantesques freins

La terre est en quelque sorte entourée de deux "bourelets" que sont les marées, toujours alignés selon l'axe Terre-Lune, mais avec une légère avance. Cette avance est due à l'entraînement de la masse des océans par la rotation de la Terre qui décale vers l'avant la déformation causée par l'attraction de la Lune. Ces deux bourrelets agissent comme d'immenses mâchoires de frein qui, à la longue, provoquent un ralentissement de la rotation de la Terre.



L'ensemble Terre-Lune se comporte comme une planète double. Les marées agissent comme de gigantesques freins,

La Lune s'éloigne, la Terre ralentit !

L'énergie de freinage perdue par notre planète est transmise à la Lune qui voit son mouvement orbital s'accélérer, l'éloignant petit à petit de nous de 3 cm chaque année alors que le ralentissement de la rotation de la Terre entraîne une augmentation de la durée du jour d'environ 2 millièmes de seconde par siècle ! Cette dernière valeur peut paraître faible mais, si on tient compte des quatre milliards et demi d'années d'existence de la Terre, ce ralentissement est loin d'être négligeable. On a pu démontrer en effet qu'au début de l'ère primaire, il y a cinq cents millions d'années, la Terre tournait sur elle-même en 22 heures et que l'année comptait alors 400 jours !

Si on remonte dans le temps de quelques centaines de millions d'années, on est obligé d'admettre que la Lune était située alors à une distance beaucoup plus proche de la Terre, peut-être à moins de 100'000 km.

Nous ne sommes pas seuls dans l'Univers

Notre système solaire n'est pas unique : on est à peu près sûr aujourd'hui qu'un très grand nombre d'étoiles parmi les milliards qui peuplent notre Galaxie possèdent un système planétaire analogue au nôtre et que les processus donnant naissance à une forme de vie ont certainement existé pour des planètes inconnues gravitant autour d'étoiles lointaines. L'existence de certaines d'entre elles a pu être confirmée pour quelques unes des étoiles les plus proches de nous.

Vraisemblablement, sur d'autres planètes gravitant autour d'autres étoiles, d'autres formes de vie, d'autres intelligences sont apparues qui, peut-être, elles aussi, scrutent l'univers et imaginent que nous existons !

Destin du système solaire

Agé de 4,6 milliards d'années, le Soleil continuera à briller sans modification notable pendant encore environ 5 milliards d'années avant d'avoir épuisé tout l'hydrogène qui alimente sa fournaise nucléaire. Il se transformera alors en une géante rouge : la température de sa surface diminuera, lui conférant une couleur rouge, et son diamètre augmentera considérablement.

Sa surface atteindra même la planète Mercure qui sera complètement absorbée. Même si la Terre parvenait à échapper à cette absorption, la température s'y élèverait de plusieurs centaines de degrés, entraînant la disparition de toutes formes de vie.

Un milliard d'années plus tard, cette géante rouge s'effondrera rapidement sur elle-même pour atteindre le stade de naine blanche, astre de quelques milliers de kilomètres de diamètre, constitué de matière dégénérée d'une densité supérieure à une tonne par cm^3 et qui n'émettra plus qu'une faible luminosité.

Et, dans une nuit profonde, la Terre continuera de tourner dans un environnement glacé. Seul un point blanc à peine perceptible dans le ciel marquera l'emplacement autrefois occupé par le Soleil.

Sic transit gloria mundi !



Le Soleil transformé en géante rouge, vue de la Terre par un artiste.



Une naine blanche.



Coupole du télescope suisse à la Silla à 2'400 m. d'altitude

La mesure de la Terre

On peut mesurer sa circonférence

Déjà au troisième siècle avant notre ère, Eratosthène¹, par la mesure ingénieuse d'un arc de méridien, avait évalué correctement la longueur de la circonférence de notre globe.



Eratosthène mesurant la circonférence de la Terre !

Eratosthène avait remarqué qu'à Syène (l'actuelle Assouan) les puits n'avaient pas d'ombre à midi lors du jour le plus long de l'année. Il en conclut que le Soleil était alors exactement au Zénith. Ce même jour, à Alexandrie, grâce à l'ombre portée d'un obélisque, il mesura l'angle d'incidence des rayons du Soleil soit un peu plus de 7°, environ la cinquantième partie du cercle. Alexandrie et Syène (Assouan) étant à peu près sur le même méridien, il conclut que la circonférence de la Terre devait être cinquante fois la distance séparant les deux villes, soit 250.000 stades, correspondant à 39'375 km, une valeur extrêmement précise pour l'époque. Nous savons aujourd'hui que la Terre est une sphère légèrement déformée par sa rotation : elle est aplatie dans les régions polaires et un peu renflée à l'équateur. Des mesures précises nous donnent les valeurs suivantes :

Dimensions de la Terre

circonférence	40'076 km
rayon équatorial	6'378 km
rayon polaire	6'357 km
surface	510 millions de km ²
volume	1'083 milliards km ³

¹ Eratosthène (296-174 b.c) mathématicien et géographe grec, directeur de la Bibliothèque d'Alexandrie.

On peut estimer sa masse

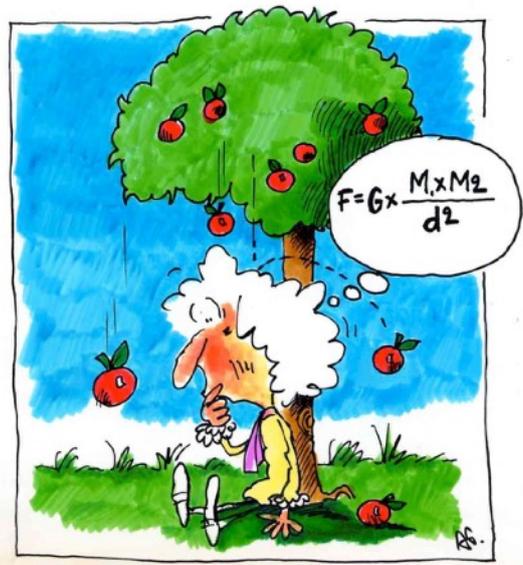
Le fil à plomb est attiré vers le centre de notre planète par une mystérieuse force d'attraction. C'est elle aussi qui empêche l'atmosphère de s'échapper dans l'espace et qui est responsable du poids des objets. Newton, au dix-septième siècle déjà, établit la loi d'attraction des corps.

$$F = G \frac{M_1 \times M_2}{d^2}$$

M_1 et M_2 = masse de chacun des deux corps d = distance entre les deux corps

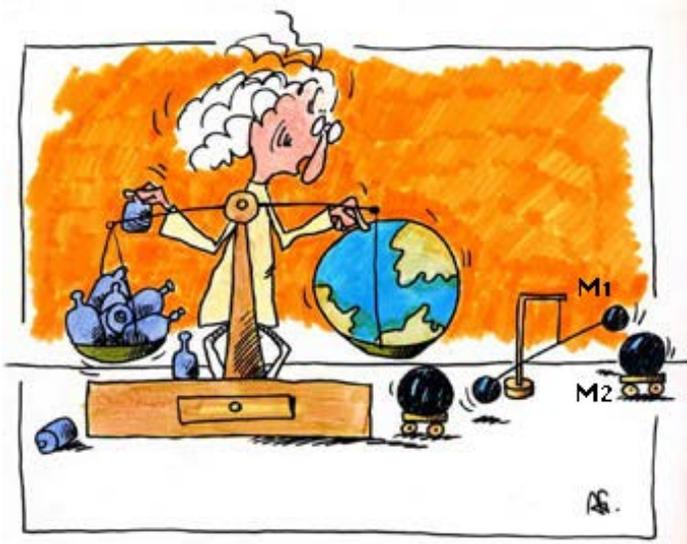
G = constante de gravitation (non déterminée par Newton)

C'est, dit-on, en observant la chute d'une pomme sur le sol qu'Isaac Newton découvrit, en 1667, la loi de gravitation universelle qui définit la force d'attraction F qui attire l'un vers l'autre deux corps de masse M_1 et M_2 et dont les centres de gravité sont séparés par la distance d . Cette force est égale au produit des deux masses multiplié par une certaine constante G , divisé par le carré de la distance qui les sépare. Un siècle plus tard, par une astucieuse expérience, Cavendish parvient à déterminer expérimentalement la constante d'attraction universelle G . Dès lors il devenait facile de calculer la masse de la Terre. Il imagine l'expérience suivante : un haltère constitué de deux petites masses



Newton et la pomme

M_1 liées par une tige est suspendue à un fil très fin. Sous l'influence de deux grosses masses M_2 qu'il approche des précédentes, il mesure la force de torsion F qui s'exerce sur le fil. Connaissant la distance d , il détermine la valeur de la constante G . Il lui est dès lors facile de calculer la masse de la Terre et de connaître sa densité moyenne.



En 1798, Cavendish mesure la constante de gravitation universelle

Masse de la Terre = 5'975 milliards de milliards de tonnes

On peut calculer sa densité

A partir de ces données, en divisant la masse de la Terre par son volume, on a pu établir la densité moyenne de notre planète.

$$\text{Densité de la Terre} = 5.52$$

Cette valeur est surprenante, car elle est beaucoup plus élevée que celle des roches qui nous sont familières. Cela implique que, pour obtenir une densité moyenne de 5.52, l'intérieur de notre globe doit être constitué d'un matériau beaucoup plus dense que les roches de la partie superficielle.

Densité des matériaux qui nous sont accessibles

matériau	densité	origine des roches
granite	2,65	principale roche des continents
basalte	2,85	principale roche des fonds océaniques
nodule d'olivine	3,2	enclaves dans les roches volcaniques (50 km)
éclogite	3,4	enclaves très profondes dans les kimberlites (100 km)



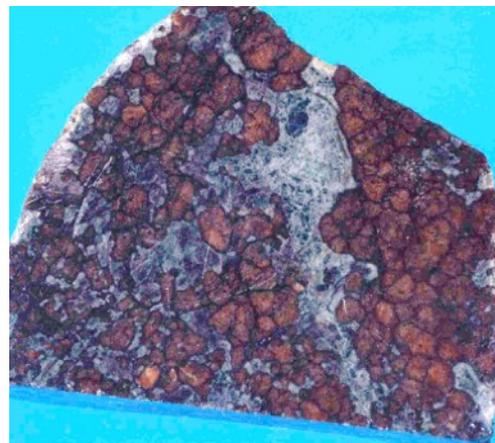
Granite, Ramberg, $d = 2.65$



Basalte, Bohême, $d = 2.85$



Enclave d'olivine dans un basalte, Lanza-rote, Canaries, $d = 3.20$



Enclave d'éclogite dans une kimberlite Kimberley, Afrique du Sud, $d = 3.40$

Les météorites nous renseignent sur sa composition interne

La Terre est régulièrement bombardée par des météorites. On sait qu'elles proviennent de l'intérieur du système solaire. A partir d'observations photographiques, on a pu reconstituer les orbites de quelques-unes d'entre elles avant leur entrée dans l'atmosphère. Elles parcourent des orbites elliptiques excentriques dont la partie haute se situe entre Mars et Jupiter, dans la région dite des Astéroïdes.



Météorite pierreuse "Allende", Mexique



Météorite métallique "Henbury", Australie

Météorites pierreuses ou météorites métalliques, ce sont des matériaux de base du système solaire. Elles nous renseignent donc sur la composition des couches internes de notre propre planète.

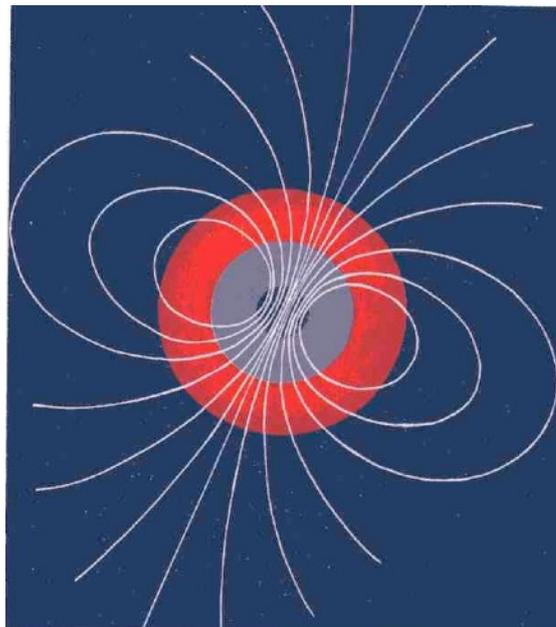
Les météorites pierreuses sont constituées principalement de minéraux ferro-magnésiens. Leur composition minéralogique et leurs propriétés physiques ressemblent beaucoup à celles des roches de profondeur qui sont accessibles à notre observation. Le manteau terrestre (entre 200 et 2900 km de profondeur) est probablement constitué d'un matériau semblable.

Les météorites métalliques sont composées d'un alliage de fer et de nickel. Tous les résultats des mesures géophysiques amènent à croire que le noyau terrestre est métallique, constitué certainement d'un alliage identique à celui des météorites métalliques.

<i>Densité des météorites</i>		
<i>matériau</i>	<i>densité</i>	<i>matériau comparable</i>
<i>météorite pierreuse</i>	<i>3.5</i>	<i>manteau terrestre</i>
<i>météorite métallique</i>	<i>7.8</i>	<i>noyau terrestre</i>

Le champ magnétique, un indice supplémentaire

La Terre est enveloppée d'un champ magnétique intense. L'orientation de l'aiguille de la boussole en est l'effet le plus évident. Elle s'oriente en direction du pôle nord, comme si l'axe de la Terre était un gigantesque aimant. Toutefois, des mesures effectuées sur les roches basaltiques révèlent que l'aiguille n'a pas toujours indiqué le Nord mais parfois le Sud, montrant ainsi que la direction du champ magnétique s'était périodiquement inversée au cours des temps géologiques. La dernière inversion a eu lieu il y a 700'000 ans. Cela signifie que le champ magnétique terrestre n'est pas dû à une sorte d'aimant permanent qui serait enfoui dans les profondeurs du globe, mais que la cause de ce champ est dynamique, c'est-à-dire qu'il doit exister en profondeur des masses conductrices de l'électricité dont les lents mouvements différentiels avec d'autres couches constituent une sorte de gigantesque dynamo génératrice du champ magnétique. Toutes ces observations concordent avec l'hypothèse d'un noyau central métallique, partiellement liquide, de composition analogue à celle des météorites métalliques.



La Terre est entourée d'un champ magnétique intense provoqué vraisemblablement par de lents mouvements différentiels de masses conductrices de l'électricité, constituant une sorte de gigantesque dynamo en profondeur.

La magnétite, un minéral intéressant



Magnétite Fe_3O_4

Comme son nom l'indique, la magnétite, Fe_3O_4 , est un minéral qui peut être attiré par un aimant et même parfois se comporter comme un aimant. Elle présente encore la propriété d'enregistrer, au moment de sa formation, la direction du champ magnétique qui l'entoure. On la trouve toujours en petite quantité dans les basaltes. Lorsqu'une coulée de basalte se refroidit, la magnétite enregistre alors la direction du champ magnétique terrestre. Les géophysiciens savent déchiffrer ces enregistrements dans les basaltes anciens et peuvent reconstituer les directions du champ magnétique terrestre du passé. Ils ont constaté que cette direction s'inversait périodiquement au cours du temps.

La température augmente avec la profondeur

Depuis des siècles déjà, les mineurs ont constaté que la température des roches augmentait au fur et à mesure qu'on s'enfonçait plus profondément dans le sous-sol de notre planète. Les mesures effectuées montrent que la température s'élève en moyenne de $1^{\circ}[C]$ chaque fois qu'on s'enfonce de 33 mètres. Au milieu du tunnel du Simplon, par exemple, la température

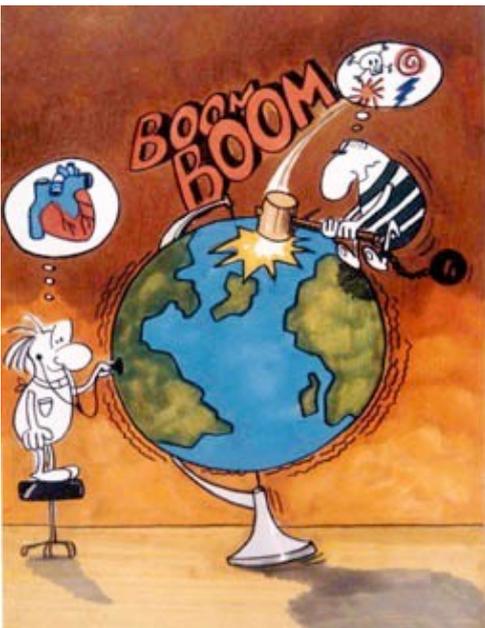
de la roche atteint 52°. Cette augmentation n'est pas uniforme sur toute la Terre : elle est beaucoup plus forte dans les régions volcaniques, beaucoup plus faible dans les régions constituées de roches très anciennes. Mais nous ne pouvons pas tirer des conclusions sur la température du centre du globe uniquement à partir de ces mesures qui restent tout à fait superficielles. Ce serait comme si un moustique voulait calculer la température de l'intérieur du corps humain à partir de la température constatée à un quart de millimètre sous l'épiderme !



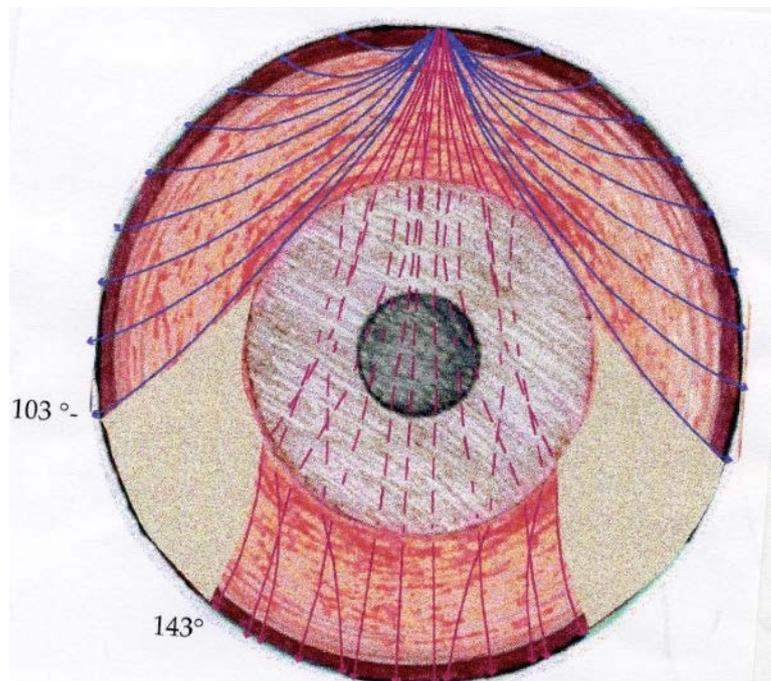
La température augmente lorsqu'on s'enfonce dans de la sol.

Nous pouvons ausculter notre planète !

Nous pouvons aussi ausculter notre globe grâce à des stéthoscopes ultrasensibles, les sismographes, qui enregistrent l'arrivée des ondes émises par les tremblements de terre. Grâce à cette technique, on connaît aujourd'hui la densité et les propriétés mécaniques des parties profondes de la planète. On découvre ainsi une structure concentrique de couches emboîtées les unes dans les autres dont la densité augmente régulièrement avec la profondeur.



On peut ausculter la planète !



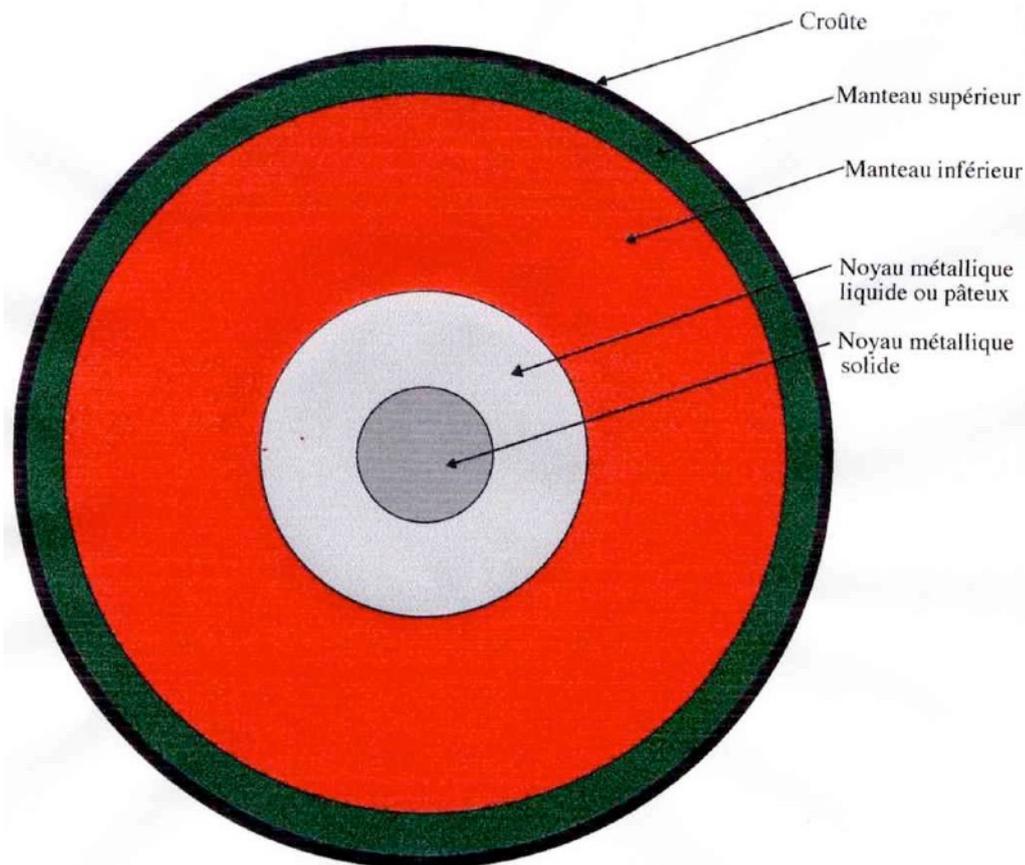
Le cheminement des ondes sismiques à l'intérieur du globe terrestre nous aide à mieux connaître son

L'architecture interne de notre planète

Partant des observations qui ont fait l'objet du chapitre précédent, nous pouvons reconstituer avec une assez grande certitude un modèle de la structure interne de notre Terre. Ce modèle est compatible avec toutes les mesures que nous pouvons effectuer à partir de sa surface et permet d'expliquer tous les phénomènes dont nous sommes les témoins.

Notre planète est faite de couches concentriques

Telle une poupée russe, la Terre est constituée de couches de nature différente emboîtées les unes dans les autres. A partir de la surface nous trouvons successivement :



- **La croûte terrestre** qui est constituée principalement de roches granitiques pour les continents et de roches basaltiques pour les fonds océaniques. L'épaisseur de la croûte continentale varie entre 25 et 60 km alors que celle de la croûte océanique ne dépasse guère une dizaine de kilomètres. Tous les phénomènes géologiques que nous pouvons décrire ne concernent que cette infime pellicule qui, si on comparait la Terre à un ballon de football, serait plus mince qu'un timbre poste collé à sa surface!
- **Le manteau**, situé juste au-dessous de la croûte, est constitué de roches dont la composition chimique est analogue à celle des météorites pierreuses. Il s'étend jusqu'à 2900 km de profondeur. Les minéraux dominants sont l'olivine, les pyroxènes et les grenats. Entre 400 et 1000 km de profondeur, apparaît une zone de transition au niveau de laquelle les minéraux acquièrent des structures atomiques plus denses sous

l'effet de l'augmentation de la pression. Cette zone délimite le manteau supérieur du manteau inférieur. La température augmente régulièrement avec la profondeur et atteint environ 3000° à la base du manteau. L'augmentation parallèle de la pression empêche les roches de fondre et le manteau reste dans son ensemble à l'état solide. Toutefois, près de la surface, vers 100 km de profondeur, la température est très proche du point de fusion des roches. Il arrive alors que, localement, la roche puisse fondre partiellement, engendrant les magmas générateurs des roches éruptives et les phénomènes volcaniques qui en découlent.

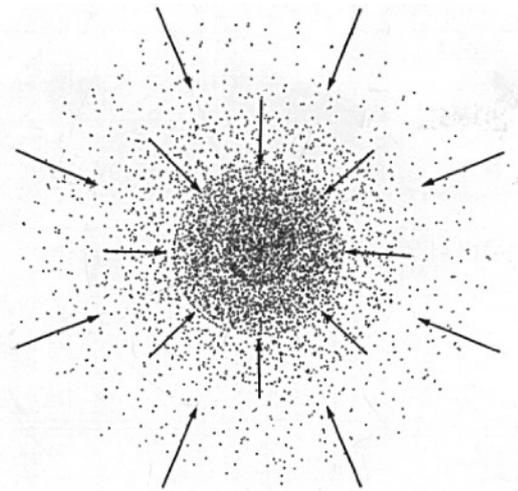
- *Le noyau est constitué d'un alliage métallique fer/nickel dont la composition doit ressembler à celle des météorites métalliques. La partie externe du noyau est à l'état liquide ou pâteux : les ondes de cisaillement ne peuvent pas s'y propager. La partie interne du noyau est solide. Tout au centre, la pression atteint 3'500 kilobars, la température 3500° à 4000° et la densité est de 12,5. C'est vraisemblablement dans le noyau que le champ magnétique terrestre prend naissance.*

Comment la Terre s'est-elle formée ?

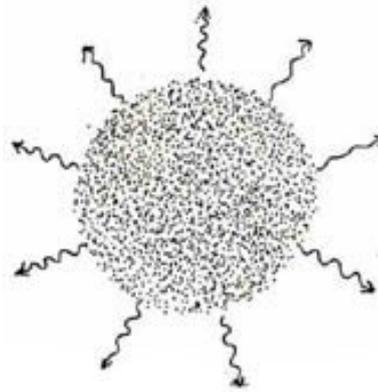
*Nous savons aujourd'hui que la Terre s'est formée, il y a environ quatre milliards et demi d'années, de la contraction des poussières et des gaz résiduels qui gravitaient autour du Soleil qui venait juste de naître. Sous l'effet de la gravité, ces poussières et gaz se sont agglomérés et comprimés en une **protoplanète** dont la température a rapidement augmenté, provoquant sa fusion. On estime que l'effet de compression ainsi que la radioactivité (2.2 fois plus intense qu'aujourd'hui) ont échauffé la terre primitive à environ 1'000° à une époque située entre -4.6 et -4 milliards d'années.*

Dans ce matériau fluide, les parties denses, constituées principalement de fer et de nickel, se sont séparées et rassemblées au centre de la sphère tandis que les masses silicatées demeuraient dans les parties externes. D'immenses courants de convection ont favorisé l'évacuation de la chaleur du centre vers l'extérieur jusqu'au moment où le refroidissement a été suffisant pour que le manteau se solidifie et que la Terre prenne petit à petit l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui

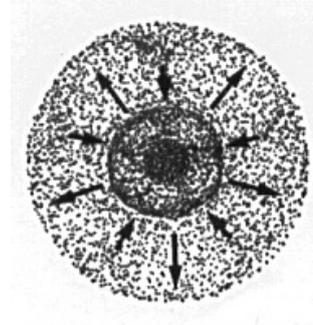
Les étapes de la formation de la Terre



Il y a 4.6 milliards d'années un nuage de poussière se contracte dans la périphérie du Soleil sous l'effet des forces de gravitation.



Sous l'effet de la pression, la température augmente.



La fusion sépare le noyau métallique du manteau rocheux.

Puis l'atmosphère et les océans sont arrivés

L'activité volcanique intense qui a marqué les débuts de l'existence de la Terre a rejeté des quantités importantes de gaz et de vapeur d'eau qui ont contribué à la formation des océans et de l'atmosphère. Les premiers constituants de cette atmosphère primitive étaient l'hydrogène, l'hélium, le méthane (CH₄), et l'ammoniaque (NH₃).

Tous les ingrédients de l'atmosphère actuelle étaient déjà présents : l'azote emprisonné dans l'ammoniaque, le carbone dans le méthane et l'oxygène dans l'eau.

<i>Composition actuelle de l'atmosphère</i>	
<i>Azote</i>	<i>78.08 %</i>
<i>Oxygène</i>	<i>20.95</i>
<i>Argon</i>	<i>0.94</i>
<i>Gaz carbonique (CO₂)</i>	<i>0.033</i>
<i>Néon, hélium, krypton, xénon, hydrogène et méthane</i>	<i>0.003</i>

Les océans occupent aujourd'hui un volume de 1.4 milliards de km³. Ils ont été constitués par la vapeur d'eau émise par les volcans au cours de la longue histoire de la Terre. Ils occupent actuellement 71 % de la surface du globe. Ils renferment en moyenne 34 gr. de sels minéraux par litre. Ils jouent un rôle très important dans la régulation des climats et dans l'équilibre de la teneur en CO₂ de l'atmosphère.

<i>Composition chimique des océans</i>		
<i>chlorure de sodium</i>	<i>NaCl</i>	<i>23 gr/l</i>
<i>chlorure de magnésium</i>	<i>MgCl₂</i>	<i>5</i>
<i>sulfate de sodium</i>	<i>Na₂SO₄</i>	<i>4</i>
<i>chlorure de calcium</i>	<i>CaCl₂</i>	<i>1</i>
<i>chlorure de potassium</i>	<i>KCl</i>	<i>0.7</i>

La Terre, un astre vivant grâce à la chaleur

Rien n'est immuable sur notre planète. Continuellement de mystérieux processus internes créent de nouvelles roches, rejettent d'immenses quantités de lave à sa surface, soulèvent de nouvelles chaînes de montagne. D'autres processus encore, externes ceux-là, altèrent les roches et détruisent les reliefs dont les débris vont combler les bassins marins. Ces processus nécessitent une quantité colossale d'énergie dont les sources proviennent de :

- la chaleur interne du globe, pour les processus internes,
- l'énergie solaire, pour les processus externes.

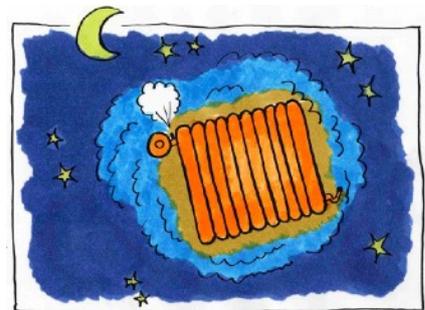
La chaleur interne de notre planète

Tel un radiateur géant, la Terre dégage en permanence de la chaleur. Ce flux de chaleur est variable suivant les régions :

- il est intense dans les régions volcaniques,
- il est faible au cœur des socles continentaux anciens.

D'où provient cette chaleur ?

La moitié environ de ce flux provient des couches très chaudes des profondeurs du globe. C'est la partie résiduelle, non encore dissipée, de la chaleur originelle dégagée par la formation de la Terre, il y a quatre milliards et demi d'années. L'autre moitié est la conséquence de la décroissance radioactive naturelle de l'uranium et du thorium, éléments toujours présents en faibles quantités dans les roches de composition granitique .



La Terre, un radiateur géant

Teneur en éléments radioactifs de quelques roches en parties par millions [ppm]

	<i>uranium</i>	<i>thorium</i>	<i>potassium 40</i>	<i>chaleur produite [μcal:/cm³ par an]</i>
<i>granite</i>	<i>4</i>	<i>13</i>	<i>4</i>	<i>20.0*</i>
<i>basalte</i>	<i>0,5</i>	<i>2</i>	<i>1,5</i>	<i>3,3</i>
<i>péridotite</i>	<i>0,02</i>	<i>0,06</i>	<i>0,02</i>	<i>0,1</i>

** ce flux était 2.2 fois plus intense il y a 4.5 milliards d'années*



La chaleur produite par l'activité de l'uranium et de thorium renfermés dans un bloc de granite de 30 cm de côté est suffisante pour préparer une théière de thé bouillant...

...à condition d'attendre 200'000 ans !

Ce flux de chaleur peut paraître faible : en imaginant qu'on puisse récupérer la totalité de la chaleur dégagée sous la surface d'une casserole posée au sol, il faudrait 4 ans pour faire bouillir un litre d'eau !

Cependant, la totalité de la chaleur dégagée par les profondeurs de la Terre suffirait pour faire bouillir le Lac Léman en quinze jours !

Le flux de chaleur interne est responsable des phénomènes profonds qui animent notre planète :

- il produit les magmas générateurs des roches éruptives,*
- il génère les roches métamorphiques en modifiant les assemblages minéralogiques des roches préexistantes,*
- par les lents mouvements de convection qu'il engendre en profondeur, il déplace les continents et soulève des chaînes de montagnes.*

Cette énergie qui nous vient du Soleil

L'énergie solaire nous parvient sous la forme d'un rayonnement comprenant des rayons ultraviolets, de la lumière visible et un rayonnement infrarouge. Le tiers de ce rayonnement est directement réfléchi vers l'espace par les nuages, les neiges et les glaciers. La quantité restante est considérable. Elle est en moyenne de 241 watts par mètre carré soit une valeur 4000 fois plus grande que le flux de chaleur interne de la Terre.

Toutefois, la Terre finit par restituer la totalité de l'énergie solaire reçue à l'espace interplanétaire, sous la forme d'un rayonnement infrarouge. L'équilibre entre l'énergie reçue et celle qui est restituée a pour principale conséquence de maintenir la surface de la Terre à la température moyenne de 15°.

Cet équilibre est complexe car les régions proches de l'équateur reçoivent plus de chaleur qu'elles ne peuvent en rayonner alors que les régions polaires sont dans la situation inverse. Pour compenser ce déséquilibre il y a transfert de chaleur des régions équatoriales vers les régions septentrionales par l'entremise des vents dominants et des courants marins.

Elle est responsable des phénomènes qui animent notre planète :

- *elle est directement responsable des situations climatiques, des régimes des vents, des cyclones, des courants marins et du cycle évaporation-précipitation,*
- *elle permet le maintien de la vie sur Terre,*
- *elle provoque indirectement l'altération des roches, la destruction des reliefs montagneux et la formation des roches sédimentaires.*

La Terre emprunte de l'énergie solaire

La Terre utilise - momentanément - une partie de l'énergie solaire pour maintenir la vie à sa surface, en particulier pour la croissance des végétaux. Cette énergie peut alors être stockée sous forme de bois, de tourbe, de charbon et de pétrole. Mais inexorablement, l'énergie dégagée par le pourrissement du bois ou par la combustion du charbon et du pétrole, restituera cette énergie à l'espace interplanétaire !

Cyclone produit par les effets de l'énergie solaire



Le cyclone "Catarina" vu de la station spatiale internationale le 25 mars 2004

L'épiderme de la Terre

La croûte terrestre, une mince pellicule

La croûte terrestre est une mince pellicule de roches épaisse d'à peine une cinquantaine de km, qui recouvre des couches plus profondes appartenant au **manteau terrestre**. L'étude de cette mince pellicule relève de la géologie.

Le changement brusque de la nature des roches entre la croûte et le manteau constitue une discontinuité dite de Mohorovičić¹, du nom du géophysicien qui l'a découverte. Elle est mise en évidence par la variation rapide de la vitesse des ondes sismiques à ce niveau.

Seule la partie supérieure de la croûte terrestre nous est directement accessible. Les entailles que l'érosion y a creusées nous permettent d'entrevoir certaines parties de son sous-bassement. Mais les parties les plus profondes ne nous sont connues qu'à travers des mesures géophysiques. La discontinuité de Mohorovičić se situe à environ 8 kilomètres sous le fond des océans. Sous les continents, elle varie entre 25 et 60 km. Les sondages les plus profonds n'ont jamais réussi à l'atteindre.

La croûte terrestre n'est pas de même nature sous les océans ou sous les continents, ce qui nous conduit à distinguer la **croûte océanique** de la **croûte continentale**.



La croûte continentale

Son épaisseur est variable. Elle va de 25 km sous les basses plaines à 60 km sous les hautes chaînes de montagnes. Sa structure est toujours très compliquée et la plupart des roches qui la composent sont très anciennes. Leur âge atteint souvent un milliard, parfois même deux ou trois milliards d'années.

Dans la partie supérieure, prédominent les roches sédimentaires, les schistes cristallins, les gneiss et les granites. La partie inférieure est moins bien connue. Elle est un peu plus dense et comporte des roches sombres dont la composition semble se rapprocher de celle des basaltes. Les rares endroits où ces roches nous sont accessibles montrent des amphibolites, des gabbros et des éclogites.

La croûte océanique

Comparativement à la croûte continentale, la croûte océanique est mince, sa structure est simple et uniforme. L'âge des roches qui la composent ne dépasse pas 200 millions d'années. Elle est constituée de roches éruptives de la famille des basaltes. Son épaisseur constante est d'environ 8 km.

¹ Andrija Mohorovičić (1857-1936), géophysicien yougoslave

*Paradoxalement, la croûte océanique nous est presque mieux connue que la croûte continentale. En effet, lors des mouvements tectoniques responsables de la surrection des chaînes de montagnes, il arrive que des fragments complets de croûte océanique s'échouent sur le domaine continental. Les roches qui les constituent sont connues sous le nom général d'**ophiolites**.*



Laves en coussins à l'aplomb de la faille médio-atlantique



Fragment de croûte océanique fossile jurassique montrant encore la struc-

Ce sont, en quelque sorte des fragments fossiles de croûte océanique. Leur étude nous permet de connaître en détails leur structure et leur mode de formation.

Sous une profondeur moyenne de 5 km d'océan, on rencontre successivement, du haut vers le bas :

-une mince couche de dépôts sédimentaires non consolidés qui sont les résidus les plus fins de l'érosion des continents,

-des coulées de basaltes qui, en s'épanchant sous la mer, prennent des formes caractéristiques dites en "coussins",

-des essaims de filons basaltiques verticaux qui, au moment de leur mise en place, alimentaient les coulées qui les surmontent,

-des roches éruptives de la famille des gabbros, montrant souvent des structures litées, générées par l'accumulation, au sein du magma, de minéraux denses sur le plancher océanique.

De la dérive des continents à la tectonique des plaques

Frappé par la complémentarité des contours côtiers de part et d'autre de l'Atlantique, le savant allemand Alfred Wegener avait exposé, en 1912, une théorie connue sous le nom de *dérive des continents*. Il comparait les continents à de vastes radeaux "flottant" sur des roches plus denses et pouvant se déplacer extrêmement lentement les uns par rapport aux autres. Malgré de solides arguments scientifiques, basés sur des observations minutieuses, beaucoup de géologues restèrent sceptiques et refusèrent d'admettre les idées de Wegener.

Cinquante ans plus tard, grâce aux nouvelles découvertes de la géophysique, la dérive des continents a été réactualisée sous une formulation plus moderne. Elle est aujourd'hui universellement acceptée par les géologues sous le nom plus général de *tectonique des plaques*. Ainsi l'épiderme de la terre est constitué d'une douzaine de plaques en constante évolution qui se déplacent lentement les unes par rapport aux autres.



Première preuve de la dérive des continents, mesosaurus braziliensis est un petit crocodile d'eau douce ayant vécu au Trias, avant la séparation des deux continents, et dont l'aire d'extension se situe à cheval sur l'Est du Brésil et l'Ouest de l'Afrique.

La lithosphère, matériau de base des plaques

Les résultats d'études géophysiques montrent que la *croûte continentale* et la *croûte océanique* constituent, avec une petite partie du manteau supérieur, une couche de roches rigide, d'une centaine de kilomètres d'épaisseur, appelée *lithosphère*.

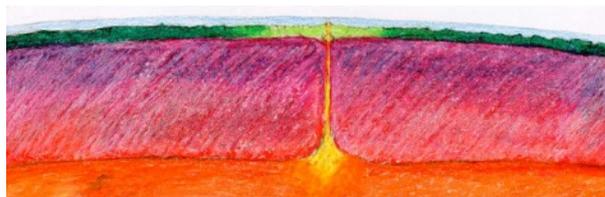
La lithosphère n'est pas une couche continue, mais elle est morcelée en une douzaine de plaques qui, tels d'immenses radeaux, se déplacent lentement les unes par rapport aux autres, "glissant" sur une zone relativement plastique plus profonde, l'*asthénosphère*.

Cette dernière s'étend jusque vers 700 km de profondeur. Les plaques les plus importantes sont les plaques africaine, eurasiatique, pacifique, nord-américaine, sud-américaine, indo-australienne et antarctique. La nature de la croûte qui constitue la partie superficielle des plaques peut être océanique, continentale ou parfois mixte.

Les mouvements qui animent la lithosphère impliquent que deux plaques voisines peuvent soit s'écartier l'une de l'autre, soit entrer en collision ou, plus simplement, coulisser l'une contre l'autre. On distingue donc trois types de jonction entre les plaques :

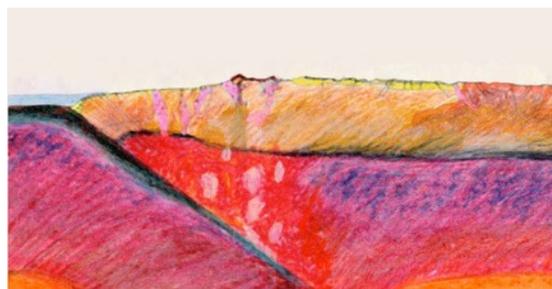
1. Écartement de deux plaques :

La montée de laves basaltiques le long de gigantesques fissures, appelées **dorsales océaniques** ou **rifts**, repousse chaque plaque l'une de l'autre de quelques centimètres par an. Ces roches nouvelles, venues des profondeurs du manteau, se partagent et s'intègrent à chacune des plaques bordières, assurant ainsi leur rajeunissement permanent.



2. Convergence de deux plaques :

Lorsque deux plaques convergent l'une vers l'autre, la plus dense plonge sous l'autre et s'enfonce dans les profondeurs du manteau où elle finit par être résorbée par fusion. Le glissement s'effectue le long d'un gigantesque plan de contact incliné qui s'enfonce jusqu'à environ 700 km de profondeur. Ce phénomène s'appelle la **subduction** et la zone affectée par ces mécanismes porte le nom de **zone de subduction**.



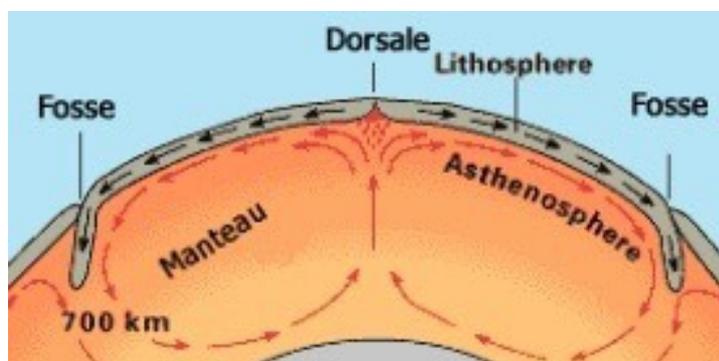
3. Coulissage de deux plaques :

Lorsque deux plaques voisines se déplacent parallèlement l'une à l'autre, dans des directions opposées. Ce coulissage horizontal entre les deux bordures s'opère le long de gigantesques fractures appelées **failles transformantes**. Les déplacements ne sont pas continus, mais se font par à-coups successifs qui provoquent à chaque fois un tremblement de terre.

Les phénomènes géologiques qui marquent ces trois types de frontière entre plaques lithosphériques conditionnent toute l'évolution des continents et des océans.

Les forces qui engendrent les mouvements des plaques

Les magmas qui continuellement alimentent en matériel nouveau les bords des deux plaques naissantes, proviennent de la fusion partielle de roches sous-jacentes situées entre 50 et 100 km de profondeur, dans le manteau supérieur. La cause de cette fusion partielle ne nous est pas vraiment connue, mais beaucoup d'indices portent à croire que la chaleur qui en est responsable est véhiculée par d'immenses courants de convection, extrêmement lents, qui affectent les zones profondes du globe, transférant ainsi de la chaleur du centre de la planète vers la surface.



Courants de convections qui expliqueraient le déplacement des plaques lithosphériques

Les dorsales océaniques sont des chaînes volcaniques

Ce sont de longues chaînes montagneuses sous-marines qui partagent, en leur milieu, les grands océans. Elles présentent en leur centre une vallée axiale appelée rift, large de 10 à 30 km, au cœur de laquelle se produisent les effusions de laves basaltiques qui alimentent la croissance continue des plaques.

En s'épanchant sous l'eau, les basaltes se disposent en paquets grossièrement sphériques empilés les uns sur les autres. On les appelle laves "en coussins".

L'Islande, avec son activité volcanique intense, est une portion émergée de la dorsale médio-atlantique. En s'éloignant de la dorsale, on observe de nombreuses failles, les unes parallèles à l'axe du rift, les autres perpendiculaires. Les premières sont causées par le tassement du plancher océanique par refroidissement de la lithosphère sous-jacente, les secondes sont dues à des vitesses différentes, selon l'endroit, de l'ouverture du rift. Le long du rift, on observe de nombreuses sources thermales très chaudes, liées à l'activité volcanique. Elles sont riches en sulfures métalliques.

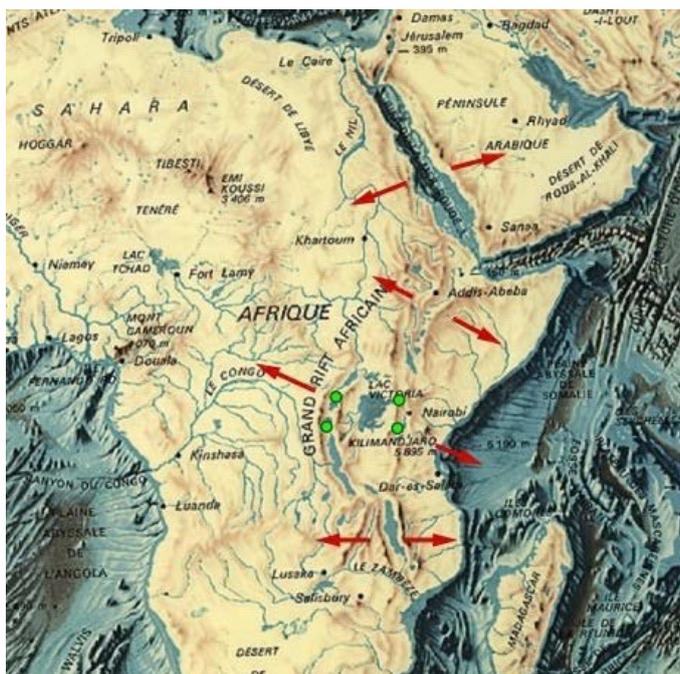
La courte vie des plaques océaniques

Au début de leur existence, les plaques sont toujours de nature océanique. Tels de gigantesques tapis roulants, elles prennent naissance le long des dorsales, s'en éloignent lentement en se recouvrant peu à peu de sédiments, puis disparaissent en s'enfonçant sous une autre plaque moins dense, à l'aplomb d'une zone dite de subduction.

L'âge de la croûte océanique ainsi formée augmente régulièrement lorsqu'on s'éloigne de l'axe de la dorsale. Mais sa durée de vie, relativement courte, n'excède jamais 200 millions d'années au moment où elle disparaît sous une autre plaque.

Le Rift africain : une dorsale océanique en gestation

L'Afrique de l'Est est parcourue du Sud au Nord par un fossé d'effondrement, appelé Rift, qui pourrait être l'indice d'un futur morcellement du continent africain et de l'apparition d'un nouvel océan. La structure géologique du Rift, avec ses réseaux de failles et ses épanchements basaltiques, est caractéristique d'une dorsale océanique en voie de formation. Il est facile d'en suivre le cheminement sur une carte géographique car il est jalonné de lacs et de volcans.



Les nodules de manganèse

En de nombreux endroits, les fonds des grands océans sont recouverts par des concrétions en forme de nodules, constituées principalement d'hydroxydes de manganèse et de fer. Ils renferment jusqu'à 25% de manganèse, 10% de fer ainsi que des quantités appréciables de cuivre, de nickel et de cobalt. L'origine de ces concrétions métalliques est à mettre en relation avec les sources hydrothermales sous-marines liées aux épanchements basaltiques qui régénèrent en permanence la croûte océanique.



Nodules polymétalliques au fond de l'océan

Les plaques passent sur des "points chauds"

Il semble qu'il existe dans le manteau supérieur des régions ponctuelles éloignées de toute faille océanique, caractérisées par la diffusion d'un flux de chaleur important qui entraîne la production de volumes considérables de magmas. Les géologues les ont baptisés "**points chauds**". Ils semblent être ancrés profondément dans le manteau et ne sont pas entraînés par les plaques lithosphériques qui se déplacent au-dessus d'eux.

Les conséquences de ce phénomène est l'apparition d'un volcanisme sur les plaques lithosphériques à l'aplomb des points chauds. On observe souvent en surface des chapelets de volcans éteints et anciens à une extrémité, actifs et jeunes à l'autre extrémité. Chaque édifice volcanique a été actif au moment de son passage à l'aplomb du point chaud. Les volcans des îles Hawaï ou le Piton de la Fournaise à la Réunion en sont l'exemple type.



Le Piton de la Fournaise sur l'île de la Réunion est un volcan situé au-dessus d'un point chaud.

Les zones de subduction

Lorsque deux plaques se rencontrent, la plus dense des deux plonge sous l'autre et s'enfonce dans le manteau où elle finit par se résorber vers 700 km. de profondeur. Les tensions et l'augmentation de température auxquelles est soumise la plaque descendante, le long du **plan de subduction**, sont à l'origine des éruptions volcaniques et des violents tremblements de terre qui jalonnent ces zones.

Les phénomènes qui accompagnent la subduction sont complexes. Ils aboutissent toujours à la création de matériel de nature continentale - roches de type granitique - et à la formation de reliefs montagneux. Les roches englouties sont soumises à une augmentation de température. Elles subissent une fusion partielle qui donne naissance à d'immenses masses magmatiques qui tendent à monter vers la surface. La fraction du magma qui atteint la surface de la croûte terrestre est riche en silice et génère un volcanisme de type explosif. Les roches émises par ce type de volcans sont des andésites.

Genèse des magmas basaltiques et andésitiques			
<i>Lors de la fusion partielle d'une roche, le magma produit possède la composition chimique des parties les plus facilement fusibles. La fusion partielle du manteau supérieur produit des magmas basaltiques alors que la fusion partielle d'une plaque lithosphérique résorbée dans le manteau, produit des magmas andésitiques ou même parfois granitiques.</i>			
<i>zone</i>	<i>comp. du magma</i>	<i>origine du magma</i>	<i>température</i>
<i>zone de subduction</i>	<i>andésitique ou granitique</i>	<i>fusion partielle de la plaque descendante.</i>	<i>700° à 800°</i>
<i>faille océanique</i>	<i>basaltique</i>	<i>fusion partielle du manteau supérieur</i>	<i>> 1'000°</i>

Les magmas qui n'atteignent pas la surface cristallisent en profondeur formant de gigantesques **batholites** granitiques qui participent à l'accroissement du volume de la croûte continentale. Les effets de la convergence de deux plaques dépendent de la nature de la croûte qui les surmonte. On peut observer trois types de convergence :

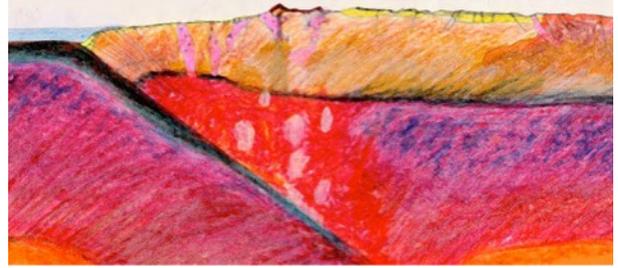
1. Convergence de deux plaques océaniques

Les marques extérieures qui signalent l'emplacement de la subduction d'une plaque océanique sous une autre sont les **arcs insulaires**, ces guirlandes d'îles volcaniques bordées, du côté de la plaque descendante, de fosses océaniques profondes. Les Iles Aléoutiennes, les Iles Kouriles, l'Archipel du Japon en sont les exemples caractéristiques.



2. Convergence entre plaque océanique et plaque continentale

La subduction d'une plaque océanique sous une plaque continentale provoque sous cette dernière la formation d'une cordillère élevée, accompagnée d'une activité volcanique importante et soulagée par des tremblements de terre violents. La Cordillère des Andes en est l'exemple-type.



3. Convergence de deux plaques continentales

La croûte continentale, plus rigide et moins dense que la partie inférieure de la plaque plongeante, ne se laisse pas entraîner dans les profondeurs du manteau : elle reste en surface et entre en collision avec la plaque continentale opposée. Le raccourcissement de la croûte continentale qui résulte de cette rencontre conduit à la formation d'importantes chaînes de montagnes. Ainsi la chaîne himalayenne est la conséquence de la collision entre les plaques asiatique et indienne. De même, les Alpes ont été formées au cours de l'ère tertiaire, par la rencontre des plaques africaine et eurasiennne.



Le raccourcissement de la croûte continentale qui résulte de cette rencontre conduit à la formation d'importantes chaînes de montagnes. Ainsi la chaîne himalayenne est la conséquence de la collision entre les plaques asiatique et indienne. De même, les Alpes ont été formées au cours de l'ère tertiaire, par la rencontre des plaques africaine et eurasiennne.

La collision entre la plaque indienne et la plaque asiatique

Il y a 40 millions d'années, la plaque indienne est entrée en collision avec la plaque asiatique, refermant l'océan qui les séparait. Poursuivant ensuite sa pénétration dans le continent asiatique à une vitesse estimée à 5 cm par an, la plaque indienne a provoqué la surrection de l'Himalaya, la plus formidable chaîne de montagne de notre globe. Cette poussée, encore active aujourd'hui, est la cause des violents tremblements de terre qui ébranlent périodiquement le Nord de l'Inde, la Chine, la Mongolie et la Russie.



L'Himalaya est la plus puissante chaîne de montagnes. Elle est née de la collision des plaques indienne et asiatique.

Les failles transformantes

Lorsque deux plaques voisines déplacent dans des directions opposées, le coulissement horizontal entre les deux bordures s'opère le long de gigantesques fractures, appelées failles transformantes. Les déplacements ne se font pas continus, mais se font par à-coups successifs qui provoquent à chaque fois un tremblement de terre.

La faille San Andrea, en Californie, est l'exemple le plus connu de faille transformante. Sur plus de 1200 km, du Mexique jusqu'au nord de San Francisco, on observe une grande cassure dans le paysage : c'est la faille San Andrea. Elle permet le coulissement de la plaque pacifique le long de la plaque nord américaine. La somme des déplacements observés après chaque tremblement de terre montre que la Californie du Sud, entraînée par la plaque pacifique, glisse vers le nord-ouest à la vitesse moyenne de 6 cm par an.

Il y a une vingtaine de millions d'années encore, la Basse Californie faisait partie intégrante du continent américain. A cette époque, la mise en mouvement de la plaque pacifique vers le nord-ouest a créé la faille de San Andrea, entraînant une mince bande de continent, ouvrant le Golfe de Californie. Si le mouvement se poursuit, les villes de Los Angeles et San Diego seront plus au nord que San Francisco dans 20 millions d'années et dans 50 millions d'années la Basse Californie sera une île !

La faille San Andrea en Californie

Le coulissage de la plaque pacifique contre la plaque nord-américaine et en moyenne de 6 cm par an. Le mouvement se fait par à-coups, provoquant chaque fois un tremblement de terre.



Volcans et tremblements de terre



Piton de la Fournaise, Le Réunion, éruption de mars 1998 (photo Serge Gelabert)

Ce sont les conséquences des mouvements des plaques

Matérialisant les lents processus qui ponctuent la vie de notre planète, les volcans et les tremblements de terre sont les témoins les plus spectaculaires des mouvements qui affectent les soubassements de la croûte terrestre. Leurs manifestations sont les conséquences des mouvements des plaques lithosphériques.

Ils mettent en évidence les gigantesques quantités d'énergie que ces processus mettent en jeu. De tout temps ils ont fasciné et effrayé les hommes.

Dans quelles régions se manifestent-ils ?

Les volcans s'alignent le long des dorsales océaniques et des zones de subduction. La "ceinture de feu" qui entoure l'Océan Pacifique, jalonnée de volcans explosifs violents, matérialise l'emplacement de zones de subduction.

Plus discret, le volcanisme des dorsales océaniques se déroule sous les océans et n'est visible qu'en quelques points exceptionnellement émergés, en Islande par exemple.

On les trouve aussi au milieu de plaques lithosphériques, loin des dorsales ou des zones de subduction, au-dessus des anomalies thermiques que les géologues appellent "points chauds".

Les régions sujettes aux tremblements de terre coïncident plus particulièrement avec les zones de subduction, les failles transformantes et, dans une moindre mesure, avec les dorsales océaniques.



Volcans et les tremblements de terre se situent sur des limites des plaques lithosphériques

Les volcans

Sans magmas, il n'y aurait pas de volcans

L'ensemble des phénomènes volcaniques est dû à l'arrivée d'un magma en surface. Là, après séparation plus ou moins brutale de ses produits gazeux, il génère les coulées de lave qui s'écoulent sur les flancs du volcan.

*Les laves issues des dorsales océaniques et des points chauds sont de **composition basaltique** alors que celles qui sont émises dans les zones de subduction sont généralement de type **andésitique** ou **rhyolitique**. Ce sont des processus géologiques différents qui donnent naissance à ces deux familles de magma.*

Magmas des dorsales océaniques et des points chauds

Les mesures sismiques montrent que, dans l'ensemble, les roches du manteau sont à l'état solide. Seules quelques zones situées entre 50 et 150 km de profondeur sont susceptibles de fondre. A ces profondeurs, la température des roches se rapproche beaucoup de celle de leur point de fusion. Il suffit donc d'une augmentation légèrement anormale de la température ou d'une faible diminution de la pression pour entraîner la fusion d'une partie des roches. Les régions situées à l'aplomb des courants ascendants chauds sont plus particulièrement exposées à une fusion partielle.

Seules les parties les plus fusibles de la roche fondent, laissant à l'état solide les constituants les plus réfractaires. Pour cette raison, on parle de **fusion partielle**. La fraction des roches qui a fondu constitue un magma qui tend à s'élever vers la surface, car sa densité est inférieure à celle des roches restées à l'état solide. Ce type de magma alimente en laves les grandes dorsales océaniques et les points chauds. Ce sont des magmas de composition basaltique dont la température se situe aux alentours de 1'200°. Ils ne peuvent en aucun cas exister sous forme liquide en dessous de 1'000°.

Magmas des zones de subduction

Lorsqu'une plaque lithosphérique s'enfonce sous une autre, elle conserve une certaine identité jusqu'à environ 700 km de profondeur avant d'être assimilée par les roches du manteau. Entre 150 et 300 km de profondeur, l'énergie dégagée par les nombreuses contraintes mécaniques qu'elle subit, provoque une fusion partielle des roches. Les magmas ainsi produits alimentent les nombreux volcans qui jalonnent les zones de subduction. La composition chimique de ces magmas est intermédiaire entre celles des granites et des basaltes. Les roches qui en dérivent sont des andésites. Parfois même, la composition de la lave est presque identique à celle des granites. Ce sont alors des rhyolites. Le point de fusion des magmas andésitiques et rhyolitiques se situe aux alentours de 700°. Ces magmas sont visqueux et engendrent un **volcanisme explosif**. La célèbre "ceinture de feu" qui encercle l'Océan Pacifique constitue la trace visible des zones de subduction.

Une partie de ces magmas n'atteint pas la surface de la terre. Ils forment alors en profondeur d'immenses **batholites** dont le refroidissement lent produit des roches granitiques.

Magma et lave

On réserve le terme de **magma** à la masse de roche en fusion au cours de son ascension vers la surface. Il renferme des produits gazeux confinés par la pression qui règne en profondeur.

En arrivant à la surface, les produits gazeux s'échappent en produisant l'activité explosive du volcan. Une fois dégazéifiée, la roche en fusion qui s'écoule tranquillement prend le nom de **lave**.

La cristallisation fractionnée génère des magmas différents

Lors du refroidissement d'une grande masse magmatique en profondeur, les minéraux les plus réfractaires (minéraux ferromagnésiens, oxydes métalliques) cristallisent les premiers. A cause de leur densité plus élevée que celle du liquide restant, ils ont tendance à sombrer et à s'accumuler dans les zones profondes du magma, enrichissant par la même occasion la partie supérieure, moins dense, en silice et en éléments alcalins, moins fusibles. Ce processus est en quelque sorte le phénomène inverse de la fusion partielle que nous avons décrite plus haut. Par ce mécanisme, un même magma peut donc se scinder et engendrer des roches chimiquement différentes. On parle alors de **différenciation magmatique**.

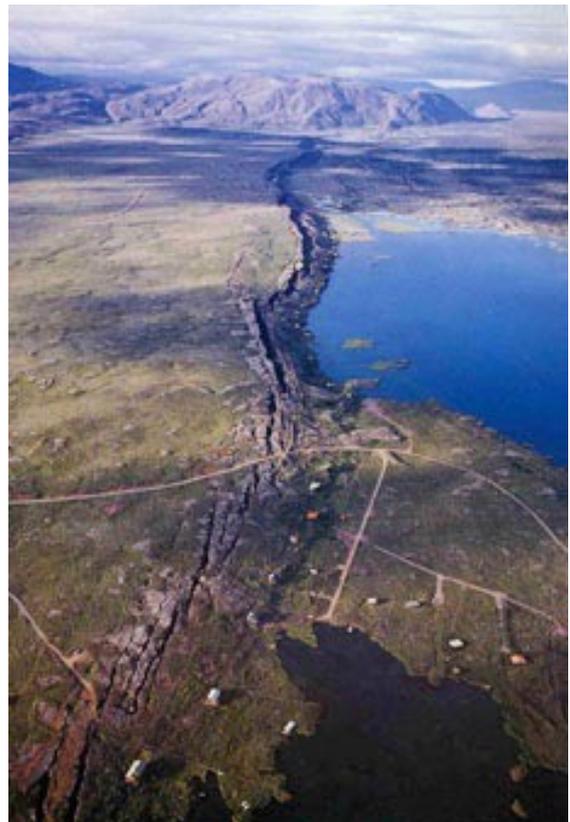
Ainsi, à partir d'un magma originellement basaltique, la différenciation magmatique tend à produire un magma andésitique ou rhyolitique au sommet du réservoir magmatique, alors que les minéraux les moins fusibles cristallisent en profondeur sous forme de batholites de roches très riches en éléments ferromagnésiens. Ce phénomène est responsable de l'évolution chimique des laves rejetées par certains volcans au cours d'une même phase éruptive.

A l'aplomb des dorsales océaniques

La majeure partie de l'activité volcanique se déroule sous les océans, le long des dorsales océaniques. Ce volcanisme se manifeste par de volumineux épanchements sous-marins de basaltes qui assurent en permanence le renouvellement du plancher océanique en expansion. Au contact de l'eau, la lave se dispose en bourrelets successifs qui donnent à la coulée l'aspect d'un empilement de coussins. On parle alors de "laves en coussins". La majeure partie de cette activité échappe à notre observation. Toutefois ce type de volcanisme est localement visible en Islande ou aux Açores, qui sont des parties émergées de la dorsale atlantique.

Une faille océanique émergée

L'Islande est située à cheval sur la dorsale médio atlantique. L'île s'élargit de quelques centimètres par an dans le sens est-ouest. En son centre, le long des failles sud-ouest nord-est, des laves nouvelles viennent continuellement alimenter les deux bords des plaques en expansion. Les éruptions sont caractérisées par de vastes épanchements de laves basaltiques fluides, généralement issues de fissures allongées. La dégazéification du magma provoque une activité explosive spectaculaire mais peu importante, qui se manifeste par des fontaines de laves, des projections de lapillis et de cendres. En raison de la couleur du matériel en fusion on les appelle parfois "volcans rouges"



La faille médio-atlantique qui partage l'Islande à Thingvellir. Björn Ruriksson)

L'éruption fissurale du Laki, en 1783

En été 1783, une série de fissures parallèles totalisant 25 km de longueur s'ouvre au sud de l'Islande. L'éruption débute par un court épisode explosif avec des fontaines de laves et d'abondantes émissions de cendres. Puis la lave s'écoule par les fissures pendant huit mois, recouvrant près de 600 km². Toute l'atmosphère de l'île est obscurcie par des fu-

mées délétères, principalement des oxydes de soufre, qui détruisent les récoltes et tuent plus de la moitié des animaux domestiques. La famine provoquée par cette éruption fait alors plus de 10'000 victimes. On estime le volume des laves émises à plus de 12 km³. C'est la plus importante coulée de lave jamais observée durant l'époque historique. A titre comparatif, le volume moyen des coulées issues du Kilauea - volcan situé a dessus d'un point chaud - ne dépasse que rarement 0.1 km³.



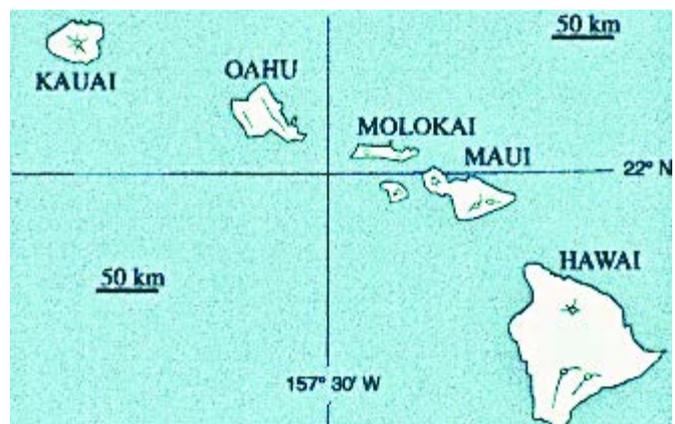
Une éruption fissurale en Islande, septembre 1977

Au-dessus des "points chauds"

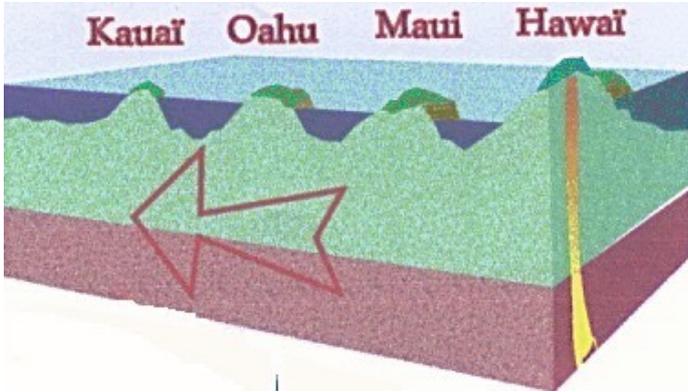
On trouve encore des volcans actifs imposants en plein milieu de plaques lithosphériques, loin des dorsales océaniques et des zones de subduction. L'exemple le plus frappant est celui des îles Hawaï situées au milieu de la plaque Pacifique. A cet endroit, la plaque Pacifique dérive d'une quinzaine de centimètres par an vers le nord-ouest, et tout se passe comme si elle passait au-dessus d'une source de chaleur fixe, un "point chaud". L'activité volcanique apparaît à l'aplomb du point chaud, puis, au fur et à mesure que la plaque s'éloigne vers le nord-ouest, l'activité cesse et un nouveau volcan se forme au sud-est. Contrairement aux dorsales océaniques qui s'étirent sur des milliers de kilomètres, l'aire d'influence d'un point chaud reste confinée à une zone de quelques dizaines de kilomètres de diamètre.

A l'aplomb d'un point chaud : les îles Hawaï

Plantées dans l'Océan pacifique nord, les îles Hawaï constituent l'extrémité sud-est d'une chaîne volcanique longue de plus de 2'000 km. A l'autre extrémité de ce chapelet de volcans on trouve les îles Midway. Cette chaîne se situe au milieu de la plaque Pacifique qui dérive lentement vers le nord-ouest. La plupart des volcans qui constituent cette chaîne sont aujourd'hui immergés. Plus on se dirige vers



le nord-ouest, plus ils sont anciens. L'activité volcanique n'existe aujourd'hui que sur les îles les plus à l'est. Tout se passe comme si cette plaque se déplaçait au dessus d'un point chaud à l'aplomb duquel l'activité volcanique est intense. Puis, dérivant lentement vers le nord-ouest, les volcans s'éteignent les uns après les autres et s'affaissent tranquillement dans l'océan. Seuls les plus élevés d'entre eux émergent encore.



Aujourd'hui c'est l'île d'Hawaï qui se trouve au-dessus du point chaud. Deux volcans y manifestent une activité intense, le Mona Laua (4150 m.) et le Kilauea (1300 m). Sur l'île de Maui, l'activité volcanique est déjà fortement réduite et la dernière éruption notable date du XVIIIe siècle. Au sud d'Hawaï, à une centaine de mètres sous les eaux, un nouveau volcan existe déjà, le Lōihi,

qui, dans une dizaine de milliers d'années, donnera naissance à une nouvelle île.

Les basaltes émis par les volcans hawaïens sont très fluides. Les éruptions débutent généralement par des jets verticaux de laves, sortes de fontaines sans émission importante de cendre. Puis la lave s'écoule tranquillement, souvent jusqu'à la mer.

L'origine des points chauds est encore mal connue. Il semble qu'un déséquilibre thermique ponctuel dans une zone proche du noyau terrestre, puisse entraîner la formation d'un "panache", sorte de courant ascendant de matériel un peu moins dense que le manteau environnant. Tel un bouchon dans l'eau, ce panache s'élève lentement au sein du manteau, assurant ainsi un transfert important de chaleur vers la surface du globe. Aux environs d'une centaine de kilomètres de profondeur, la diminution de la pression engendre alors la fusion partielle des matériaux entraînés par le "panache", fournissant ainsi un magma basaltique qui entretient l'activité volcanique. On observe des épanchements de coulées successives de basalte qui se recouvrent mutuellement. L'extrême fluidité des laves émises provoque, en milieu continental, la formation d'immenses plateaux sub-horizontaux. En milieu océanique, des volcans sous-marins actifs émergent, formant des îles volcaniques caractérisés par des cônes à très faible pente qu'on qualifie parfois de "boucliers". L'activité explosive se réduit à des fontaines de laves et à des émissions peu importantes de cendres. Les laves qui atteignent l'océan forment des dépôts "en coussins".

Au-dessus des zones de subduction

Le volcanisme qui marque les zones de subduction est quantitativement moins important que celui des dorsales océaniques. Mais les volcans qui les caractérisent, tous émergés, frappent notre imagination par les aspects spectaculaires de leur activité.

Ce sont les volcans les plus dangereux

Les laves qui s'en échappent, le plus souvent des andésites et des rhyolites, sont plus riches en silice que les basaltes. Elles sont très visqueuses. Cette dernière particularité leur confère un caractère explosif : explosions gigantesques, nuées ardentes, projections

de volumes immenses de cendre et de poussière. Les éruptions sont toujours très dangereuses pour les populations qui habitent dans leur voisinage. En raison de la couleur des produits qu'ils rejettent, on les appelle parfois "**volcans gris**".



Les Andésites

Les andésites se distinguent du basalte par une teneur plus élevée en silice et une plus faible quantité d'éléments ferro-magnésiens. Leur couleur est un peu plus claire. Elles sont abondantes tout au long de la chaîne des Andes (dont elles tirent leur nom) et tout autour du Pacifique, à l'aplomb des zones de subduction.

Composition minéralogique :

feldspaths : andésine abondante
amphibole : hornblende
micas : biotite



Les Rhyolites

Ce sont des roches gris-clair très riches en silice. Les grains ne sont généralement pas visibles à l'œil nu. Les rhyolites comportent une partie importante de verre. Leur composition chimique est analogue à celle d'un granite.

Composition minéralogique :

silice : quartz
feldspaths : sanidine (variété d'orthose)
micas : biotite
amphibole : hornblende rare

La force d'expansion des magmas rhyolitiques

Lorsqu'on fond du verre, il n'y a pas un passage net entre l'état solide et l'état liquide, mais, sur une assez large marge de température, on obtient un état pâteux, plus ou moins visqueux, qui permet de le façonner, de le souffler et de le mouler. Il en est de même pour les magmas riches en silice qui, par leur viscosité, présentent des propriétés analogues à celles du verre à l'état pâteux. Le refroidissement rapide empêche les cristaux de se former et la roche renferme une proportion élevée de verre. Parfois même, la roche produit un verre naturel : c'est l'**obsidienne**. Cette roche vitreuse renferme des myriades de micro bulles qui emprisonnent des gaz. La grande viscosité du magma ne leur a pas permis de s'échapper. Toutefois, si on chauffe un fragment d'obsidienne au-delà d'une certaine température (aux environs de 800°), la force d'expansion des gaz dépasse subitement la résistance de la pâte vitreuse et on observe un gonflement rapide de la roche qui se transforme presque instantanément en pierre ponce.

Obsidienne et pierre ponce, deux aspects d'une même roche

Un fragment d'obsidienne chauffé lentement dans un four se transforme subitement en pierre ponce à une température bien précise, située entre 700° et 800°. En quelques secondes son volume peut décupler. Ce sont les myriades de bulles microscopiques de gaz renfermés dans l'obsidienne qui gonflent toutes en même temps et confèrent à la



pierre ponce son aspect vacuolaire et sa faible densité. Dans l'île de Lipari, on observe de magnifiques coulées d'obsidienne dont certaines parties, plus chaudes, ont été entièrement transformées en pierre ponce. Ces dernières sont exploitées dans d'immenses carrières à ciel ouvert.

Au cours de cette transformation, le volume de la roche peut facilement tripler, voire même décupler dans certains cas extrêmes. Le gonflement rapide d'une masse magmatique est un des mécanismes qui confèrent aux volcans des zones de subduction leur caractère explosif.

Les volcans peuvent exploser

Si donc une lave riche en silice dont la température est très proche du point d'expansion des gaz, se trouve dans un réservoir magmatique proche de la surface, il suffit d'un faible réchauffement local - une montée de lave nouvelle en profondeur par exemple - ou d'une diminution de la pression pour que subitement, en quelques secondes, toute la lave gonfle, provoquant une explosion gigantesque. Des masses considérables de matériel brûlant sont projetées à plusieurs dizaines de kilomètres d'altitude. De terrifiantes nuées ardentes peuvent dévaler les pentes du volcan, détruisant tout sur leur passage. Parfois même, une partie de l'édifice volcanique est entraîné dans l'explosion.

Pour de nombreux volcans, c'est ce type de mécanisme qui, par l'augmentation brutale du volume du réservoir magmatique, provoque de gigantesques explosions comme celles des volcans indonésiens Tambora, en 1815, et Krakatau, en 1883, ou, plus près de nous, celle du Mont St. Hélène aux USA, en 1980, ou encore du Pinatubo aux Philippines, en 1991, ou du Lascar au Chili, en 1993.

Les produits du volcanisme

Tous les produits proviennent du magma

Les magmas qui alimentent les édifices volcaniques sont des liquides plus ou moins visqueux renfermant une quantité relativement importante de gaz. Souvent, le magma charrie des minéraux déjà formés. Ce sont les minéraux les plus réfractaires, ceux dont la température de cristallisation est plus élevée que la température du magma. On trouve aussi parfois des fragments de roches étrangères arrachés aux parois de la cheminée volcanique et qui n'ont pas été absorbés par le magma.

Comme dans le champagne, les gaz s'échappent

En arrivant en surface, la diminution de la pression provoque l'éclatement de bulles de gaz. Cette **dégazéification** est le moteur de la phase explosive des volcans. De plus, la combustion d'une partie de ces gaz au contact de l'oxygène augmente la température du magma et amplifie la phase explosive.

Inventaire des produits volcaniques

Dans les produits du volcanisme, on trouve :

- **Des produits solides** qui sont dispersés dans l'atmosphère par les explosions. Ce sont soit des parties d'anciens édifices volcaniques, soit des fragments de laves de toutes tailles, rapidement refroidis au cours de leur trajectoire ;
- **Des liquides** plus ou moins visqueux, les laves, qui après leur dégazéification, s'écoulent tranquillement et constitueront, après leur refroidissement, les roches volcaniques ;
- **Des émulsions**, mélange de gaz brûlants et de lave incandescentes qui, telles des avalanches, dévalent les pentes des édifices volcaniques ;
- **Des vapeurs et des gaz** largement dispersés dans l'atmosphère.

Les projections solides

Désignés aussi sous le nom de **pyroclastites** par les géologues, les produits solides sont classés selon leur taille. On distingue successivement, des plus gros aux plus petits, les blocs, les bombes, les lapillis, les cendres et les poussières.

- **Les blocs** sont des fragments de roche solide arrachés aux parois de la cheminée volcanique par la violence des explosions. Leur taille va de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres.
- **Les bombes** sont des fragments de lave liquide ou visqueuse projetés par l'activité explosive. Au cours de leur trajectoire, elles peuvent acquérir une forme en fuseau, en tournoyant sur elles-mêmes. D'autres, en s'écrasant au sol prennent la forme dite "en bouse de vache". Parfois, leur surface craquelée leur donne l'aspect "en croûte de pain". La taille des bombes va de quelques centimètres à plus d'un mètre.



Bombes volcaniques, Auvergne

- *Les lapillis* sont de petits fragments de lave de quelques millimètres à quelques centimètres, aux formes irrégulières, entièrement consolidés au cours de leur trajectoire aérienne. Ils ont l'aspect de scories.
- *Les cendres* sont les fragments de moins de 2 mm. Elles sont souvent emportées par les vents à une grande distance de l'édifice volcanique.
- *Les parties les plus fines, les poussières,* peuvent parcourir des milliers de kilomètres. En retombant, les produits solides participent à la construction de l'édifice volcanique. Par consolidation, ces dépôts constitueront ultérieurement les brèches et les tufs volcaniques. De leur côté, les cendres les plus fines constitueront les cinérites



*Scories, Puy des Goules, Auvergne
(photo Hélène Janin)*



*Champ de cendre sur l'Etna
(photo Emmanuel Lattes)*

Les laves

Tels de majestueux fleuves incandescents, les laves s'écoulent en suivant les lignes de plus forte pente. Leur vitesse dépend de leur fluidité et de la pente. Elle peut dépasser 50 km/h pour les plus fluides. Au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la source, la surface de la coulée se charge de blocs de lave solidifiée qui finissent par la recouvrir complètement.

Le courant incandescent s'écoule alors dans des tunnels qui alimentent en lave l'extrémité de la coulée.

L'aspect de la surface d'une coulée après sa solidification dépend de la fluidité de la lave, de sa température et de sa vitesse d'écoulement. Lorsque la lave est fluide et que la vitesse d'écoulement est constante, elle conserve en surface une certaine plasticité.

Après refroidissement, la surface de la coulée est plane et lisse. On parle alors de lave *pahoehoe*, terme hawaïens qui signifie "sur laquelle on peut marcher à pieds nus". Lorsque la vitesse diminue, la croûte encore plastique forme des bourrelets en forme d'arcs emboîtés les uns dans les autres. C'est la *lave cordée*.

Lorsque la viscosité est importante, la surface reste rugueuse et se brise alors en de nombreux fragments. C'est la *lave scoriacée* que les hawaïens appellent *aa*, ce qui signifie "sur laquelle on ne peut pas marcher pieds nus". Après solidification de sa surface, la masse de la coulée se refroidit à son tour.

Dans certaines circonstances, si le refroidissement est lent, des fractures de retrait peuvent apparaître perpendiculairement à la surface de la coulée, provoquant la formation de colonnes spectaculaires.



Lave cordée et lave lisse de type "pahoehoe, Hawaï.



Colonnes de basalte en Irlande connues sous le nom de "Chaussée des géants".

*Parfois même, lorsque la lave est extrêmement visqueuse (magma rhyolitique), elle n'arrive pas à s'écouler. Elle forme alors un **dôme** qui gonfle au-dessus de la cheminée, voire une aiguille qui s'élève au-dessus du volcan.*



Dômes de laves rhyolitiques, péninsule de Kefalos, Kos, (photo Cedric Schnyder)

Les nuées ardentes

*Lors des explosions qui ponctuent les éruptions des volcans andésitiques ou rhyolitiques, on observe souvent la formation de **nuées ardentes**. Ce sont des émulsions de débris de lave incandescente et de gaz brûlants qui, comme une avalanche, dévalent les*

*pent*es du volcan à grande vitesse, détruisant tout sur leur passage. Leur température peut atteindre 800°.



Nuée ardente dévalant les flancs du Lâscar, Chili (photo Jacques Guarino)

*En se déposant sur le sol, les nuées ardentes forment des tufs plus ou moins consolidés ou, lorsque leur température est suffisamment élevée, les myriades de fragments de lave se soudent les uns aux autres et donnent naissance à des roches ressemblant aux rhyolites mais avec une structure particulière, les **ignimbrites**.*

Ignimbrite constituée de fines cendres de ponce. Nouvelle Zélande.



Les produits gazeux

Ce sont des gaz riches en soufre, chlore, fluor et carbone qui, combinés à l'eau, produisent les acides sulfurique, chlorhydrique, fluorhydrique, l'anhydride sulfureux et les oxydes de carbone. Très corrosifs, ces acides entraînent avec eux de nombreux autres éléments.

Abondants en période d'activité où ils constituent un panache majestueux au-dessus du volcan, ils persistent en période de repos sous forme de *fumerolles* s'échappant de fissures dispersées à l'intérieur du cratère et sur les flancs du volcan. On les appelle aussi *solfatares*, à cause des dépôts de soufre qui couvrent souvent les parois des fissures dont elles s'échappent.



Contenu du panache de l'Etna

Des études ont été faites sur le contenu journalier en gaz et en aérosols du panache de l'Etna durant l'année 1976. Les résultats sont impressionnants et montrent les perturbations importantes que peuvent provoquer les volcans sur l'environnement, plus particulièrement sur l'atmosphère (d'après J. Carbonnelle et al., 1976).

sous forme d'émanations gazeuses			sous forme d'aérosols*					
anhydride sulfureux	SO ₂	3'000 t.	S	420 t.	Zn	3'000 kg	Cd	28 kg
dioxyde de carbone	CO ₂	86'000	Cl	300	Cu	1'000	V	24
acide sulfurique	H ₂ SO ₄	280	K	28	Se	630	Cr	20
acide chlorhydrique	HCl	11'500	Na	26	Mn	390	Sb	10
acide fluorhydrique	HF	450	Ca	20	Pb	360	Ag	9
			Br	6.3	As	110	Co	8
			Al	6.0	Ni	100	Cs	4
			Fe	3.0	Hg	75	Au	2.4

*suspension de gouttelettes et de particules solides très fines.

Les volcans et l'Homme

Les hommes oublient le danger

La fertilité des sols volcaniques incite des populations nombreuses à s'installer au voisinage des volcans. Au cours des périodes de repos - souvent longues - de leur dangereux voisin, les gens oublient la menace qui pèse sur eux.



Vue de Pompéï avec le Vésuve à l'horizon.

La ville a été recouverte par une nuée ardente le 29 août 79, tuant tous les habitants qui n'avaient pas réussi à fuir.

Les malheureux habitants de Pompéï et d'Herculanum en ont fait la cruelle expérience en l'an 79. Ils imaginaient que le Vésuve était un volcan éteint. Aujourd'hui encore, malgré la même menace, plus d'un million d'habitants sont installés sur les flancs du Vésuve, dans une zone beaucoup plus exposée que ne l'étaient les sites de Pompéï et d'Herculanum.

Une nuée meurtrière

A fin février 1902, les habitants de Saint-Pierre de la Martinique observent une activité volcanique de plus en plus intense au sommet de la Montagne Pelée, volcan situé à quelques kilomètres de la ville : odeur de soufre, colonne de cendre au-dessus du volcan. Au début avril, on ressent quelques secousses sismiques et il y a même de légères pluies de cendres sur la ville. Au cours du mois d'avril, les chutes de cendres augmentent, les explosions se font plus nombreuses. Les premiers jours de mai une invasion d'animaux sauvages affolés déferle sur la ville, en particulier des serpents et des mille-pattes. Les habitants com-

mentent à s'affoler, mais les commissaires chargés d'apprécier la situation rassurent la population et déclarent que rien ne justifie l'évacuation de la ville.

Le 8 mai, peu avant huit heures du matin, la montagne explose et deux énormes nuages noirs s'échappent du volcan. Le premier monte verticalement au-dessus du cratère mais le second, telle une avalanche incandescente, dévale la pente de la montagne en direction de Saint-Pierre à plus de 100 km/h. En un instant la ville est soufflée et incendiée. En quelques secondes plus de 30'000 habitants sont tués. L'activité du volcan persista encore pendant près de deux ans.



La Rue Victor Hugo, quelques jours après l'éruption

Le géologue français Alfred Lacroix (1863-1948) a décrit le mécanisme de ce type de volcan : un bouchon de lave visqueuse est poussé hors de la cheminée du volcan par l'énorme pression des gaz sous-jacents. Lorsqu'une zone de faiblesse apparaît dans l'édifice volcanique, ces gaz sont expulsés hors du volcan en entraînant des fragments de lave incandescente. Il baptisa ce phénomène de nuée ardente. Ce type de volcanisme est qualifié de péléen.

Dans les mois qui suivirent, un phénomène extraordinaire fut observé par les vulcanologues attirés par l'éruption : un dôme de lave d'environ 150 mètres de diamètre surgit lentement du cratère. Il rougeoyait pendant la nuit. Puis, tel un obélisque, il grandit, formant une sorte d'aiguille trapue. En moins d'une année, cette aiguille s'éleva de plus de 300 mètres et finit par s'écrouler.

Alfred Lacroix a décrit le mécanisme de ce type de volcan : un bouchon de lave visqueuse est poussé hors de la cheminée du volcan par l'énorme pression des gaz sous-jacents. Lorsqu'une zone de faiblesse apparaît dans l'édifice volcanique, ces gaz sont ex-

pulsés hors du volcan en entraînant des fragments de lave incandescente. Il baptisa ce phénomène de nuée ardente. Ce type de volcanisme est qualifié de péléen en référence au nom du volcan : la montagne pelée.

Miracle à Westmannaeyjar

En Islande, les habitants de Westmannaeyjar vivaient tranquillement auprès d'un volcan éteint. La ville avait été construite sur une ancienne coulée de lave datant de plus de 5000 ans. La nuit du 14 novembre 1963, les habitants sont réveillés par ce qu'ils croient d'abord être un feu d'artifice. En réalité un nouveau volcan venait de naître aux portes de la ville !

Le sang-froid des Autorités et la discipline des habitants a permis l'évacuation de toute la population sans faire de victimes



Westmannaeyjar, Islande, 14 novembre 1963.

Les secours furent si bien organisés qu'il n'y eut aucune victime à déplorer

Les éruptions volcaniques peuvent perturber le climat

La mise en circulation dans la haute atmosphère d'énormes volumes de cendres fines, de gaz et d'aérosols, peut perturber le climat. Les particules les plus fines peuvent voyager pendant plusieurs années dans les hautes couches de l'atmosphère, entraînées autour de la Terre entière par les vents dominants. La diminution de l'ensoleillement abaisse momentanément les températures des régions survolées par le nuage de cendres.

L'été froid de 1816 dû à l'explosion du volcan Tambora

En avril 1815, la plus gigantesque éruption volcanique historique connue fait exploser le Tambora, un volcan de 4000 mètres d'altitude situé dans les îles de la Sonde, à l'est de Java. Ce volcan n'avait jamais manifesté de signes d'activité auparavant. Le bruit de l'explosion fut perçu à plus de 1'600 km. On dénombra localement environ 10'000 victimes.

On a estimé à plus de 100 km³ le volume des matériaux expédiés dans l'atmosphère. Après l'éruption, l'altitude de l'ancien volcan n'atteignait plus que 2'800 mètres. Une quantité énorme de cendres très fines resta en suspension dans la haute atmosphère et se mit à tourner autour de la terre, faisant écran au soleil, renvoyant ses rayons par un effet de miroir.

L'été 1816 battit tous les records de froid. A Genève, ce fut l'été le plus froid et pluvieux jamais enregistré dans les annales météorologiques. Dans de nombreuses régions, les récoltes de céréales n'arrivèrent pas à maturité, créant une famine qui entraîna la mort d'environ 80'000 personnes en Europe et en Amérique.



Ce qui reste du Tambora après son explosion en 1815

L'éruption de Tambora à l'origine de Frankenstein ?

Lord Byron, le poète Percy Shelley et son épouse Marie Shelley louent une maison au bord du Lac Léman avec l'intention de visiter la Suisse en suivant les description de Jean-Jacques Rousseau. Mais l'été 1816 exécrable à cause des retombées du Tambora les bloque dans leur villa. Pour passer le temps, ils se proposent chacun d'écrire un texte d'horreur. Seul celui de Marie Shelley passe à la postérité : c'est les fameux Frankenstein qui deviendra rapidement un best-seller !

Mais on peut utiliser la chaleur qu'ils dispensent

En Islande, des captages d'eau bouillante permettent de chauffer les maisons et de les alimenter en eau sanitaire chaude. Les légumes croissent dans des serres chauffées à l'eau chaude. Partout des piscines d'eau chaude offrent aux Islandais les plaisirs de la natation même au cœur de l'hiver. Des captages de vapeur à haute température alimentent en énergie des centrales électriques.



Production d'électricité grâce à des captages de vapeur à haute température, Keflavik, Islande.

On peut prévoir les éruptions volcaniques

La plupart des volcans situés en zone habitée font l'objet d'une surveillance attentive. La surveillance sismique ainsi que l'étude de la déformation des sols sont les techniques les plus performantes pour prévoir les éruptions volcaniques. L'activité sismique résulte de l'ébranlement des roches à travers lesquelles le magma se fraie un chemin au cours de son ascension. Il est donc possible, à l'aide d'un réseau de sismographes installés autour d'un volcan, de suivre la montée du magma des profondeurs vers la surface. Parallèlement aux indications sismiques, on surveille les déformations de l'édifice volcanique. En effet, ce dernier "gonfle" sous l'effet de l'arrivée d'un volume important de magma dans son soubassement. Des appareils mesurent donc les variations de pente des flancs du volcan alors que d'autres surveillent les éventuels déplacements de repères dont les positions et les altitudes sont parfaitement connues.



Piton de la Fournaise : installation GPS (et sa station d'alimentation électrique solaire) utilisée pour surveiller les déformations du volcan.

Les tremblements de terre

Les causes des tremblements de terre

Les tremblements de terre trouvent tous leur origine dans les zones frontières qui séparent deux *plaques lithosphériques*.

L'écartement de deux plaques, à l'aplomb des dorsales océaniques, n'a pas toujours lieu d'une manière simultanée sur toute leur longueur et cela provoque la formation de failles transverses qui sont souvent à l'origine de tremblements de terre. Ceux-ci sont toujours très localisés et ne sont jamais très importants.

Lorsqu'une plaque lithosphérique s'enfonce sous une autre, le long des *zones de subduction*, le contact entre les deux plaques constitue un plan de faille incliné d'environ 30° qui se prolonge jusqu'à près de 700 km de profondeur. Ces mouvements sont à l'origine de violents tremblements de terre. Ainsi, ceux qui ébranlent périodiquement le Chili sont dus à l'enfoncement de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine. Ceux du Japon sont causés par l'enfoncement de la plaque pacifique sous la plaque eurasienne.

Lorsque deux plaques voisines se déplacent à des vitesses différentes, le coulissement horizontal entre les deux bordures s'opère le long de gigantesques fractures. C'est la cause des tremblements de terre californiens qui sont provoqués par les déplacements horizontaux affectant la fameuse faille de San Andrea qui marque la frontière entre les plaques pacifique et nord-américaine.

Les tremblements de terre les plus dévastateurs se situent à l'aplomb des zones de subduction et le long des grandes failles transformantes. L'énergie libérée provoque un ébranlement qui donne naissance à divers types d'ondes qui se propagent à travers tout le globe et qui sont détectées par les sismographes du monde entier.

Foyer et épiceutre

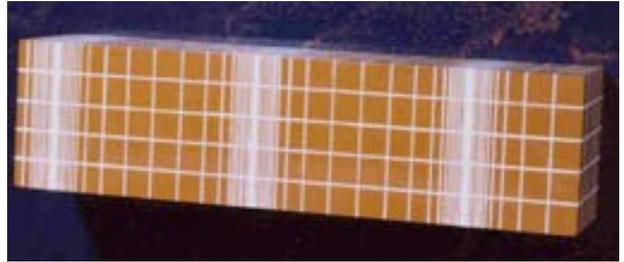
On appelle *foyer* l'emplacement du point de rupture des roches le long du plan de faille. Les foyers des tremblements de terre sont presque toujours situés dans la lithosphère, à moins de 100 km de profondeur. Les seuls cas de foyers plus profonds se trouvent dans les zones de subduction, où ils jalonnent la zone de contact entre la plaque lithosphérique plongeante et le manteau, jusqu'à une profondeur maximale de 700 km.

L'*épiceutre* est le point géographique situé en surface à l'aplomb du foyer. C'est l'endroit où les effets du tremblement de terre sont les plus importants.

Les ondes sismiques

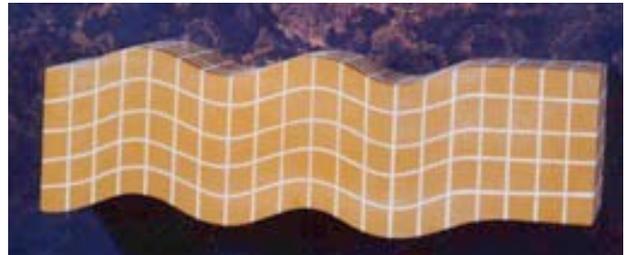
Les ondes auxquelles un ébranlement sismique donne naissance sont principalement de trois types :

- les ondes de compression P qui, alternativement, compriment les roches devant elles et les dilatent derrière elles. Ce sont les plus rapides. Elles se déplacent aux environs de 6.5 km/s, dans les roches superficielles, traversent les solides, les liquides et même l'air, provoquant un grondement semblable à celui qui accompagne un train roulant à grande vitesse ;



Ondes de compression

- les ondes de cisaillement S qui secouent les roches de haut en bas et de gauche à droite comme le mouvement d'une corde qu'on agiterait à l'une de ses extrémités. Elles se déplacent plus lentement que les précédentes, à environ 3.2 km/s dans les roches superficielles. Elles sont enregistrées plus tardivement que les ondes P sur les sismographes. Les ondes S ne peuvent se mouvoir qu'à travers les corps solides. Elles sont complètement absorbées par les liquides ;



Ondes de cisaillement

- les ondes de surface L qui, semblables à la houle des océans, ont une période très longue. Elles ne se déplacent qu'à la surface de la Terre. Seuls des sismographes spéciaux peuvent les détecter. Elles se déplacent plus lentement que les précédentes (2.7 à 3 km/s) et se propagent sur de très grandes distances, faisant parfois plusieurs fois de tour de la Terre avant de disparaître. Elles se subdivisent elles-mêmes en deux composantes selon qu'elles vibrent verticalement ou horizontalement.

Vitesse de propagation des ondes sismiques

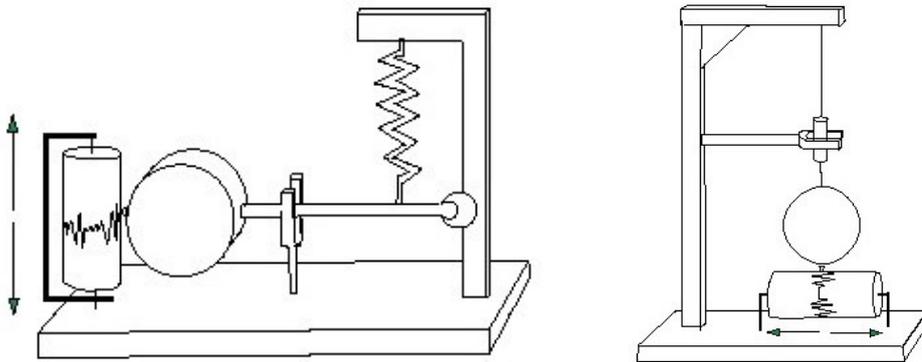
Les vitesses des divers types d'ondes indiquées ci-dessus ne sont vraies que pour les roches superficielles. Les vitesses des ondes P et S varient considérablement suivant la nature des roches qu'elles traversent. Par ailleurs, si elles rencontrent des obstacles (changement brusque de la nature des roches, par exemple), elles peuvent être réfléchies et réfractées de la même manière qu'un rayon qui traverse la limite de deux milieux d'indices de réfraction différents.

L'étude attentive du cheminement des ondes à l'intérieur du globe permet de reconstituer les propriétés physiques des diverses couches qu'elles rencontrent.

Détections des ondes sismiques

Les ondes sismiques sont enregistrées par des sismographes. Son principe est simple : une masse munie d'un stylet est maintenue hors de l'influence du mouvement sismique - suspendue à un ressort par exemple - et on enregistre les déplacements du stylet sur un tambour tournant qui, lui, est solidaire de la roche en mouvement.

En pratique, c'est un peu plus compliqué car il faut, d'une part, enregistrer les composantes des ondes dans les trois directions de l'espace et, d'autre part, disposer de sismographes sensibles les uns à de courtes longueurs d'onde (P et S), les autres à de grandes longueurs d'ondes (L).



Principe du sismographe mesurant la fréquence et l'amplitude des ondes verticales.

Principe d'un sismographe mesurant la fréquence et l'amplitude des ondes horizontales

Comment mesurer l'intensité d'un tremblement de terre ?

L'intensité d'un tremblement de terre se manifeste, à première vue, par l'importance et l'étendue des dégâts qu'il occasionne. L'échelle, dite MSK, est basée sur les effets des tremblements de terre. Elle classe les séismes en douze catégories.

Cette échelle est d'une utilisation malcommode, car elle nécessite l'envoi de nombreux observateurs sur le terrain et il faut plusieurs jours, voire plusieurs semaines avant de connaître les résultats de l'enquête. Elle n'est évidemment pas applicable dans le cas de séismes en mer ou dans des régions désertiques.

Echelle MSK d'intensité des tremblements de terre		
I	imperceptible	Non ressenti par l'homme.
II	très léger	Ressenti par quelques personnes isolées.
III	léger	Ressenti par des personnes au repos.
IV	moyen	Ressenti dans les maisons, réveille les dormeurs, les vitres vibrent.

<i>Echelle MSK d'intensité des tremblements de terre</i>		
V	<i>assez fort</i>	<i>Ressenti partout en plein air, les crépis des maisons se détachent, les objets suspendus se balancent, les tableaux sont de travers.</i>
VI	<i>fort</i>	<i>Les gens sont effrayés, cheminées et crépis endommagés, crevasses isolées dans les terrains humides.</i>
VII	<i>très fort</i>	<i>Beaucoup de gens se réfugient en plein air. Dégâts importants aux bâtiments en mauvais état, des cheminées s'écroulent. Glissements de terrain isolés sur les versants raides.</i>
VIII	<i>destructeur</i>	<i>Frayeur et panique. Dégâts aux maisons anciennes, ruptures de canalisations. Des sources peuvent se tarir.</i>
IX	<i>dévastateur</i>	<i>Panique. Gros dégâts sur les bâtiments peu solides, dégâts aussi aux maisons bien bâties. Ruptures des canalisations souterraines. Crevasses, éboulements, nombreux glissements de terrain.</i>
X	<i>anéantissant</i>	<i>Panique générale. Bâtiments en briques détruits. Rails tordus, glissements de terrains meubles sur les versants, formation de nouveaux lacs.</i>
XI	<i>catastrophique</i>	<i>Peu de bâtiments résistent. Les canalisations sautent. Modifications importantes du sol. Risque de Tsunami*.</i>
XII	<i>grande catastrophe</i>	<i>Constructions totalement détruites. Bouversements topographiques: Risque de Tsunami*.</i>

* Raz-de-marée engendré par une secousse brutale du fond de l'océan.

L'échelle de Richter

Elle exprime l'énergie dissipée par un tremblement de terre. Elle est calculée directement à partir de la lecture d'un enregistrement sismographique. Elle prend en compte l'amplitude maximale $[A]$ de l'onde S , exprimée en millièmes de mm, sa période $[T]$, exprimée en secondes, et on lui ajoute un facteur $[B]$ qui dépend de la distance entre le foyer et la station enregistreuse.

Les amplitudes mesurées sont comprises entre quelques millièmes de millimètres pour les séismes très faibles et plusieurs mètres pour les séismes majeurs. Cette énorme différence implique qu'on préfère exprimer la valeur mesurée par son logarithme plutôt que par sa valeur réelle. Richter a désigné ce nombre comme une magnitude pour éviter toute confusion avec l'échelle MSK.

$$M = \log \frac{A}{T} + B$$

L'échelle de Richter a le grand avantage de pouvoir d'être mesurée immédiatement, à partir de n'importe quelle station sismographique.

Qu'est ce qu'une échelle logarithmique ?

Le logarithme décimal d'un nombre est égal à l'indice auquel il faut élever le nombre 10 pour obtenir ce nombre. Autrement dit, c'est le nombre de fois qu'il faut multiplier 10 par lui-même pour obtenir ce nombre.

Ainsi le nombre 100'000 peut s'écrire 10^5 ($10 \times 10 \times 10 \times 10 \times 10$). Sur une échelle logarithmique, 100'000 a donc pour valeur 5. Le logarithme d'un nombre situé entre 10'000 et 100'000 est compris entre 4 et 5. Des tables donnent la valeur du logarithme de n'importe quel nombre.

nombre	puissance 10	logarithme	nombre	puissance 10	logarithme
0,1	10^{-1}	-1	1'000	10^3	3
1	10^0	0	10'000	10^4	4
10	10^1	1	100'000	10^5	5
100	10^2	2	1'000'000	10^6	6

L'emploi d'une échelle logarithmique implique qu'une augmentation d'une unité sur l'échelle de Richter correspond à une quantité d'énergie 10 fois plus grande. Cette échelle n'a théoriquement aucune limite supérieure, mais, pratiquement, on n'a encore jamais enregistré de séisme de magnitude supérieure à 9.3 (Sumatra, 2004).

Prévision des tremblements de terre

Les tremblements de terre sont infiniment plus meurtriers que les éruptions volcaniques. Aussi les géophysiciens portent-ils depuis longtemps leurs efforts sur la recherche de méthodes possibles de prévision des séismes.

La prévision à long terme est basée sur la méthode dite des lacunes sismiques. Elle consiste à identifier les zones de failles habituellement actives, mais qui n'ont pas connu de séisme depuis un certain temps et qui, par conséquent, présentent un plus fort risque de séisme. L'incertitude d'une telle prévision donnée couvre une période de plusieurs années à plusieurs décennies !

La prévision à court terme - celle qui intéresse les responsables politiques - consiste à annoncer le déclenchement d'un séisme quelques heures ou quelques jours avant qu'il ne se produise. Ce n'est théoriquement possible que dans une région dont on connaît parfaitement l'histoire sismique et dont on a étudié soigneusement les signes précurseurs des séismes précédents. Quelques succès ont été annoncés. Toutefois, la prévision à court terme demeure extrêmement peu fiable. Plusieurs méthodes prometteuses ont suscité les espoirs des uns, le scepticisme des autres. Certaines méthodes qui semblent valables dans une région ne s'appliquent pas du tout dans d'autres. Voici quelques-unes d'entre elles.

En 1969, un sismologue soviétique remarqua qu'on pouvait observer une variation du rapport des vitesses des ondes P et S dans les semaines qui précèdent un tremblement de terre. Cela correspond à une légère dilatation des roches soumises à une contrainte

mécanique (par microfissuration de la roche). Peu avant un séisme, les microfissures se rebouchent et les vitesses reviennent à leur niveau originel. La durée et l'amplitude de cette anomalie sont directement liées à la magnitude du tremblement de terre à venir. Quelques séismes ont été annoncés avec succès grâce à cette méthode.

En Chine, on a approfondi l'étude des anomalies géophysiques qui peuvent se produire avant un séisme : variations du champ magnétique, anomalies dans le niveau de l'eau dans les puits, comportement étrange de certains animaux, cessation subite de l'activité sismique dans un périmètre où elle est généralement permanente, surveillance de la sismicité des failles actives, migration des séismes le long de ces failles. Quelques tremblements de terre ont pu ainsi être prévus, en particulier celui de Haicheng, le 5 février 1975, qui fut annoncé la veille. Malheureusement personne n'a été en mesure d'annoncer le séisme de Tangshan, qui fit plus d'un demi-million de victimes le 27 juillet 1976.

<i>Quelques grands séismes historiques</i>			
<i>année</i>	<i>région</i>	<i>nombre de victimes</i>	<i>magnitude</i>
1755	Lisbonne	70'000	8.7
1897	Assam	1'500	8.7
1906	San Francisco	1'000	8.2
1908	Messine, Italie	120'000	7.5
1915	Avezzano, Italie	30'000	7.0
1920	Kanszu, Chine	180'000	8.5
1923	Kwanto, Japon	143'000	8.2
1932	Kanszu, Chine	70'000	7.6
1935	Quetta, Inde	60'000	7.5
1939	Chillan, Chili	30'000	7.7
1939	Erzincan, Turquie	45'000	8.0
1960	Agadir, Maroc	14'000	5.9
1960	Chili méridional	5'700	9.5
1962	Iran	14'000	7.3
1964	Alaska	131	8.6
1968	Iran	11'600	7.4
1970	Pérou	66'000	7.8
1972	Guatémala	22'000	7.9
1976	Tangshan, Chine	650'000	7.6
1980	El Asnam, Algérie	45'000	7.3
1980	Naples, Italie	3'000	7.2
1985	Mexico	20'000	8.0
1990	Iran	35'000	7.7
1995	Kobé, Japon	6'500	7.2
1999	Izmit, Turquie	30'000	6.7
2004	Sumatra*	200'000	9.3
2010	Haïti	200'000	7.0
2010	Chili	800	8.8
2023	Turquie	45'000	7.8

* conséquence du tsunami que le séisme a engendré

En guise de conclusion

Une suite de phénomènes aléatoires très complexes dont nous commençons à peine à discerner les enchaînements - et dont l'Homme imagine être provisoirement l'aboutissement actuel - a créé notre planète et son présent environnement. Par notre génie, nous avons pu reconstituer l'histoire du Système solaire, celle de la Terre, ainsi que celle de la Vie. Dès lors, pourquoi nous étonner de la brusque disparition des dinosaures qui ont néanmoins vécu plusieurs dizaines de millions d'années, alors que nous-mêmes, Homo Sapiens, n'existons que depuis un peu moins de cinquante mille ans ?

Au cours de cette très courte période, malgré notre "génie", nous avons réussi à perturber à un tel degré notre environnement que nous sommes arrivés à douter toujours davantage de notre propre survie sur Terre. Par orgueil, nous imaginons être les maîtres du monde.

Notre bonne vieille planète doit rire de notre orgueil et, si nous venions un jour à disparaître, quelques dizaines d'années ou quelques siècles suffiraient largement à faire disparaître les perturbations que nous y avons engendrées. La durée de notre Humanité ne représente encore qu'un instant d'une extrême brièveté comparée à l'âge de la planète : la Terre mesure l'écoulement du temps en centaines de millions d'années alors que l'homme ne compte qu'en décennies. L'une et l'autre ne parlent pas le même langage. Notre existence sur terre est fragile. Bien que nous imaginions être une espèce animale un peu différente des autres, nous connaissons le même sort qu'elles, si d'aventure les causes qui ont provoqué les grandes extinctions devaient se reproduire dans un avenir prochain.

Glossaire

<i>Accrétion</i>	<i>Agglomération de gaz, de poussières et de fragments cosmiques qui aboutit à la formation d'un astre.</i>
<i>Amphibolite</i>	<i>Roche métamorphique constituée d'amphibole et de plagioclase, dérivant d'anciens gabbros ou basaltes.</i>
<i>Andésite</i>	<i>Roche volcanique caractéristique du volcanisme des zones de subduction. C'est l'équivalent volcanique d'une diorite.</i>
<i>Anorthosite</i>	<i>Roche généralement très ancienne constituée presque exclusivement de feldspaths. Elle résulte d'une ségrégation magmatique qui a séparé les éléments ferromagnésiens des feldspaths par gravité.</i>
<i>Astéroïdes</i>	<i>Fragments rocheux ou métalliques gravitant sur des orbites excentriques entre Mars et Jupiter dont les tailles sont comprises entre quelques décimètres et plusieurs centaines de kilomètres.</i>
<i>Asthénosphère</i>	<i>Zone supérieure du manteau située juste au-dessous de la lithosphère et jusqu'à 700 km de profondeur environ. Sa plasticité permet aux plaques lithosphériques de se déplacer.</i>
<i>Basalte</i>	<i>Roche volcanique très commune, constituée de plagioclases (bytownite ou labrador), de pyroxène, parfois d'olivine. C'est l'équivalent volcanique d'un gabbro.</i>
<i>Batholite</i>	<i>Volume grossièrement elliptique occupé par une roche éruptive, pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de longueur.</i>
<i>Bombe</i>	<i>Fragment de lave encore visqueuse projeté dans l'air par l'activité explosive d'un volcan. En tournoyant sur elle-même au cours de sa trajectoire elle prend parfois la forme d'un fuseau.</i>
<i>Bouclier</i>	<i>Nom attribué parfois aux édifices volcaniques coniques à très faible pente, constitué par empilements successifs de coulées de laves très fluides.</i>
<i>Brèche</i>	<i>Roche détritique constituée d'éléments anguleux grossiers liés par un ciment.</i>
<i>Cinérites</i>	<i>Roche sédimentaire résultant de la consolidation de dépôts de cendres volcaniques.</i>
<i>Différenciation</i>	<i>Séparation d'un magma par cristallisation fractionnée en plusieurs phases de composition chimique et minéralogique différente.</i>
<i>Dôme</i>	<i>Accumulation sur place, au-dessus de la cheminée volcanique, d'une lave trop visqueuse pour s'écouler.</i>
<i>Dorsale océanique</i>	<i>Chaîne volcanique sous-marine active sise au milieu d'un océan, à la limite de deux plaques océaniques.</i>
<i>Eclogite</i>	<i>Roche rare, constituée de grenat et de pyroxène, représentant un des termes les plus intenses du métamorphisme régional. La roche originelle est un gabbro.</i>
<i>Ejecta</i>	<i>Matériau meuble recouvrant la surface des "continents" lunaires issus de la fragmentation superficielle des roches par les chutes de météorites.</i>
<i>Epicentre</i>	<i>Point géographique situé à l'aplomb du foyer d'un tremblement de terre.</i>
<i>Feldspath</i>	<i>Importante famille de minéraux constitués de silicates potassiques et calco-sodiques, présents dans presque toutes les roches éruptives</i>

et sur l'identité desquelles est basée toute la classification des roches.

<i>Ferromagnésien</i>	<i>Qualifie les minéraux et les roches riches en fer et en magnésium.</i>
<i>Foyer</i>	<i>Emplacement du point de rupture d'une faille à l'origine d'un tremblement de terre.</i>
<i>Fusion</i>	<i>Passage de la phase solide à la phase liquide.</i>
<i>Gabbro</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée de plagioclase calcique (bytownite-labrador), d'amphibole et de pyroxène. C'est l'équivalent profond des basaltes.</i>
<i>Galaxie</i>	<i>Vaste amas d'étoiles d'environ 100.000 années-lumière de diamètre, formant un disque spiralé enflé en son centre.</i>
<i>Géante rouge</i>	<i>Stade de la vie d'une étoile de la taille du Soleil qui a brûlé tout son hydrogène et qui entame sa réserve d'hélium. Son diamètre augmente alors considérablement et elle devient rouge.</i>
<i>Gneiss</i>	<i>Roche métamorphique à grains bien visibles, caractérisée par une alternance de lits sombres constitués d'amphibole et de mica, avec des lits très clairs, constitués de feldspaths et de quartz. La composition minéralogique est souvent identique à celle des granites.</i>
<i>Granite</i>	<i>Roche éruptive profonde très commune, constituée de feldspath alcalin (orthose, albite), de quartz, de mica, plus rarement d'amphibole.</i>
<i>Gravitation</i>	<i>Force d'attraction qui attire tous les objets les uns vers les autres.</i>
<i>Grenats</i>	<i>Famille de minéraux silicatés caractéristiques de certaines roches métamorphiques.</i>
<i>Ignimbrite</i>	<i>Roche volcanique résultant de la consolidation de nuées ardentes.</i>
<i>Kimberlite</i>	<i>Roche éruptive pauvre en silice, très ancienne, issue du manteau supérieur et injectée brutalement à travers la croûte terrestre, formant des essaims de culots volcaniques. C'est la roche mère du diamant.</i>
<i>Lapilli</i>	<i>Projections volcaniques dont la taille va de quelques millimètres à quelques centimètres.</i>
<i>Lave</i>	<i>Magma qui atteint la surface du globe et qui, après dégazéification, donne lieu à un épanchement volcanique.</i>
<i>Lithosphère</i>	<i>Zone d'environ 100 km d'épaisseur constituée de la croûte terrestre et de la partie la plus rigide du manteau, constituant les plaques lithosphériques.</i>
<i>Magma</i>	<i>Mélange silicaté en fusion issu du manteau supérieur qui tend à s'élever à travers la croûte terrestre.</i>
<i>Magnétosphère</i>	<i>Zone d'influence du champs magnétique terrestre sur les particules ionisées provenant de l'espace.</i>
<i>Manteau</i>	<i>Ensemble des roches qui constituent l'enveloppe silicatée du globe terrestre, juste en dessous de la croûte terrestre et qui s'étend jusqu'au noyau terrestre, à 2900 km de profondeur.</i>
<i>Métamorphisme</i>	<i>Phénomène transformant une roche en une autre roche sous l'effet de l'augmentation de la température et de la pression.</i>
<i>Météorite</i>	<i>Fragment rocheux ou métallique tombant sur la Terre, provenant le plus souvent de la ceinture des astéroïdes.</i>
<i>Micas</i>	<i>Famille de minéraux silicatés reconnaissables à leur habitus en feuillets ou en paillettes.</i>

<i>Naine blanche</i>	<i>Dernier stade de vie d'une étoile de la taille du Soleil qui a fini de consommer son hélium. Sa taille diminue considérablement, sa densité est énorme. Elle brille encore quelques temps avant de s'éteindre définitivement.</i>
<i>Noyau</i>	<i>Nom donné à la partie centrale de notre globe, situé au-dessous du manteau, constitué vraisemblablement d'un alliage de fer et de nickel.</i>
<i>Nuée ardente</i>	<i>Emulsion de fragments de lave incandescente et de gaz brûlant pouvant dévaler les flancs d'un volcan à très grande vitesse.</i>
<i>Obsidienne</i>	<i>Roche entièrement vitreuse riche en silice.</i>
<i>Olivine</i>	<i>Minéral ferromagnésien (Mg,Fe)SiO₄ fréquent dans les roches basaltiques.</i>
<i>Ophiolites</i>	<i>Nom donné à l'ensemble des roches appartenant à un fragment de croûte océanique fossile échoué sur le domaine continental.</i>
<i>Panache</i>	<i>Courant ascensionnel chaud dans le manteau terrestre, ayant la géométrie d'une colonne, imaginé par les géologues pour expliquer les "points chauds" au-dessus desquels on trouve des zones volcaniques actives.</i>
<i>Péridotite</i>	<i>Roche éruptive profonde constituée de pyroxène et d'olivine avec parfois un peu d'amphibole.</i>
<i>Poids spécifique</i>	<i>Poids d'une unité de volume d'un corps exprimé en grammes par centimètre cube.</i>
<i>Point chaud</i>	<i>Zone ponctuelle du manteau supérieur, plus chaude que les régions avoisinantes et source de quantités importantes de magmas alimentant des volcans situés à l'aplomb de cette zone.</i>
<i>Ponce</i>	<i>Roche volcanique vitreuse très poreuse, de teinte claire et de densité très faible. Provient du gonflement des obsidiennes.</i>
<i>Pyroclastites</i>	<i>Ensemble des produits volcaniques projetés au cours de la phase explosive d'un volcan.</i>
<i>Pyroxène</i>	<i>Famille de minéraux (silicates ferromagnésiens) qu'on trouve dans des roches éruptives pauvres en silice et dans certaines roches métamorphiques.</i>
<i>Radioactivité</i>	<i>Ensemble des phénomènes qui accompagnent la transformation naturelle de certains éléments chimiques en d'autres éléments.</i>
<i>Rift</i>	<i>voir dorsale océanique.</i>
<i>Rhyolite</i>	<i>Roche à grain très fin de teinte claire, équivalent volcanique des granites.</i>
<i>Roche verte</i>	<i>Terme général désignant les dérivés métamorphiques des roches basiques profondes ou volcaniques, dont la couleur verte est due aux minéraux ferromagnésiens (pyroxène, amphibole, olivine, chlorite et serpentine).</i>
<i>Schistes cristallins</i>	<i>Expression désignant l'ensemble des roches du métamorphisme général issues de la séquence pélitique (argiles).</i>
<i>Sédiment</i>	<i>Dépôts meubles n'ayant pas encore subi l'effet de la diagenèse, résultant de l'accumulation des produits de l'érosion.</i>
<i>Silice</i>	<i>Terme chimique désignant l'oxyde de silicium SiO₂.</i>
<i>Sismographe</i>	<i>Appareil enregistrant l'arrivée des ondes sismiques émises par un tremblement de terre.</i>
<i>Solfatare</i>	<i>Bouche d'émission de fumeroles volcaniques riches en soufre.</i>

<i>Subduction</i>	<i>Ensemble des phénomènes géologiques liés à l'enfoncement d'une plaque lithosphérique sous une autre.</i>
<i>Tectonique</i>	<i>Ensemble des phénomènes géologiques qui sont à l'origine et accompagnent la formation de chaînes de montagne.</i>
<i>Tuf</i>	<i>Roche sédimentaire poreuse peu dense. Un tuf volcanique est constitué de cendres volcaniques consolidées. Un tuf calcaire provient de concrétions calcaires autour de sources thermales.</i>
<i>Voie lactée</i>	<i>Large bande lumineuse qu'on peut observer dans le ciel, constituée d'une concentration d'étoiles. C'est une partie de la Galaxie à laquelle nous appartenons et que nous apercevons par la tranche.</i>
