

STRUCTURE DU GLOBE ET MOBILITÉ DE LA LITHOSPHERE : SISMOLOGIE ET GÉOMAGNÉTISME

6

CHAPITRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Rebond élastique, cycle sismique, répliques, récurrence sismique, courbes isosismiques, indices de sismicité.
- ▶ Échelles Mercalli, MSK, Richter, magnitude, épicentre, hypocentre.
- ▶ Aléa, vulnérabilité, risque sismique, effet de site, déformation cosismique, raz de marée (tsunamis), indice de sismicité, loi de Gutenberg-Richter, lacune (gaps) de sismicité.
- ▶ Sismographes, sismogrammes, OBS, hodographes.
- ▶ Ondes sismiques, ondes de volume (S, P), ondes de surfaces (L), ondes de Love et de Rayleigh, ondes coniques, zone d'ombre, ondes Pn et Pg.
- ▶ Sismotectonique, mécanismes au foyer, sphère focale, plan nodaux.
- ▶ Plan de Wadati-Benioff, discontinuités (Mohorovicic (Moho), Gutenberg, Lehman, Conrad).
- ▶ *Low Velocity Zone* (LVZ), lithosphère, asthénosphère, couche D''.
- ▶ Péridotites (olivine, spinelle, pérovskite).
- ▶ Modèle PREM (*Preliminary Reference Earth Model*).
- ▶ Tomographie sismique.
- ▶ Magnétosphère, magnétopause, ceintures de Van Allen.
- ▶ Paramètres du champ magnétique (intensité, déclinaison et inclinaison).
- ▶ Paléolatitudes, paléopôles, reconstitutions paléogéographiques.
- ▶ Dynamo auto-entretenu.
- ▶ Point de Curie, aimantation thermorémanente, aimantation détritique, aimantation rémanente naturelle (ARN), aimantation rémanente visqueuse (ARV).
- ▶ Inversion du champ magnétique, Bruhnes, Matuyama.
- ▶ Variation séculaire du champ magnétique
- ▶ Courbe de migration polaire, mobilité continentale.

- ▶ Anomalies magnétiques océaniques, expansion du fond des océans (*sea-floor spreading*), *Vines, Mattews, Morley, Hess*.
- ▶ Magnétostratigraphie, échelle de polarité magnétique, magnétozones, chrons.
- ▶ Susceptibilité magnétique.

6.1 LA SISMOLOGIE

La **sismologie** ou **séismologie** étudie les tremblements de terre, elle tente d'en cerner la répartition géographique, la signification tectonique et géodynamique, la mécanique et les effets sur les paysages et les populations. Elle tente également d'approcher la prévision des séismes et la défense contre leurs effets. De plus, l'étude du parcours des ondes liées aux tremblements de terre lointains nous renseigne sur la structure du globe en profondeur (tomographie sismique).



Voir chap. 9

La sismologie ne doit pas être confondue avec la **sismique** qui étudie la structure de la lithosphère à l'aide d'ébranlements artificiels (sismiques réflexion et réfraction) ; elle est aussi utilisée à des fins de prospection pétrolière. Les notions de sismique sont présentées dans le chapitre 9.

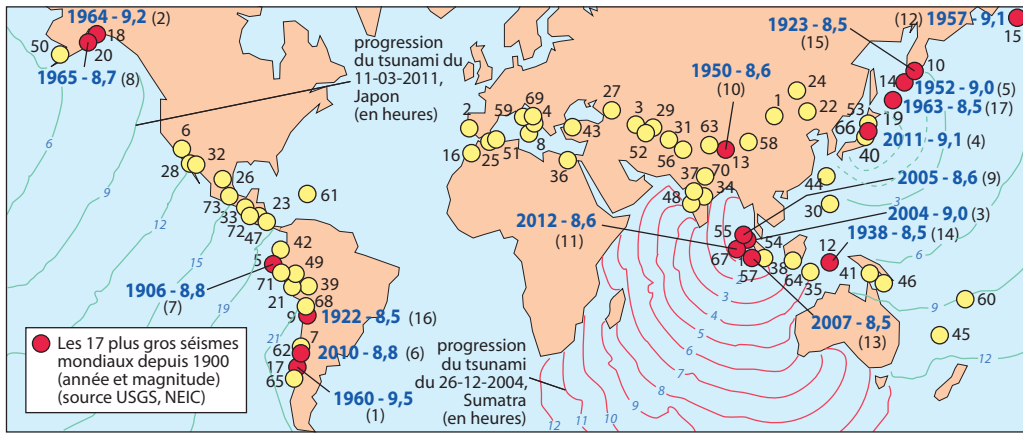
De toutes les manifestations de la dynamique planétaire, les tremblements de terre ou séismes sont sans doute celles qui ont le plus marqué la conscience des hommes. L'histoire a retenu une longue liste de séismes meurtriers présentée sur la carte de la figure 6.1. Aux conséquences propres des séismes s'ajoutent les effets dévastateurs d'autres aléas naturels déclenchés par l'activité sismique : raz de marée (tsunamis), glissements de terrain, voire dans certains cas modifications définitives du trait de côte. Dans le cas de très gros événements, les populations touchées doivent compter aussi avec le risque d'épidémie. Le nombre des victimes n'est donc pas toujours directement lié au séisme lui-même.

Encart 6.1 – Quelques très grands séismes mondiaux

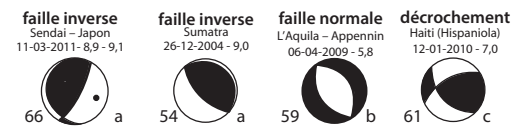
Le séisme le plus meurtrier de l'histoire détruisit Xiang, la capitale de la Chine en 1556 en faisant probablement 830 000 victimes. Celui de 1976 dans la région de Tangsha (Chine) aurait fait de 250 000 à 600 000 morts.

Le séisme le plus fort enregistré reste celui du 22 mai 1960 dans le sud du Chili (magnitude 9,5) qui fit 5 700 morts (*fig. 6.1*). En Europe le séisme le plus meurtrier du XX^e siècle reste celui de Messine (Italie du Sud), le 28 décembre 1908, qui aurait fait 58 000 à 70 000 morts dont de nombreuses victimes en raison du raz de marée associé.

Le séisme d'Indonésie du 26 décembre 2004 par son importance et sa couverture médiatique a beaucoup marqué les esprits. À 00h58 TU (*fig. 6.1*), la surface de contact entre les plaques Inde et Eurasie au nord-est de l'île de Sumatra se rompt brutalement sur une longueur estimée de 600 à 1 000 km et une largeur d'environ 20 km avec un glissement maximum calculé d'environ 14 m. Ce mouvement correspond au chevauchement pur de Sumatra sur la plaque indienne, sans composante décrochante (voir mécanisme au foyer, *fig 12.22 et 23*). La rupture s'est produite en 200 secondes. La profondeur estimée du foyer (point de départ de la rupture) est de 32 km. La rupture s'est propagée vers la surface et vers le nord. La magnitude M_s calculée sur les ondes S (voir ci-après) est de 9,0, celle calculée sur le moment sismique (M_w) est de 9,0 à 9,3 selon les sismologues. Cette dislocation de la croûte a provoqué une surrection brutale des fonds marins au niveau de la fosse qui a « poussé » les eaux océaniques vers le haut provoquant une ondulation de la surface de l'océan Indien qui s'est propagée à une vitesse pouvant atteindre 750 km/h (voir *fig. 6.5C*). Les côtes de Sumatra, de Thaïlande, de Birmanie, du Sri-Lanka, de l'Inde du Sud ont été dévastées par des vagues atteignant localement 10 m. Le nombre des victimes du raz-de-marée et du séisme a été considérable, environ 280 000 morts.



	date	localisation	nb victimes	magnitude	rang mondial	date	localisation	nb victimes	magnitude	rang mondial
01.	23-01-1556	Shensi, Chine	830 000	8,0 -		34.	29-09-1992	9 748	6,2 M	
02.	01-11-1755	Lisbonne, Portugal	70 000	8,0 MI		35.	12-12-1992	2 000	6,8 -	
03.	28-02-1780	Iran	200 000?	-		36.	29-09-1993	20 000	6,4 -	
04.	16-12-1857	Naples, Italie	11 000	6,9 MI		37.	30-09-1993	7 600	6,4 -	
05.	31-01-1906	Colombie - Équateur	1 000	8,8 M	7	38.	03-06-1994	222	7,2 M	
06.	18-04-1906	San Francisco, Californie	-	8,3 MS		39.	09-06-1994	5	8,2 M	
07.	17-08-1906	Valparaiso, Chili	20 000	8,2 M		40.	16-01-1995	5 502	6,9 M	
08.	28-12-1908	Messine, Italie	70 000	7,2 MS		41.	17-07-1998	2 183	7,0 M	
09.	11-11-1922	Atacama, Nord-Chili	-	8,5	16	42.	25-01-1999	1 185	6,2 -	
10.	03-02-1923	Kamtchatka	-	8,5	15	43.	17-08-1999	17 118	7,6 M	
11.	01-09-1923	Tokyo (Kanto)	100 000	7,9		44.	20-09-1999	2 400	7,7 M	
12.	01-02-1938	Mer Banda, Indonésie	-	8,5	14	45.	26-11-1999	10	7,5 M	
13.	05-08-1950	Tibet	-	8,6	10	46.	16-11-2000	?	8,0 -	
14.	11-04-1952	Kamtchatka	-	9,0	5	47.	13-01-2001	844	7,7 M	
15.	09-03-1957	Andreanov Island	-	8,6-9,1	12	48.	26-01-2001	20 085	7,7 M	
16.	29-02-1960	Agadir, Maroc	10 000	5,7 M		49.	23-06-2001	75	8,4 M	
17.	22-05-1960	Sud-Chili	5 700	9,5 M	1	50.	03-11-2002	-	7,9 M	
18.	00-00-1964	Alaska	-	9,2	2	51.	21-05-2003	2 266	6,8 M	
19.	13-10-1963	Îles Kouriles	-	8,5	17	52.	26-12-2003	26 200	6,6 M	
20.	04-02-1965	Alaska	-	8,7	8	53.	23-10-2004	31	6,8 M	
21.	31-12-1970	Pérou	66 000	7,9 -		54.	26-12-2004	227 898	9,0 M	3
22.	04-02-1975	Haicheng, Chine	10 000	7,0 M		55.	00-00-2005	-	8,6 M	9
23.	04-02-1976	Guatemala	23 000	7,5 M		56.	08-10-2005	79 410	7,6 M	
24.	27-07-1976	Tangshan, Chine	255 000	7,5 M		57.	00-00-2007	-	8,5 M	13
25.	10-10-1980	El Asnam, Algérie	3 500	7,2 -		58.	12-05-2008	87 149	7,9 M	
26.	19-09-1985	Michoacan, Mexique	9 500	8,0 M		59.	06-04-2009	617	5,8 M	
27.	07-12-1988	Spitak, Arménie	25 000	6,8 M		60.	29-09-2009	-	8,0 M	
28.	18-10-1989	Loma Prieta, Californie	63	6,9 M		61.	12-01-2010	230 000	7,0 M	
29.	21-06-1990	Iran	20 000	7,3 -		62.	27-02-2010	500	8,8 M	6
30.	16-07-1990	Philippines	1 641	7,7 -		63.	14-04-2010	617	6,9 -	
31.	01-02-1991	Afghanistan	1 500	6,8 -		64.	25-10-2010	-	7,7 M	
32.	28-06-1992	Landers, Californie	3	7,3 M		65.	02-01-2011	0	7,1 M	
33.	02-09-1992	Nicaragua	116	7,7 M		66.	11-03-2011	20 000	9,0 M	4
						67.	04-11-2012	10	8,6 M	11
						68.	01-04-2014	8	8,1 M	
						69.	24-08-2016	293	6,2 M	
						70.	25-04-2015	9000	7,9 M	
						71.	16-04-2016	676	7,8 M	
						72.	08-09-2017	96	8,2 M	
						73.	19-09-2017	225	7,5	



a. séisme en compression : plan de subduction sous Sumatra.
 b. séisme en extension : "bulge" d'avant-arc (Samoa) et zone des failles normales intra-appenniniques (Italie)
 c. séisme en coulissage : décrochement le long de la frontière Nord-Caraïbes

source : US Geological Survey Earthquake Hazards Program, 2014. (http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/1938_02_01.php), modifié et complété.

Figure 6.1 Dates et répartition des très grands séismes mondiaux.

Indication du nombre des victimes et de la magnitude. Les numéros renvoient au tableau. Les chiffres entre parenthèses correspondent au classement des 17 plus forts séismes mondiaux (également repérés dans la colonne droite du tableau).

Cette répartition souligne nettement les deux grandes zones sismiques actives du globe : la ceinture eurasiatique E-W liée à la collision alpine (Afrique-Arabie-Inde, contre l'Eurasie) et la couronne liée à la subduction péripacifique. On a représenté le mécanisme au foyer du séisme de Sumatra (26 décembre 2004) et de Sendai (11 mars 2011) et les temps de progression (en heures) des tsunamis associés. Sont également représentés deux séismes caractéristiques en extension (L'Aquila) et en décrochement (Haïti). MI : magnitude d'après les intensités, Ms d'après les ondes S, M : magnitude de moment.

© Dumod - Toute reproduction non autorisée est un délit.

En 2010, le 12 janvier, le séisme d'Haïti (décrochement) a également fait un nombre de victimes considérable.

C'est également en 2010, le 27 février, qu'eut lieu au sud du Chili l'un des dix plus forts séismes jamais enregistrés. Le séisme de Maule a rompu le plan de subduction au nord de la zone qui avait rompu sur 800 km en 1960. Il a donc eu lieu au sein d'une lacune sismique. L'aléa correspondant était parfaitement identifié. Le 11 mars 2011 eut lieu le séisme de Sendai, au large de l'île de Honshu (Japon central). En dehors de la catastrophe nucléaire qu'il a engendrée via le tsunami associé, ce séisme a surpris par ses caractéristiques dimensionnelles. Cette question est développée dans l'encart 6.10. Entre 2011 et 2017, des événements majeurs ont eu lieu successivement au large de Sumatra, au Chili, en Italie, au Népal, en Équateur et au Mexique (*fig. 6.1*).

La période très récente nous rappelle que malgré tous les efforts des scientifiques, il n'est pas possible de prévoir les séismes, même les plus violents.

6.1.1 L'histoire de la sismologie

Pendant très longtemps, l'agitation tellurique fut essentiellement attribuée à la colère divine. Ainsi la catastrophe de Lisbonne, le jour de la Toussaint 1755 (sans doute 60 000 morts), dont Voltaire se fit l'écho (Poème sur le désastre de Lisbonne et Candide), joua un rôle important dans le développement des idées du XVIII^e siècle en ruinant la philosophie optimiste (les lois de l'Univers, que l'homme pouvait découvrir, découlaient d'un ordre divin harmonieux et fondamentalement bon).

Cependant, petit à petit, la communauté scientifique cherche à donner une explication rationnelle du phénomène. Benjamin Franklin met en cause l'électricité statique (1755) mais les premières analyses sérieuses furent l'œuvre de l'Américain John Winthrop et de l'Anglais John Mitchell. Le premier tenta en 1755, lors d'un séisme relativement modeste à Boston, de mesurer le décalage temporel des différents phénomènes survenus. Il conclut qu'il n'y a pas un mouvement global du sol mais comme « le passage d'une petite vague de terre ». John Mitchell (1760) va plus loin et calcule la vitesse de propagation des séismes (1 900 km/h). Il établit une méthode, basée sur les directions des chocs observés, pour localiser les épicentres ; son approche conceptuelle représente un progrès énorme dans la connaissance des séismes : « les tremblements de terre sont provoqués par des blocs de roches qui se déplacent à des kilomètres sous la surface ».

La sismologie expérimentale fut inventée par un ingénieur irlandais Robert Mallet qui, entre 1830 et 1850, étudia (grâce à des cuves à mercure) la propagation des ondes provoquées par des explosions artificielles. Il montre que la vitesse varie en fonction des matériaux (906 km/h dans les sables, 1 826 km/h dans les granites). Il dresse aussi la première carte (encore valable aujourd'hui) de la sismicité des régions méditerranéennes (1857). Cependant sa contribution la plus importante est l'analyse qu'il fit du tremblement de terre survenu dans la région de Naples en 1857 (10 000 morts). Grâce à ses connaissances d'ingénieur, il put après mesure des fissures, des chutes et des déformations des maçonneries, évaluer les forces mises en jeu (« onde de compression élastique provoquée par la déformation subite des matériaux d'une portion de la croûte terrestre ou par le relâchement des contraintes et la fracturation qui s'ensuit »). De plus il localise le foyer (10 km de profondeur) et propose l'utilisation de cartes isosismiques (*fig. 6.2*).

Il ne restait plus qu'à inventer un appareil susceptible d'enregistrer les ondes sismiques dans leur complexité. Le premier enregistrement à grande distance est obtenu le 17 avril 1889 à Potsdam par Von Reben Paschwitz grâce à des pendules extrêmement précis construits à l'origine pour détecter les variations locales de l'horizontale. Parallèlement, deux géologues anglais, l'un travaillant au service géologique des Indes, R.D. Oldham, l'autre au Japon, J. Milne, mettent aux points diverses versions de sismographes (*fig. 6.11 et 6.12*). En quelques années les deux chercheurs vont débrouiller la complexité des enregistrements et comprendre leur logique. Nous sommes entrés dans l'ère de la sismologie moderne dont les progrès vont être décisifs et donner en une dizaine d'années une vision de la structure terrestre encore valable, dans ses grandes lignes, aujourd'hui.

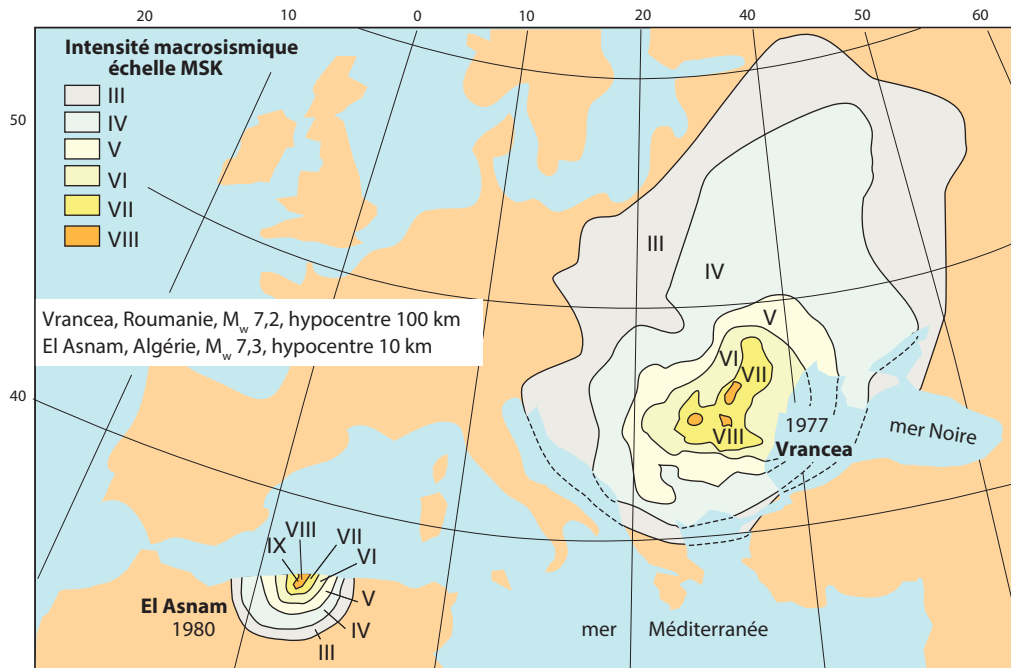


Figure 6.2 Courbes isosismiques et effets des séismes selon la profondeur de la source (modifié de J. Lambert, éd. BRGM, 1997).

Courbes d'iso-intensités macrosismiques en échelle MSK (voir page suivante) pour deux événements de puissances voisines du domaine méditerranéen mais dont les sources (foyers) sont situées à 10 et 100 km de profondeur. Ces courbes sont obtenues après enquêtes sur les dégâts visibles et sur la perception de l'intensité des secousses par les populations. Cette figure nous montre que l'amplitude des effets de surface dépend directement de la profondeur du foyer d'un séisme.

6.1.2 Caractères généraux des séismes

a) Définition d'un séisme

Il s'agit d'un ébranlement brutal du sol provoqué par l'arrivée d'ondes élastiques initiées, en profondeur, à la suite d'une rupture et d'un mouvement relatif brusque de deux compartiments lithosphériques. Il en résulte une libération instantanée d'énergie élastique qui s'était lentement accumulée.

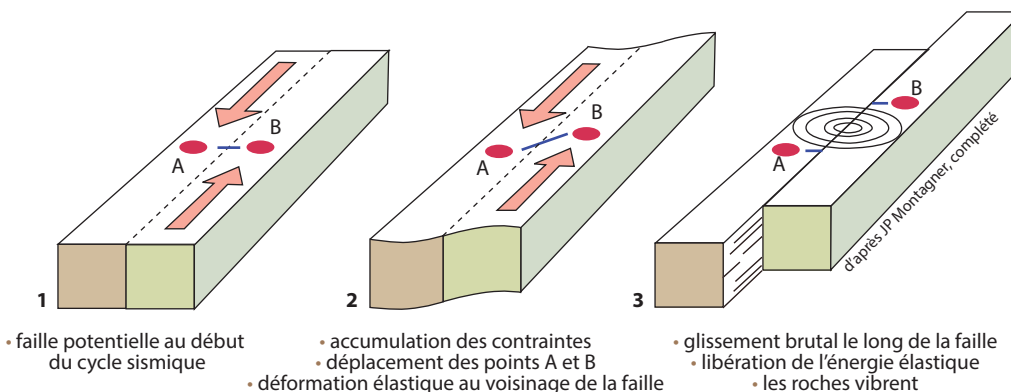


Figure 6.3 La théorie du rebond sismique.

Au début du cycle sismique, les contraintes augmentent jusqu'à la rupture où les roches se détendent et vibrent.

H. Reid fut le premier, à l'occasion du séisme de San Francisco (1906), à relier tremblements de terre et mouvements tectoniques associés (faille de San Andréas) en proposant la théorie du rebond élastique (*fig. 6.3*) : dans une zone tectoniquement active, la contrainte augmente au cours du temps jusqu'à atteindre une valeur critique que les roches ne peuvent plus supporter. Il se produit alors un déplacement brutal à un endroit de moindre résistance, souvent au niveau d'une faille préexistante, qui permet de relâcher la contrainte ; les roches se détendent et entrent en vibration.

Le séisme est en général suivi de secousses de moindres importances, dites **répliques**, dont le nombre décroît avec le temps. Dès la fin du tremblement de terre, l'énergie s'accumule de nouveau jusqu'à ce qu'on atteigne de nouveau le seuil de rupture provoquant ainsi une nouvelle libération brutale d'énergie. Ces successions de périodes d'accalmie et d'activité constituent le **cycle sismique**.

On appelle **foyer** ou **hypocentre**, le point où débute le mouvement initial et se libère l'énergie. L'**épïcéntré** est sa projection sur la surface terrestre ; il correspond au lieu où la secousse est maximale (*fig. 6.2*). D'une façon plus ou moins arbitraire, le tremblement de terre est dit superficiel si le foyer est à moins de 60 km de profondeur, intermédiaire de 60 à 300 km et profond au-delà (*fig. 6.8*). Ce sont les tremblements de terre superficiels qui sont les plus redoutables. La rupture se fait par formation d'une faille ou, le plus souvent, par réactivation d'une partie d'une faille ancienne. Ces ruptures ne peuvent s'observer en surface que dans le cas des très forts séismes (*fig. 6.4 et 6.5*).

Figure 6.4 Les effets des séismes : exemple du séisme de Chi Chi, Taïwan le 21 septembre 1999, Mw = 7,6. ►

A. Carte simplifiée de l'ouest Pacifique. L'île de Taïwan résulte de la convergence active des plaques Eurasie et Philippines (dite aussi plaque de la Mer des Philippines). Attention, ici la lithosphère continentale de l'Eurasie s'enfonce sous la lithosphère océanique de la plaque Philippines.

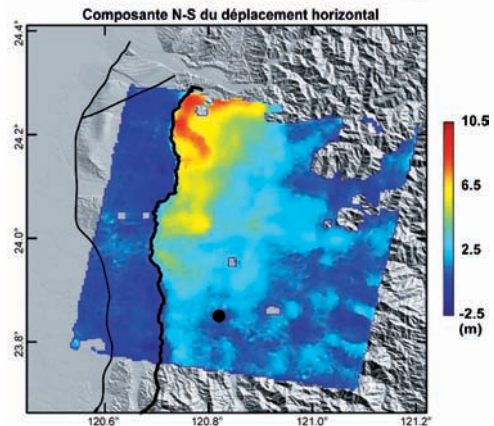
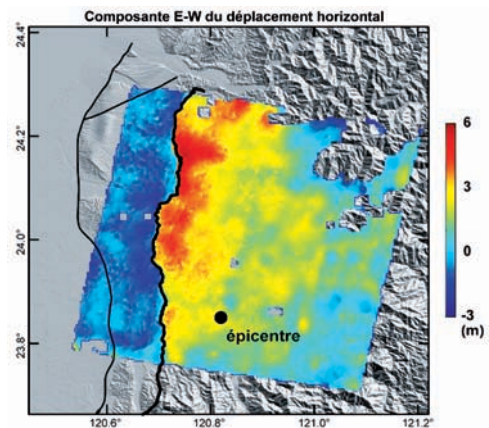
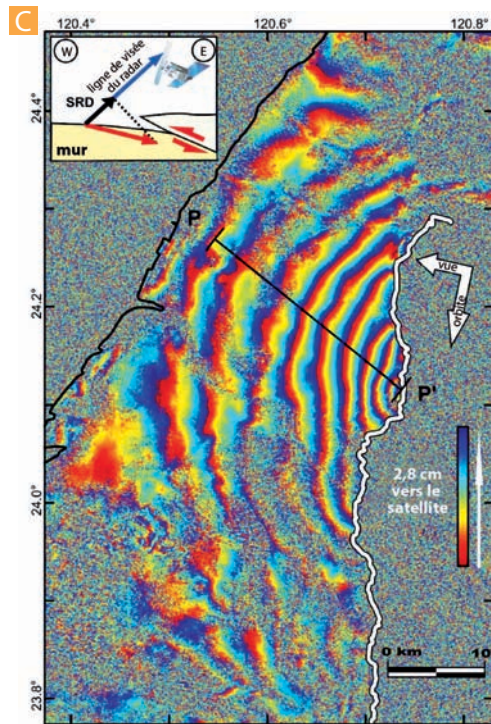
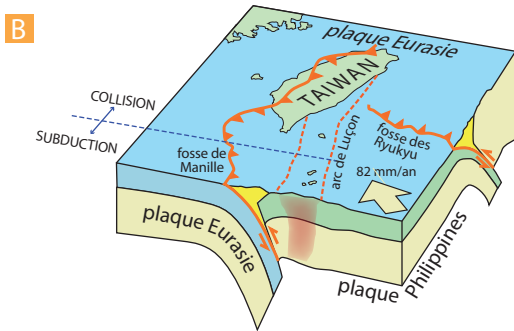
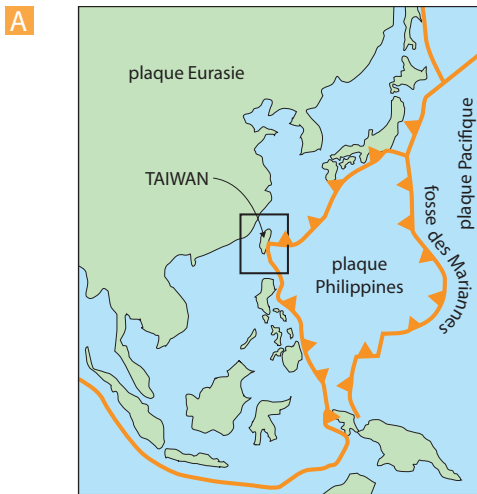
B. Bloc-diagramme schématisant la subduction de la marge eurasiennne sous la bordure de la plaque Philippines se déplaçant vers le SW selon le vecteur mouvement relatif représenté. La chaîne de Taïwan s'édifie grâce à des chevauchements de plus en plus jeunes progressant vers l'ouest. Le séisme de Chi Chi en 1999 résulte de la réactivation de la faille chevauchante majeure de Chelungpu, au front de l'orogène. Remarquer la collision de l'arc de Luçon (ou Luzon) avec la marge comprimée au niveau de Taïwan.

C. Interférogramme radar différentiel réalisé avec des données issues des satellites ERS (méthode in-SAR : radar à synthèse d'ouverture interférométrique). L'interférométrie radar associée au GPS permet de quantifier ici avec une précision centimétrique les déformations cosismiques affectant le bloc chevauché. Cette technique fournit des cartes de déformation instantanée du sol. L'enregistrement interférométrique présente des franges d'interférence qui s'appuient sur le tracé de la faille et qui permettent d'en préciser la cartographie exacte. Il montre une série de 9 franges indiquant un déplacement permanent du sol du bloc chevauché de l'ordre de 1 m vers le satellite. (*document E. Pathier, thèse, 2003*).

D. Effondrement d'un pont et cascade apparue en raison du soulèvement cosismique de la région en arrière-plan de la photo. Après le séisme de Chi Chi des déplacements horizontaux de 1 à 9 m et des soulèvements de 1 à 4 m ont été constatés sur le terrain entre les blocs chevauchant et chevauché. L'escarpement apparu ici dans une zone parfaitement plane auparavant atteint une hauteur de 8 m. C'est désormais un trait géomorphologique soumis à l'érosion de la rivière. (*cliché S. Lallemand, Géosciences Montpellier*).

E. Escarpement apparu lors du séisme de Chi Chi. La zone de rupture, correspondant à l'émergence de la faille qui a rompu, traverse ici un stade, induisant un décalage instantané vertical de plus de 2 m. Le décalage fut ailleurs de 8 m (cf. photo D). Seuls les très grands séismes comme celui-ci, liés à des déplacements sur de très grandes failles, peuvent induire des ruptures de surface (*fig. 6.5*). (*cliché S. Lallemand, Géosciences Montpellier*).

F. Cartographie résultant de la comparaison de pixels entre des images Spot prises avant et après le séisme de Chi Chi et mettant en évidence les déplacements horizontaux dans les directions E-W (en haut) et N-S (en bas). On constate qu'à la faille même, le bloc supérieur de la faille (hanging wall) s'est déplacé sur le bloc inférieur (foot wall) d'une distance maximale de 6 m vers l'ouest et de 10 m vers le N. Ces résultats du calcul sont en accord parfait avec les observations du terrain (photos D et E). (*document S. Dominguez, Géosciences Montpellier*).



b) Intensité

Dès le siècle dernier, on a essayé de classer les tremblements de terre. À l'échelle Rossi-Forel de 10 degrés a succédé l'échelle de 12 degrés dite habituellement de Mercalli modifiée (1956) ; puis l'échelle MSK (Medveder, Sponheuer, Karnik, 1964). Elles sont basées sur les dégâts causés : une enquête auprès des autorités locales permet de tracer une carte isosismique (fig. 6.2, 6.10). Il n'est pas fait référence, dans ces échelles, au nombre des victimes qui n'est pas strictement en rapport avec l'intensité du séisme. Il dépend souvent des circonstances : plus de 100 000 morts à Tokyo et Yokohama en 1923 contre 700 à San Francisco en 1906, pour des destructions comparables. Le nombre des victimes est toujours plus élevé la nuit que le jour, et en hiver (incendies) qu'en été.

Encart 6.2 – L'échelle d'intensité dite Mercalli-MSK

1^{er} degré. Seulement enregistré par les instruments sensibles.

2^e degré. *Très faible.* Peu d'observateurs, au repos, le remarquent.

3^e degré. *Faible.* Ressenti par un petit nombre d'habitants.

4^e degré. *Médiocre.* Ressenti en général à l'intérieur des maisons, mais par un petit nombre de personnes en plein air. Légères oscillations d'objets ; quelques dormeurs réveillés.

5^e degré. *Assez fort.* Il est parfaitement ressenti en plein air. Oscillation comme à bord d'un bateau. Les objets suspendus entrent en oscillation. Quelques balanciers de pendules (suivant la direction des ébranlements) s'arrêtent. Réveil général des dormeurs.

6^e degré. *Fort.* Provoque la panique. Objets et meubles lourds sont déplacés ; le blanc des plafonds et quelques plâtres tombent. Chute de quelques cheminées en mauvais état.

7^e degré. *Très fort.* De sérieux dégâts peuvent se produire ; les eaux sont troublées, il se

produit des lézardes, des chutes de cheminées. Dans les puits, le niveau de l'eau change.

8^e degré. *Ruineux.* Des objets sont transportés à une distance importante ou sont renversés, les monuments funéraires, les statues, sont renversés. Écroulements partiels de cheminées d'usines ou de clochers.

9^e degré. *Désastreux.* Des maisons peuvent s'écrouler. Destructions partielle ou totale d'édifices bien construits.

10^e degré. *Très désastreux.* Des digues s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau-gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les routes ainsi que des fissures dans les terrains meubles.

11^e degré. *Catastrophique.* Même les ponts les plus solides détruits, les rails complètement tordus. De grands éboulements se produisent.

12^e degré. *Cataclysmique.* Rien ne subsiste des œuvres humaines. La géographie est modifiée. Ce degré n'a pas été observé.

c) Magnitude

L'évaluation de l'énergie libérée lors d'un tremblement de terre est très difficile à réaliser et a donné lieu à maints calculs théoriques. En 1935, Richter en fit une évaluation empirique instrumentale, il proposa, pour caractériser l'importance des séismes de Californie, une échelle de **magnitude** simple. Elle est basée sur le logarithme décimal de l'amplitude maximale d'oscillation d'un sismographe standard (type pendule de torsion à période courte de marque Wood-Anderson), mesurée en microns, qui serait placé à 100 km de l'épicentre. Des abaques, obtenus par comparaison, permettent de ramener à la distance standard de 100 km l'amplitude des oscillations observées. En fait cette échelle « californienne », dépendante du type d'instrument, n'est appropriée que pour des séismes proches et superficiels (profondeur inférieure à 30 km) et doit être adaptée pour être utilisée dans d'autres régions. On parle donc maintenant de **magnitude locale de Richter** (M_L) dont la formule peut se résumer à :

$$M_L = \text{Log}_{10} [A/A_0 (D)] \quad (1)$$

A est l'amplitude mesurée sur un enregistreur de type Wood-Anderson et A_0 (D) représente celle correspondante à un séisme de magnitude référence 0 enregistré à la distance D de l'épicentre.

En pratique M_L représente une mesure de l'amplitude de l'onde S (fig. 6.14) à des distances faibles. À des distances supérieures à 1 000 km, il n'est plus possible d'utiliser la magnitude locale et diverses autres formes ont été définies à partir de l'amplitude des ondes P ou S (magnitude m_b) ou pour les grandes distances à partir des ondes de surface (M_s).

Dans les cas de très forts séismes, la saturation des échelles peut conduire à des écarts importants entre m_b et M_s . De ce fait, pour rendre compte des grands séismes, on a défini plus récemment (Kanamori, 1977), la magnitude M_w , dite **magnitude de moment** basée sur le moment sismique, quantité plus représentative de l'intensité à la source. Utilisée maintenant en routine par les sismologues, elle a été ajustée pour être compatible avec les autres échelles de magnitude et a impliqué une réévaluation de la magnitude des plus gros séismes (encart 6.3).

La magnitude de moment, M_w , est égale à

$$M_w = 2/3 (\log Mo) - 6$$

où Mo est le moment sismique. Mo est calculé sur une période de 50 à 300 secondes, sur l'amplitude des ondes de surface R et L (fig. 6.14). Par ailleurs, Mo s'écrit simplement comme le produit de la surface de la zone rompue, S, par le déplacement, D, et par le coefficient de rigidité μ ($3 \cdot 10^{11}$ en unité cgs pour la croûte continentale).

$$Mo = \mu SD \text{ en dyne/cm.}$$

Il s'agit donc d'une valeur qui dépend directement des caractéristiques de la rupture, notamment de la taille de la faille. μ peut varier de 1 à 6 selon les matériaux. À titre d'exemples, pour M_w égal à 7,5 dans le cas du séisme d'Ambrym (Vanuatu) en 1999, on calcule un déplacement de 8 m sur une faille de 12×40 km environ. Rappelons que pour une magnitude Mw de 9,0 à 9,3 (Sumatra, 2004), on évoque une faille de 600 à 1 000 \times 20 km environ et un glissement de 15 m (voir le paragraphe 6d et la fig. 6.5).

Encart 6.3 – Exemples de réévaluation de la magnitude de quelques grands séismes (voir localisation fig. 6.1)

- Kamtchatka (04/11/1952) : $M_s = 9,2$ et $M_w = 9,0$
- Chili (22/05/1960) : $M_s = 8,5$ et $M_w = 9,5$ (plus forte magnitude connue)
- Alaska (28/03/1964) : $M_s = 8,4$ et $M_w = 9,2$
- Mexico (19/09/1985) : $M_s = 8,1$ et $M_w = 8$
- Tonga (07/04/1995) : $M_s = 8,0$ et $M_w = 7,4$

Malgré ses imperfections, la magnitude locale de Richter a représenté un progrès majeur permettant de classer les séismes. En effet, alors que l'intensité varie avec la distance à la source, la magnitude reflète l'énergie libérée indépendamment de la profondeur du séisme, de la distance et des dégâts subis.

Du fait de sa forme logarithmique, la formule de Richter implique qu'un séisme de magnitude 7 est dix fois plus intense qu'un séisme de magnitude 6, cent fois plus qu'un séisme de magnitude 5, etc. Les dommages commencent à l'épicentre pour $M_L = 4,5$; le niveau $M_L = 7,5$ marque la limite inférieure des grands tremblements de terre. L'échelle de Richter donne $M_L = 8,9$ pour les plus grands tremblements de terre connus (XI de l'échelle de Mercalli, encart 6.2). L'énergie développée est liée à la magnitude par une formule du type :

$$aM_L = \log (E/E_0) \quad (2)$$

où $a = 1,5$ et $E_0 = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs.

Des explosions expérimentales, d'énergie connue, ont permis d'introduire un coefficient de profondeur de foyer. De la formule (2) on tire pour $M_L = 0$, $E = 2,5 \cdot 10^{11}$ ergs et pour $M_L = 8,9$ (Chili, 1960), $E = 5,6 \cdot 10^{24}$ ergs. C'est une énergie cent fois supérieure à celle des plus grosses bombes atomiques expérimentées (Hiroshima, 20 kilotonnes : 10^{19} ergs estimés). Gutenberg et Richter estiment à 10^{25} ergs l'énergie totale libérée par an par les séismes (10 à $100 \cdot 10^6$ kw). Cela ne représente, cependant, qu'environ le millième de la chaleur radiée par le manteau. Plus de 80 % de cette énergie « sismique » correspond aux tremblements de terre de magnitude supérieure à 7,9 (énergie de 10^{23} ergs).

Encart 6.4 – Relation entre magnitude et fréquence des séismes : la loi de Gutenberg et Richter

Gutenberg et Richter ont montré que la fréquence des tremblements de terre décroît très vite en fonction de l'augmentation de la magnitude :

- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 4 : 15 000
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 5 : 3 000
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 6 : 100
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 7 : 20
- Nombre annuel moyen de séismes de magnitude 8 : 2

Pour un domaine de magnitude compris entre 5 et 8, ils ont proposé la relation :

$$\text{Log } N = a - bM$$

M étant la magnitude (M_L , M_s , m_b ou M_w), N le nombre de séismes de magnitude supérieure à M et a et b sont des constantes.

Cette relation empirique dite loi de Gutenberg-Richter est très importante, elle permet pour une région donnée et dans la gamme de magnitude donnée ci-dessus de mieux caractériser l'**aléa sismique**.

Une région connaissant de nombreux séismes de magnitude 4 est en effet susceptible d'en connaître au moins un de plus forte magnitude dans un temps rapproché.

En conclusion, l'échelle des magnitudes a l'avantage d'être directement liée au phénomène et à l'énergie qui en résulte. En revanche, les échelles d'intensité de type MSK autorisent une « **sismologie historique** » en permettant l'analyse des séismes anciens (antérieurs à l'invention des appareils de mesure) et la réalisation de cartes isosismiques à partir des archives et documents qui les relatent. Enfin dans une optique géologique, les études des structures sédimentaires associées aux séismes (**séismites** : liquéfaction de sédiments sous-lacustres ou sous-marins, glissements gravitaires, dégâts aux constructions historiques) permettent de connaître la **paléosismicité** d'une région. Cette approche est fonctionnelle au moins pour le Quaternaire (morphotectonique).

d) Effets des séismes

► Dimensions de la rupture

La magnitude mesurée pour un séisme permet de calculer l'énergie libérée lors du glissement sur le plan de faille. Les modèles de rupture élastique permettent alors de calculer 3 paramètres fondamentaux : la longueur et la largeur du plan de rupture (en kilomètres) et le glissement le long du plan de rupture (en mètres, *fig. 6.5*). Citons trois exemples :

- Dans le cas du séisme de subduction du sud Chili de 1960, le plus important jamais enregistré, la rupture a concerné un plan de 850 km de long, d'un pendage de 20° vers l'est, sur une largeur de 120 km, avec un déplacement maximum de l'ordre de 10 m.
- Pour le séisme de Papouasie de juillet 1998 ($M_s = 7,0$), la faille calculée mesure 30 km de long, 15 km de large, avec un glissement de 3 m.

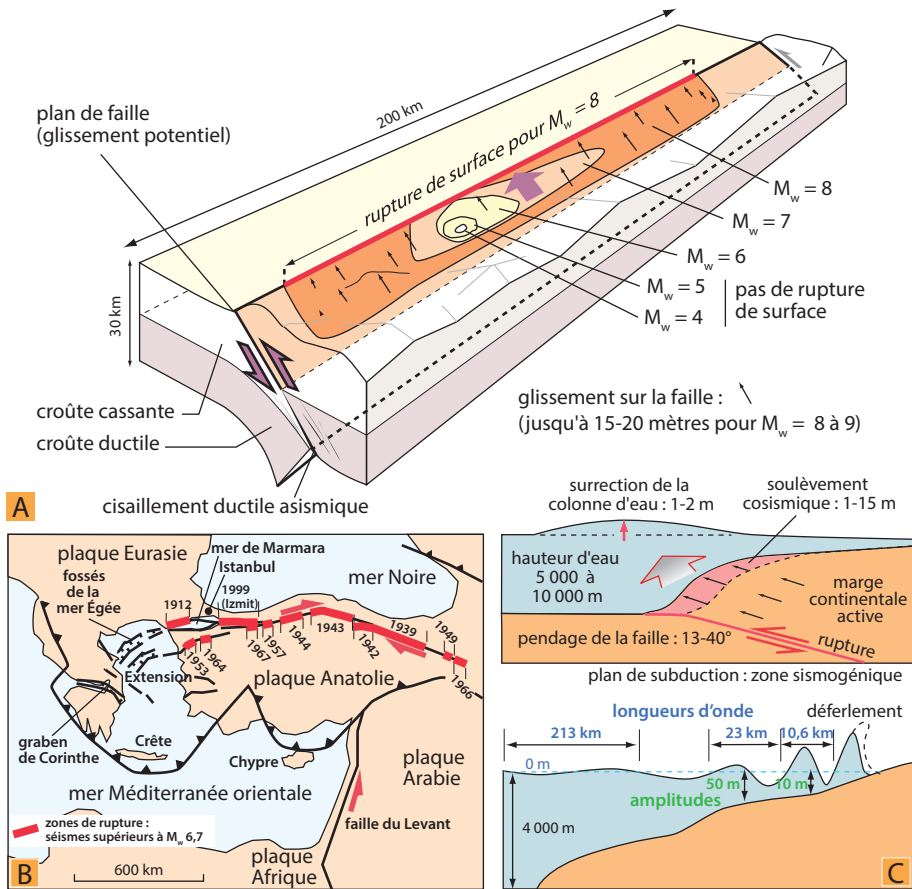


Figure 6.5 Séismes, rupture sur les plans de faille et tsunamis.

A. Bloc-diagramme idéalisé d'une faille inverse majeure, par exemple un front de chaîne de collision ou la zone sismogénique d'une subduction. En divers tons de rose sont représentées les surfaces des plans rompant pour les magnitudes indiquées. Noter la faible taille relative des plans impliqués pour des magnitudes inférieures à 4. La rupture n'atteint la surface que pour de fortes magnitudes (*inspiré de J. Lambert, 1997*).

B. Segmentation de la faille nord-anatolienne. Ce cas est un assez bon exemple de progression de l'activité sur une longue portion de faille décrochante (commentaires dans le texte). *Modifié d'après Reilinger et al., (2000)*.

C. Principe de la genèse des tsunamis et caractéristiques dimensionnelles des tsunamis liés aux séismes de subduction.

- Pour le séisme de Sendai (Japon) du 11 mars 2011, la faille avait une longueur plus modeste que celle du grand séisme du Chili de 1960 (500 km contre 800 km), mais le déplacement fut le plus important jamais mesuré (24 à 26 m). Cette valeur de glissement exceptionnelle oblige à réviser une sorte de loi empirique qui consistait à attribuer aux plus longues failles les plus grands glissements (voir encart 6.10).

On retiendra que seuls les très forts séismes (à partir de $M_s = 6$) mobilisent des failles suffisamment larges pour atteindre la surface (*fig. 6.4 et 6.5*).

Encart 6.5 – Crises sismiques et progression de la rupture

Des études très fines réalisées à l'aide de réseaux sismiques régionaux denses permettent maintenant de voir la progression de la rupture le long de certaines grandes failles lors de crises sismiques d'une durée de plusieurs heures, voire quelques jours. Cette progression s'apparente à un phénomène de nucléation ; les ruptures s'enchaînant en cascade en raison de la modification de l'état de contrainte induite de proche en proche. Ceci explique pourquoi les grands séismes s'accompagnent toujours d'une longue phase de répliques au cours de laquelle se poursuivent les réajustements tectoniques. Ces études permettent de préciser l'orientation et la longueur du plan de faille actif ; ce plan

contenant en général la majorité des répliques (*fig. 6.6*).

Sur certaines très grandes failles, dont la géométrie résulte d'une longue histoire (plusieurs dizaines de Ma bien souvent), les segments semblent rompre de proche en proche. C'est le cas de la faille Nord-Anatolienne (*fig. 6.5*) guidant l'extrusion de l'Anatolie vers l'ouest et dont l'histoire récente montre une nette progression de l'activité de l'est vers l'ouest (*fig. 6.5 B*). Le site d'Istanbul se situe à proximité de l'une des branches nord de la faille, au nord de la mer de Marmara (*fig. 6.5 B*). Il s'agit du segment qui jouxte celui qui a rompu lors du séisme d'Izmit (1999), l'aléa sismique y est ainsi particulièrement élevé.

► Effets en surface, déformation cosismique, mouvements cumulés et récurrence

La secousse principale est parfois précédée de légers frémissements qui provoquent l'inquiétude des animaux (**phénomènes prémonitoires**), et souvent suivie par plusieurs centaines de secousses ou **répliques** qui se font sentir pendant plusieurs mois, gênant les travaux de déblaiement et de reconstruction (*fig. 6.6*).

Les ruptures de surface telles que les escarpements de faille ou les décalages horizontaux s'il s'agit d'un décrochement, ne sont possibles que pour des événements majeurs ($M_s = 6$ et plus). D'autres effets de surface peuvent apparaître pour des séismes de magnitude plus faible, mais il s'agit souvent d'effets secondaires, comme des glissements de terrain s'accompagnant de fissures qu'il ne faut pas confondre avec les effets directs.

Encart 6.6 – Séismes et destructions d'ouvrages

Les destructions d'immeubles sont dues à des secousses verticales et horizontales (ondes P) et à des mouvements cisailants (ondes S, *fig. 6.15*).

Dans le cas du séisme de Kobé (Japon, 1995), la présence de nombreuses caméras de surveillance dans les édifices publics ou dans les commerces a permis d'enregistrer une multitude de phénomènes liés au passage des ondes P puis à l'arrivée très rapide des ondes S (l'épicentre étant très proche, la différence P-S était de l'ordre de quelques secondes, *fig. 6.16*). Il apparaît clairement que le passage des ondes S s'accompagne de très violents mouvements horizontaux responsables du cisaillement de nombreux édifices qui avaient pu résister auparavant aux mouvements verticaux dus aux ondes P. L'analyse de détail des mouvements ainsi enregistrés sur l'ensemble de la cité a d'ailleurs permis de réaliser une cartographie très fine de la faille active.

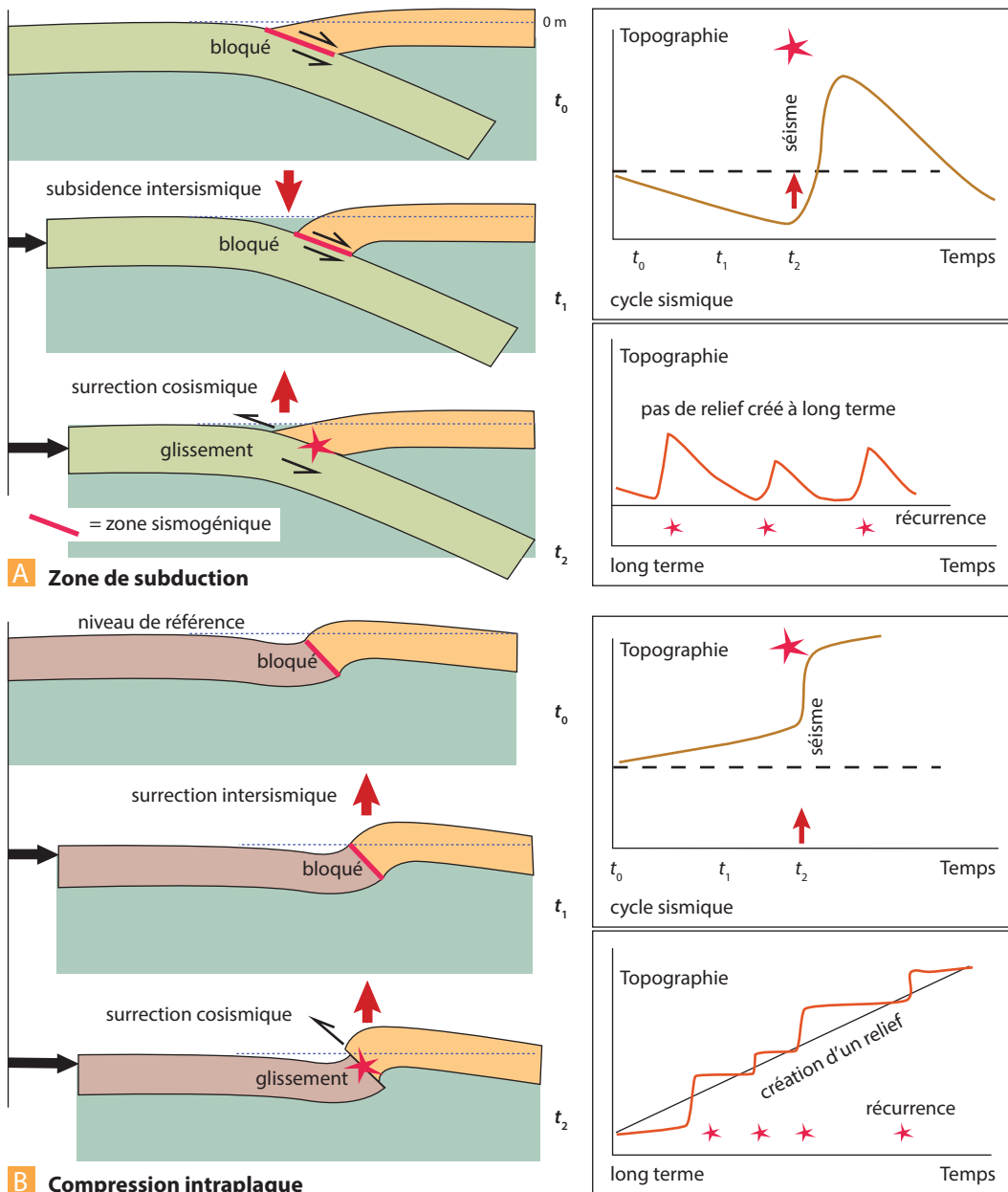


Figure 6.6 Le cycle sismique et les effets sur les reliefs dans les contextes convergents.

Dans le cas de la subduction, quand le contact entre les deux plaques est bloqué, la région d'avant-arc s'enfonce. Lors d'un séisme, elle se relève brutalement par glissement le long du contact inter-plaque (dit zone sismogénique), et s'enfonce à nouveau en période intersismique. Il y a donc opposition entre les mouvements cosismiques et intersismiques. Sur le long terme, l'évolution de la topographie est faible. Dans le cas de la convergence intracontinentale, il y a accrétion de matière crustale en raison de la convergence au niveau du front de la chaîne. Les mouvements cosismiques et intersismiques vont dans le même sens et les reliefs augmentent. Notez que la courbe d'évolution à long terme résulte d'une succession d'événements dont les caractéristiques (amplitude cosismique et récurrence) varient. Cela traduit le fait que les failles ne se comportent pas nécessairement de la même façon à chaque crise sismique, les surfaces de rupture et les taux de glissement pouvant être variables d'un événement à l'autre sur une même faille.

► Déformation cosismique

On qualifie de **cosismique** la déformation acquise durant le séisme (en une à quelques minutes) et d'*intersismiques* les déformations éventuelles très lentes, non perceptibles directement, se produisant entre deux séismes majeurs, c'est-à-dire durant le cycle sismique (fig. 6.6).

Aujourd'hui, on peut visualiser, cartographier et quantifier les déformations cosismiques à l'aide de trois méthodes principales faisant appel à la télédétection.

1. La comparaison des données de GPS

Depuis deux décennies, le GPS fournit des données de haute qualité à la géodésie (voir paragraphe 4.1.2 et figure 7.16). La précision des mesures est en constante progression. Le GPS ne peut pas évaluer directement la vitesse des failles. Il mesure loin à l'intérieur des plaques les vitesses de dérive et permet de visualiser, aux bordures, les endroits où les failles sont bloquées et où elles accumulent l'énergie cinétique sous forme de déformation élastique. À l'issue d'un séisme, la comparaison des données GPS permet de décrire les mouvements des blocs qui ont glissé de part et d'autre de la zone qui a rompu. On doit aussi au GPS la mise en évidence des « séismes silencieux » qui correspondent à des glissements étalés dans le temps et insensibles en surface.

2. La comparaison des données d'imagerie SPOT

SPOT signifie « Système probatoire d'observation de la Terre » ou « Satellite pour l'observation de la Terre ». Il comprend une famille de satellites de télédétection civils développés par l'agence française, le CNES (Centre national d'études spatiales), et croisant à 832 km d'altitude avec une couverture complète de la terre en 369 révolutions. Les cinq premiers exemplaires ont été lancés entre 1985 et 2002. SPOT-6 a été lancé en 2012 et SPOT-7 en 2014. L'innovation de SPOT-5 est l'introduction du Super-Mode qui permet la création d'une image à 2,5 mètres de résolution. Grâce à la mise au point de techniques de corrélation de pixels entre les images de ce satellite acquises avant et après un séisme, on peut calculer, avec une précision inégalée, le déplacement horizontal induit en surface dans toutes les directions (voir figure 6.4, l'exemple du séisme de Chi Chi à Taïwan en 1999). La méthode permet de produire une nappe de déformation d'une résolution de 2,5 m par pixel. De telles observations sont utiles pour une meilleure compréhension du cycle sismique.

3. L'interférométrie radar

Cette méthode permet d'imager les régions qui ont subi une déformation cosismique. Elle a été utilisée pour la première fois en 1993 à la suite du séisme de Landers aux États-Unis (1992) (fig. 6.1). Le principe revient à comparer les enregistrements de satellites radar avant et après le séisme. Dans cette technique appelée inSAR (radar à synthèse d'ouverture interférométrique), on mesure le déphasage entre les signaux radar envoyés au sol par le satellite ; ce déphasage est proportionnel aux mouvements du sol accumulés durant la déformation cosismique. L'illustration de la figure 6.4 montre l'application de la méthode dans le cas du séisme de Chi Chi à Taïwan en 1999 où des déplacements horizontaux de 1 à 9 m et des soulèvements de 1 à 4 m ont été constatés sur le terrain. Dans le cadre du programme européen Copernicus de l'Union européenne, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) a développé deux satellites jumeaux Sentinel-1A et Sentinel-1B capables de réaliser de tels enregistrements. Sentinel-1A a été lancé en 2014 et Sentinel-1B en 2016. Ces deux satellites identiques fournissent des données radar couvrant une large zone avec une fauchée (champ balayé à chaque orbite) de 250 km. Un interférogramme réalisé par ces satellites après le séisme d'Amatrice en Italie centrale en 2016 est proposé sur la figure 6.7.

En général, dans les zones continentales en compression, la tectonique induit un *surépaississement crustal* et les déformations cosismiques s'additionnent. Il n'y a donc pas de subsidence intersismique. Ce n'est pas le cas pour les zones de subduction où les études géologiques à long terme tendent à montrer qu'à la suite de surrections cosismiques, la région soulevée peut s'enfoncer à nouveau. Le passage d'un régime sans création de relief à un régime de surrection cosismique peut intervenir dans le cas de la subduction de lithosphère océanique sous la lithosphère continentale. C'est le cas des Andes depuis 20 Ma.



Voir chap. 15

► Déformation cumulée et récurrence sismique

Pour l'étude sismologique d'une région donnée, il est donc important de comprendre comment la déformation induite par un séisme vient s'ajouter aux déformations précédentes (**déformation cumulée**). On peut alors envisager de quantifier la fréquence de retour des événements majeurs. Ceci constitue l'étude de la **récurrence sismique** (fig. 6.6). Comme les ruptures n'atteignent la surface que lors de séismes superficiels de forte magnitude (fig. 6.5), les traces topographiques visibles des séismes passés violents, pour les régions continentales au moins, ne sont pas fréquentes. On les connaît le long des frontières rapides : Andes (fig. 6.4), Californie, Himalaya, Philippines, etc. Si la vitesse d'érosion est plus rapide que la vitesse de création des reliefs de faille sismique, on peut même prévoir que toute trace topographique d'activité sismique sera rapidement effacée. Ceci doit être pris en compte pour l'étude sismologique d'une région donnée. Ainsi en France, durant le Quaternaire au moins, la vitesse de l'érosion est sensiblement égale à celle des déformations tectoniques. Les escarpements de faille active sont donc extrêmement rares. Le long des décrochements actifs, on peut étudier plus facilement les déplacements cumulés par le décalage de marqueurs tels que les cours d'eau et les cônes alluviaux.



Voir chap. 26

Encart 6.7 – Coraux et déformation sismique

Dans les régions insulaires tropicales, les meilleurs marqueurs des mouvements verticaux sont les platiers coralliens dont la surrection peut être mesurée directement par l'examen des colonies coralliennes soulevées (fig. 6.4 B) ou d'algues rouges encroûtantes desséchées. Pour fixer un ordre de grandeur, le séisme de Ms 7,5 de Ambryn une île du Vanuatu (novembre 1999) s'est accompagné de la surrection d'une partie du littoral d'environ 1,50 m, sur une zone de 10 km. Dans ce secteur existent également des récifs plus anciens datés à -8 000 ans, perchés à +12 m. Le taux moyen de surrection mesuré ainsi dans cette région est de l'ordre de 3 mm par an, ce qui conduit à **une récurrence minimale de 300 à 400 ans** pour des séismes majeurs induisant des surrections de l'ordre du mètre. Pour ces analyses à relativement long terme, il convient toutefois de faire la part de l'eustatisme (variation propre du niveau marin).



Voir fig.12.23

► Raz de marée et tsunamis

Les séismes sous-marins déclenchent des oscillations qui peuvent passer inaperçues des marins en mer mais qui déferlent sur la côte par une ou plusieurs vagues géantes appelées raz de marée (raz : mot breton désignant un courant violent dans un passage étroit) ou tsunamis (de deux mots japonais : tsu, baie et nami, onde) (fig. 6.5 C).

En 1960, après le tremblement de terre du Chili, le tsunami atteignit 30 m au fond de certaines baies en forme de V. Il fit plusieurs centaines de victimes au Japon (où les services d'alerte n'avaient pas été assez énergiques) et une cinquantaine à Hawaï (où les services d'alerte avaient bien fonctionné, faisant fuir les riverains mais attirant les curieux !).

Les modélisations qui ont été faites pour le séisme de Papouasie-Nouvelle Guinée (Ms = 7,0, 17 juillet 1998) reconstituent un affaissement de 3 m sur un plan large de 15 km ayant



Voir chap. 31

atteint la surface. Le tsunami n'est arrivé que 20 minutes après le choc, sous la forme d'une vague pouvant atteindre, localement, 15 m de haut et qui a dévasté 40 km de côte. Les modèles de rupture simple, par dislocation sur le plan de faille atteignant la surface, ne peuvent rendre compte d'une telle masse d'eau déplacée. Le séisme a très probablement provoqué un important glissement sédimentaire sous-marin à l'origine à son tour du raz de marée.

Au contraire, dans le cas de la catastrophe de l'Asie suivant le séisme de Sumatra du 26 décembre 2004, l'onde s'est propagée radialement et a rapidement atteint les côtes de Sumatra (*fig. 6.5 C*). C'est le déplacement cosismique du fond marin qui est responsable du tsunami par poussée de la masse d'eau. Dans la province d'Atjeh, la côte fut totalement dévastée, la vague étant capable de charrier des voitures, des autobus ou des camions en s'engouffrant dans les rues des villes et en broyant les habitations une demi-heure après le séisme. On note d'abord un retrait de la mer puis l'arrivée d'une série de très hautes vagues déferlant sur les côtes et pénétrant de plusieurs kilomètres dans les terres avec une puissance considérable. La hauteur des vagues est estimée à 10 m. L'onde a atteint les côtes de Thaïlande, de Birmanie et du Bangladesh, environ une heure après le séisme, puis le Sri Lanka deux heures après, où la vague renversa et déplaça des trains. L'Inde, la Malaisie et Singapour ont été touchés également 2 h après la secousse, les Maldives 3 h après. Le tsunami parvint en Afrique (Somalie, Tanzanie) 6 h après le séisme, là aussi détruisant une partie du littoral. Les îles Rodrigues, puis l'île Maurice et la Réunion ont ressenti de fortes ondulations du niveau de la mer environ 8 heures après le séisme (*fig. 6.1*). À la Réunion, le marégraphe montre que le marnage a atteint une amplitude de l'ordre du mètre, mais les effets locaux (**effets de baie**) furent plus importants. Ces ondulations anormales, ressemblant à de fortes marées très rapprochées, ont perduré pendant 2 h au moins.

Après le séisme de Sendai (Honshu, Japon) du 11 mars 2011, le tsunami a largement franchi les digues protectrices. Les vagues ont dépassé une hauteur de 30 m localement. Ce raz de marée est responsable de 90 % des 18 079 victimes. Il a atteint les côtes du Chili 23 h après le séisme (*fig. 6.1*). Des séismes ayant provoqué des tsunamis de 28 m et 24 m d'amplitude maximale ont eu lieu en 1896 et 1933 dans la même région. On sait, par l'étude des dépôts laissés par les paléo-tsunamis, qu'une énorme vague a frappé le Japon en 869. Les séismes récents ont considérablement relancé les études des paléo-tsunamis.

Dans le cas des pays touchés, l'information sur le risque de raz de marée était inexistante. Des rescapés rapportent que de nombreuses personnes ont été involontairement à la rencontre de la vague en constatant un retrait de la mer, signe avant-coureur de l'imminence de l'arrivée de la vague géante. Un tel phénomène est rapporté également par des rescapés du séisme du Chili de 1960. On retiendra que l'absence de réseau d'alerte à l'échelle de l'océan Indien, la concentration des populations près des côtes, et notamment dans les zones de mangroves (la moitié de la population mondiale vit à moins de 40 km des côtes) sont des facteurs aggravant du risque dû aux séismes et aux tsunamis. Un réseau d'alerte mis en place à partir de 1965 par le groupe international d'alerte des tsunamis (ICGTWS) fonctionne à l'échelle du Pacifique. Il n'existait pas de structure semblable pour l'océan Indien.

e) Notions de risque sismique, protection contre les séismes

► *Aléa, vulnérabilité et risque sismique. Effet de site*

Dans les régions touchées par les séismes violents, il apparaît clairement que le niveau des dégâts et des pertes humaines est lié directement à l'importance des implantations humaines et à la qualité de l'urbanisation. En fait, il convient de bien différencier trois termes : **aléa**, **vulnérabilité** et **risque sismiques**.

Le risque sismique intègre :

- d'une part l'aléa sismique : c'est-à-dire la potentialité pour une région de subir une secousse sismique de caractéristiques données (cela suppose donc une bonne connaissance des périodicités, des localisations, des profondeurs des hypocentres et de l'énergie développée lors des secousses antérieures) ;
- d'autre part la vulnérabilité à cet aléa qui dépend du nombre de personnes exposées (densité de population) et de l'environnement (caractéristiques régionales : mer, montagne, modes de construction, qualité des matériaux).

Ainsi dans un désert le risque sismique est quasi nul même si l'aléa est fort, au contraire, une région d'urbanisme précaire à très forte concentration humaine peut présenter un risque élevé même si l'aléa n'est que modéré.

Encart 6.8 – Aléa et risque sismique en Provence

Le 11 juin 1909, le séisme de Rognes-Lambesc (intensité IX) au nord-ouest d'Aix-en-Provence a fait 46 morts et 250 blessés (*fig. 6.25*). À partir des cartes d'isosismicité de cet événement, une modélisation du risque sismique de la région, pour un tel séisme, a été faite, en 1982, en intégrant le développement de l'urbanisation. Cela conduit à une prévision de 400 à 970 morts, 1 850 à 5 650 blessés, 450 bâtiments détruits, 21 850 endommagés (sur 25 420 bâtiments), ce qui conduirait à 720 M d'euros de dégâts auxquels s'ajouterait une perte de l'ordre de 80 M d'euros en perturbation de l'activité économique. En France, les tremblements représentent ainsi un aléa modéré mais un risque majeur (Lambert, 1997).

Pour un séisme prévisible donné, le risque sismique dépend aussi directement des caractéristiques géologiques ou géotechniques du site sur lequel les implantations humaines sont établies : c'est **l'effet de site**. Une secousse sismique de moyenne magnitude peut en effet provoquer des dégâts considérables en certains sites, si le sous-sol est capable d'amplifier les vibrations ou s'il conduit à une liquéfaction des sédiments. Dans ce cas, l'agitation sismique provoque le tassement rapide des sédiments qui chasse leur eau intergranulaire. Cela peut être le cas pour des plaines alluviales, emplies de sédiments riches en eau, pour des remplissages de vallées par des conglomérats (cas de la ville de Grenoble) ou pour d'anciens lacs asséchés (cas de la ville de Mexico). Ce phénomène peut aussi affecter des remblais mal tassés.

► *Prévisions des séismes*

Elle repose d'abord sur *la connaissance de l'aléa sismique*. À cet effet, on a réalisé dans plusieurs pays, l'inventaire historique des séismes avec leur localisation et leur intensité. En France, l'aléa sismique est faible à modéré et concerne surtout la Provence (séisme de 1909 dans la région d'Aix-en-Provence, voir encart 12.8), le sud des Alpes et les Pyrénées (séismes d'Arette, 1967, 1 mort, 15 blessés, magnitude 5,9, et d'Arudy, 1980, magnitude 5 ; *fig. 6.25*).

Les zones sismiques restées longtemps assoupies (**gaps ou lacunes de sismicité**, *fig. 6.7*) peuvent constituer une zone de risque car la quantité d'énergie accumulée y sera d'autant plus brutalement libérée. C'est ainsi que la faille de San Andreas coulisse au nord de San Francisco, d'une manière continue de quelques mm par an (*fig. 6.7*) c'est le phénomène de « creeping ». Au Sud, au contraire, son mouvement est bloqué depuis 1906 et lors d'un futur séisme, le déplacement devrait être plus important. D'autres « gaps » existent entre San Diego et San Francisco. De même l'étude de la sismicité dans les zones de subduction d'Indonésie (séisme de Padang à Sumatra, 7,6, 30/09/2009) et du Chili (séisme de Maule, 8,8, 27/02/2010) met bien en lumière la relation entre aléa et risque sismiques et gaps de sismicité.

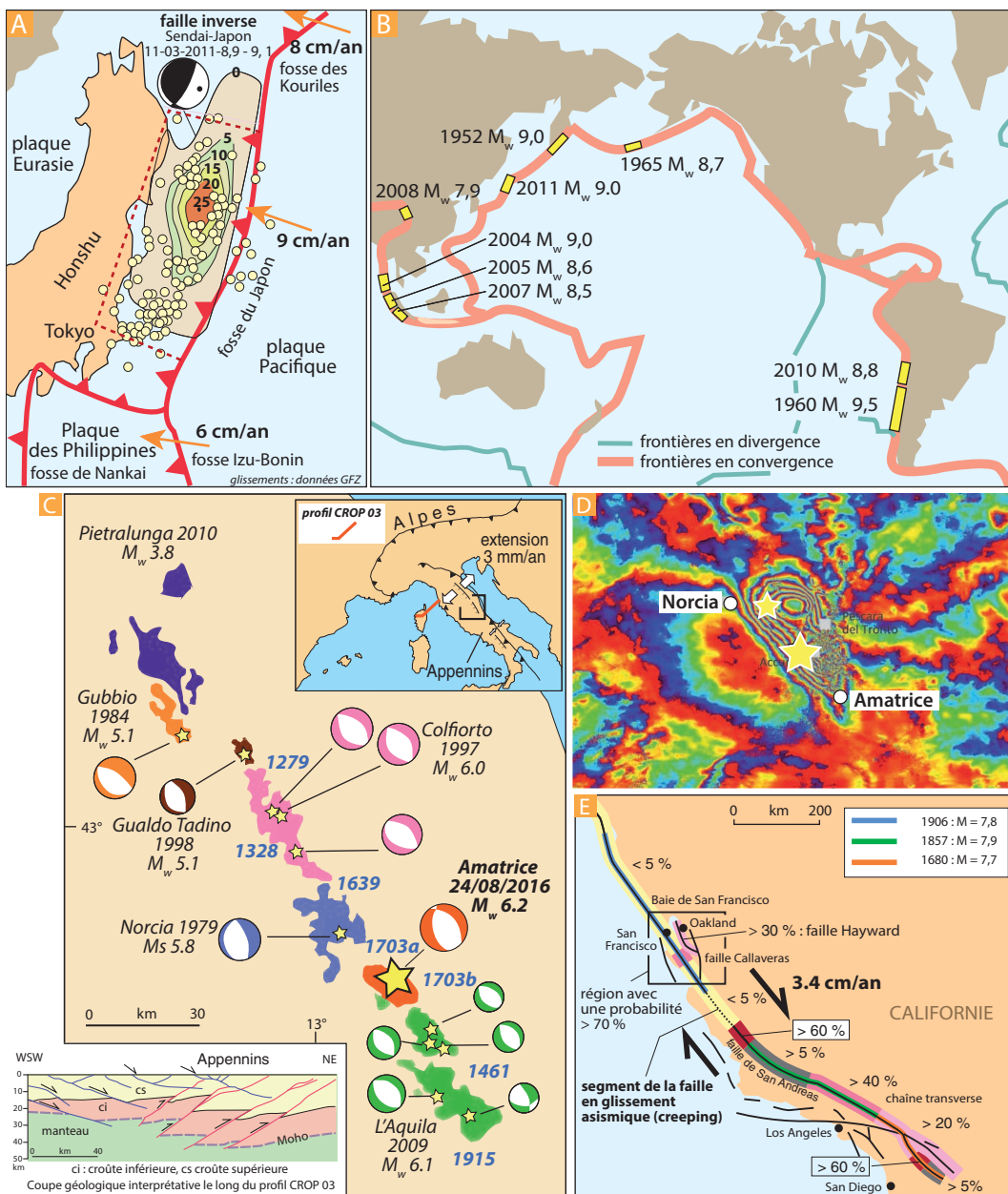


Figure 6.7 Les séismes : dimensions de la rupture, comblement de lacunes.

A. Le séisme de Sendai du 11 mars 2011. Il correspond à la rupture de la zone sismogénique située sur le plan de subduction de la plaque Pacifique sous le Japon. Cette carte montre la taille de la faille et l'ampleur de la rupture selon les calculs du GFZ (Allemagne). Les courbes entourent les zones d'iso-glissement ayant eu lieu sur le plan de faille au cours des 3 minutes du séisme, de 0 m, à la bordure de la zone rompue, jusqu'à 20 m, au centre, point d'initiation de la rupture (déplacement maximal probable de 25 m sur le plan de faille). On a également représenté la position des très nombreuses répliques (ronds jaunes) ayant eu lieu durant les mois qui ont suivi le choc principal. Cela permet de tracer le plan complet de la rupture (pointillé rouge). Le glissement a entraîné un déplacement instantané de 4 m des côtes du Japon au-dessus du plan de faille (voir les compléments sur ce séisme dans l'encart 6.10). La rupture est généralement déclenchée par la présence d'une aspérité sur le plan de faille, par exemple un mont sous-marin porté par la plaque plongeante.

B. Les plus gros séismes mondiaux depuis 1952 et la taille réelle des failles qui ont rompu. Notez que les séismes les plus importants sont situés le long des frontières convergentes. L'aléa sismique est

maximal dans les régions à forte sismicité historique. Notre connaissance de la sismicité mondiale potentielle est extrêmement réduite puisque les observations sismologiques quantifiées sont très récentes en regard de l'histoire de la Terre (voir la carte de l'aléa sismique mondial, fig. 6.10).

C. Exemple de comblement de lacunes sismiques, le cas du séisme d'Amatrice de magnitude 6.2, survenu le mercredi 24 août 2016 à 3 h 36 heure locale, dans la province de Rieti en Italie centrale. L'épicentre a été localisé à environ 10 km au Sud-Est de Norcia. La profondeur du foyer est superficielle ; elle a été estimée à 4 km seulement, ce qui explique en partie la gravité des dégâts en surface. Ce séisme intervient dans le cadre de l'extension active de la chaîne de l'Apennin. Cette extension a débuté à la fin du Pliocène, après les charriages qui ont conduit à la formation de la chaîne actuelle. On l'attribue au retrait du slab de la Mer Ionienne sous la subduction calabraise (voir figures 6.25 et 6.33B). L'Apennin central est donc en train de s'affaïsser. C'est ce qui démontre parfaitement le profil sismique CROP 03 qui indique un décalage en extension du Moho (à gauche), après les décalages compressifs liés aux chevauchements anté-pliocènes. Les failles inverses liées au prisme orogénique de l'Apennin central sont en rouge, les failles normales actives, qui participent à l'effondrement de ce prisme, sont en bleu. On s'intéresse à plusieurs crises sismiques dont les mécanismes au foyer des chocs principaux sont indiqués en différentes couleurs selon les dates : 1979 (Norcia), 1984 (Gubbio), 1997 (Colfiorto), 2009 (L'Aquila), 2010 (Pietralunga) et celle commencée en août 2016 (Amatrice). Tous les séismes de la région d'Amatrice sont en faille normale. Les zones de répliques autour de chaque événement sont indiquées par des taches colorées. Elles permettent de matérialiser les plans des failles normales principales. On constate que les crises de 1998 (Gualdo Tadino) et de 2016 (Amatrice) viennent combler des lacunes sismiques situées respectivement entre les crises de Norcia (1979) et Gubbio (1984), et de Norcia (1979) et L'Aquila (2009). L'alignement des répliques a donc permis de figurer les segments faille qui n'avaient pas encore rompu et de définir les régions à très fort aléa sismique. Les dates de séismes historiques sont indiquées également (bleu italique).

D. Interférogramme d'images radar construit à partir de données des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B du programme Copernicus ESA/CNR-IREA. Il montre la déformation de la surface terrestre causée par le tremblement de Terre d'Amatrice du 24 août 2016. L'étoile jaune centrale représente l'épicentre du choc principal. Les petites étoiles représentent des chocs secondaires.

E. Carte de la faille transformante dextre de San Andreas et de la faille compagne de Callaveras (Californie) montrant les probabilités d'occurrence (en %) de séismes de magnitude supérieure à 6,7 entre 2005 et 2035. Cette carte est établie d'après l'historique des ruptures sur les différents tronçons de la faille illustré par les segments colorés. La zone à faible aléa correspond à la partie de la faille qui n'est pas bloquée et qui « glisse » en continu (phénomène de creeping). Modifié d'après S. Marshak et G. Bokelmann.

Encart 6.9 – Des indices prémonitoires ?

Il semble exister des *indices prémonitoires de séismes* pouvant être enregistrés par des réseaux d'observation. On cite souvent la diminution de la résistivité des roches, la variation de champ magnétique local, l'augmentation de la circulation des eaux souterraines et une augmentation corrélative de la radioactivité due au radon qu'elles transportent (élément dont la teneur augmente dans les zones de contrainte), la variation du niveau d'eau des puits et du débit des sources, une activité microsismique un peu plus marquée que les petites vibrations habituelles (bruit de fond) et de légères déformations de la surface du sol (mouvements verticaux et obliques) détectables par des *inclinomètres*. De même, on a souvent rapporté une inquiétude des animaux peu de temps avant la secousse (les serpents quittent leur terrier, les animaux attachés tentent de s'échapper). Toutefois la fiabilité et la répétitivité de ces indices sont loin d'être prouvées.

Une polémique s'est déclarée à ce sujet après le séisme de l'Aquila, prédit par un sismologue italien ayant noté une agitation présismique (avril 2009). Des éléments nouveaux sur ce sujet sont apportés par l'étude du séisme d'Izmit, survenu en 1999 en Turquie. C'est l'un des grands séismes les mieux analysés au monde. En 2011, des chercheurs français et turcs ont analysé les sismogrammes obtenus à proximité de l'épicentre. Ils ont repéré, juste avant la rupture de la faille, un signal sismique très particulier, jamais observé par ailleurs. Il s'agit d'une vibration de spectre caractéristique qui a duré 44 minutes. Son analyse indique qu'il est causé par le glissement lent et saccadé de la faille au niveau de la zone où le séisme se déclenche. Détecter de telles vibrations pour d'autres séismes permettrait d'espérer prédire certains types de tremblements de terre plusieurs dizaines de minutes avant la rupture de la faille.

Des séismes précurseurs de forte magnitude (M_w 6,7) se sont produits avant le très gros événement de magnitude 8,1 qui a frappé le nord du Chili dans la région d'Iquique le 1^{er} avril 2014. À ces violents précurseurs s'ajoute la mise en évidence d'un lent glissement

asismique sur la frontière des plaques, repéré par l'analyse des signaux GPS. Ces deux caractéristiques, glissement et séismes précurseurs, sont les plus propices à l'heure actuelle pour fournir des indices prémonitoires fiables pour de très forts événements.

En fait il n'y a pas pour le moment de solution miracle et la meilleure méthode reste le développement de réseaux de surveillance des zones à risques. Certaines études se concentrent sur les mécanismes de la rupture et tentent de comprendre pourquoi seules quelques failles connaissent le creeping.

Dans le cadre de la surveillance et de la prévision sismique, un satellite de 130 kg, DEMETER, a été lancé le 29 juin 2004 par un lanceur ukrainien. À partir d'une orbite à 710 km d'altitude établie de façon à couvrir les zones sismiques du globe, sa mission était de surveiller les perturbations de la haute atmosphère et de l'ionosphère en relation avec l'activité tectonique. L'opération pilotée par le CNES et de nombreux laboratoires français et européens devait permettre de détecter et de mieux comprendre les éventuels signaux électromagnétiques précurseurs des séismes. Des perturbations ionosphériques ont été enregistrées avant et pendant des séismes majeurs (Samoa, le 29.10.2009, $M = 8$; Haïti, le 12.01.2010, $M = 7$; Chili, le 27.02.2010), alors que le satellite survolait les régions correspondantes. Cependant, la mission DEMETER a été abandonnée en 2011 faute de résultats probants.

Encart 6.10 – Le séisme de Sendai du 11 mars 2011, Japon : un événement aux caractéristiques surprenantes

Le séisme de Sendai a eu lieu le long du plan de subduction s'enfonçant sous le Japon à la limite des plaques Eurasie et Pacifique. La plaque Pacifique (océanique) se déplace vers le nord-ouest d'environ 9 centimètres par an et la plaque eurasiennne (continentale) se déplace vers le sud-est à une vitesse de 0,95 centimètre par an. La secousse principale a eu lieu le 11 mars, mais dès le 9 mars la terre a tremblé dans la région avec une première secousse de magnitude 7,2 à environ 40 km de distance de la secousse principale, suivie le même jour par trois secousses de magnitude supérieure à 6,0. Le séisme de magnitude 7,2 est donc un séisme « à posteriori précurseur » de celui du 11 mars. Une grande partie des dégâts matériels, dont la destruction partielle de la centrale nucléaire de Fukushima, est due uniquement au tsunami car le bâti japonais est remarquablement adapté au risque sismique. Selon l'USGS, le séisme est né sur un plan peu incliné ($14^\circ W$) orienté $N13^\circ E$, subparallèle à la direction moyenne $N16^\circ$ de la fosse du Japon, à une profondeur de 24 km. La magnitude déterminée est de $M_w = 9,0$ ($M_0 = 3,9 \times 10^{22}$ N.m). *Harvard Seismology* établit des caractéristiques mécaniques semblables avec un pendage de 9° et une direction $N21^\circ E$ à une profondeur de 20 km. Le choc

principal a duré deux à trois minutes avec une propagation estimée à 2,7 km/s sur un plan de 500 km de long. Le séisme principal a été suivi de 56 répliques de magnitude supérieure à 6 jusqu'au 13 avril 2011, et l'une d'elles a atteint la magnitude de 7,1 le 7 avril. Ces répliques permettent de tracer le plan complet de la rupture (*fig. 6.7*). Le 11 avril, une réplique de magnitude 6,6 est suivie d'une augmentation du niveau d'alerte autour de la centrale nucléaire de Fukushima. Un séisme fort de magnitude 6,1 a eu lieu le 15 mars 2011 au sud-ouest de Tokyo. Le mercredi 16 mars, une nouvelle réplique de magnitude 6,0 a été enregistrée à une centaine de kilomètres de Tokyo, puis le 17 mars et le 19 mars toutes deux de magnitude 6,1. Ces séismes indiquent que l'événement de Sendai a entraîné le transfert des contraintes relâchées vers les bordures de la région ayant glissée. Ceci augmente bien évidemment l'aléa au niveau de la ville de Tokyo. À la suite du séisme, l'île principale du Japon, Honshū, s'est déplacée d'environ 2,4 mètres vers l'Est, au lieu des 83 millimètres en moyenne annuels. Ce mouvement a entraîné une modification de la répartition des masses de la Terre autour de son axe d'inertie principal. La vitesse de rotation de notre planète a

légèrement augmenté et les jours sont plus courts de 1,8 μ s. Des volcans voisins se sont manifestés.

Une grande surprise créée par ce séisme fut d'abord l'ampleur du tsunami, dont la hauteur maximale atteinte n'était pas envisagée, même si de très importants raz de marée ont affecté ces côtes depuis l'an 800. Ensuite, la taille de la rupture a surpris. On envisageait en effet que plusieurs séismes étaient nécessaires pour rompre l'interface de subduction sur une si grande longueur. De plus, même sur une faille potentielle de l'ordre de 500 km de long, il n'était pas envisagé dans cette région de déplacement cosismique d'une ampleur de 25 m. On admettait également

qu'une partie de la convergence dans cette région était accommodée par des « séismes lents », qui sont moins puissants. La connaissance des séismes des xx^e et xxi^e siècles dans cette région ne conduisait donc pas vers la prévision d'un tel déplacement sur un segment de 500 km de long. Ceci doit nous enseigner la plus grande modestie vis-à-vis des processus naturels d'une telle ampleur. Notre connaissance des séismes ne représente finalement qu'un échantillonnage infime des cas possibles depuis que les plaques existent. Les lois liant la taille des failles et l'ampleur des déplacements cosismiques ne sont donc pas encore établies avec confiance.

► La prévention contre les effets des séismes

L'une des règles fondamentales est d'éviter de construire sur une zone faillée et, en région sismique, sur des terrains en pente ou des terrains meubles, alluvions en particulier, qui entrent en résonance. Il est donc nécessaire de pouvoir caractériser l'**effet de site** local pour établir une cartographie des zones susceptibles d'amplifier les vibrations et de ne pas construire sur les zones les plus vulnérables (remblais mal tassés, sédiments meubles). Les architectes ont établi des *règles de construction dites asismiques ou parasismiques*.

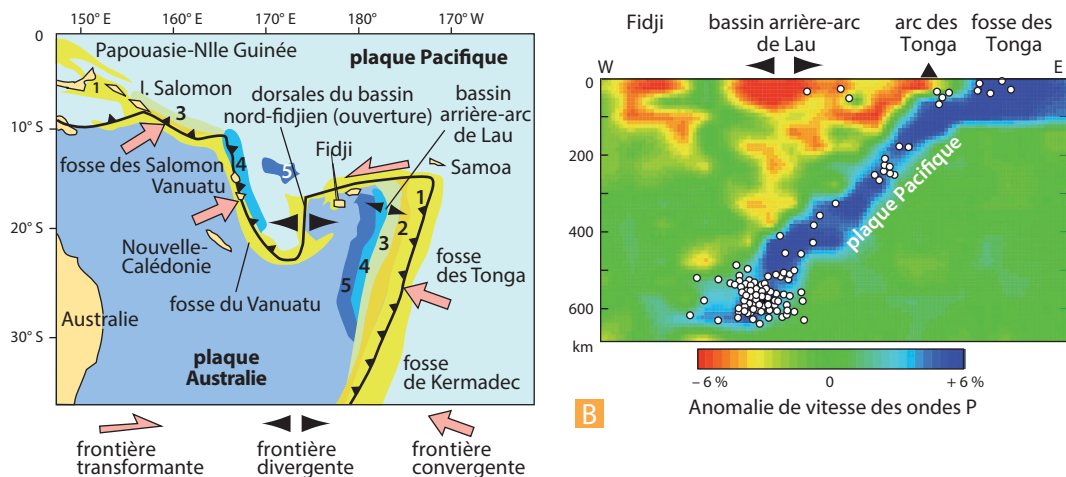
La « solution japonaise », constructions très légères, qui ne blessent pas en s'écroulant, a surtout un intérêt historique. Les empilements de pierres ou de briques sont à éviter : le béton est le matériau asismique par excellence. Éviter cependant les lourdes superstructures (terrasses, corniches, balcons). Rendre les murs solidaires ainsi que les cloisons, par un cadre métallique (chaînage). Prévoir le coulisement possible des canalisations. La dépense supplémentaire par rapport aux édifices classiques n'est que de 2 à 5 %. Le séisme de Kobé (magnitude 6.9) en janvier 1995, n'a pas été prédit et a montré la limite d'efficacité de certaines constructions antisismiques.

Une perspective à très long terme est d'empêcher l'énergie de s'accumuler dans les zones sismiques soit en déclenchant de multiples séismes artificiels de faible amplitude soit en « lubrifiant » les zones susceptibles de mouvements (on sait que la mise en eau des retenues des barrages déclenche des séismes par surcharge de la lithosphère et réactivation des failles par injection d'eau dans les fissures). Toutefois la meilleure protection reste actuellement l'éducation de la population (Japon) et le respect de normes de construction.

f) La géographie des séismes

► La répartition globale

Les séismes ne se répartissent pas au hasard à la surface du globe (*fig. 6.9*), il existe trois zones principales d'activité sismique :



Profondeur des séismes : 1. 8-70 km ; 2. 70-150 km ; 3. 150-300 km ; 4. 300-500 km ; 5. 500-700 km
 Zonage des séismes réalisé entre 1971 et 1986. Document du NEIC (National Earthquake Information Center).

Figure 6.8 Profondeur des séismes et définition du plan de Wadati-Benioff.

Les séismes profonds, situés entre 300 et 800 km, caractérisent les zones de subduction. Leur alignement avec les séismes superficiels et intermédiaires permet de définir le plan de Wadati-Benioff (ou plus simplement plan de Bénihoff) qui matérialise la plaque en plongement. Un des meilleurs exemples montrant nettement la continuité du plan est celui de la subduction des Tonga, à l'endroit où la plaque Pacifique s'enfonce sous la plaque Australie. Cette distribution était déjà mise en évidence dès 1965 par Isaks.

En A est montrée la distribution cartographique des hypocentres (zones numérotées de 1 à 5).

En B, les séismes sont positionnés sur une coupe tomographique établie d'après les anomalies de propagation des ondes P (voir en fin de chapitre) et permettant de suivre la lithosphère de la plaque Pacifique s'enfonçant jusqu'à plus de 700 km de profondeur.

Notez l'ouverture du bassin arrière-arc de Lau au-dessus de la subduction. La région est marquée également par la subduction de la plaque Australie, à vergence opposée, au niveau de la fosse du Vanuatu. (Voir la figure 6.33, montrant une distribution comparable des séismes sous la Calabre et la figure 6.23 pour le N-W Pacifique).

- **les dorsales médio-océaniques** : les séismes y sont très superficiels (profondeurs des foyers inférieures à 20 km) et de magnitude généralement modérée. Ils correspondent à des mouvements de distension ou de coulissement ;
- **la ceinture transeurasiatique** qui englobe tout le système orogénique alpin depuis l'Espagne jusqu'aux chaînes de l'Asie centrale. Par la Birmanie et l'Indonésie, elle rejoint le cercle circumpacifique dans la mer de Banda. Les séismes peuvent y être plus profonds (jusqu'à 70 km) et traduisent des mouvements convergents ;
- **la zone circumpacifique** où les localisations des séismes correspondent aux grandes fosses océaniques. C'est dans cette zone que se libère 80 % de l'énergie sismique totale. Les foyers s'étagent depuis le niveau le plus superficiel jusqu'à des niveaux profonds (300 à 700 km) permettant de définir le plan de Wadati-Benioff (fig. 6.8).

Nous verrons que cette répartition, qui est la même que celle du volcanisme, souligne les limites des différentes plaques lithosphériques. Toutefois, de temps à autre, se produisent des séismes ne répondant pas à cette logique : ainsi, en 1954, il y eut un séisme profond (630 km) sous la Sierra Nevada (Espagne) et en 1983 un séisme en Guinée dans une région réputée calme, ou plus récemment en Inde occidentale (1993). Ce sont des séismes dits intraplaques.

Voir chap. 12

► *Les indices de sismicité*

Des indices de sismicité permettent de comparer l'activité tellurique entre différentes régions. On peut prendre en compte le nombre annuel de secousses (quelle qu'en soit l'intensité) par unité arbitraire de surface (100 000 km²). Dans ce cas, c'est le domaine circumpacifique qui domine avec le Japon (382 séismes/an/100 000 km²) suivi par le Chili et la Nouvelle-Zélande. On trouve ensuite le domaine méditerranéen avec l'Italie (4^e position, indice 74).

► *La sismicité en France*

La France a un indice de sismicité faible (4) et la Scandinavie pour comparaison a un indice très faible (0,7). Malgré la faible sismicité française, de nombreux événements sismiques survenus les trente dernières années comme ceux d'Annecy (Alpes, 1996), Saint-Paul de Fenouillet (Pyrénées, 1999), Lorient (Bretagne, 2003) montrent que l'aléa n'est pas nul. La répartition de cette sismicité, très hétérogène, illustre la relation existant entre la sismicité actuelle et l'histoire tectonique d'une région (fig. 6.10).

On trouve une première zone, pyrénéo-provençale, dont les foyers sont liés à un grand accident tectonique, le front nord pyrénéen qui se prolonge en Provence. Il s'agit de la zone des derniers séismes meurtriers en France (séisme de Lambesc, 1909). Au sud des Pyrénées, la Catalogne a été le siège d'une forte activité en 1427-1428. Le séisme d'Olot du 2 février 1528 a été ressenti jusqu'à Bordeaux (intensité VI-VIII, MSK). Dans cette ceinture sismique méridionale, il faut évoquer le cas de la ville de Nice située sur une zone à aléa important et dont le bâti ancien est un facteur de risque avéré.

Dans le domaine alpin, les séismes importants sont localisés dans l'arc briançonnais notamment en ubaye où les mécanismes sont en extension ou en compression tandis que les massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Pelvoux) et la Zone Vocontienne (Diois et Baronnies) sont asismiques. La zone alpine française comprend des structures tectoniques actives comme celle qui a joué lors de séisme de Lambesc 1909) (*encart 6.8*). Le 11 novembre 2019, c'est la région du Teil à l'ouest de Montélimar qui fut affectée par une secousse de magnitude 5, correspondant à la réactivation d'une faille profonde de seulement 1 à 3 km. C'est un rappel de la réalité du risque sismique dans notre pays. La France n'est pas à l'abri de séismes destructeurs à venir, surtout dans la zone Alpes-Pyrénées.

Le socle hercynien (Bretagne, Vendée, Poitou) présente une activité sismique, en général modeste, en relation avec des accidents hercyniens qui rejouent dans la compression NS actuelle (on pourra comparer l'étendue et la direction de la zone sismique de Bretagne sud avec les structures de la carte géologique). La zone vendéenne est connue pour son activité régulière en lien avec une subsidence lente de la côte.

Enfin les fossés d'effondrement péri-alpins sont le siège de secousses en relation avec les nombreuses failles qui les morcellent en profondeur (exemple du sud du rift rhénan, région sismique de Bâle). Les grands bassins sédimentaires sont pratiquement asismiques sauf la région du Pays de Bray (siège d'une néotectonique non négligeable) dans le Bassin de Paris.

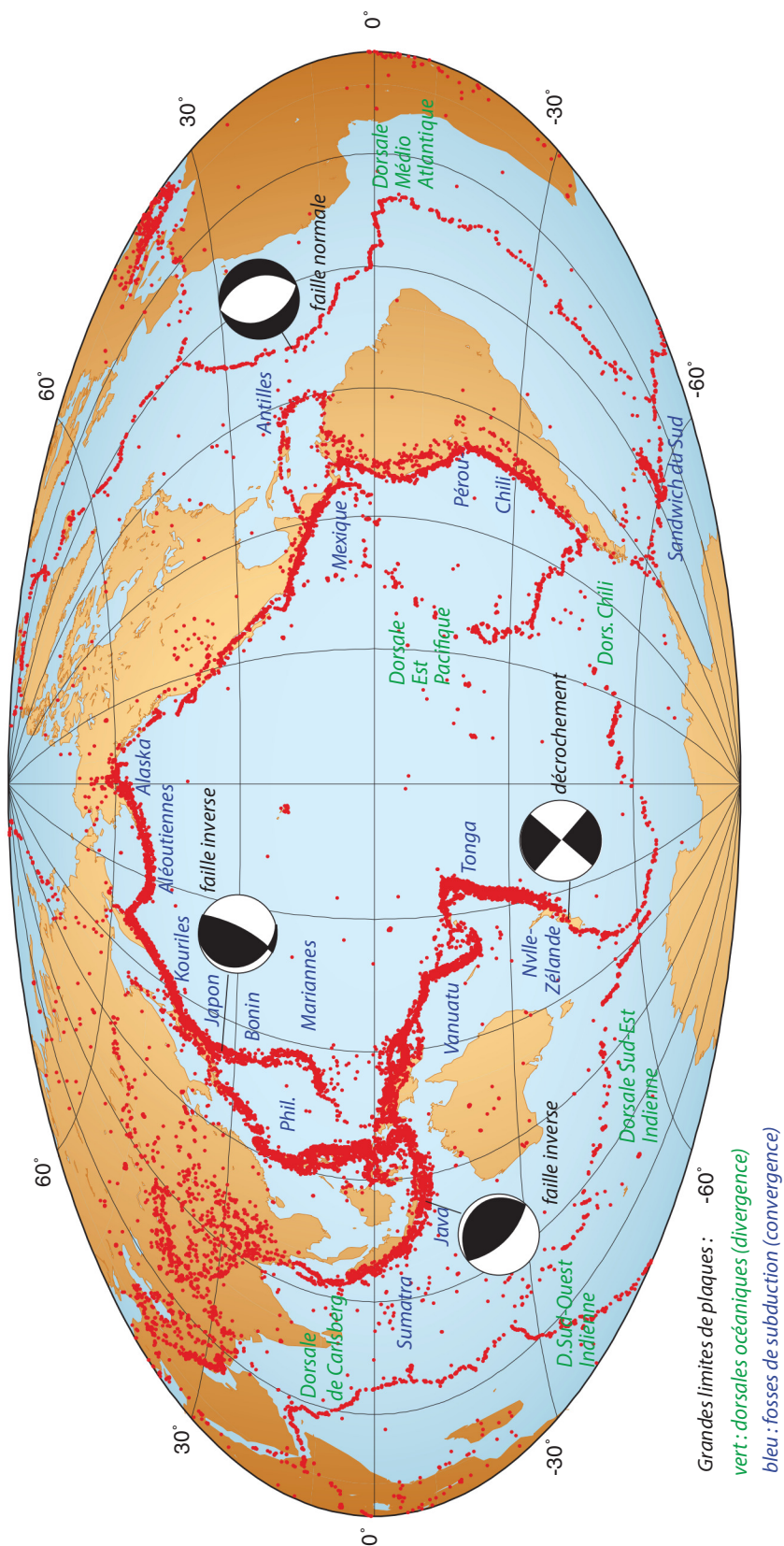


Figure 6.9 Carte de la sismicité mondiale (compilation logiciel GMT, UMR Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier/CNRS).

La répartition des séismes souligne les zones de déformation active dans les océans ou sur les continents.

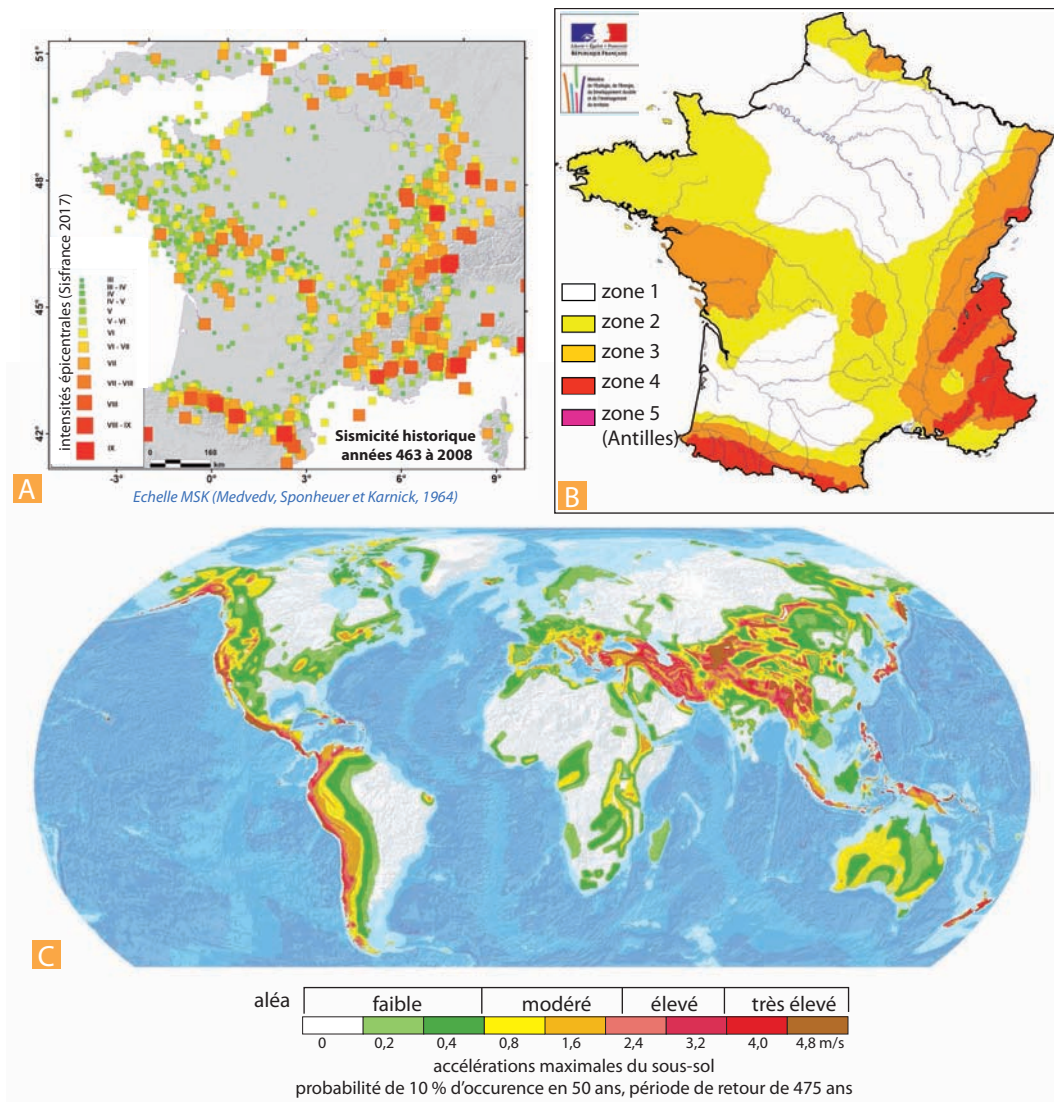


Figure 6.10 Sismicité et aléa sismique de la France et du monde.

A. La sismicité historique de la France : intensités épicentrales. L'échelle utilisée (MSK) comporte 12 degrés D'après S. Mazzotti *et al.* (2020). Cette carte représente le cumul des événements historiques. Ce n'est pas une carte d'aléas.

B. Aléa sismique de la France (document officiel du Gouvernement français). La carte représente le zonage sismique en vigueur en France depuis le 1^{er} mai 2011, à la suite du décret du 22 octobre 2010. Ce zonage sert exclusivement pour l'application des mesures de prévention du risque sismique aux bâtiments et équipements dits à risque normal. Il s'agit d'une représentation de la probabilité de 10 % d'occurrence d'un événement sismique d'ici 50 ans avec un temps de retour de 475 ans. L'événement sismique de référence est traduit en termes d'accélération du sol, variant de 0,4 m/s² à 1,6 m/s² en métropole, et atteignant 3 m/s² aux Antilles.

Zone 1 Sismicité très faible : accélération = 0,4 m/s²

Zone 2 Sismicité faible : accélération = 0,7 m/s²

Zone 3 Sismicité modérée : accélération = 1,1 m/s²

Zone 4 Sismicité moyenne : accélération = 1,6 m/s²

Zone 5 Sismicité forte : accélération = 3 m/s²

C. Carte de l'aléa sismique mondial établie par le projet international *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) lancé en 1992 par l'*International Lithosphere Program* (ILP) avec le soutien de l'*International Council of Scientific Unions* (ICSU), dans le cadre des Nations unies. Comme pour la carte B, on représente la prédiction des pics d'accélération pouvant être atteints ou dépassés avec une probabilité de 10 % pendant une période de 50 ans. Cette carte se calque évidemment sur les grandes ceintures tectoniques actives du globe (subduction péripacifique et collision alpine s.l.). Mais des zones de rift, de marges passives et les régions volcaniques sont également concernées par l'aléa sismique. Le cœur des grandes plaques est toujours à l'abri d'un aléa sismique élevé, sauf en bordure des anciennes calottes glaciaires où existe l'aléa sismique lié au rebond postglaciaire.

6.1.3 La propagation des ondes sismiques

a) Sismographes et sismogrammes

Le principe du sismographe (ou sismomètre) est simple, il s'agit d'un pendule présentant une forte inertie, relié à un support solidaire du sol et de ses mouvements. Lors du passage du train d'onde, le support se déplace tandis que le pendule tend à rester immobile du fait de son inertie (fig. 6.11). Le mouvement relatif entre le pendule et le support est amplifié par divers moyens (mécanique, optique, électromagnétique ou électronique) suivant les modèles et enregistré par procédé mécanique (stylet-rouleau enregistreur), photographique, magnétique, électrique ou numérique sur disque dur. Les appareils sont munis d'un dispositif d'amortissement et, de plus, simultanément on enregistre le temps (horloge à quartz, récepteur satellitaire, fig. 6.12).

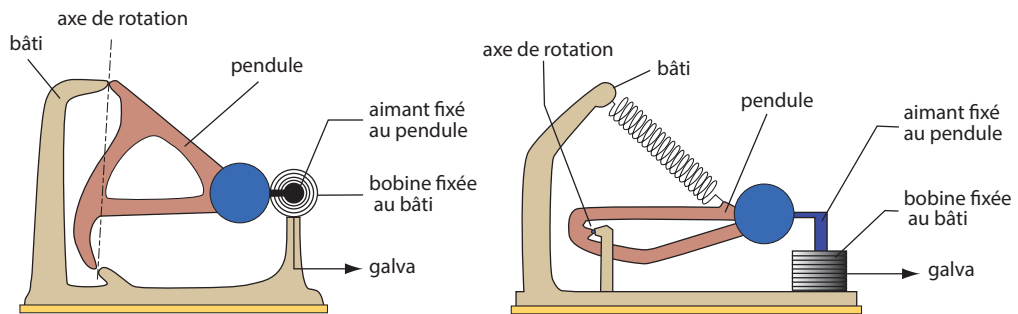


Figure 6.11 Principe du fonctionnement des sismomètres.

On a représenté le principe de fonctionnement des sismomètres à pendule, à déplacement horizontal (à gauche) et vertical (à droite) (fig. 6.13 B). Lorsque survient un séisme, c'est le bâti qui se déplace avec le sol, l'inertie de la masse la rendant immobile relativement. Dans les sismographes portables plus modernes, c'est un cylindre aimanté se déplaçant autour d'une bobine électrique qui remplace la masse. Le signal est donc un courant électrique.

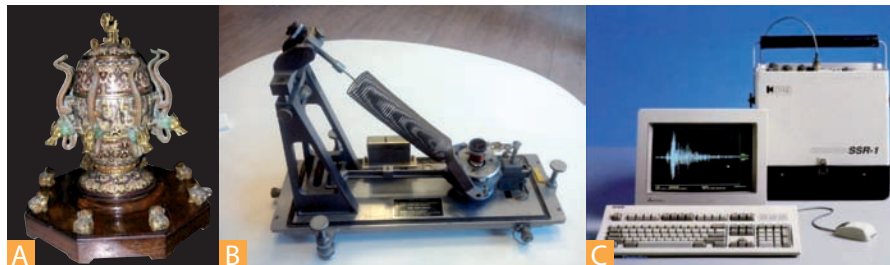


Figure 6.12 Les sismomètres : évolutions technologiques.

A. Le sismomètre (sismoscope) à boules décrit dans l'encart 6.11 (130 av. J.-C., reproduction récente photographiée à Santiago du Chili, photo : Y. Lagabrielle).

B. Un sismomètre à pendule utilisé dans les stations sismiques jusque dans les années 1970, le modèle Press-Ewing : composante verticale. Il fonctionne selon le principe décrit dans la figure 6.12. Une bobine fixée sur le bras se déplace dans le champ d'un aimant et engendre un courant électrique

proportionnel à la vitesse de déplacement du sol. Il était relié à un système de lentilles focalisant un rayon lumineux qui brûlait du papier photosensible sur un cylindre en rotation (collection de géosciences Azur, Sofia Antipolis, photo : B. Pelletier).

C. Une station sismique dans les années 2000. À l'heure de la miniaturisation, les capteurs modernes de mouvement sont maintenant des fluides se déplaçant dans des milieux de synthèse. Une station moderne à trois composantes pèse 20 kg batteries comprises. Les stations du réseau Géoscope (fig. 6.13) possèdent trois composantes et sont dites à large bande car elles « écoutent » les vibrations dans une gamme large de fréquence : 0,002 à 50 Hz).

Les premiers sismomètres étaient de masse et de taille considérables (jusqu'à 19 tonnes). Le développement des techniques d'amortissement électronique (fig. 6.12) a permis de réduire considérablement le volume des instruments et l'on dispose actuellement de sismomètres très sensibles d'un poids inférieur au kilogramme. Ils sont susceptibles d'être placés en milieux agressifs comme la surface des planètes telluriques (missions sur Mars) ou le fond des océans (réalisation et maintenance d'un réseau d'observatoires fond de mer, les OBS (Ocean Bottom Seismometer), par l'IRD, l'INSU et l'Ifremer) pour l'étude des séismes naturels ou des opérations de sismique sous-marine).

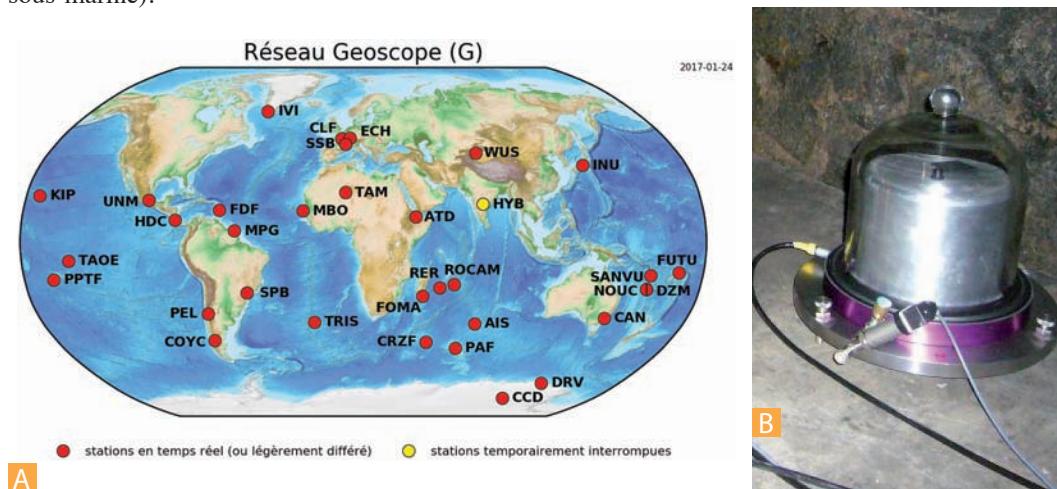


Figure 6.13 Les réseaux sismologiques.

A. Exemple du réseau d'observation sismique français Géoscope dans sa situation en 2018 (voir <http://geoscope.ipgp.fr>).

B. Dès 1982, Géoscope a utilisé des stations sismiques numériques associées à des sismomètres large-bande Streckeisen STS-1 à contre-réaction. Les appareils (un de ce type pour chacune des trois composantes d'une station) sont posés sur des dalles de granite parfaitement nivelées. Depuis 2009, de nouveaux systèmes électroniques Metrozet E-300 sont installés lors des visites de maintenance des stations. Source : IPG.

Une station sismique comporte trois sismographes ; deux enregistrent les mouvements horizontaux (ils sont placés perpendiculairement l'un à l'autre N-S et E-O), le troisième les mouvements verticaux (fig. 6.14). Les progrès de la sismologie proviennent aussi de la mise en réseau des stations qui permet de réduire les coûts des observations et garantit le libre accès aux données. Depuis les années 1960, diverses réalisations, à vocation mondiale ou régionale, se sont développées. La France, pour sa part, entretient un réseau mondial : le *réseau Géoscope* géré par l'Institut de Physique du Globe de Paris (fig. 6.13) et un réseau national de surveillance sismique (RENASS, géré par l'IPG de Strasbourg). Le réseau NEIC (National Earthquake Information Center) du Geological Survey des USA gère les données de plus de 3 500 stations dans le monde et établit une carte de la sismicité mondiale (fig. 6.9).

Encart 6.11 – Sismoscope de Zhang-Heng : un précurseur des sismographes (fig. 6.12)

Développé en Chine vers 130 ans av. J.-C., ce dispositif permettait de mettre en évidence les mouvements du sol et leurs directions mais pas de les quantifier. Un mécanisme interne, sans doute un pendule, induisait lors du passage des ondes sismiques la libération d'une des boules insérées dans la bouche de dragons sculptés à la périphérie d'une jarre de porcelaine ou de bronze d'environ 2 m de diamètre, indiquant ainsi la direction des mouvements. Cette technique semble être ensuite tombée en désuétude et il fallut attendre le ^{xviii} siècle pour voir réapparaître des mécanismes pendulaires.

Les enregistrements ou sismogrammes sont, en général, difficiles à déchiffrer, en raison de réflexions et réfractions multiples sur les diverses surfaces de discontinuité qui se trouvent à l'intérieur du globe (cf. *infra*). En l'absence de séisme, on enregistre un bruit de fond (activité microsismique) lié aux éléments naturels (vents, vagues) et à l'activité humaine (véhicules, usines...). Lors de l'arrivée d'une secousse sismique, lorsque la distance est favorable, l'enregistrement est relativement simple : on peut alors distinguer trois familles principales d'ondes. Les deux premières sont de période courte (1-10 s), on les nomme *ondes P* (ondes premières) et *ondes S* (ondes secondes). La troisième famille, plus tardive, qui présente des périodes plus longues (30-40 s), a reçu le nom d'*ondes L* (ondes longues) ; on y distingue les ondes de Love et de Rayleigh (fig. 6.14 et 6.15).

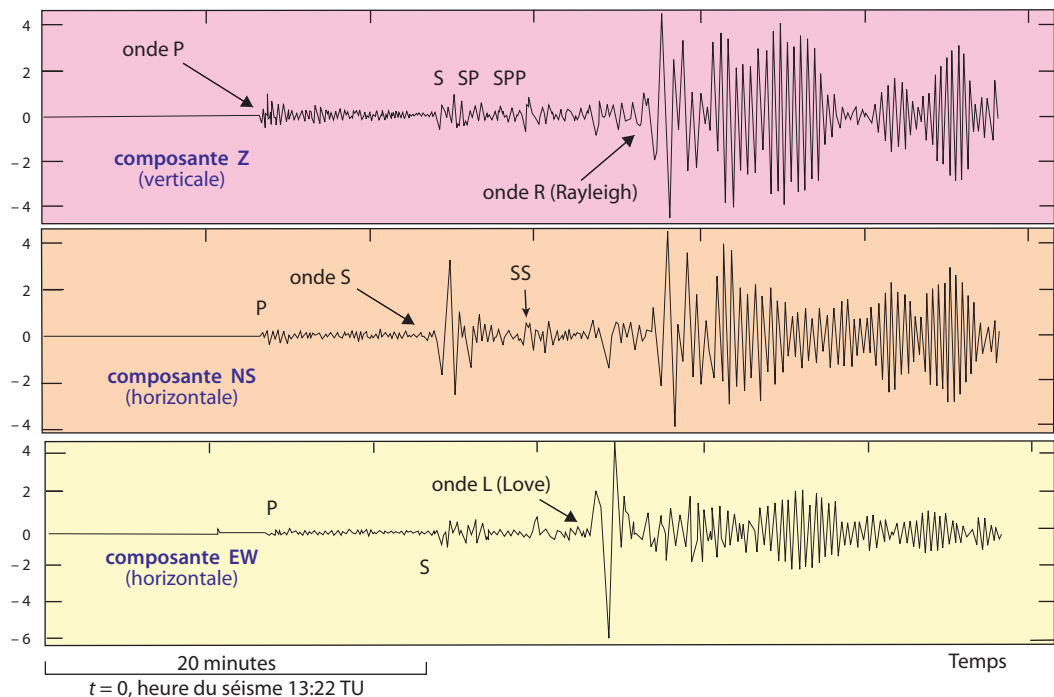


Figure 6.14 Exemple de sismogramme.

Il s'agit d'un séisme lointain, ayant eu lieu à Hokaïdo (Japon) le 4 octobre 1994 à 13h22 TU, $M = 8,1$, enregistré à la station IRD de Nouméa (Nouvelle-Calédonie, réseau Géoscope), à une distance de 7 500 km. Les trois composantes (deux horizontales et une verticale) donnent des enregistrements nettement différents. Ainsi, les ondes P sont bien perçues en vertical, les ondes S sur la composante horizontale N-S, et les ondes de Love sont bien perçues sur la composante E-W. Voir les figures 6.26 et 6.27 pour la signification des arrivées SP, SS, etc.

b) La nature des différents types d'ondes

Les tremblements de terre sont liés à des trains d'ondes élastiques se propageant à partir du foyer à des vitesses variables suivant les milieux (fig. 6.15).

- **Les ondes de volume (P et S)** se propagent dans toutes les directions et traversent la planète selon des rais sismiques (équivalents des rayons lumineux pour les ondes lumineuses ; selon le principe de Fermat, le temps mis par un ébranlement pour aller d'un point à un autre est minimum le long des rais)
- **Les ondes de surface (L)** circulent parallèlement à la surface terrestre en ne provoquant des ébranlements que jusqu'à une certaine profondeur. On les appelle aussi ondes guidées car elles se propagent horizontalement, le long de discontinuités superficielles du globe. Elles peuvent interférer entre elles et exciter la Terre sur ses vibrations propres (la plus grave étant à 54 mn). Leur étude est complexe et fait appel à la théorie de l'élasticité et à des calculs de résonance sphérique.

Quand une perturbation se produit à l'intérieur d'un corps solide parfait (c'est-à-dire homogène, isotrope et élastique), deux sortes d'ondes de volume prennent naissance et se propagent dans toutes les directions :

- des ondes longitudinales, les *ondes P* (P pour premières, fig. 6.14 et 6.15) pour lesquelles les particules sont déplacées dans la direction de la propagation, on les dit encore ondes de compression. Elles produisent dans cette direction une série de compressions et d'extensions successives (fig. 6.16). Leur vitesse est fonction de la nature du milieu par l'intermédiaire de α (module d'allongement transversal) et de la densité ρ selon la formule $V_p = \sqrt{\alpha/\rho}$;
- des ondes transversales, les *ondes S* (S pour secondes) pour lesquelles les particules sont déplacées dans la direction perpendiculaire à la propagation, on les dit encore ondes de cisaillement (fig. 6.15). Ces ondes sont le plus souvent polarisées soit verticalement (Sv) soit horizontalement (Sh). Leur vitesse est aussi fonction du milieu par l'intermédiaire de μ (module de glissement ou de cisaillement) et de la densité ρ selon la formule $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$.

Le rapport des vitesses V_p/V_s est donc égal à $\sqrt{\alpha/\mu}$ et comme dans un solide élastique parfait $\alpha = 3 \mu$, il en résulte que $V_p = \sqrt{3} V_s$.

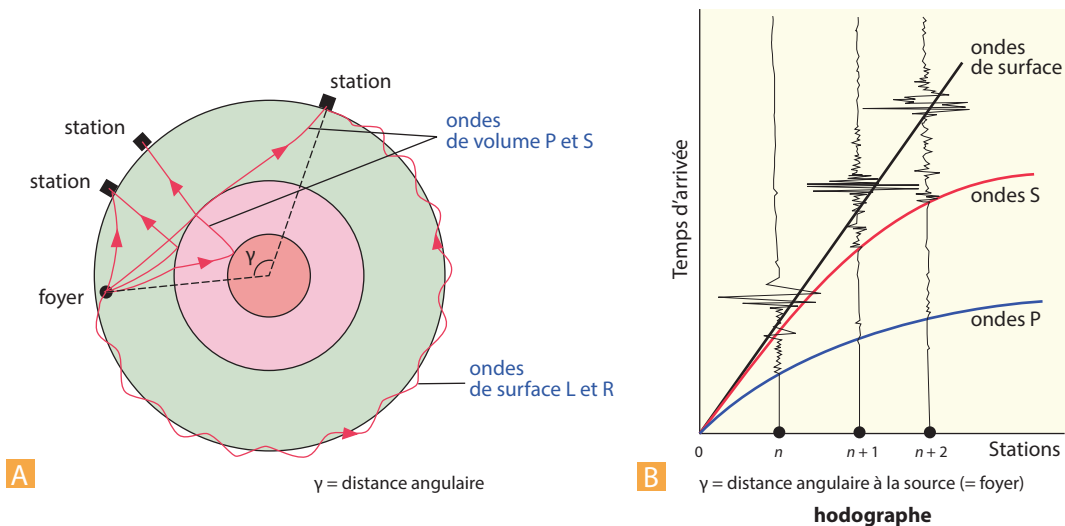


Figure 6.15 Les différents types d'ondes sismiques.

- A.** Trajets des ondes sismique à la surface et au sein du globe et définition de la distance angulaire.
B. Représentation sur un hodographe de trois enregistrements théoriques faits à trois stations n , $n + 1$ et $n + 2$ situées à distance angulaire croissante de la source. Ils montrent l'augmentation du décalage

Partie II ■ La dynamique de la Terre solide : géochimie et géophysique globales

des arrivées P et S, et l'arrivée tardive des ondes de surface. Notez les différences d'amplitude considérables entre les ondes de volume et de surface. Les ondes P et S subissent de multiples réflexions et réfractions qui rendent les enregistrements bien plus complexes que ceux figurant ici (fig. 6.21 et 6.29). Cette complexité est à la base de l'étude de la structure du globe.

Les ondes de surface (fig. 6.14 et 6.15) transmettent la plus grande partie de l'énergie. On distingue les ondes de Love (L) ondes de cisaillement polarisées horizontalement et les ondes de Rayleigh (R) où le mouvement complexe des particules s'effectue selon une ellipse à grand axe vertical, dans le sens rétrograde (au sommet de l'ellipse) par rapport à la propagation.

En fait, lors du passage de l'ébranlement sismique, chaque particule minérale se déplace très peu, elle oscille autour d'une position d'équilibre mais le mouvement se transmet de proche en proche sur de très longues distances. Il existe donc un *front d'onde* autour du foyer, correspondant à la surface qui sépare les particules déjà entrées en vibration de celles encore immobiles. Le lieu des points où les vibrations sont en phase, constitue une *surface d'onde*. Le *rai sismique* représente la trajectoire de l'énergie ; dans un milieu isotrope, il est en tout point perpendiculaire à la surface d'onde.

Dans un milieu homogène, le rai sismique est une droite ; nous verrons (fig. 6.18) que dans le cas de la Terre, la densité augmentant avec la profondeur, les trajectoires des rais sont courbes.

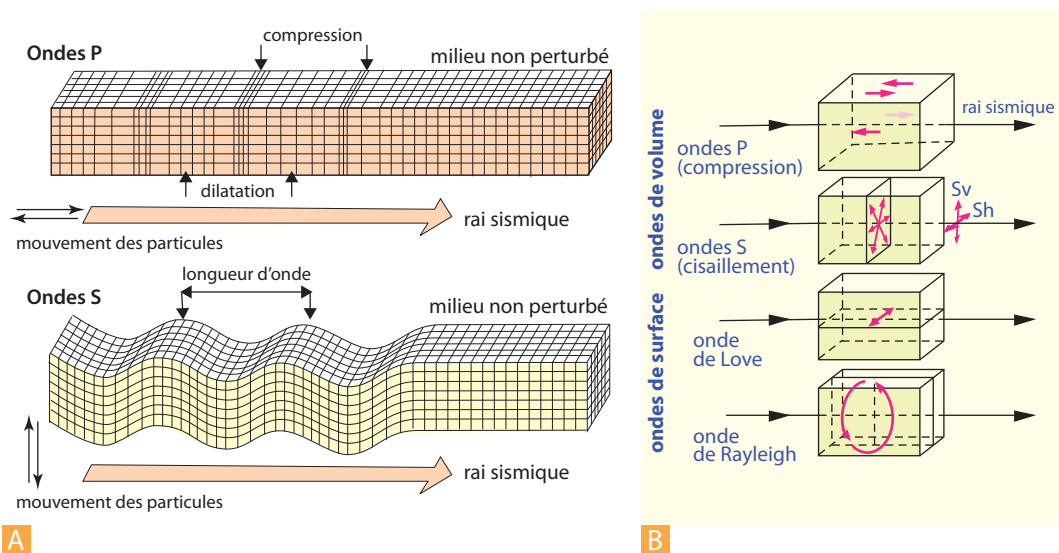


Figure 6.16 Les différents types d'ondes sismiques.

Les flèches situées dans l'éprouvette de roche indiquent le mouvement des particules lorsqu'elles sont ébranlées par l'onde sismique.

c) La vitesse des différentes ondes et la localisation des séismes

Lors d'un tremblement de terre (ou d'un séisme artificiel), à l'aide de plusieurs stations réceptrices, il est possible de calculer la vitesse des différentes ondes en tenant compte de la distance et de l'heure d'arrivée (**hodographe**, fig. 6.15). Lorsque la distance est importante, les différents éléments du train d'ondes sont séparés par des temps qui ne sont pas une simple fonction de la distance à l'épicentre. Les ondes L se propagent à vitesse constante (droite dans l'hodographe) tandis que les ondes P et S présentent des vitesses croissantes avec la distance parcourue (courbe dans l'hodographe). Or la vitesse de propagation est fonction de la *nature* et de la *densité* du milieu traversé. Il en résulte que les ondes de surface L n'ont pas changé de milieu tandis que les ondes de volume P et S ont rencontré, en profondeur, des milieux plus denses et/ou de nature différente.

Encart 6.12 – La localisation des épacentres et des foyers

Le temps qui sépare l'arrivée des ondes P et S (méthode dite S-P) permet de calculer, à partir d'un *modèle de propagation des ondes*, la distance de la station à un épacentre inconnu (fig. 6.17). L'épacentre se situe donc sur un cercle centré sur la station et de rayon égal à la distance épacentrale. Si l'on dispose de renseignements fournis par 3 stations, on pourra localiser l'épacentre au point de jonction des 3 cercles ainsi construits. Si les cercles ne se recoupent pas en un point, cela signifie que le modèle de propagation utilisé n'est pas adapté à la profondeur du séisme. On cherche alors par approximations successives les lois de propagation qui, en fonction d'une profondeur croissante choisie pour le foyer, permettent de minimiser la zone d'incertitude. Cette méthode permet ainsi de déterminer la profondeur du foyer (**hypocentre**).

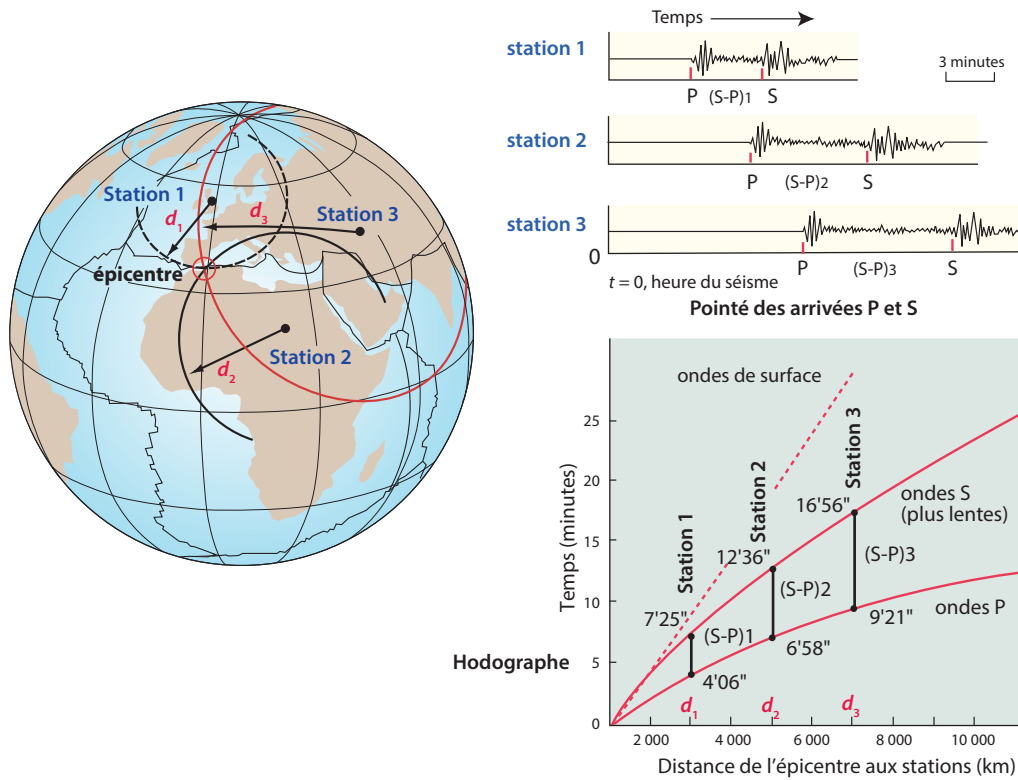


Figure 6.17 Principe de la détermination des épacentres (et hypocentres) par la méthode S-P.

Sismogrammes simplifiés enregistrés à trois stations (en haut) et hodographe (au-dessous) montrant la correspondance entre la différence des temps d'arrivée (S-P) et d , la distance station-source ou **distance épacentrale**. À gauche, la sphère terrestre montrant le principe de la triangulation pour déterminer l'épacentre à l'aide de trois stations. En fait, les réseaux mondiaux réalisent des positionnements très précis par triangulation à l'aide de très nombreuses stations. On accède ainsi par le calcul aux 4 inconnues du problème : t_0 (heure du séisme), X et Y (latitude, longitude de l'épacentre) et Z profondeur du foyer. Le calcul revient à minimiser la zone d'intersection des cercles s-p (minimiser le résidu).

La sismologie montre donc que la Terre n'est pas un milieu homogène ; nous verrons plus loin que la répartition de cette hétérogénéité est, en première approximation, sphérique.

d) Comportement des ondes au niveau des interfaces (discontinuités), trajectoires des rais sismiques et ondes coniques

Lorsqu'un front d'onde rencontre une surface séparant deux milieux aux propriétés physiques très différentes, une partie de l'énergie revient en arrière dans le milieu 1 (phénomène de *réflexion*), une partie passe dans le milieu 2 (phénomène de *réfraction*). Ainsi, lorsqu'une onde P ou S rencontre une discontinuité (fig. 6.18), elle peut donner naissance, en théorie, à quatre ondes : deux ondes réfléchies (longitudinale P et transversale S) et deux ondes réfractées (longitudinale et transversale) qui, comme les rayons lumineux, obéissent à la loi de Descartes. On peut de plus décomposer les ondes S en Sh et Sv dont les vecteurs vibration sont respectivement dans un plan horizontal et vertical (fig. 6.16B).

Une onde P donne des ondes P et Sv réfléchies et, lorsqu'il n'y a pas réflexion totale, des ondes P et Sv réfractées. Il en sera de même pour une onde Sv. En revanche une onde Sh ne donnera qu'une onde Sh réfléchi et une onde Sh réfractée.

Ainsi dans le cas d'une onde P, on aura (les indices 1 et 2 faisant référence au milieu correspondant, fig. 6.18) :

$$\sin i_1/V_{1P} = \sin r_2/V_{2P} = \sin j_1/V_{1S} = \sin j_2/V_{2S} \quad (3)$$

L'existence de ces quatre types d'ondes dépend des rapports de vitesse dans les deux milieux et lorsque l'équation (3) conduit à un sinus supérieur à 1 le rai sismique correspondant n'existe pas. Il y a donc plusieurs cas possibles de réflexion totale.

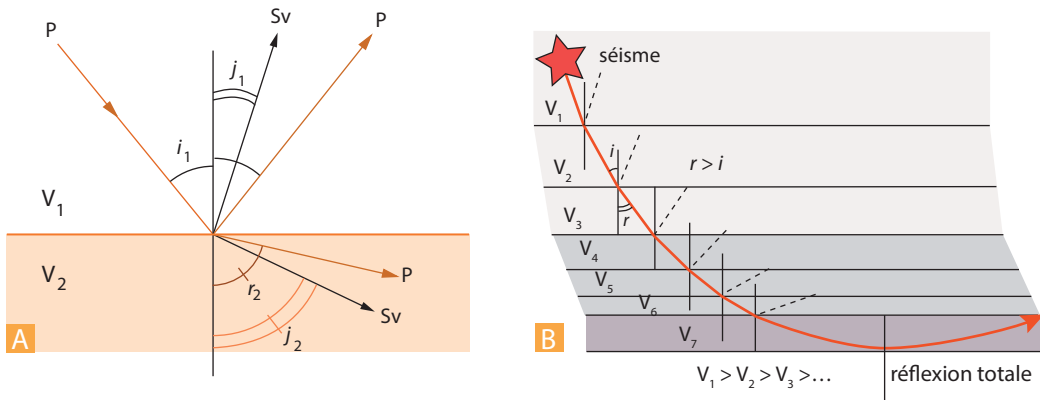


Figure 6.18 Réfraction et réflexion des ondes.

- A.** Comportement d'une onde P au niveau d'une discontinuité. On peut observer 2 ondes réfléchies (P et S) et 2 ondes réfractées (P et S) mais le maximum de l'énergie est véhiculé par les ondes P.
- B.** Explication de la trajectoire courbe des rais sismiques à partir de réfractions successives liées à la densité croissante des matériaux terrestres en fonction de la profondeur (V_1 à V_7 : vitesses dans les milieux successifs).

De plus, dans la majorité des cas, l'essentiel de l'énergie d'une onde incidente P se distribue dans les ondes P réfléchi et P réfractée. De même, dans le cas d'une onde S incidente, les ondes S réfléchi et S réfractée auront le maximum d'énergie. Nous voyons donc que la compréhension d'un sismogramme dans sa complexité nécessite aussi la prise en compte de l'amplitude des ondes reçues.

En profondeur le milieu terrestre n'est pas homogène car la densité augmente. Comme la vitesse des ondes sismiques est fonction de la densité, celle-ci augmente aussi avec la profondeur. Pour simplifier, on peut donc assimiler le milieu terrestre à une série de lames parallèles minces homogènes où la vitesse est d'autant plus grande qu'elles sont plus profondes. Le rai sismique aura donc une trajectoire courbe résultant de réfractions successives sur les différentes lames (fig. 6.18). Ce phénomène se continue jusqu'à ce que l'angle d'incidence devienne suffisamment grand pour aboutir à une réflexion totale ; l'onde se déplace alors de la profondeur vers la surface toujours par réfractions successives.

En fait pour comprendre la complexité des réflexions et des réfractions au niveau des discontinuités, il faut tenir compte du principe de Huygens (fig. 6.19) qui assimile chacun des points d'une surface d'onde à une source indépendante émettant des ondes élémentaires (les ondelettes) de même nature et d'amplitude maximale le long du rai sismique.

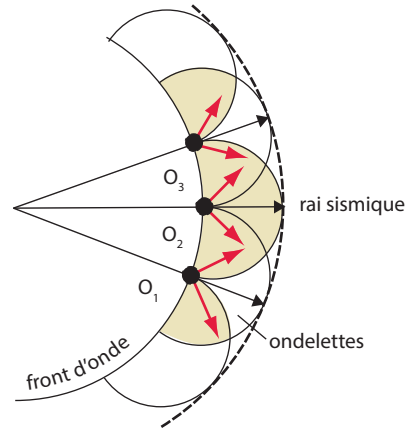


Figure 6.19 Le principe de Huygens.

Chaque point du front d'onde (O_1, O_2, O_3 , etc.) se comporte comme une source ponctuelle émettant des vibrations élémentaires en phase, les ondelettes, qui se détruisent mutuellement par interférences sauf dans la direction du rai sismique.

Supposons des ondes de volume, émises par une source O située dans un milieu 1, se propageant à la vitesse V_1 , qui rencontrent un second milieu tel que $V_2 > V_1$ (fig. 6.20). Il existe un point d'incidence critique I correspondant à un angle i_c tel que $\sin i_c = V_1/V_2$. Pour des incidences supérieures à I , il n'y a plus de rayons réfractés. Les surfaces d'ondes, dans le second milieu, au-delà du point I , aboutissent perpendiculairement à l'interface selon un cercle qui s'agrandit à la vitesse V_2 et qui d'après le principe de Huygens, se comporte comme une infinité de sources élémentaires en phase, susceptibles de réémettre un rai vers le milieu supérieur selon l'incidence critique i_c .

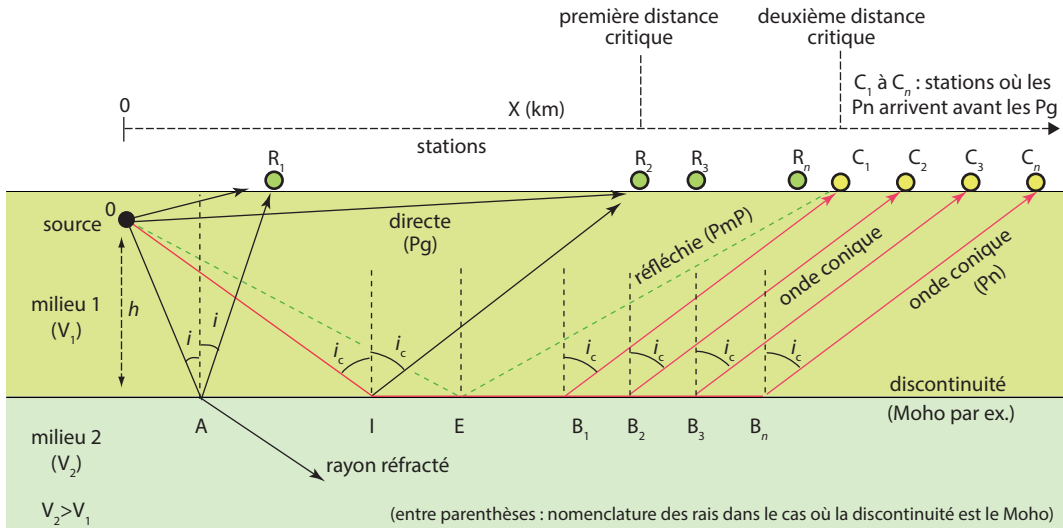


Figure 6.20 L'onde conique

À partir de l'incidence critique correspondant au point I , il n'y a plus de rayon réfracté. Le front d'onde correspondant est perpendiculaire à l'interface séparant les deux milieux. Selon le principe de Huygens, chaque point du front d'onde se comporte comme une source ponctuelle susceptible d'émettre un rai vers le milieu 1 selon l'incidence i_c . Le front d'onde s'agrandissant à la vitesse V_2 tout se passe comme si une onde circulait, à cette vitesse, le long de la discontinuité. Ce schéma peut s'appliquer à la discontinuité de Mohorovicic (limite croûte-manteau) (fig. 6.21).

OR_1, OR_2, OC_1 : ondes directes ; AR_1, IR_2, EC_1 : rayons réfléchis ; B_1C_1 à B_nC_n : rais de l'onde conique.

Ce phénomène très complexe produit donc une « pseudo-onde réfractée » très particulière, l'onde conique (son nom provient du fait que l'enveloppe du front d'onde est conique). Elle se propage dans le milieu supérieur à la vitesse V_1 mais elle résulte d'une infinité de rais parallèles qui naissent de façon continue, tout le long de l'interface à une vitesse V_2 (vitesse du milieu inférieur). Tout se passe donc comme si à partir d'une incidence critique i_c , le rai sismique suivait l'interface à la vitesse V_2 , tout en étant capable d'émettre à tout moment des rais sismiques retours vers le milieu supérieur, sous l'incidence i_c , et qui circuleront à la vitesse V_1 dans ce dernier (fig. 6.20).

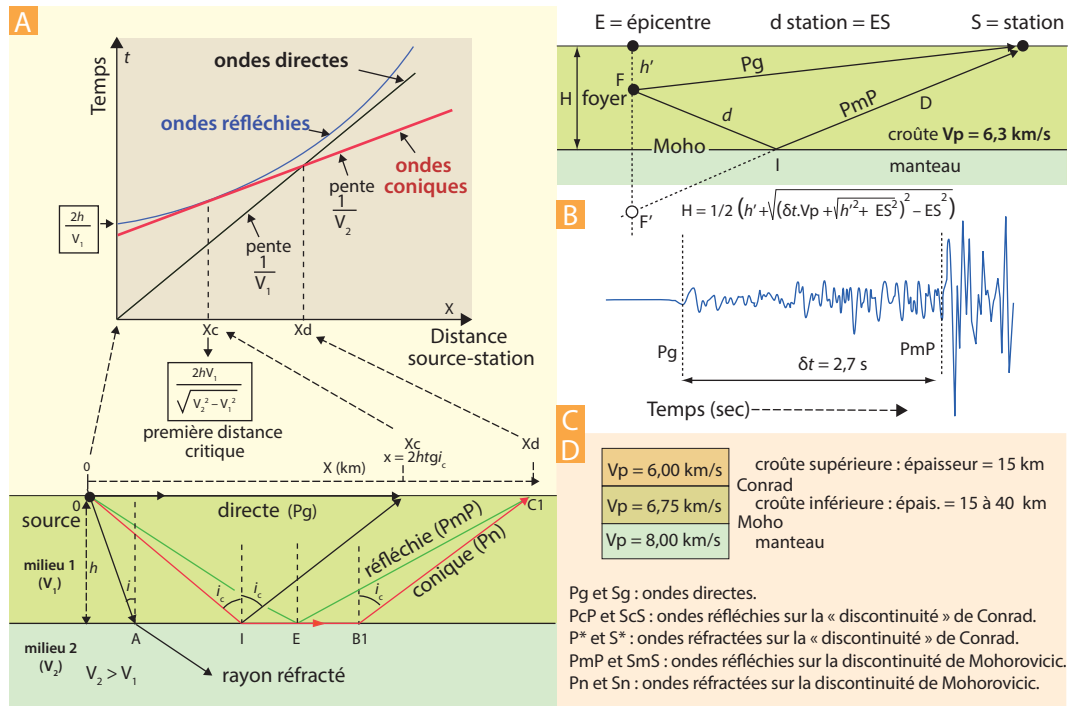


Figure 6.21 Les trois types d'ondes se propageant dans la lithosphère : hodochrones et calcul de la profondeur du Moho.

A. Hodochrones des trois types d'ondes figurant sur la coupe inférieure. L'onde conique n'apparaît qu'à partir de la première distance critique X_c (pour cette distance, les courbes des ondes réfléchies et coniques sont tangentes). À partir de la deuxième distance critique X_d , les ondes coniques arrivent avant les ondes directes.

B. Exemple de calcul de l'épaisseur crustale à partir de la différence des temps d'arrivée δt des ondes P directes (Pg) et des ondes réfléchies sur le Moho (PmP) enregistrées à une station S située à une distance ES de l'épicentre E. La profondeur du Moho H peut être évaluée rapidement en décomposant les temps de parcours t_{Pg} et t_{PmP} des ondes Pg et PmP. On a : $FS = V_p \cdot t_{Pg}$ et $(d + D) = V_p \cdot t_{PmP}$. On a d'autre part (théorème de Pythagore) : $ES^2 = EF'^2 + F'S^2$ avec $EF' = h' + 2(H - h')$. On connaît h' par le calcul à partir de plusieurs stations (fig. 6.17). On connaît ES et l'on pose en général $V_p = 6,3 \text{ km/s}$ (vitesse moyenne dans la croûte continentale). La différence des temps d'arrivée s'écrit $\delta t = t_{PmP} - t_{Pg}$. On déduit de ces équations la valeur de H.

C. Sismogramme montrant les arrivées Pg et PmP et permettant de mesurer un δt . Il s'agit d'un séisme dont l'hypocentre est à 6 km de profondeur, survenu en Isère et enregistré par la station de La Clusaz (Savoie) appartenant au réseau SISMALP et située à 95 km de distance de l'épicentre (<http://Sismalp.obs.ujf.grenoble.fr>).

D. Un modèle de structure classique en bicouche utilisé pour la croûte terrestre faisant apparaître la discontinuité de Conrad (encart 6.14). On a indiqué la nomenclature des ondes correspondant à ce modèle. Attention, la signification de « c » (pour Conrad) est différente de celle utilisée dans la figure 6.28 où « c » signifie une réflexion sur le noyau (C pour core).

Dans le cas de la figure 6.20, on peut calculer les trois temps de transit correspondant aux trois types d'ondes. Le calcul est un peu plus complexe lorsque la source est à une certaine profondeur dans le milieu 1. Dans les lignes suivantes, la source est considérée à la surface, selon le schéma de la figure 6.21 A. Le temps de transit de l'onde directe (OC_1) entre la source et la station sera :

$$t_{(\text{onde directe})} = X/V_1.$$

Celui de l'onde réfléchie ($OE/V_1 + EC_1/V_1$) se calcule à l'aide du théorème de Pythagore :

$$t_{(\text{onde réfléchie})} = \sqrt{2/V_1 h^2 + X^2/4}$$

car $OE^2 = EC^2 = h^2 = X^2/4$

Celui de l'onde conique sera : $OI/V_1 + IB_1/V_2 + B_1C_1/V_1$

Comme $OI = B_1C_1 = h/\cos i_c$ et $IB_1 = X\sqrt{(2 \operatorname{tg} i_c)}$ et comme

$$\cos i_c = \sqrt{(1 - V_1^2)/V_2^2}.$$

On montre, après développement (Montagner, 1997), que le transit de l'onde conique peut se ramener à :

$$t_{(\text{onde conique})} = (2h/V_1)\sqrt{1 - (V_1/V_2)} + (X/V_2).$$

Si l'on trace les temps de parcours en fonction de la distance des stations à la source (*hodochrones*, fig. 6.21), on constate que l'hodochrone de l'onde directe est une droite de pente $1/V_1$, que celle de l'onde réfléchie est une hyperbole ayant pour ordonnée à l'origine $2h/V_1$. La courbe correspondant à l'onde conique est une droite de pente $1/V_2$ mais qui n'apparaît qu'à partir d'une distance critique :

$$X_c = 2htg i_c = 2hV_1/\sqrt{V_2^2 - V_1^2}$$

Ce type de calcul est à la base de la mise en évidence de la discontinuité séparant la croûte terrestre du manteau par Mohorovicic en 1909 (fig. 6.31 et § 6.1.4 b).

e) Les mécanismes au foyer

Le mécanisme au foyer d'un séisme rend compte du mouvement relatif ayant eu lieu entre les deux compartiments de roche au moment de la rupture le long du plan de faille les séparant. Si le plan de faille est sub-vertical et le glissement horizontal, il s'agit d'un décrochement. Si le plan et le glissement ont une orientation quelconque, il peut s'agir soit d'une faille inverse (si le compartiment supérieur se déplace vers le haut et chevauche le compartiment inférieur), soit d'une faille normale (si le compartiment supérieur se déplace vers le bas). Toutes les combinaisons sont possibles entre les décrochements purs d'une part, et les failles normales pures ou les chevauchements purs d'autre part.

Pour chaque séisme (local ou lointain), un réseau de stations adaptées permettra de dresser une cartographie des secteurs du globe ayant subi de la compression (les stations sont représentées par des signes +) ou de la dilatation cosismique (signes -). Pour les très forts séismes, on constate alors que le globe terrestre peut être divisé en quatre quadrants, deux en compression, deux en dilatation. Ces secteurs sont séparés par deux plans perpendiculaires, **les plans nodaux**, dont la détermination se fait géométriquement au vu de la répartition spatiale des premiers mouvements (fig. 6.23 B).

 Voir chap. 14, fig. 14.8

Encart 6.13 – La détermination du mécanisme au foyer

Pour déterminer le mécanisme au foyer d'un séisme lointain, on assimile donc la Terre à une sphère dont le centre est le foyer du séisme: c'est la **sphère focale** (fig. 6.22). On reporte sur cette sphère par projection stéréographique les stations ayant enregistré le séisme en indiquant le sens des premiers mouvements (fig. 6.23 et 6.24). Quatre secteurs, deux en compression, deux en dilatation, sont ainsi délimités sur cette sphère par les plans nodaux. Pour les secteurs comprenant les premiers mouvements en **compression** (+), le mécanisme à la source est la **tension**, le quadrant est représenté par convention en noir, pour les secteurs comprenant les premiers mouvements en **dilatation** (-), le mécanisme à la source est la **compression**, le quadrant est laissé blanc.

On constate que cette méthode laisse une indétermination sur le plan de rupture. En effet, seul l'un des deux plans nodaux est le plan de glissement effectif. Une prise en considération de la situation structurale locale permet aux sismologues de déterminer le plan sur lequel le mouvement s'est produit. Des études géologiques sont donc nécessaires sur le terrain pour caractériser les failles actives si elles sont visibles en surface (cas des séismes peu profonds et forts). L'étude des répliques des séismes peut toutefois renseigner sur l'orientation des failles actives, car celles-ci se localisent le plus souvent le long du plan sismique dont elles constituent des indices de mouvements tardifs et de réajustement tectonique. Leur alignement permet donc de déterminer le plan de rupture (voir *fig. 12.7c*). Dans le cas d'un séisme en subduction, le plan principal actif est le plan de Benioff (voir le cas du séisme de Sendai, *fig. 6.22* et encart 6.10).

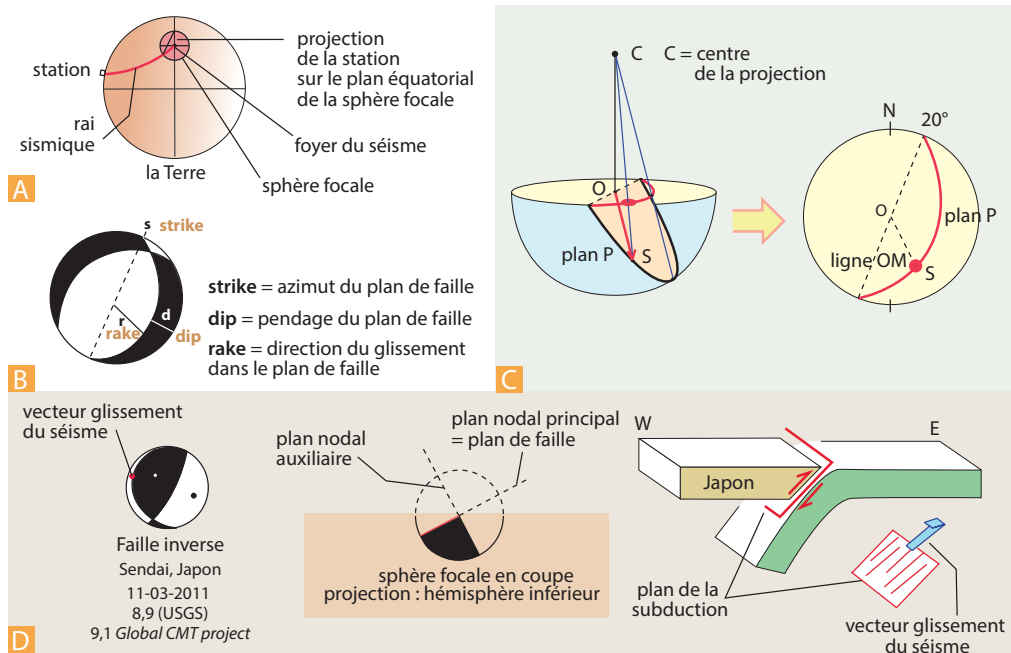


Figure 6.22 Les mécanismes au foyer et le vecteur glissement des séismes.

A. La notion de sphère focale. La dynamique d'un séisme est représentée par son mécanisme au foyer. Les réponses du sol aux premières arrivées des ondes sismiques dans les différentes stations des réseaux mondiaux sont représentées sur une sphère imaginaire placée à l'hypocentre, la sphère focale. Le séisme divise la Terre en quatre quadrants ; deux subissent une dilatation, deux une compression (voir explications dans le texte).

B. Trois paramètres seulement sont utilisés pour caractériser un mécanisme au foyer. Selon les normes de l'USGS, ce sont les « *strike*, *dip* et *rake* » auxquels on ajoute M_w . Exemple d'un séisme en faille normale.

C. La projection stéréographique de l'hémisphère inférieur. Elle est utilisée en sismologie pour calculer les mécanismes aux foyers et en tectonique pour représenter les objets (failles, stries, la position d'une station sismique S, etc.). Exemple de projection d'un point, d'une ligne et d'un plan sur un canevas.

D. Mécanisme au foyer : cas du séisme de subduction du Japon du 11 mars 2011 (séisme de Sendai). Le plan de la faille qui a rompu est le plan nodal qui est parallèle au plan de la subduction. Le vecteur glissement est le pôle du plan auxiliaire. C'est l'équivalent des stries sur un plan de faille.

Les sismologues ont étudié le sens des mouvements du sol provoqués par les séismes. Pour ceux contemporains de l'arrivée des ondes P, on constate que la direction de ces mouvements (**polarité des ondes P**) dépend de l'orientation de la station par rapport à la faille responsable du séisme. Dans certains cas, les particules semblent se déplacer en direction de la source sismique (il y a donc **dilatation** au niveau de la station, *fig. 6.23 A*), dans d'autres, elles semblent s'éloigner de la source (il y a donc **compression** au niveau de la station).

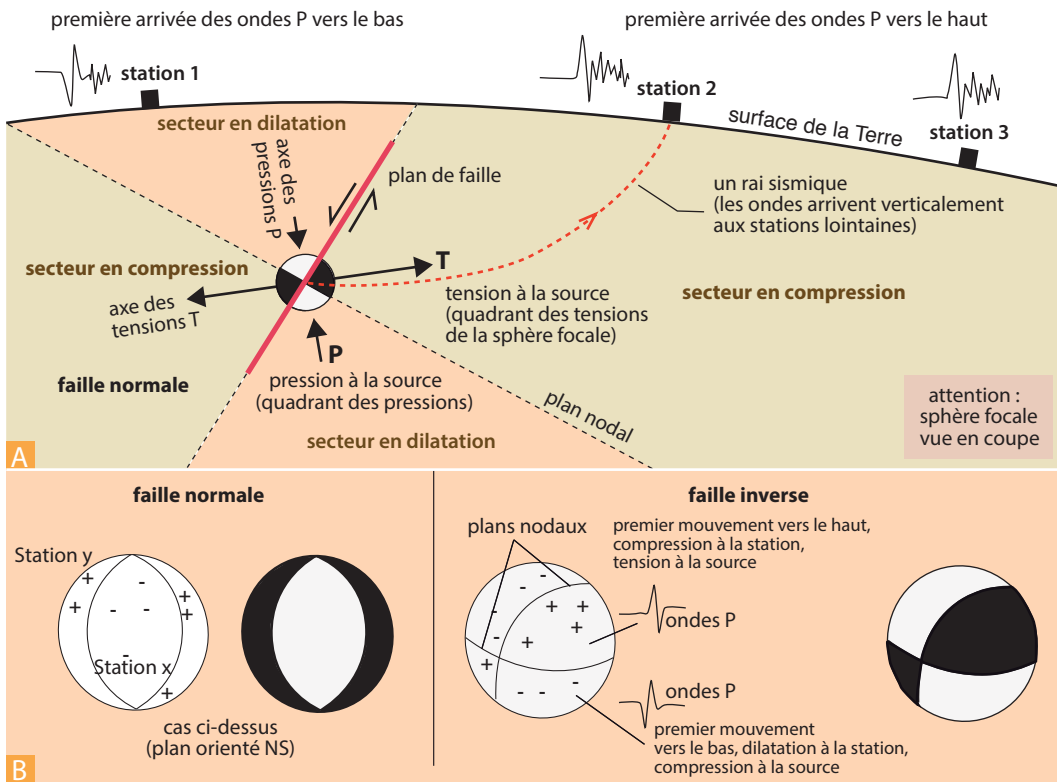


Figure 6.23 Construction des mécanismes au foyer.

A. Répartition des secteurs en compression et tension et correspondance avec les quadrants de la sphère focale dans le cas d'une faille normale (vue en coupe).

B. Construction du mécanisme au foyer et utilisation de la répartition des premiers mouvements d'ondes P pour une faille normale et une faille inverse.

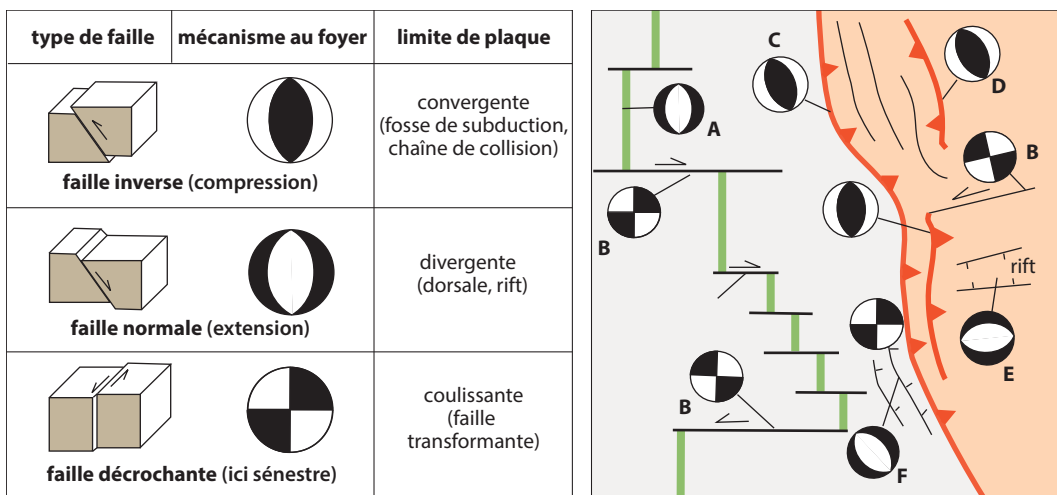


Figure 6.24 Les mécanismes au foyer: types et signification géodynamique.

Types de mécanismes : **A : extension** (axe des dorsales) ; **B : décrochement** (faille transformante et faille intracontinentale décrochante dextre ou sénestre) ; **C : compression** (le long d'un plan de subduction) ; **D : compression** (chevauchement intracontinental) ; **E : extension** (rift intracontinental) ; **F : extension** (flexure avant-fosse, « bulge »).

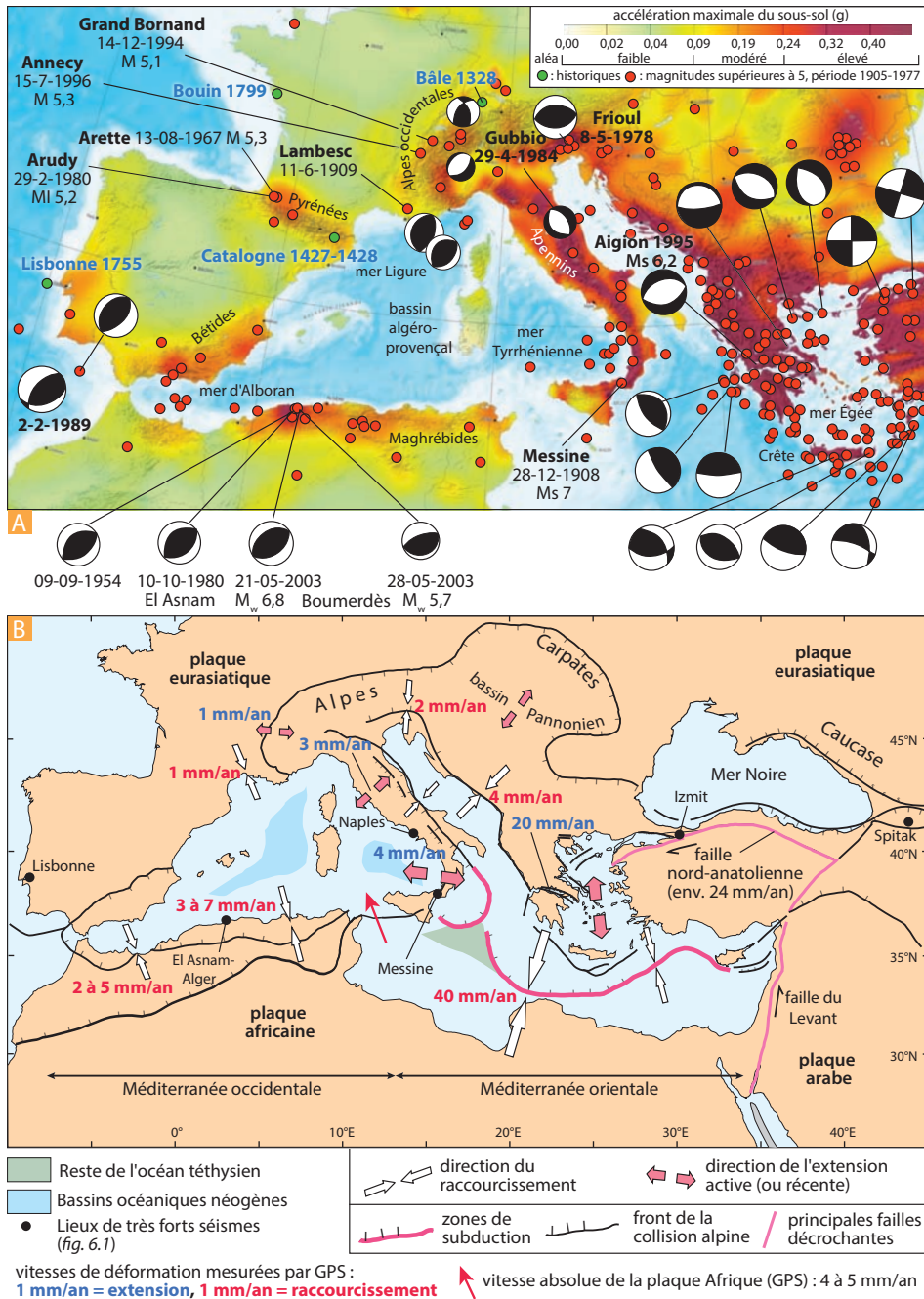


Figure 6.25 Sismotectonique du domaine méditerranéen.

A. Sismicité de la Méditerranée et des régions voisines (séismes de magnitude supérieure à 5 pour une grande partie du xx^e siècle). On a reporté également quelques séismes historiques importants en France et hors de France (Catalogne, Lisbonne, Bâle : ronds verts), ainsi que des exemples contrastés de mécanismes au foyer typiques (failles inverses, failles normales et décrochements) du domaine méditerranéen. Compilation d'après des sources variées. Le fond de la carte représente l'aléa sismique établi en 2013 par le programme européen Share (*Seismic Hazard Harmonization in Europe*). Il s'agit de la prédiction des pics d'accélération (en g) pouvant être atteints ou dépassés avec une probabilité de 10 % pendant une période de 50 ans en Europe. Les couleurs vertes représentent des niveaux d'aléa faibles (inférieurs à 0,1 g). Les couleurs rouges identifient les zones où l'aléa est élevé (supérieur à 0,25 g).

B. Déformation actuelle du domaine alpin méditerranéen. Cette carte des structures actives permet de comprendre la répartition des séismes et des mécanismes montrés en A. L'activité se situe sur des zones de déformation liées soit à la convergence (collision alpine en Europe et en Afrique du Nord ; subduction de l'ancienne Téthys sous la Calabre et sous l'arc Hellénique), soit à l'extension (au cœur de l'Apennin, en mer Tyrrhénienne, en mer Égée, et dans une moindre mesure dans les Alpes briançonnaises), soit à un mouvement transformant (faille nord-anatolienne par exemple). Les vitesses de déformation sont données d'après des mesures GPS, d'après J. M. Nocquet (thèse 2002).

Cette technique peut être utilisée à grande échelle pour mettre en évidence le champ de contraintes actuel au niveau des plaques et de leur frontière, ou pour trouver les sens de déplacement d'une faille majeure (fig. 6.24). La détermination des mécanismes au foyer des séismes de magnitude moyenne et forte est réalisée en routine par les grands centres mondiaux de sismologie (Harvard, NEIC, IPG Strasbourg, IPG Paris, etc) qui obtiennent en temps réel les sismogrammes des réseaux nationaux ou mondiaux dont ils ont la charge (par exemple le réseau GéoScope, fig. 6.13). Les résultats sont mis à disposition de la communauté sur le web. La figure 6.25 présente les différents mécanismes au foyer mis en évidence pour les séismes récents en Europe.

6.1.4 Sismologie et structure de la Terre

a) L'apport des séismes lointains

► Les modèles sphériques de la structure interne

Pour des stations situées entre 800 et 11 500 km (105°) de l'épicentre, on observe une réception banale d'ondes P et S directes (fig. 6.26). De 11 500 km (105°) à 14 500 km (143°), il existe une **zone d'ombre sismique** (« anneau de silence ») caractérisée par l'absence de réception d'ondes directes P et S.

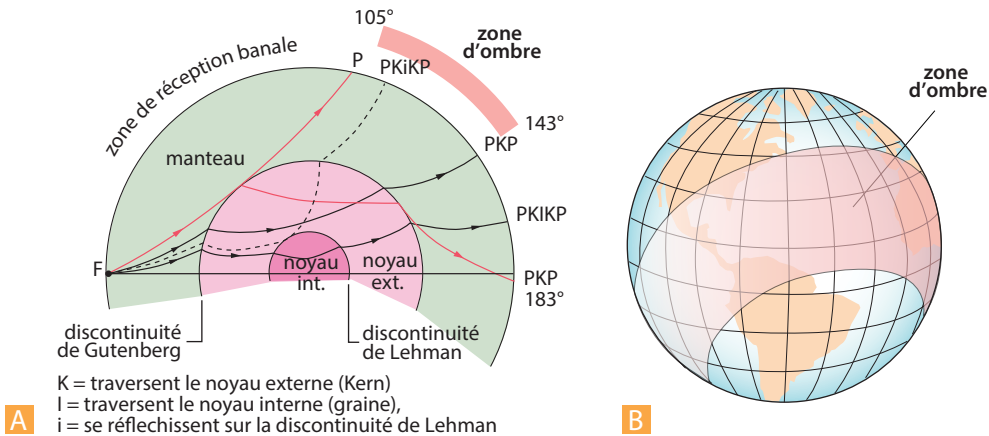


Figure 6.26

A. Rais suivis dans le globe terrestre par les ondes P à partir d'un foyer superficiel (d'après Coulomb 1977, simplifié). Voir la figure 6.28 pour la signification des labels des arrivées (P, PKP, etc.).

B. Zone d'ombre dans le cas d'un séisme survenu au Japon.

Au-delà de 14 500 km, les ondes réapparaissent mais sous une forme plus lente que les ondes P simples. Il s'agit d'ondes ayant subi une double réfraction sur une discontinuité séparant une structure externe (**le manteau**) et une structure interne (**le noyau**) où la vitesse est plus faible. On désigne ces ondes sous le sigle PKP pour montrer leur trajet complexe : P représente le trajet dans le manteau et K dans le noyau (*Kern* = noyau en allemand). On caractérise ainsi la **discontinuité de Gutenberg** (en fait elle a été mise en évidence par Oldham en 1906 qui la situait à 2 550 km de profondeur mais sa localisation fut précisée à 2 900 km, par Gutenberg en 1914). Une autre discontinuité la **discontinuité de Lehman** sépare le noyau externe du noyau interne (parfois appelé graine) où la densité devient plus forte, les ondes ayant traversé cette structure sont appelées PKiKP.

Au-delà de 14 500 km (143°), on ne reçoit pas d'ondes S simples (à vitesse « normale »). Les ondes S (cisaillement) ne sont donc pas transmises par le noyau. Cette propriété étant celle des liquides dans les conditions de surface, cela conduit à admettre que le noyau externe a un comportement de liquide (le noyau interne a de nouveau un comportement de solide ; cristallisation du fer sous une pression voisine de 3,5 Mbars à une température d'environ 5 000 °C).

En fait, on reçoit des ondes S au-delà de 143° mais elles ont une vitesse plus grande que celle attendue pour de telles ondes car elles ont circulé sous forme P dans le noyau et proviennent de la transformation de ces ondes P lors d'une seconde réfraction (fig. 6.27). Ce sont des ondes converties. Chaque point d'une discontinuité « réémet » des ondes P et S, et se comporte comme une nouvelle source.

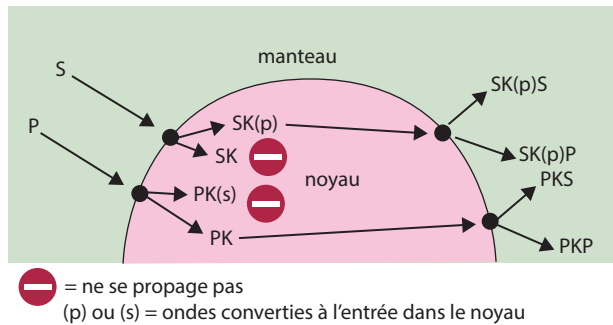
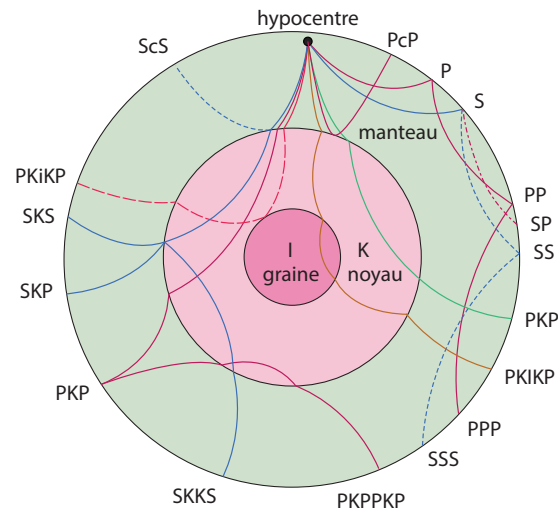


Figure 6.27 Les différents types d'ondes pouvant sortir du noyau.

Les ondes SKS, SKP ont circulé dans le noyau sous forme P (on désigne ce trajet dans le noyau par la lettre K, de Kern : noyau en allemand).

On conçoit donc que le schéma de la figure 6.26 est très simplifié puisque la surface terrestre et les différentes discontinuités sont susceptibles de donner des réflexions et/ou des réfractions multiples pour chaque type d'ondes (fig. 6.28).



I (inner core) : trajet dans la graine
K (kern) : trajet dans le noyau externe
c et i : réflexions sur les limites manteau/noyau et noyau/graine
PP : réflexion sur la surface de la Terre, SP : conversion S en P

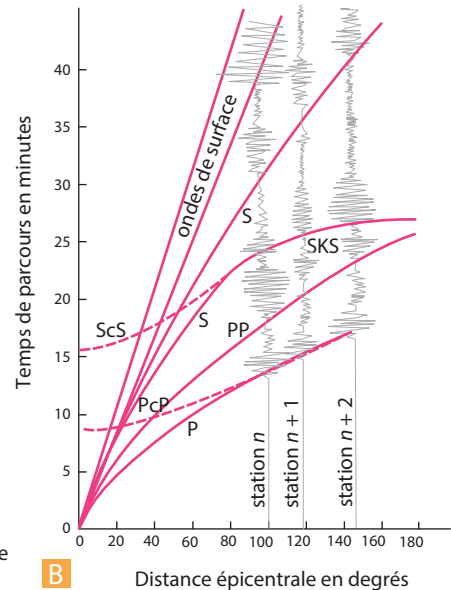


Figure 6.28 Les ondes de volume à l'échelle globale.

A. Exemples de rais suivis par les ondes P et S en fonction des diverses possibilités de réflexion et de réfraction dans le manteau, le noyau externe et la graine. Pour l'explication des sigles des différents rais sismiques, se reporter au texte.

B. Hodochrones simplifiés donnant les temps de parcours des ondes de volume en fonction de la distance à l'épicentre (d'après Cara, 1989). On a figuré en grisé des traces d'enregistrements fictifs de façon à représenter un exemple d'hodochrone fait à partir de quelques stations (n , $n + 1$ et $n + 2$).

Seule l'analyse détaillée du type, de la vitesse et de l'intensité des ondes permet de comprendre les enregistrements complexes réels. Ainsi, la zone d'ombre de la figure 6.26 n'est aussi qu'une zone d'ombre relative, on peut recevoir des ondes de type P mais il s'agit d'ondes complexes de type PKiKP (le i minuscule indique qu'elles ont subi une réflexion sur la discontinuité de Lehman) qu'on peut distinguer des ondes P simples par leur retard (les dernières ondes P simples arrivent à 103° au bout de 14 minutes, les premières PKiKP arrivent vers 110° au bout de 18 minutes 30 secondes). La figure 6.29 présente les hodochrones simplifiés pour un certain nombre de trajets des ondes P et S de la figure 6.28.

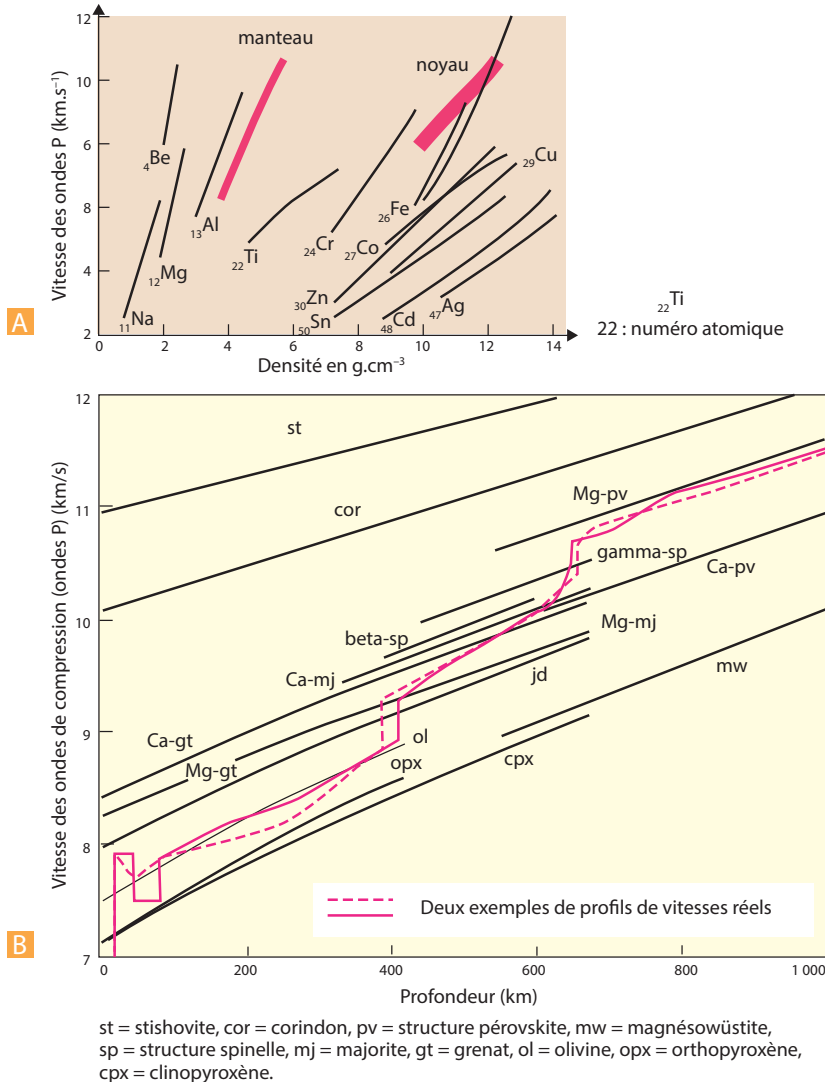


Figure 6.29 Sismologie expérimentale à l'échelle de la Terre et du manteau.

A. Évolution de la vitesse des ondes sismiques en fonction de l'augmentation de la densité pour plusieurs corps chimiques formant les minéraux de la Terre (vitesses obtenues par expérience d'ondes de choc), et comparaison avec les vitesses effectivement mesurées (en rouge), dans le manteau et le noyau. On peut en conclure que le manteau doit être formé de silicates (incorporant Mg, Al, Na, etc.) et que le noyau contient un alliage comprenant du fer.

B. Variations de la vitesse des ondes P avec la profondeur pour un ensemble de minéraux typiques du manteau. Les calculs sont faits le long d'une adiabatique à 1 400 °C. On a représenté séparément les composés des pôles purs Mg et Ca dont les proportions dans les minéraux ont une forte influence sur les vitesses des ondes P.

► Les constituants des assises terrestres

La sismologie expérimentale va permettre d'aller plus loin. Birch (1961) a mesuré les vitesses de propagation des ondes dans divers matériaux soumis à des conditions de température et de pression variables (fig. 6.30). On constate :

- que la vitesse augmente bien avec la densité pour un corps donné ;
- que la pente des droites obtenues pour les différents corps diminue en fonction du nombre atomique croissant. La comparaison de ces valeurs expérimentales avec celles effectivement observées dans le manteau et le noyau, conduit à admettre que le manteau doit être surtout riche en silicium alors que le noyau doit l'être en fer (des études plus précises ont montré qu'il fallait avoir recours à un alliage nickel-fer pour rendre compte de la réalité). Il apparaît que la Terre possède un manteau formé de silicates entourant un noyau formé d'un alliage de Ni, de Fe et d'éléments plus légers.

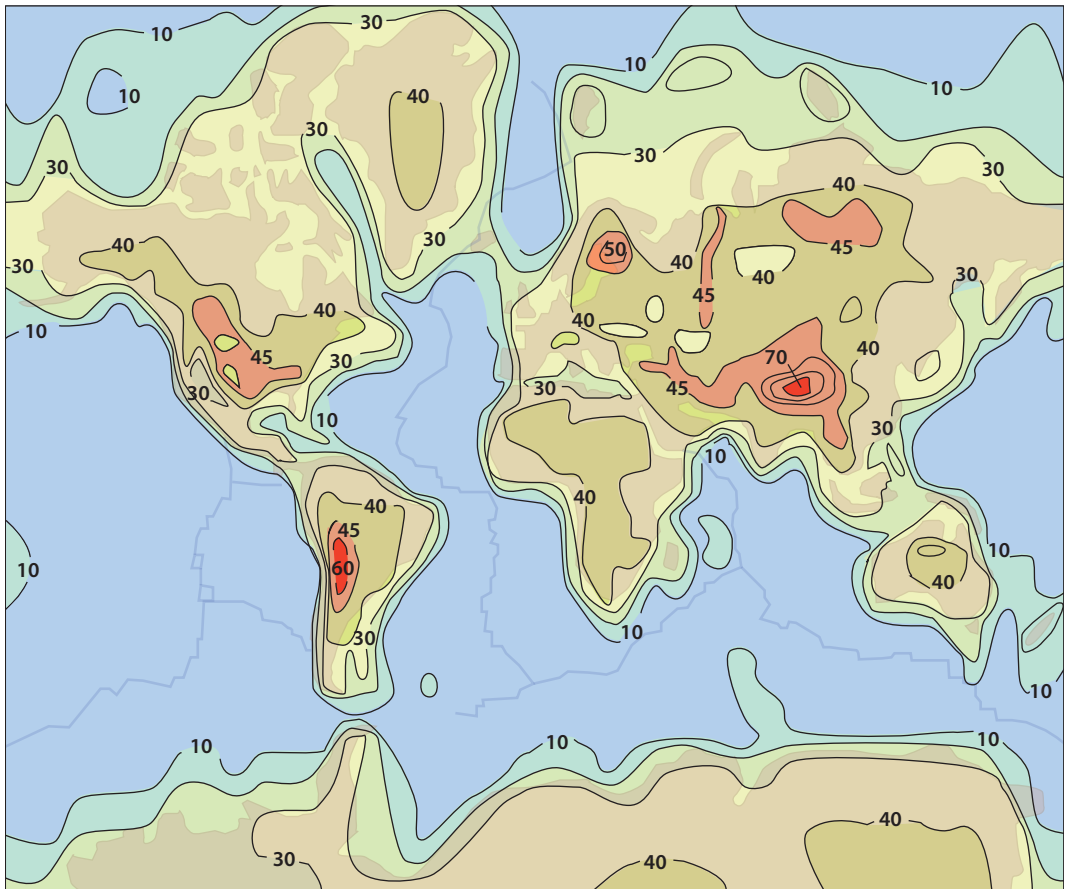


Figure 6.30 Carte du Moho à l'échelle globale.

Cette carte a été établie à partir des mesures de gravimétrie obtenues par le satellite GOCE de l'ESA en 2011. Il est intéressant de voir que les progrès de l'exploration satellitaire permettent maintenant d'obtenir une vision de l'intérieur de la Terre autrefois dévolue aux seuls sondages géophysiques à partir de la surface, notamment la sismique réfraction et réflexion dans le cas du Moho. Cette carte permet une vision globale de l'épaisseur de la croûte terrestre, mais elle ne remplace pas les études détaillées régionales.



Voir fig. 9.1

b) L'apport des séismes proches

Lorsque la station est relativement proche de l'épicentre, les sismogrammes apportent des données sur les couches superficielles du globe (croûte). Jusqu'à 200 km de l'épicentre, l'enregistrement est banal ; la

station reçoit des ondes P et S à faible vitesse qu'on nomme Pg et Sg (l'indice g indique qu'elles circulent à la vitesse connue pour le granite, $5,6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$). Entre 200 et 800 km, la réception est plus complexe puisque, pour les ondes P par exemple, on enregistre deux types d'ondes : les ondes Pg et des ondes Pn qui, plus rapides ($8,2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$), arrivent plus tôt que prévues pour des ondes P banales, à partir d'une certaine distance à l'épicentre. Ces ondes Pn sont en fait des *ondes coniques* telles que nous les avons définies sur la figure 6.21. Elles ont subi une « pseudo-réfraction » ($r = 90^\circ$) sur une discontinuité existant entre la croûte et le manteau et tout se passe comme si elles avaient circulé à la surface supérieure du manteau pendant une partie du trajet (fig. 6.21). Cette discontinuité a été mise en évidence pour la première fois en 1909, à l'occasion d'un séisme survenu en Croatie, par *Mohorovičić*, comme nous le relatons dans l'encart 6.14. On lui donne depuis le nom de **discontinuité de Mohorovičić** et on l'appelle plus simplement le **Moho**.

En fait, les transmissions dans la croûte sont complexes. Au niveau des océans, la vitesse des ondes P (V_p) est comprise entre 6,4 et 6,9 $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$, vitesses correspondant au **basalte**. Au niveau des continents, des V_p de l'ordre de $5,6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (attribuées au **granite**) existent dans la partie supérieure, mais les vitesses moyennes pour l'ensemble de la croûte continentale sont plus élevées : V_p de l'ordre de $6,2 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ et $V_s = 3,6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ (encart 6.14).

Encart 6.14 – La découverte des grandes discontinuités de vitesse par Mohorovičić, et la structure de la croûte continentale

Le séisme de la vallée de Kupa, en Croatie, eu lieu le 8 octobre 1909. Son épicentre était situé à 40 km au sud de Zagreb. Mohorovičić a tenu à étudier le séisme en détail et a fait livrer à son laboratoire les enregistrements de toutes les stations sismologiques européennes, notamment celles situées à des distances supérieures à 800 km. La lecture des hodochrones a immédiatement fait apparaître des décalages dans des arrivées pour les stations lointaines, comme si le séisme avait émis des ondes de natures différentes, et des répétitions de phases, au delà de 900 km. Mohorovičić a également constaté que des stations situées à des distances particulières ne recevaient pas certaines phases (zone d'ombre). Mohorovičić se refusait à admettre l'existence d'autres ondes que les ondes P et S émises par la source. Il a donc interprété ces enregistrements en imaginant des trajets de rais non rectilignes au sein de la croûte. Il a ainsi révélé que les ondes suivent un trajet courbe, c'était pour lui la seule façon de calculer la profondeur du foyer. Il a ainsi énoncé que la vitesse des ondes augmente de façon exponentielle avec l'augmentation de la densité (fig. 6.18). Une question cruciale a été de savoir pourquoi certaines phases n'atteignaient pas des stations situées à plus de 700 km de l'épicentre et pourquoi les stations lointaines recevaient deux fois des ondes P et deux fois des ondes S (fig. 6.31 A). La seule réponse possible était l'existence d'une discontinuité de vitesse qui permettait la réflexion des ondes et leur réfraction dans un milieu plus rapide avant leur retour vers la surface par un trajet courbe. Il a appelé les ondes directes Pg et Sg (g pour granite) et les ondes réfractées Pn et Sn (n pour normal). Son calcul situait la discontinuité à la profondeur de 54 km. Cette profondeur anormalement élevée du Moho résulte de l'épaississement crustal de la chaîne alpine (segment des Dinarides).

Les fortes vitesses observées en profondeur dans la croûte continentale étaient autrefois attribuées à la présence d'une hypothétique couche basaltique, en dessous de la couche granitique, sous les continents (**discontinuité de Conrad**). Ces deux couches sismiques correspondaient à la distinction géochimique Sial/Sima. On pense actuellement qu'elles résultent plutôt d'ondes coniques propagées sous la limite croûte supérieure-croûte inférieure. La croûte continentale serait donc entièrement granitique ou gneissique (comme le montre d'ailleurs le forage de la péninsule de Kola), avec localement cependant des intrusions de roches à plus grande vitesse. Les roches profondes sous faciès granulitique ayant les vitesses les plus élevées.



Voir fig. 4.5 B

c) Un manteau hétérogène

► Une structure hétérogène verticale : le modèle PREM

Des études plus détaillées (fig. 12.31) ont mis en évidence l'existence d'une faible diminution de la vitesse des ondes P et S vers 100 km de profondeur. Cette zone à faible vitesse, souvent appelée **LVZ** (*Low Velocity*

Zone), s'étend de 125-140 km jusqu'à 235 km de profondeur. La diminution de vitesse des ondes sismiques est attribuée à une fusion, très partielle (1 %), du matériel mantellique. Cette particularité sismique permet de définir une nouvelle enveloppe terrestre, l'**asthénosphère**, structure moins visqueuse séparant deux assises plus rigides, la **lithosphère**, (constituée de la croûte et de la partie superficielle du manteau) et la **mésosphère** (constituée par le reste du manteau). Par abus de langage on a tendance à étendre la notion d'asthénosphère à tout le manteau supérieur. Il est préférable de réserver l'usage du terme asthénosphère pour désigner la LVZ, partie la plus ductile du manteau supérieur. Asthénosphère signifiant sphère privée de rigidité.

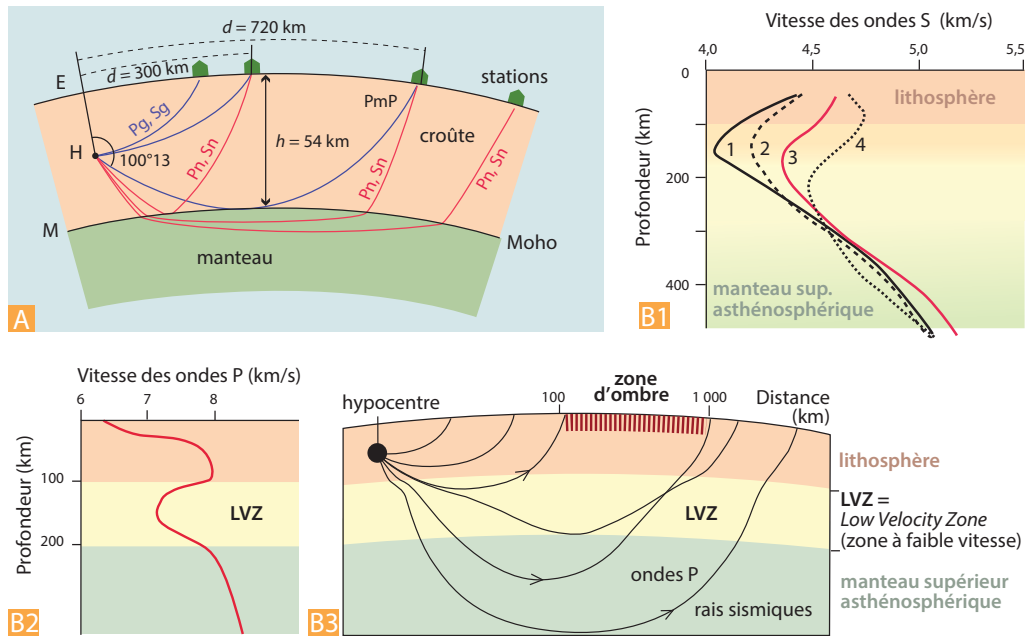


Figure 6.31 Mise en évidence du Moho et de la LVZ par les ondes P et les ondes S.

A. Le Moho : découverte d'une discontinuité de vitesse à 54 km de profondeur par Mohorovicic (voir le détail de l'historique dans l'encart 6.14).

B. La LVZ. **B1.** Graphique montrant divers profils de vitesse d'ondes S selon le contexte géodynamique. 1. Ouest de l'Amérique du Nord (contexte de subduction de lithosphère océanique jeune) ; 2. Pacifique (lithosphère océanique standard, s'épaissit avec l'âge) ; 3. Ouest de l'Europe ; 4. Nord-Est de l'Amérique du Nord (vieux craton, lithosphère continentale épaisse). Les zones les plus lentes et les plus superficielles correspondent donc aux domaines océaniques (manteau plus jeune et plus chaud) ou de tectonique récente (Alpes, Eurasie). Les vitesses plus rapides signalent la présence, au-dessus du manteau asthénosphérique, d'un couvercle de lithosphère continentale épaisse. **B2.** Profil de vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour la coupe B3. **B3.** Trajet des rais sismiques générés par un séisme dans la croûte. La présence en profondeur d'une zone à moindre vitesse provoque la disparition de l'arrivée des ondes P pour les stations situées entre 100 et 1 000 km du foyer du séisme. Ce type d'anomalie est à la base de la mise en évidence de l'asthénosphère par la sismologie (remarque toutefois que l'existence de l'asthénosphère était déjà déduite de l'étude du rebond postglaciaire depuis le début du xx^e siècle). (B1. d'après Cara, 1989 ; B3. d'après Dubois, Diament et Cogné, 2011)

En dessous de l'asthénosphère, on observe, entre 400 km et 500 km et entre 650 et 700 km, une augmentation de la vitesse des ondes sismiques en fonction de la profondeur. Des expériences en laboratoire laissent supposer que ces zones correspondent plutôt à des changements-réarrangements des structures cristallines qu'à des variations de composition chimique des assises. Entre la base de la croûte et 400 km, le matériel mantellique serait de nature **péridotitique** exprimée sous la forme cristalline d'**olivine**. À partir d'environ 400 km, il existe une zone de transition (correspondant au premier gradient positif de vitesse) où les atomes constituant l'**olivine** (Si, O, Fe, Mg) tendent, sous l'effet de la pression, à former une structure minéralogique plus dense de type **spinelle** où les distances inter-atomes sont réduites (fig. 6.32).

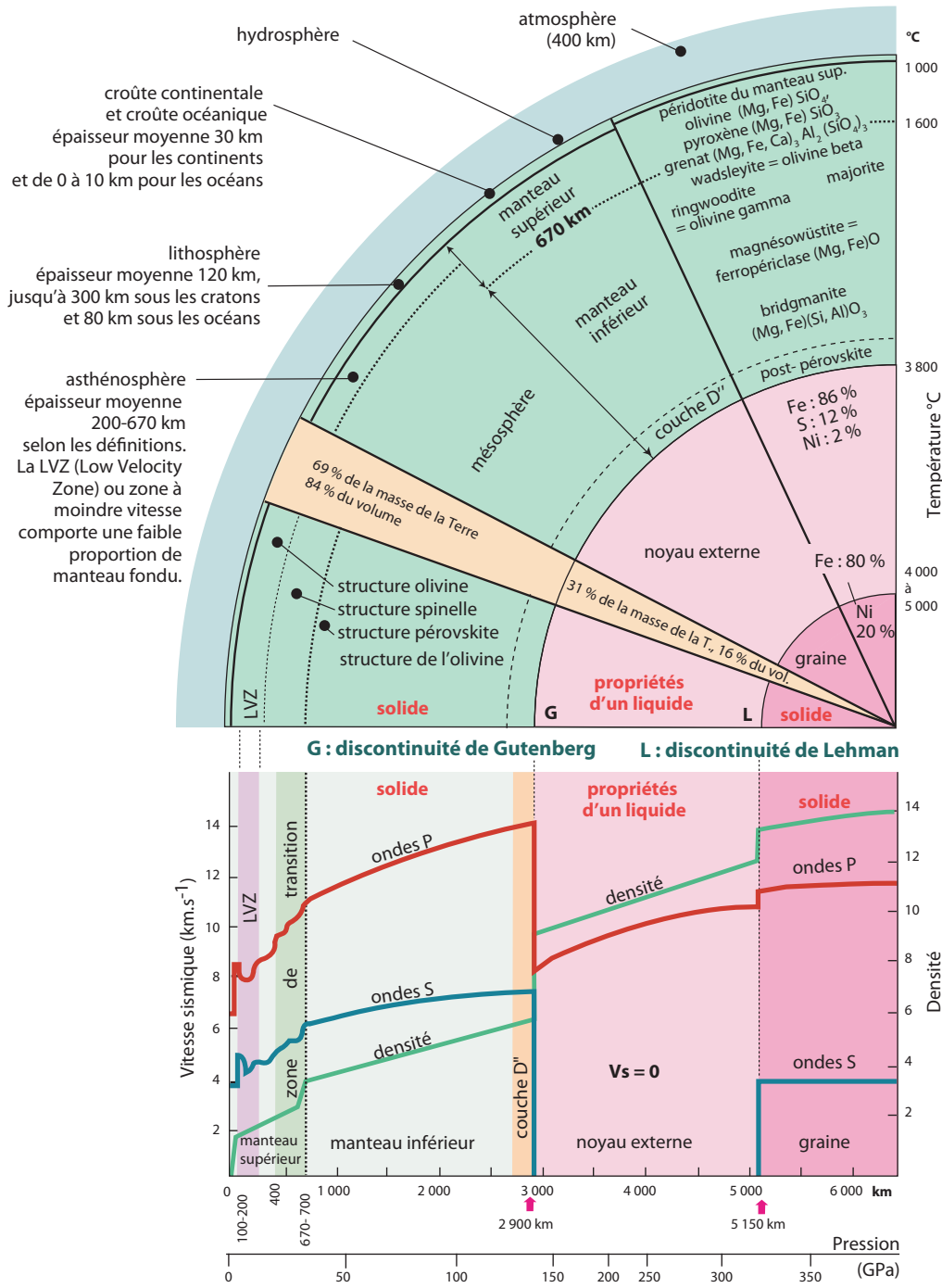


Figure 6.32 La structure sismique de la Terre, le modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model).

C'est un modèle à symétrie sphérique de la Terre, basé sur l'évolution de la vitesse des ondes sismiques (B). On a complété le modèle avec une coupe schématisée du globe (A) montrant quelques caractéristiques essentielles (données minéralogiques, densité, température, nature des différentes enveloppes). La diminution des vitesses observée dans l'intervalle 100-200-300 km (très variable en fonction des régions du globe, voir figure 6.31) permet de définir l'asthénosphère (LVZ pour *Low Velocity Zone*). La zone de vitesses croissantes ensuite rapidement avant 670 km définit la zone de transition avec le manteau inférieur. Notez la disparition des ondes S dans le noyau (modifié d'après plusieurs sources : Poirier 1996, Brahic et al. 1999, Caron et al. 2003).

Partie II ■ La dynamique de la Terre solide : géochimie et géophysique globales

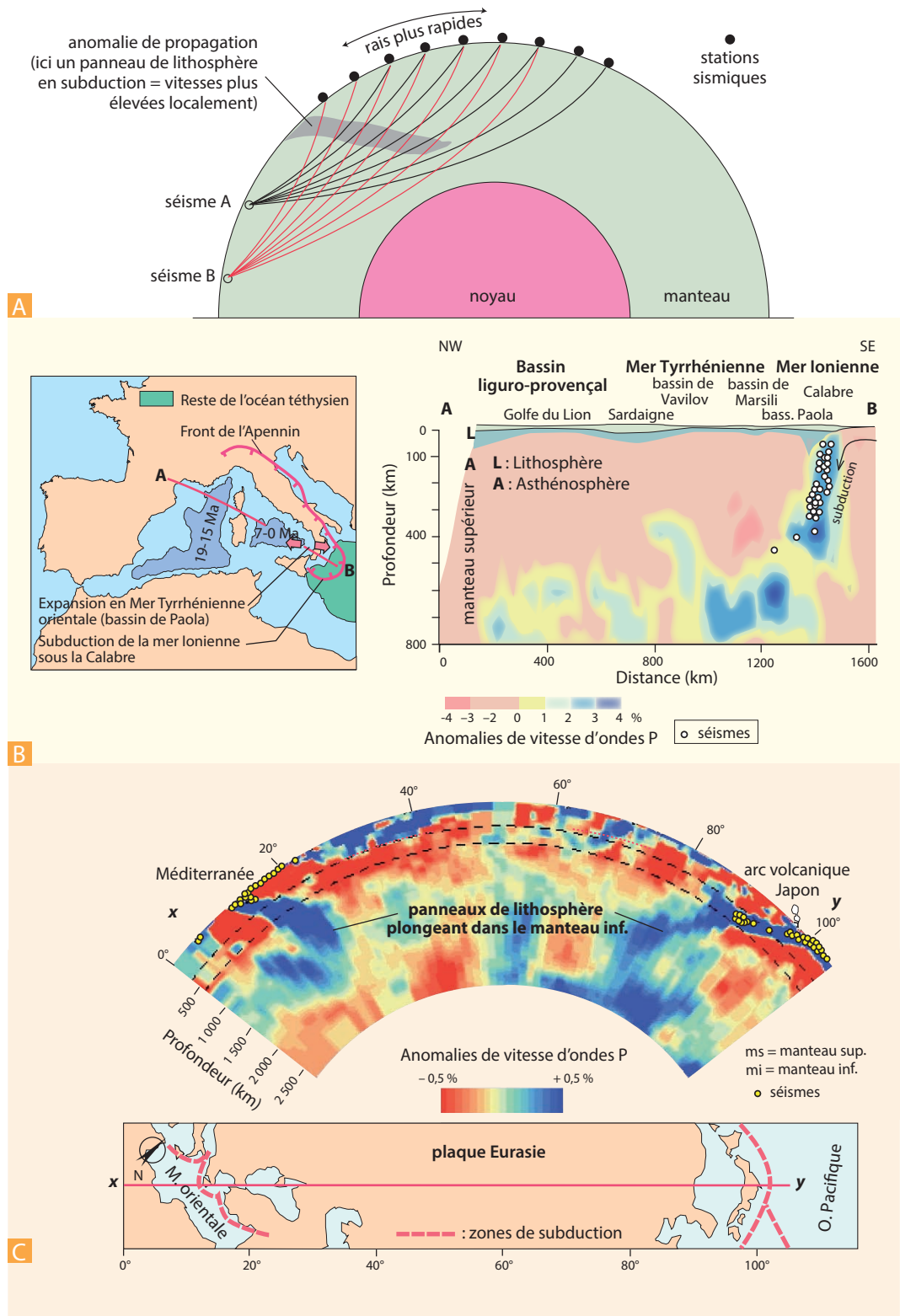


Figure 6.33 La tomographie sismique à plusieurs échelles.

A. Le principe de la tomographie sismique. Les rais sismiques en provenance de télé-séismes en A et B par exemple, se propageant dans le manteau, sont ralentis ou accélérés lors de la traversée de régions anormalement lentes ou rapides. Il s'ensuit des écarts de temps d'arrivée. Ces écarts sont mesurés pour plusieurs millions de rais et comparés à un modèle de propagation standard à symétrie sphérique (sans anomalies). On réalise ainsi des modèles de variations de vitesse en trois dimensions du manteau.

B. Tomographie et subduction. Exemple de coupe tomographique montrant la structure du manteau sous la Méditerranée occidentale. On distingue des masses de matériel plus lent vers 700-800 km à la limite manteau supérieur-inférieur qui sont interprétées comme les résidus de la lithosphère téthysienne qui plongeait sous l'ensemble Corse-Sardaigne-Calabre pendant l'ouverture du bassin Algéro-provençal (de 19 à 15 Ma), puis de la mer Tyrrhénienne (de 7 Ma à l'actuel, bassin actif de Paola). Ces bassins sont considérés de ce fait comme des bassins d'arrière-arc de la subduction téthysienne. Aujourd'hui la subduction se poursuit sous la Calabre et se lit très bien grâce à la **sismologie** (séismes définissant le plan de Bénéioff) et à la **tomographie** (zones rapides définissant le panneau plongeant ou slab). Tomographie par inversion des temps d'arrivées sur ondes P et PKP de 6000 séismes lointains (télé-séismes). *Modifié d'après Facenna et al., 2001. (voir en complément la coupe de la figure 6.8 sous l'arc des Tonga).*

C. Tomographie générale sous l'Eurasie par ondes P. Coupe de la Méditerranée au Pacifique montrant les subductions sous le Japon et la mer Egée. Notez que les anomalies utilisées à cette échelle sont extrêmement faibles (écarts autour de 0,5 % seulement). Les zones plus rapides, définissant les plaques plongeantes, sont aussi le siège de la sismicité, jusqu'à 600-700 km sous le Japon. Cette figure montre clairement que les plaques traversent parfois la limite entre le manteau supérieur et le manteau inférieur et s'enfoncent jusqu'à la limite manteau-noyau (*simplifié d'après Bijwaard et al., 1998, in Nataf et Sommeria, 2000*).

Cette structure minéralogique se maintient jusqu'à environ 650-700 km (*zone de transition* qui correspond à la limite entre le manteau supérieur et inférieur) où elle est relayée par une structure encore plus dense, stable uniquement à haute pression, la structure **pérovskite** (minéraux principaux, la bridgmanite et la magnésowüstite).

L'ensemble de ces données de vitesses sismiques permet d'établir des modèles sismiques de la Terre tel le **PREM (Preliminary Reference Earth Model)** publié par Dziewonski et Anderson (1981). C'est un modèle à symétrie sphérique avec des modifications de vitesse à 80-100 km (base de la lithosphère), à 220 km (base de l'asthénosphère), 400 km et 670 km (zone de transition, *fig. 6.32*). Une zone complexe, d'une centaine de km d'épaisseur, à fort gradient thermique, la **couche D''**, existe au voisinage de la discontinuité de Gutenberg. Sa constitution et sa géométrie sont encore incertaines. Des expériences de laboratoire à très haute pression et des calculs théoriques de structures minérales suggèrent que D'' signe la transition de phase entre la bridgmanite et la post-pérovskite. C'est aussi une zone de contact avec le noyau où les silicates oxydés réagissent avec le métal réduit et où de forts gradients thermiques sont attendus.

► *L'hétérogénéité latérale : la tomographie sismique*

La **tomographie sismique** permet une cartographie, à différentes profondeurs, des hétérogénéités mantelliques. La méthode consiste à comparer les vitesses des différentes ondes reçues lors d'un séisme par de nombreuses stations aux vitesses théoriques déduites d'un modèle de Terre à symétrie sphérique de type PREM (*fig. 6.33*).

On met alors en évidence des zones « anormales » où la vitesse des ondes est soit plus grande soit plus faible que celle prévue à cet endroit par le modèle. Les zones lentes correspondent à des régions plus chaudes du manteau, les zones rapides à des régions plus froides. Il s'agit donc de la manifestation sismique des différences de températures qui sont à la base de la convection mantellique. La tomographie sismique apporte une imagerie sismique des panneaux de lithosphère plongeante, des courants de convection et des panaches qui parcourent le manteau. En intégrant un très grand nombre de trajets, on peut obtenir une localisation précise des cellules convectives.

 Voir chap. 8, fig. 8.6

 Voir chap. 8, fig. 8.9

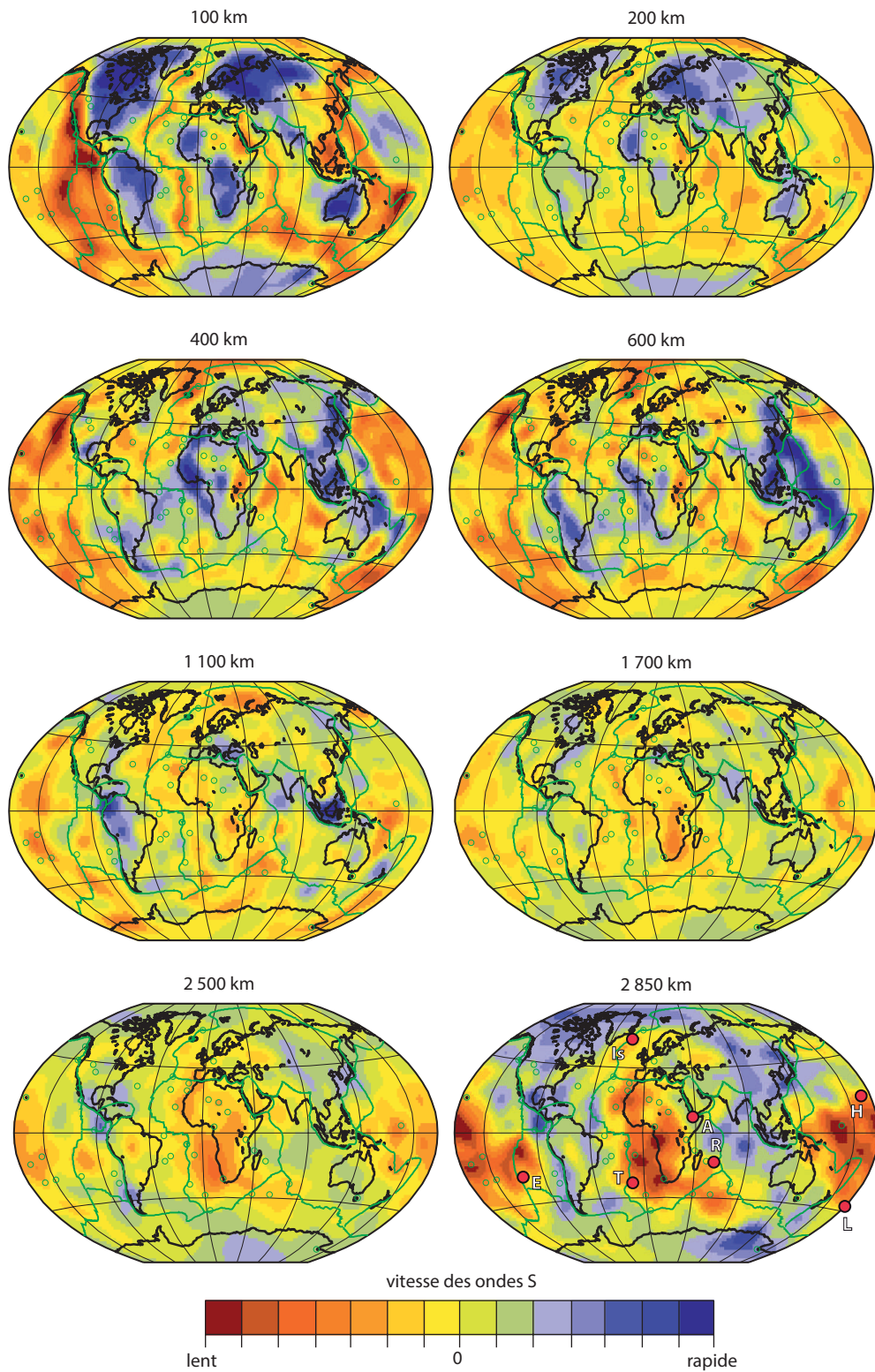


Figure 6.34 La tomographie globale.

La tomographie sismique fournit des images de la structure interne du globe et de sa dynamique. La représentation des anomalies de vitesse des ondes S au sein du manteau est une bonne façon de rendre compte des hétérogénéités de température et ainsi de cartographier les mouvements de matière liés à la convection. Les vitesses sismiques sont en effet plus faibles (de l'ordre de quelques %) lorsque les températures sont plus élevées. Pour exemple, l'ordre de grandeur des différences de températures détectées sous la lithosphère d'un point chaud est de 300 °C. L'obtention de ces images tridimensionnelles a été rendue possible par le développement de réseaux sismologiques globaux tels que le réseau français GéoScope (fig. 6.13) et l'augmentation très rapide de la puissance des moyens de calcul qui permettent de traiter des quantités considérables de données. Les huit cartes représentent des coupes à travers le globe intéressant le manteau supérieur ($z = 100$ à 600 km) et le manteau inférieur ($z = 1\ 100$ à 2 850 km). On y a figuré les limites de plaques (trait noir). Les cartes ont été réalisées en 2005 sous la direction de J. P. Montagner au laboratoire de sismologie de l'Institut de physique du globe de Paris, avec des modèles établis par J. Ritsema et H. J. Van Heijst.

Pour $z = 100$ km, la distribution des anomalies de température est en total accord avec les processus de la tectonique des plaques. Les dorsales se situent au-dessus des zones les plus chaudes du manteau. Les anomalies sont larges pour les dorsales rapides et plus réduites pour les dorsales lentes. Les vieux cratons (Amérique, Afrique, Australie) présentent un manteau plus froid (lithosphère plus épaisse). C'est pour les plus grandes profondeurs que la tomographie montre tout son intérêt et sa puissance prédictive puisqu'elle constitue le seul moyen pour les géologues d'obtenir des informations sur la dynamique de la Terre très interne. Pour $z = 200, 400$ et surtout 600 km, on observe nettement des anomalies plus froides sous l'Amérique du Sud et le Pacifique ouest (Japon, Mariannes, Papouasie). Il s'agit des panneaux de lithosphère des plaques Nazca et Pacifique plongeant dans la subduction. Certaines de ces anomalies se suivent sur les coupes à $z = 1\ 100$ et 2 500 km, ce qui indique que les plaques correspondantes traversent la discontinuité manteau supérieur-manteau inférieur située vers 670 km (cas du Japon, de l'Amérique centrale et de l'Indonésie, notamment). Les deux coupes les plus profondes ($z = 2\ 500$ et 2 850 km) montrent une disposition des anomalies de température de type bipolaire (répartition dite de degré 2) correspondant à la présence de deux zones de vitesses lentes (*Large Low S-Velocity provinces*: LLSVPs), l'une située sous l'Afrique, l'autre sous le Pacifique comme énoncé au chapitre 4. On a ajouté les sept points chauds majeurs (Is : Islande, E : Easter Island (île de Pâques), T : Tristan da Cunha, R : La Réunion, L : Louisville, H : Hawaïi, A : Les Afars). Ils se disposent remarquablement sur la bordure de ces anomalies. On constate ainsi une connexion possible entre [la LLSVP sous] l'Afrique et la zone du point chaud de l'Afar. D'autres points chauds sont liés à des zones chaudes du manteau dont les racines sont moins profondes (Islande, Açores, océan Indien). Il semble donc qu'il existe trois types de panaches, les uns profonds ancrés en majorité autour des LLSVPs, les autres plus superficiels, dont il est difficile d'identifier une racine profonde (les modèles tomographiques n'ayant pas une résolution adéquate par ailleurs pour le faire) et d'autres enfin, directement sous la lithosphère. Toutefois, ces documents ne doivent pas être pris comme des représentations définitives de notre globe. Il s'agit de modèles dont la résolution n'est pas encore suffisante (de l'ordre de 1 000 km à l'échelle globale) pour répondre à de nombreuses questions en suspens et il serait imprudent de les faire « trop parler ». Malgré tout, même s'ils nous confirment que notre planète est complexe dans son fonctionnement global, on retiendra les points suivants : (a) le manteau inférieur semble fonctionner en mode de type degré 2, (b) les panaches proviennent en majeure partie des bordures des LLSVPs, (c) les plaques plongeantes peuvent stagner sur ou sous la discontinuité des 670 km pour intégrer le manteau inférieur, (d) dans le manteau supérieur, c'est la tectonique des plaques, et donc la dynamique de la lithosphère, qui est le reflet direct de la structure thermique.

 Voir chap. 10

 Voir fig. 11.30

 Voir chap. 8


 Voir chap. 4, 8 et 10

 Voir chap. 10

 Voir chap. 8

La recherche des liaisons existantes entre structures tectoniques de surface et structures mantelliques paraît devoir être une des approches fructueuses de la connaissance de la « géographie » du manteau. Ainsi, la cartographie du manteau déduite de la variation de la vitesse des ondes S est, à 200 km de profondeur, en parfait accord avec les structures tectoniques de surface. Au niveau des dorsales océaniques, on observe des vitesses lentes (matériau chaud) tandis que les zones de subduction présentent des vitesses fortes (matériau froid). De même, on constate une augmentation progressive de la vitesse sous les océans en fonction de l'âge du fond, c'est-à-dire en fonction du refroidissement de la lithosphère. De même, les très vieux boucliers continentaux présentent des vitesses élevées. Les modèles récents permettent de déterminer la profondeur de l'ancrage des panaches : soit profondément (D''), soit proche de la limite manteau supérieur/manteau inférieur (670 km) (fig. 6.33).

Cette corrélation entre structures de surface et vitesses sismiques s'observe jusqu'à 300 km de profondeur. Les zones de vitesse rapide sont corrélées avec la position passée des fosses de subduction

 Voir fig. 8.9 et 8.8 pour les différents modèles de convection fondés sur divers autres critères (rhéologiques, géologiques, géochimiques...)

et montrent que les plaques plongent dans le manteau profond. Au fond du manteau, deux zones de vitesses lentes (LLSVPs) sont identifiées. De nombreux arguments suggèrent que leur composition chimique est différente du reste du manteau, pouvant ainsi en faire un réservoir géochimique profond. La plupart des points chauds prennent leur source sur les bordures des LLSVPs.

À l'échelle régionale se développe aujourd'hui une technique de tomographie utilisant les ondes produites par des séismes lointains (télé-séismes) pour échographier les grandes structures géologiques. Cette technique dite par fonctions récepteurs s'appuie sur les enregistrements, par de nombreuses stations sismiques disposées en réseau sur la structure étudiée, des perturbations de propagation des ondes de volume causées par les différentes unités superposées. Chaque point d'une discontinuité de vitesse, notamment le Moho, se comporte comme un « point brillant ». Frappé par une onde P ou S, il réémet à son tour des ondes P et S, dites ondes converties. Les enregistrements de chacune des stations situées au-dessus de la discontinuité permettent de mesurer le déphasage entre les ondes directes et les ondes converties, et de calculer ainsi la profondeur de la discontinuité. Un premier exemple de profil réalisé sous la chaîne de l'Himalaya et le plateau du Tibet est proposé sur la figure 15.14. Un second exemple, concernant la chaîne des Pyrénées, est proposé sur la figure 15.24.

► *L'hétérogénéité sous les plaques : l'anisotropie du manteau*

Le géophysicien H.H. Hess, dans ses études pionnières sur les propriétés de la lithosphère océanique, avait constaté que les ondes sismiques se propagent plus rapidement dans une direction perpendiculaire à l'axe des dorsales, introduisant la notion **d'anisotropie sismique du manteau**. On sait aujourd'hui que la convection du manteau se produit grâce à la lente déformation par cisaillement plastique, à l'état solide, des cristaux de la péridotite. La migration des dislocations intracristallines et des défauts inter-cristallins impose aux réseaux atomiques une orientation préférentielle car certaines faces cristallines sont activées plus facilement par le glissement. Le réseau des olivines a ainsi tendance à s'orienter de façon identique dans la masse du manteau en mouvement. Or, la vitesse des ondes sismiques P et S est variable selon la direction de propagation des ondes au sein du réseau de l'olivine. Il en résulte que l'ensemble du manteau présente une anisotropie de vitesse de propagation des ondes sismiques. Les vitesses sont plus rapides dans le sens de déplacement du manteau. On est ainsi capable, en mesurant l'anisotropie du manteau, de déduire le sens de son déplacement sous les plaques lithosphériques.

La mesure de l'anisotropie du manteau sous une station sismique se fait en utilisant des ondes télé-sismiques dites SKS. Ces ondes, issues de séismes lointains, atteignent les sismomètres verticalement après avoir traversé le noyau où elles ont subi des conversions via des ondes P à la limite manteau-noyau (fig. 6.27, ondes SK(p)S). Ces ondes ne sont pas polarisées car elles ont perdu toute information concernant leur trajet au sein du manteau avant la traversée du noyau. En traversant la couche du manteau asthénosphérique correspondant à la partie supérieure des cellules de convection, très fortement anisotrope, les ondes se polarisent. Il s'ensuit des déphasages selon les directions de propagation qui renseignent sur l'orientation de l'anisotropie et sur son amplitude. Ces études permettent de confirmer le sens de déplacement des plaques.

6.1.5 Conclusions sur la sismologie

Si l'on compare les données concernant les vitesses sismiques et les paramètres physico-chimiques régnant à l'intérieur de la Terre, on constate que les vitesses sismiques traduisent à la fois des modifications continues des paramètres physiques (température, pression et, dans certains domaines, densité) et des modifications chimiques discontinues (qui se traduisent par de brutales variations de densité donc aussi de vitesses sismiques). On peut aussi noter qu'une variation continue de température et pression aboutit à des variations discontinues de l'état de la matière (solide dans le manteau, liquide dans le noyau externe, solide dans le noyau interne). Les différentes « frontières » sismiques n'ont donc pas toutes la même signification. Le Moho correspond à une variation de la composition chimique (granite-basalte de la croûte, péridotites du manteau). La LVZ, les zones d'augmentation de



Voir fig. 7.3



Voir chap. 8,
fig. 8.5

vitesse du manteau et la discontinuité de Lehman traduisent des modifications physiques (fusion partielle du matériel, augmentation de la densité des structures cristallines, transition noyau externe liquide-noyau interne solide). La discontinuité de Gutenberg a une signification mixte à la fois chimique (passage des péridots à un alliage nickel-fer) et physique (passage solide-liquide).

Les modèles à symétrie sphérique ne sont qu'une vision très simplificatrice de la structure terrestre. Ils ont permis un progrès capital dans la connaissance du globe terrestre notamment parce qu'ils rendaient possible une simplification des calculs. Nous avons vu que la tomographie montre que cette symétrie n'est plus valable dans le détail.

Le manteau est hétérogène tant dans le plan vertical que dans le plan horizontal. Sa cartographie géochimique déduite de l'analyse comparée des basaltes émis à l'axe des dorsales et au niveau des points chauds révèle aussi une forte hétérogénéité qui confirme cette vision.

6.2 LE GÉOMAGNÉTISME

La géomagnétisme étudie le champ magnétique terrestre. De toutes des disciplines géophysiques, le **paléomagnétisme**, étude du magnétisme terrestre fossile, est sans doute celle qui contribua le plus aux progrès récents des Sciences de la Terre. En apportant des arguments décisifs aux théories mobilistes, elle permit l'émergence de la tectonique des plaques.

6.2.1 Le champ magnétique terrestre

a) Généralités

Depuis le xv^e siècle, les navigateurs utilisent les propriétés d'orientation des aiguilles aimantées. Ces propriétés traduisent l'existence d'un champ magnétique naturel lié au globe terrestre. En première approximation, ce champ est équivalent à celui qu'engendrerait un aimant dipolaire placé au centre de la Terre (*fig. 6.35*). L'axe magnétique est décalé par rapport à l'axe de rotation de la Terre. Le pôle Nord magnétique est situé dans le bouclier canadien (82°7 N et 114°4 W en 2005). Il se déplace de 40 km par an en direction du nord-ouest, sa position est surveillée par la Commission Géologique du Canada. Le pôle Sud magnétique se situe au large de l'Antarctique et au sud de l'Australie, en Terre Adélie à 2 300 km du pôle géographique.

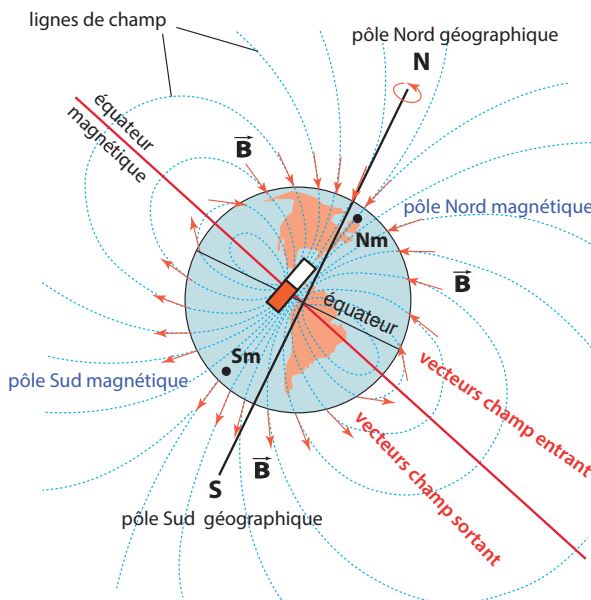


Figure 6.35 Image simplifiée du champ magnétique actuel.

Le champ est assimilable à celui d'un dipôle placé au centre de la Terre et dont l'axe serait décalé par rapport à celui de la rotation de la Terre. Les lignes de force du champ recourent la surface terrestre suivant un angle qui varie avec la latitude. Les lignes de force sont entrantes par rapport à la surface terrestre dans l'hémisphère Nord et sortantes dans l'hémisphère Sud.

Encart 6.15 – La magnétosphère

L'effet du champ magnétique s'étend dans l'espace et définit la magnétosphère (fig. 6.36). On la fait débuter, un peu arbitrairement, à une altitude de 1 000 km, au moment où l'on quitte l'ionosphère ; sa limite externe, qui est aussi la limite de l'atmosphère terrestre, est appelée **magnétopause**. Elle n'est bien définie que du côté solaire où sa distance à la Terre (variable dans le temps) est de l'ordre de 10 rayons terrestres. Du côté opposé, la magnétosphère présente une « queue » de plusieurs dizaines de milliers de rayons terrestres. Cette dissymétrie est liée à l'interaction du champ magnétique terrestre et du vent solaire qui comprime les lignes du champ terrestre. Il existe dans certaines régions de la magnétosphère (**ceintures de Van Allen**) des particules (électrons et protons) à très haute énergie qui ont été piégées dans les lignes de force du champ. La magnétosphère comme la couche d'ozone contribue donc à protéger la Terre des radiations ionisantes. Elle est responsable du phénomène des « aurores boréales », capture de particules cosmiques ionisées au voisinage des pôles magnétiques.

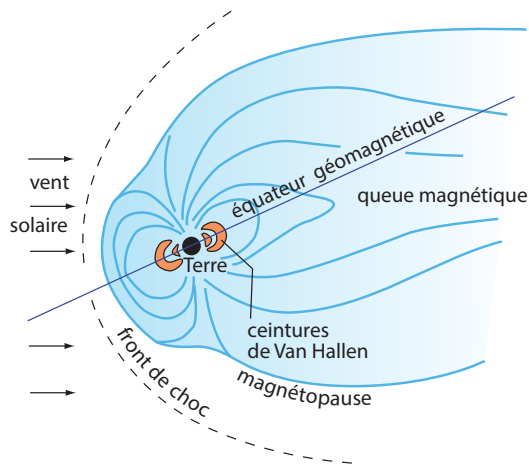


Figure 6.36 Représentation schématique de la magnétosphère terrestre.

b) Les paramètres du champ magnétique terrestre

Le vecteur champ magnétique est défini en tout point du globe par trois paramètres : son intensité, sa déclinaison et son inclinaison (fig. 6.37).

- L'intensité s'exprime en nanotesla (γ ou nT, 10^{-9} weber/m²).
- La déclinaison (D) représente l'angle entre la composante horizontale du champ total et le nord géographique. D varie de 0 à 360° ; une valeur comprise entre 0 et 180° signifie que la composante horizontale se situe à l'ouest du Nord géographique, une valeur entre 180 et 360° qu'elle se situe à l'est. Certains laboratoires préfèrent utiliser un système de mesure de la déclinaison variant de 0 à -180° quand la composante horizontale du champ est à l'ouest du Nord géographique et de 0 à +180° quand elle est à l'est.
- L'inclinaison (I) est l'angle entre la composante horizontale du champ et la direction du champ total. I est positif si le vecteur champ magnétique s'enfonce dans le sol et négatif s'il en sort.

Encart 6.16 – Les paramètres du champ magnétique en France

Dans nos régions, l'intensité du champ magnétique vaut environ 46 000 nT, elle est plus forte vers les pôles (environ 60 000 nT) et plus faible à l'équateur (environ 25 000 nT). Les paramètres du champ magnétique moyen en France sont actuellement :

$$F = 46\,000 \text{ nT}, D = -6^\circ \text{ et } I = +64^\circ \text{ (Mechler, 1981).}$$

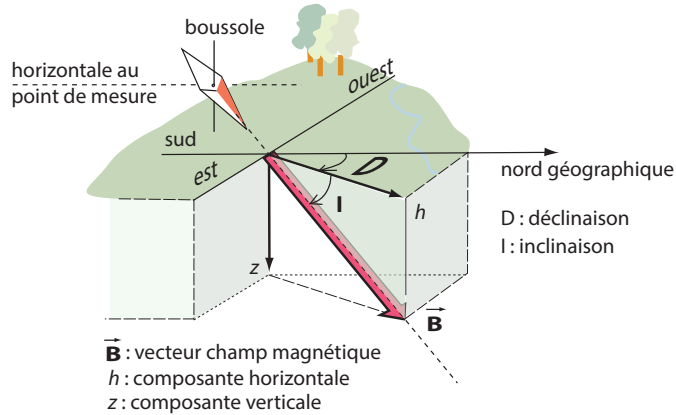


Figure 6.37 Les paramètres du champ magnétique terrestre.

Il est relativement facile de mesurer la direction du champ magnétique fossile à partir des roches, il est en revanche beaucoup plus difficile d'évaluer son intensité, aussi géologues et géophysiciens travaillent surtout sur l'inclinaison et la déclinaison.

Il existe une relation simple entre la valeur de l'inclinaison et la latitude : l'inclinaison est nulle à l'équateur et maximum aux pôles (90°) ; d'une manière plus générale, on peut écrire :

$$\text{tg}(I) = 2 \text{tg}(L)$$

Cette relation permet de fixer la **paléolatit**ude d'un point à partir de la mesure de l'inclinaison fossilisée dans les roches.

6.2.2 L'origine du champ magnétique terrestre

L'analyse en harmoniques sphériques des éléments du champ (tentée pour la première fois par Gauss) indique que 99,5 % du champ magnétique est d'origine interne. Il est clair que la rotation de la planète doit jouer un rôle essentiel dans l'établissement du champ magnétique car le pôle magnétique, nous l'avons vu, est lié d'une façon plus ou moins stricte, au pôle de rotation. De plus, les autres planètes ou étoiles en rotation présentent aussi des champs magnétiques alignés selon la direction de leur axe de rotation (l'absence de champ magnétique de Vénus est souvent interprétée comme résultant de sa très faible vitesse de rotation). Cela avait conduit les physiciens, au début du xx^e siècle, à proposer une loi selon laquelle toute masse en rotation devait donner naissance à un champ magnétique. Cette idée fut abandonnée dans les années cinquante à la suite d'expériences de laboratoire et de mesures du champ magnétique terrestre, faites par S. Runcorn, qui ne correspondaient pas aux valeurs imposées par ce modèle simple.

 Voir chap. 4

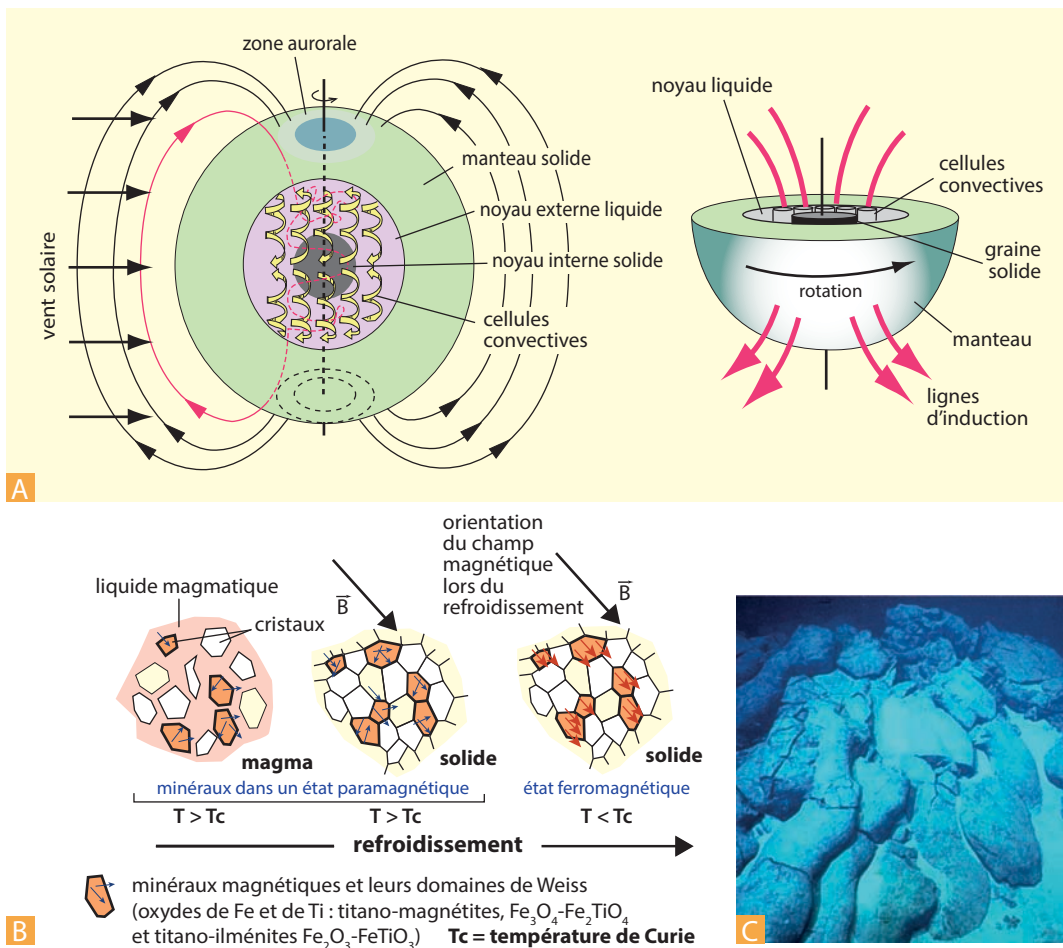


Figure 6.38 Le champ magnétique terrestre et sa fossilisation.

A. Un modèle possible de la dynamo responsable du champ magnétique terrestre. Le liquide métallique conducteur du noyau externe s'écoulerait en formant des hélices. Les lignes de force du champ magnétique seraient enfilées à travers ces hélices selon un dispositif complexe. Dans le noyau on a représenté (pointillé rouge entortillé) une seule des lignes de force allant du nord vers le sud.

B. L'aimantation thermorémanente : le processus se passe à l'état solide, après le refroidissement des laves sous la température de Curie des minéraux magnétiques, par l'orientation de tous les moments magnétiques des domaines de Weiss, parallèlement au champ ambiant \vec{B} . Les minéraux magnétiques (magnétites par exemple) ne s'orientent donc pas dans les magmas comme de petits aimants car la roche est entièrement solide à la température de Curie.

C. Petit cône volcanique à l'axe de la dorsale atlantique. Les basaltes émis à l'axe des dorsales enregistrent le champ magnétique ambiant par aimantation thermorémanente. (Photo : Ifremer)

Encart 6.17 – L'impossibilité d'un aimant permanent

On a pensé que le champ magnétique était dû à la présence de masses aimantées au centre de la Terre. Cependant, les températures régnant dans le noyau (très largement supérieures au point de Curie (cf. infra) de la majorité des corps ferromagnétiques) rendent impossible la présence d'aimants permanents au centre de la Terre.

Il est à peu près certain que le lien entre la rotation de la Terre et le champ magnétique est la force de Coriolis (qui agit aussi sur les courants marins et atmosphériques). Le noyau terrestre fonctionnerait alors comme une **dynamo auto-entretenu**e dont les éléments seraient le noyau externe liquide et la graine solide, le noyau externe étant parcouru de courants de convection importants dus à la rotation de la planète (*fig. 6.38*). L'expérience DTS (Derviche Tourneur Sodium) menée depuis 2003 à l'Institut des Sciences de la Terre de Grenoble permet de reproduire cette convection du noyau liquide en utilisant du sodium (liquide) emprisonné entre deux sphères métalliques en rotations opposées. Cette expérience, fait suite à celles menées en Lettonie et en Allemagne qui ont pu mesurer furtivement un champ magnétique autoinduit.

6.2.3 Le magnétisme des roches : la fossilisation du champ magnétique terrestre

Il existe dans les roches un certain nombre de minéraux ferromagnétiques qui, en présence d'un champ magnétique, peuvent acquérir une aimantation forte et surtout en garder mémoire (phénomène de **rémanence**). Lorsqu'un tel minéral est chauffé au-dessus d'une certaine température, dite **point de Curie** (caractéristique de l'espèce minérale considérée : 857 °K (584 °C) pour les magnétites dans les roches volcaniques par exemple), il perd ses propriétés magnétiques. Lorsque, par refroidissement, le minéral repasse son point de Curie, il retrouve ses propriétés magnétiques (*fig. 6.38*). Les principaux minéraux magnétiques rencontrés dans les roches sont des oxydes de fer, de titane et des solutions solides de FeO, Fe₂O₃ et TiO₂, il s'agit du rutile (TiO₂), de l'hématite (Fe₂O₃), de la magnétite (Fe₃O₄) et surtout de la titanomagnétite, solution solide de magnétite et d'ulvospinelle (Fe₂TiO₄).

Un minéral ferromagnétique de taille macroscopique est divisé en de nombreuses régions polarisées. Au-dessus de la température de Curie, l'orientation de la polarisation est changeante d'une région à l'autre, et la polarisation magnétique globale du minéral peut alors être nulle. On appelle domaine magnétique ou domaine de Weiss chaque région dans laquelle tous les moments magnétiques atomiques sont alignés parallèlement les uns aux autres. Chaque domaine est séparé d'un voisin par une zone de transition qui porte le nom de paroi de Bloch. En dessous de la température de Curie, tous les domaines de Weiss ont des moments magnétiques qui se sont orientés dans la direction du champ ambiant lors de la baisse de température (*fig. 6.38*).

Pour les roches, deux cas sont à considérer :

- celui des roches éruptives où l'aimantation rémanente est acquise durant le refroidissement (**aimantation thermorémanente**). Quand la température devient inférieure au point de Curie (857 °C), les composés ferromagnétiques fixent alors le champ magnétique de l'époque (donc pour des températures inférieures à celles de la solidification des basaltes) ;
- celui des roches sédimentaires où l'aimantation est de nature **détritique**. Au moment du dépôt, des particules magnétiques détritiques, provenant principalement de l'érosion des roches endogènes, s'orientent sous l'action du champ magnétique de l'époque, comme le ferait une série de minuscules aiguilles aimantées. En théorie, cela suppose un milieu calme (lac ou milieu marin profond) où les courants ne perturbent pas l'orientation des particules mais, en fait, il semble que les particules n'acquiescent leur orientation définitive que tardivement, lors de l'expulsion de l'eau des sédiments.

On pense aussi qu'une partie non négligeable de l'aimantation des roches sédimentaires pourrait provenir de magnétites synthétisées par des bactéries.

L'intensité de l'aimantation des roches sédimentaires est beaucoup plus faible que celles des roches éruptives et il a fallu attendre le développement des **magnétomètres cryogéniques** utilisant les propriétés des supraconducteurs aux basses températures (hélium liquide) pour réaliser des mesures de routine sur de telles roches.

Encart 6.18 – Un échantillonnage particulier

Les études paléomagnétiques nécessitent un échantillonnage particulier avec orientation des échantillons (le plus souvent des micro-carottes) par rapport à l'horizontale et au nord magnétique actuel pour les roches peu aimantées (sédimentaires) ou par rapport à l'azimut solaire pour les roches fortement aimantées (éruptives) car, dans ce cas, l'intensité de l'aimantation de la roche rend impossible l'utilisation d'une boussole.

Il est exceptionnel que l'aimantation mesurée sur les roches (dite **aimantation rémanente naturelle ou ARN**) corresponde à l'aimantation primaire acquise lors de la formation de la roche (la seule qui permet de retrouver la direction du champ magnétique de l'époque). Des aimantations rémanentes secondaires viennent plus ou moins la masquer. Ces aimantations parasites peuvent être dues à la foudre, à l'action du champ magnétique actuel (**aimantation rémanente visqueuse ou ARV**) et à des cristallisations – recristallisations de minéraux magnétiques lors de la diagenèse. Par chance ces aimantations parasites sont moins stables que l'aimantation primaire et l'on peut « nettoyer » les échantillons par chauffage progressif. Il faut toutefois conserver les échantillons dans une enceinte amagnétique après traitement afin qu'ils ne se réaimantent pas de nouveau selon le champ actuel en se refroidissant. Une autre méthode consiste à détruire « l'aimantation parasite » en soumettant les échantillons à des champs magnétiques alternatifs d'intensités variables. Dans de nombreux cas, il est alors possible de mesurer l'aimantation primaire restante (il y a toutefois des cas où il est impossible de parvenir à isoler l'aimantation primaire).

6.2.4 Les variations temporelles du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre présente des variations à court terme (de l'ordre de la journée, du mois ou de l'année) de faible intensité (0,1 % du champ total) qui sont dues à des perturbations dans la magnétosphère (aurores boréales par exemple). Il existe aussi des fluctuations à plus long terme qui peuvent avoir des implications archéologiques ou géologiques.

a) Les variations séculaires du champ magnétique

La composante dipolaire n'explique qu'environ 90 % du champ magnétique total terrestre. Il existe, en plus, une composante multipolaire susceptible de variations relativement fréquentes. Ainsi en France (fig. 6.39) depuis l'an 0, l'inclinaison a varié entre 55° et 75° et la déclinaison entre -25° et +25°.

Comme le champ non dipolaire varie rapidement (à l'échelle du siècle), si l'on fait une moyenne sur un temps, suffisamment long (quelques milliers d'années), seul intervient le champ dipolaire, objet principal d'étude pour le géologue.

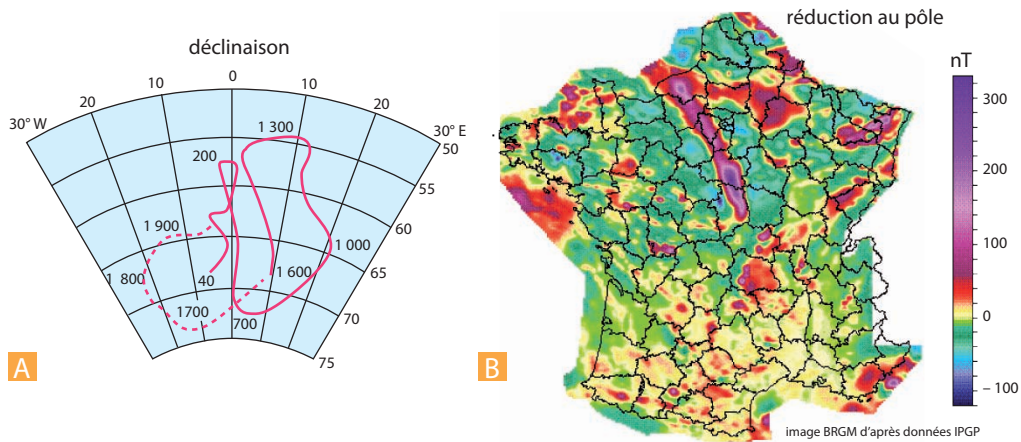


Figure 6.39 Le champ magnétique en France.

A. Courbe montrant la variation séculaire du champ magnétique. Il s'agit des variations d'inclinaison et de déclinaison à Paris obtenues par mesures archéo-magnétiques sur briques (courbe pleine rouge : années 40 à 1600) et par observations directes (courbe pointillée : 1600 à actuel) (d'après Thellier, 1981).

B. Champ magnétique réduit au pôle à la maille de 5×5 km. Cette carte résulte du levé magnétique général de la France et du plateau continental financé par le CNRS et réalisé par la Compagnie générale de géophysique (CGG) sous la direction de l'Institut de physique du globe de Paris. Les vols ont été effectués en 1964-1965, à 3 000 m d'altitude. Le champ magnétique réduit au pôle est le champ magnétique qui aurait été observé au pôle magnétique Nord sur des structures aimantées verticalement. Il rend les anomalies plus lisibles en recentrant les effets magnétiques sur les structures. On observe notamment la grande anomalie centrale du Bassin de Paris dont l'origine varisque est souvent admise, liée à une suture océanique à la suite de la collision entre le bloc Nord-Armoricain et le bloc du Brabant. Mais une origine antécadomienne est également proposée.

b) Les inversions du champ magnétique

Au début du siècle dernier (1903), **Brunhes** mesurant le magnétisme de coulées volcaniques récentes (moins de 5 Ma) du Massif Central trouva des directions d'aimantation voisines du champ actuel mais le sens de cette aimantation était variable. L'aimantation de certaines coulées était de même sens que le champ actuel, d'autres avaient une aimantation opposée. Il semblait donc qu'il y ait eu périodiquement des inversions ou des retournements du champ géomagnétique. Ces observations furent controversées jusque dans les années 1950. Toutefois, dès 1929, **Matuyama** décrit la première succession de polarité. Elle sera définitivement établie pour les 4,5 derniers Ma, dans les années 1960 (fig. 6.40), en couplant les mesures paléomagnétiques et les mesures radiométriques (K/Ar). Quatre zones principales, Brunhes normale, Matuyama inverse, Gauss normale et Gilbert inverse, furent ainsi définies. Les époques sont dites **normales** si le sens du champ est identique à l'actuel et **inverses** s'il est de sens opposé. De plus, chaque époque comprend plusieurs courtes périodes de renversement (événements, fig. 6.40). Il n'existe pas de polarité préférentielle, la durée totale des époques de polarité directe est à peu près identique à celles de polarité inverse.

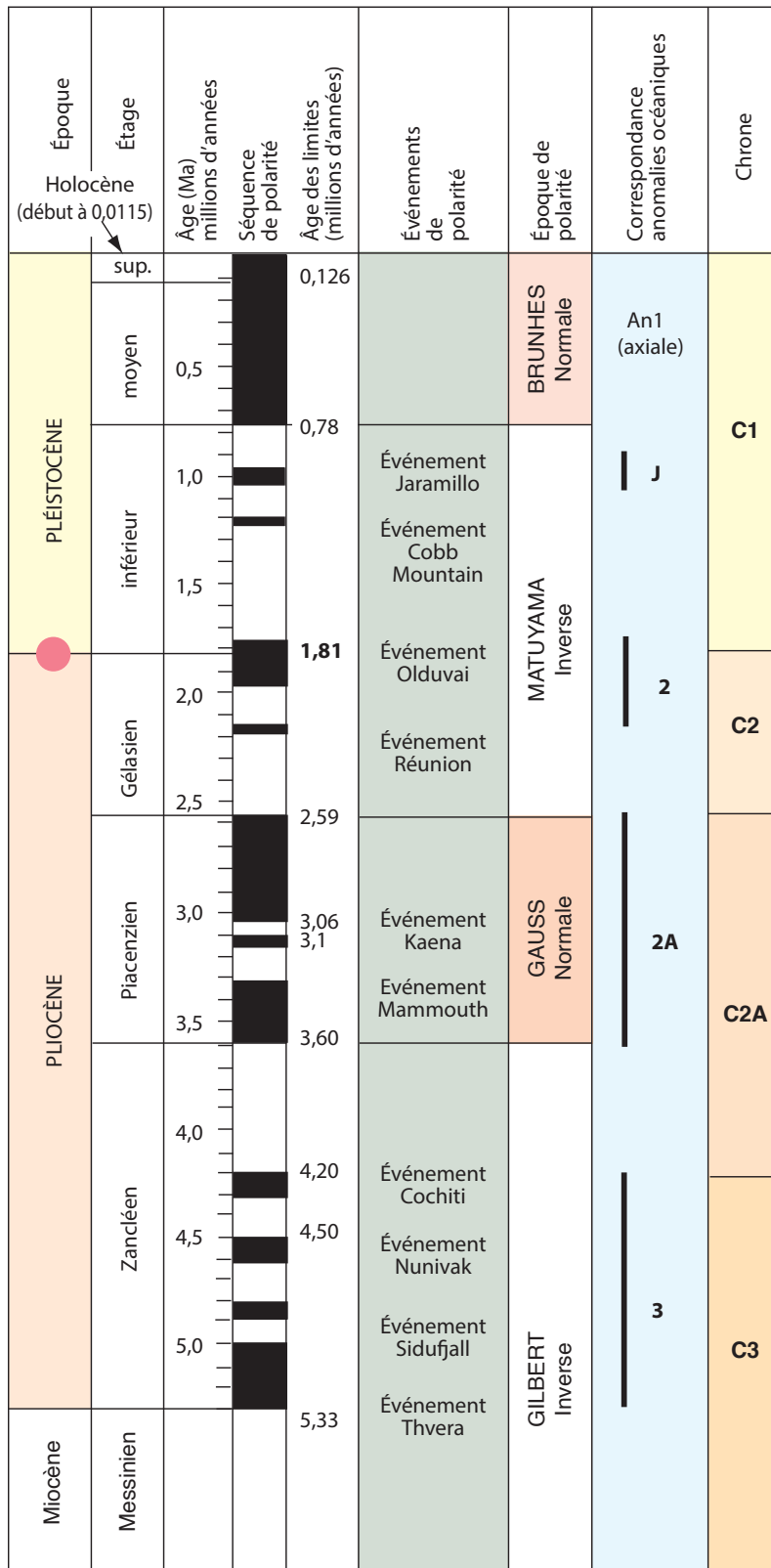


Figure 6.40 Échelle des polarités magnétiques pour la période post-messinienne (depuis 5,3 Ma).

On a indiqué les correspondances des polarités avec les anomalies magnétiques et les chrons (ou chrons = durée d'un ensemble période inverse (en blanc) et période normale (en noir)). L'IUGS (*International Union of Geological Sciences*) a maintenant ratifié la position de la limite inférieure du Pléistocène à la base du Gélasien (voir figures 38.1 et 38.2).



Limites effectivement datées par radiochronologie

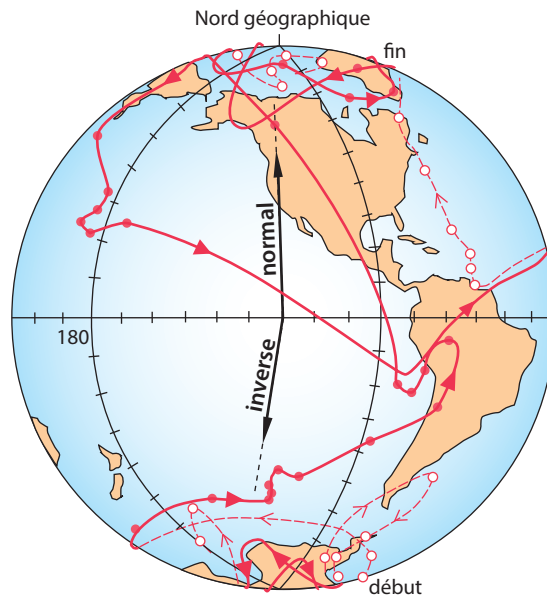
Gradstein et al., 2004. Échelle des temps géologiques, CCGM, Commission de la Carte Géologique du Monde

Encart 6.19 – Les mécanismes de l'inversion du champ magnétique

Ces mécanismes sont mal connus et difficiles à étudier. Il est en effet exceptionnel que des roches aient fossilisé la transition d'une polarité à l'autre. Cela est dû à la **brève durée du renversement** (de l'ordre de 20 000 ans au maximum). Dans les quelques enregistrements dont on dispose (sur coulées basaltiques ou surtout sur séries sédimentaires qui ont l'avantage de présenter un enregistrement continu), on constate que le pôle magnétique suit apparemment une trajectoire complexe à la surface de la Terre (*fig. 6.41*). Les données sont délicates à interpréter car l'intensité de l'aimantation décroît, au cours de l'inversion, à 10 % de sa valeur normale. Il semble que cela provienne du fait que seule la composante dipolaire décroît, s'inverse, puis croît de nouveau tandis que le champ non dipolaire ne s'annule pas pendant le renversement. La géométrie de la composante multipolaire est cependant encore très hypothétique. L'utilisation de magnétomètres trainés très près du fond de la mer permet des enregistrements précis sur lesquels on observe des microvariations des anomalies, très systématiques : les « **tiny wiggles** ». C'est une façon nouvelle d'aborder le problème des comportements du champ durant les inversions.

Figure 6.41 Positions du pôle Nord au cours d'une inversion du champ géomagnétique.

Cette inversion, au cours de laquelle le champ est passé d'inverse à normal, est survenue il y a 19 Ma ; elle a été enregistrée dans des laves à Steens Mountain (Oregon). Le pôle Nord magnétique a décrit, pendant 15 000 ans, une trajectoire sinueuse qui pourrait résulter de variations relatives des composantes dipolaires et multipolaires du champ. Les pointillés indiquent la partie du trajet situé sur l'autre face du globe.



6.2.5 Apport du paléomagnétisme à la connaissance de la dynamique lithosphérique

a) Les données résultant de la mesure de la direction du champ : la dérive des continents

- La détermination de la position du pôle à une époque donnée à partir de roches prélevées sur différents continents

Nous avons vu que la valeur d'inclinaison était reliée à la latitude du lieu par la relation :

$$Tg(I) = 2 Tg(L).$$

Il est donc possible de fixer la **paléolatitute** d'un lieu à une époque donnée à partir de la **mesure de l'inclinaison (I) fossilisée** dans les roches formées à cette époque. Les positions pôle-continent étant relatives, si l'on maintient le continent dans sa position actuelle, on peut à l'aide de la relation

précédente et de la mesure de la **déclinaison (D)** situer le **paléopôle** de l'époque. La figure 6.42 montre les résultats obtenus pour le Permien à partir de roches prélevées en Amérique du Sud et en Afrique. On constate :

- que les pôles permien de l'Amérique et de l'Afrique ne coïncident pas ;
- que les pôles permien ne coïncident pas avec le pôle actuel.

De plus, les pôles obtenus une époque donnée à partir de différents lieux d'un même continent sont très voisins.

Si l'on admet que **le champ magnétique terrestre a toujours été principalement dipolaire et que les pôles magnétiques sont voisins des pôles géographiques**, ces données impliquent que les continents n'occupent pas aujourd'hui la même position qu'au Permien. L'idée d'une **mobilité continentale** s'impose donc.

Si l'on fait coïncider les deux pôles permien, américain et africain, avec le pôle actuel, on peut retrouver la **paléolatititude** des continents mais il restera une ambiguïté sur la **paléolongitude** (fig. 6.42). Il faut de plus rappeler que la position mesurée du pôle est une position moyenne, car les données sur les laves sub-actuelles montrent que les différentes mesures se répartissent dans une surface d'environ 1 000 km de rayon autour du pôle réel.

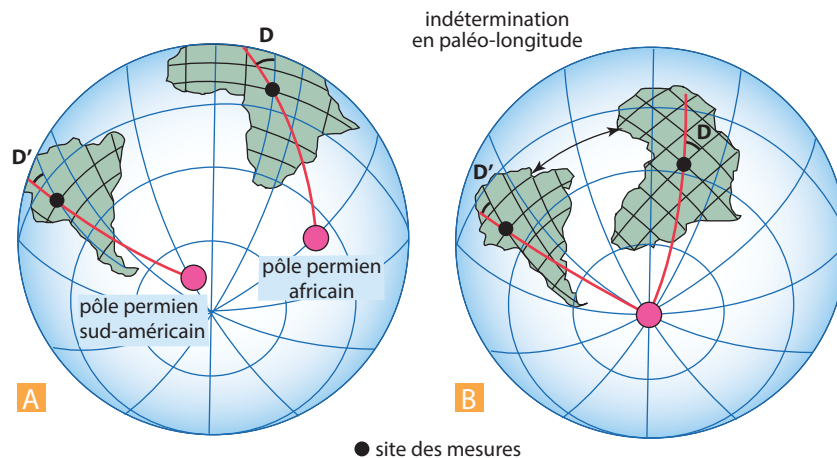


Figure 6.42 Détermination de la paléolatititude

Position apparente du pôle Sud au Permien (A) à partir de mesures faites en Afrique et en Amérique (d'après Galbrun et Galy, 1986) et position relative des continents (B) si l'on fait coïncider les pôles avec le pôle Sud géographique actuel.

► La position relative du pôle et d'un continent à différentes époques : les courbes de migration polaire

Il est aussi possible de travailler d'une autre façon : rester sur le même continent et faire des mesures sur des roches d'âge différent. On constate alors une **migration « apparente » du pôle** au cours des temps. La courbe ainsi obtenue pour l'Amérique du Nord (fig. 6.43) montre qu'il existe des périodes de simples translations linéaires (entre 200 et 120 Ma et entre 60 et 0 Ma) et de brusques changements de direction (vers 200 Ma et entre 120 et 50 Ma). Les translations simples correspondent à différentes phases d'ouverture océanique (Atlantique depuis 180 Ma), les brusques changements de cap aux phases orogéniques **laramienne** (50-120 Ma) et **névadienne** (200 Ma) qui ont affecté le continent américain.

Cette représentation est cependant trompeuse car elle suggère que le continent est fixe et que le pôle dérive. Une autre méthode consiste à garder le pôle fixe et à représenter la position du continent

à différentes époques. Cette représentation est beaucoup plus proche de la réalité mais aussi beaucoup plus délicate à réaliser. La figure 6.44 montre ainsi le déplacement de l’Australie par rapport au pôle Sud depuis la fin du Primaire.

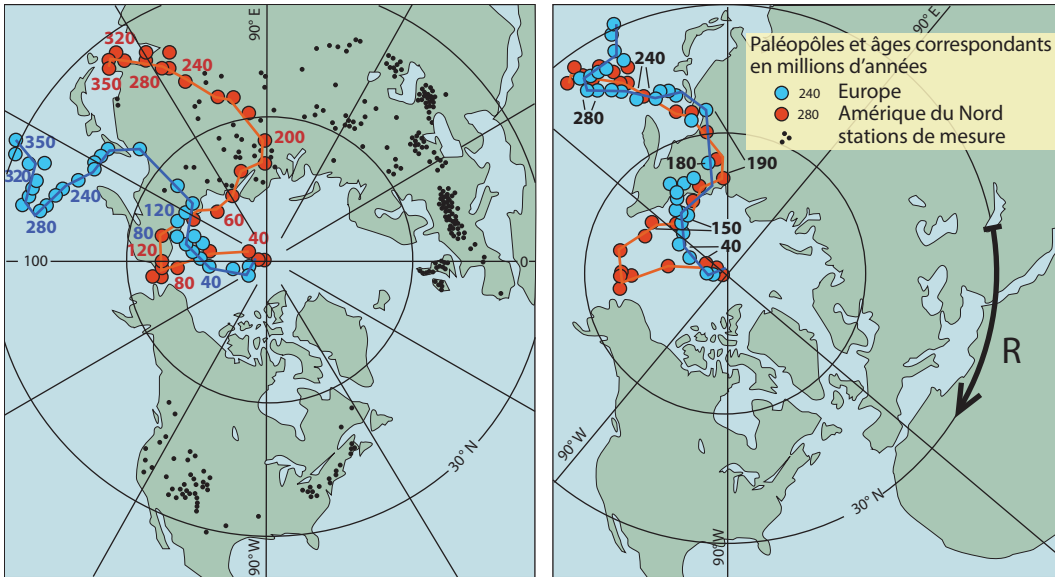


Figure 6.43 Courbes de dérives apparentes des paléopôles magnétiques mesurés à partir de sédiments et de laves pour l’Amérique du Nord et l’Europe.

R est la rotation du bloc Europe-Afrique nécessaire pour superposer des paléopôles depuis 180 Ma env. Cette rotation revient à annuler les effets de l’ouverture de l’Atlantique nord. La dérive apparente commune depuis 350 Ma témoigne donc de la migration de la Pangée vers le nord. Certains écarts des paléopôles de l’Amérique du Nord résultent d’une dispersion des mesures due aux orogénèses laramienne et névadienne (voir chapitre 15). Les paléopôles sont représentés sans leur cercle d’erreur.

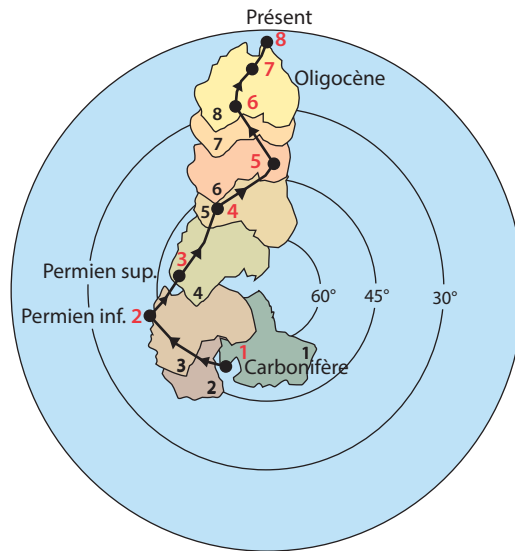


Figure 6.44 Dérive de l’Australie depuis la fin du Primaire.

Représentation en projection équatoriale par rapport au pôle Sud. (1) Carbonifère, (2) Permien inf., (3) Permien sup., (7) Oligocène, (8) Présent. Les points noirs représentent les positions successives du Cap York.

L’utilisation des courbes de migration apparentes met toutefois en évidence des phénomènes importants lorsqu’on compare les trajets obtenus pour deux continents différents. Ainsi, dans le cas de l’Amérique du Sud et de l’Afrique (fig. 6.45), on constate que les deux trajectoires (divergentes) de migration polaire entrent en coïncidence pour le Primaire et la partie inférieure du Secondaire

Voir fig. 15.12 et 15.13

lorsqu'on réunit les deux continents par rotation sur le globe autour des pôles eulériens. En revanche, elles divergent très nettement à partir de 100 Ma (ce qui traduit l'ouverture de l'Atlantique Sud).

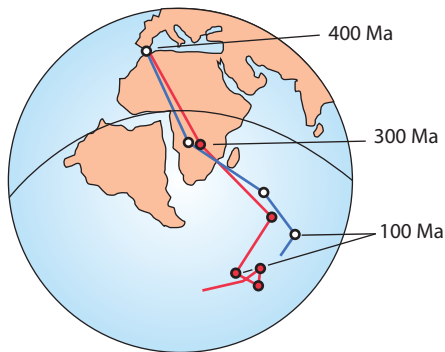


Figure 6.45 Les courbes de migration apparente du pôle obtenues à partir d'échantillons d'Afrique (points blancs) et d'Amérique du Nord (points rouges).

Les deux continents sont représentés en position rapprochée (par fermeture de l'Atlantique). Les deux courbes coïncident alors jusqu'à 150 Ma environ puis divergent, ce qui traduit l'ouverture de l'Atlantique.

Les déplacements continentaux sont donc complexes puisqu'on observe à la fois un déplacement des continents par rapport au pôle et un déplacement relatif des continents l'un par rapport à l'autre. De plus, l'exemple de l'Afrique et de l'Amérique du Sud montre que deux continents peuvent avoir formé un ensemble soudé, et s'être déplacés de concert pendant une partie des temps géologiques, puis s'être séparés en dérivant l'un par rapport à l'autre (fig. 6.45).

Encart 6.20 – La possibilité d'un déplacement propre des pôles ?

Une complication supplémentaire apparaît car il paraît possible que les pôles présentent réellement un déplacement relatif propre par rapport aux enveloppes externes de la Terre (la lithosphère plus une partie, plus ou moins importante, du manteau), indépendamment du mouvement des continents. En utilisant comme référentiel les points chauds (zones d'émergence des panaches ascendants de matériel mantellique) Andrews (1986) montre que pôles magnétiques et points chauds (donc aussi lithosphère et manteau) se sont déplacés ensemble. Ainsi, il y a 180 millions d'années, le pôle Nord se serait trouvé à 22 degrés de sa position actuelle.

Comment un tel déplacement des assises externes de la Terre peut-il se produire ? Il a été montré que si le manteau était suffisamment élastique, la présence d'une région très dense en son sein suffirait à provoquer un mouvement de surface à grande échelle. En effet, la présence d'un corps étranger, placé sur une sphère déformable en rotation, la contraint à redistribuer sa masse pour retrouver un état d'énergie minimale (la surface se déplace jusqu'à ce que le corps étranger se trouve à l'équateur). Le manteau (ou au moins une partie

de celui-ci) aurait ainsi tourné autour de la partie centrale du globe (noyau responsable du champ magnétique) de façon à placer sur l'équateur une région très dense.

Si ces données se vérifient, il faudra considérer avec prudence, pour les périodes anciennes, les reconstructions paléogéographiques et paléoclimatiques reposant sur les paléolatitudes « magnétiques ».

Ce phénomène pourrait, par exemple, expliquer certaines discordances (relativement mineures) observées entre les reconstitutions paléogéographiques basées sur le paléomagnétisme et celles basées sur l'écologie des organismes fossiles. Ce phénomène est aussi un des éléments importants du débat sur la théorie de la Terre « boule de neige » *Snow Ball Earth* : planète entièrement recouverte de glace à la fin du Précambrien.

Il est donc, assez piquant de constater, après les difficultés d'implantation des idées mobilistes que la recherche d'un référentiel fixe, pour quantifier les mouvements, nécessite d'avoir recours à un repère extra-terrestre ou satellitaire car aucune structure terrestre n'a une stabilité absolue suffisante.

Voir § 24.3.2

b) Les données résultant de la mesure du sens du champ : l'expansion océanique

► Les anomalies magnétiques océaniques

À la fin des années 1950, les magnétomètres, que l'on avait beaucoup utilisés au cours de la Seconde guerre mondiale pour la détection des sous-marins, sont systématiquement embarqués lors des campagnes océanographiques scientifiques. Les mesures de l'intensité du champ magnétique terrestre, au niveau des océans, s'accumulent sans que l'on soit capable d'en donner une interpréta-

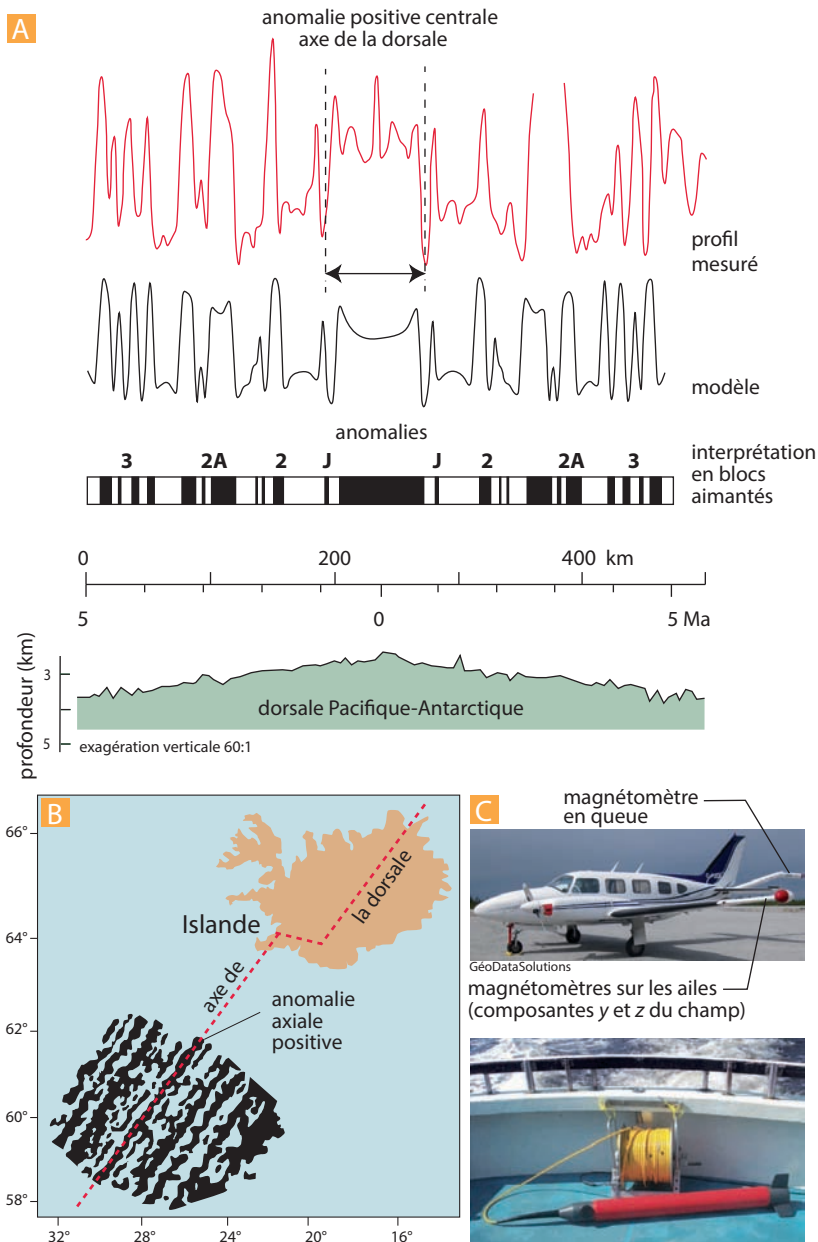


Figure 6.46 Les anomalies magnétiques et leurs mesures.

A. Exemple d'enregistrement du champ magnétique terrestre sur un profil perpendiculaire à une dorsale océanique. La courbe rouge correspond au profil des mesures, on notera la « tendance » à la symétrie par rapport à la dorsale et la corrélation avec la courbe théorique (en noire) calculée à partir de l'hypothèse de Vine et Matthews. En complément sont donnés une interprétation du profil magnétique en termes d'anomalies magnétiques (à comparer avec la figure 6.40), la topographie de la dorsale, l'étendue kilométrique du profil et l'âge des fonds océaniques par rapport à l'axe de la dorsale.

B. Une carte fondatrice montrant la symétrie des anomalies magnétiques au-dessus des dorsales océaniques. Levé aéromagnétique obtenu en 1966 par Heirtzler *et al.* au-dessus de la dorsale de Reykjanes au sud de l'Islande.

C. Exemple de magnétomètres embarqués dans les airs ou en mer (GéoDataSolutions, H. Ondréas (bas)).

tion satisfaisante. On constate toutefois que, dans la majorité des cas, les valeurs sont, soit légèrement plus fortes, soit légèrement plus faibles que la valeur théorique attendue (fig. 6.46). La différence est en moyenne de 100 γ et l'on parle alors d'anomalie positive ou d'anomalie négative. Ceci ne s'applique pas dans les régions équatoriales où le champ est d'intensité trop faible. Ainsi s'explique la disparition des linéations magnétiques dans l'Atlantique central (fig. 6.48 A).

On commence à cartographier ces zones d'anomalies (on ne représente pas l'intensité absolue du champ mais uniquement l'écart avec la valeur théorique). Progressivement une logique semble apparaître :

- dans certaines régions de l'océan, les anomalies se répartissent en bandes qui alternent plus ou moins régulièrement (ce qu'on a parfois appelé la « **peau de zèbre** » du fond des océans, fig. 6.47) ;
- les zones d'anomalies sont décalées horizontalement de part et d'autre des zones de fractures océaniques ;
- lorsqu'on s'approche d'une dorsale océanique les bandes d'anomalies paraissent parallèles à l'axe de la dorsale.

Pour expliquer ces phénomènes, les Anglais **Vine** et **Mattews** et le Canadien **Morley** (bien injustement oublié) ont eu l'idée de réunir des résultats et des hypothèses venant de domaines scientifiques très différents :

- les mécanismes d'acquisition de l'aimantation thermorémanente ;
- l'échelle des inversions magnétiques qui avait été développée depuis les travaux à terre de Brunhes et Matuyama ;
- une hypothèse émise en 1962 par **Hess** qui, à partir de critères surtout pétrographiques, considérait que les dorsales étaient le siège d'une remontée de matériel mantellique chaud donnant naissance au fond des océans. Celui-ci s'éloignait progressivement de la dorsale pour replonger dans le manteau au niveau de fosse océanique (**tapis roulant du fond des océans**).

Le magnétomètre embarqué mesure en fait le champ résultant de l'addition du champ magnétique global et du champ local fossilisé dans les roches (basalte) du plancher océanique. Si le basalte a été émis au niveau de la dorsale durant une période normale, en refroidissant, il a fossilisé une aimantation de même sens que le champ actuel ; s'il a été émis durant une période inverse, son aimantation est de sens opposé. Si le bateau est au-dessus d'une zone normale, on enregistre le champ magnétique terrestre plus celui du basalte (anomalie positive) ; s'il est au-dessus d'une zone inverse, on enregistre le champ terrestre moins celui du basalte (anomalie négative). La répartition des anomalies en bandes parallèles à la dorsale traduit donc une création et une expansion continue du fond des océans (**sea-floor spreading**).

La théorie de l'expansion océanique ne fut pas d'emblée admise car cette interprétation des données magnétiques fut longtemps mise en doute. En effet, à cause des nombreuses zones de fractures, la régularité des anomalies magnétiques est loin d'être évidente sur les cartes (fig. 6.47). De plus, la théorie défendue par Vine et Mattews suppose une symétrie des enregistrements magnétiques de part et d'autre de la dorsale. Cette symétrie fut assez délicate à mettre en évidence toujours à cause des zones de fracture qui décalent les bandes d'anomalies. Enfin, l'enregistrement depuis la surface constitue, en fait, une moyenne qui peut « gommer » certains petits épisodes courts d'inversion et/ou induire des erreurs dans la définition des limites des zones d'anomalies.

Pourtant l'obtention en 1965 par W. Pitman d'un profil réalisé dans l'océan Pacifique, perpendiculairement à la dorsale, sur plus de 1 000 km finit par imposer l'idée. Il montre non seulement une symétrie parfaite par rapport à la dorsale mais de plus, il est en adéquation totale avec un profil théorique calculé à partir de l'hypothèse de Vine et Mattews (fig. 6.46).

Dans la même période, l'obtention de cartes aéromagnétiques (par avion) au-dessus de la dorsale au sud de l'Islande fut également décisive (fig. 6.46). Ces cartes montraient en effet une symétrie parfaite par rapport à l'axe topographique du bombement de la dorsale de Reykjanes.


Voir fig. 11.3


Voir fig. 7.3

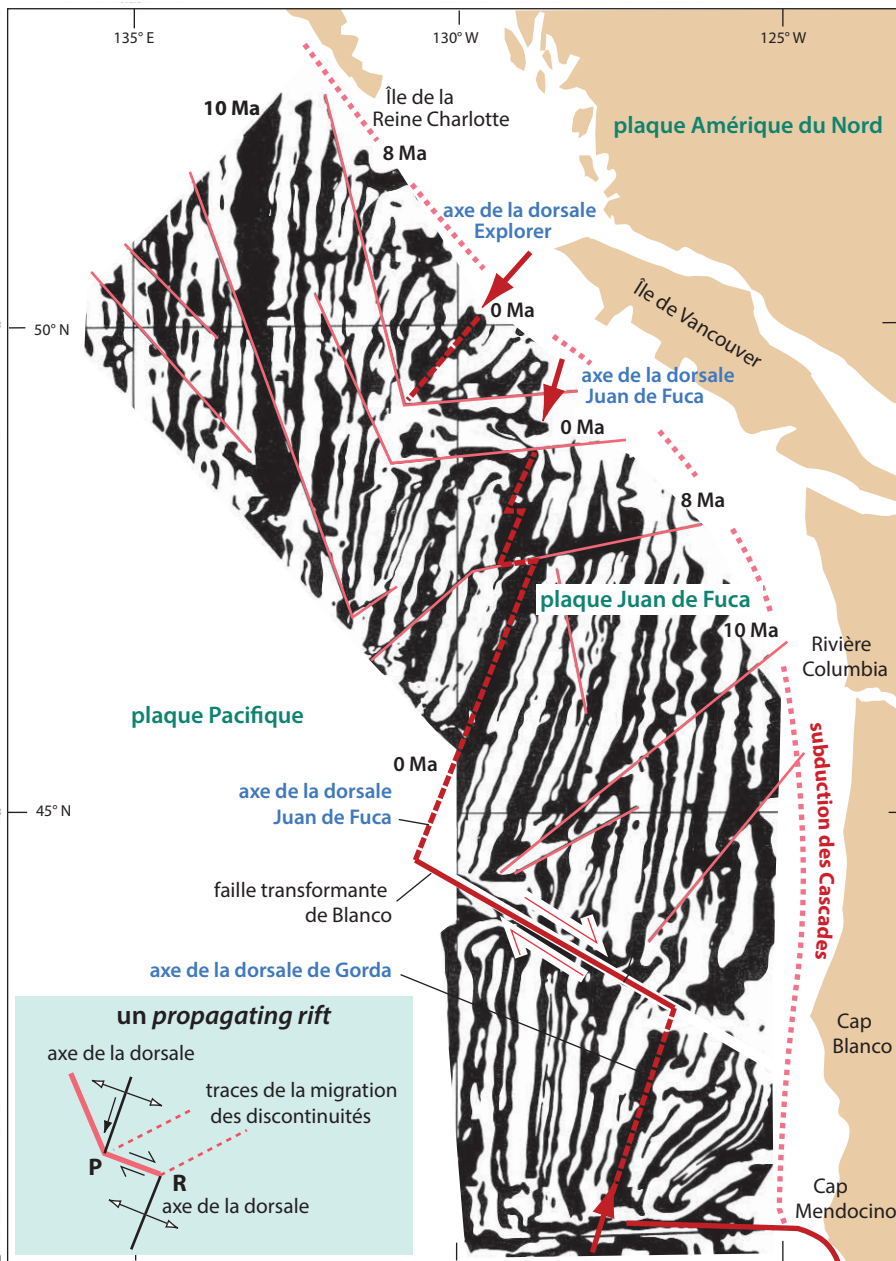


Figure 6.47 Cartes des anomalies magnétiques au niveau de la dorsale séparant les plaques Juan de Fuca et Pacifique au large du Canada et des USA.

Bien qu'il s'agisse d'un document classique de la tectonique des plaques (d'après Vine 1966), c'est l'un des plus difficiles à interpréter. On notera, en effet, la complexité créée par le découpage de l'axe de la dorsale en trois segments actifs décalés (du sud au nord, Gorda, Juan de Fuca et Explorer). Ces segments sont des *propagating rifts* ou axes en propagation dont une extrémité (P) migre aux dépens de l'extrémité du segment voisin qui régresse (R). La trace des migrations des discontinuités (traits rouges fins) donne ce motif complexe dont la signification n'a été comprise que tardivement, bien après l'utilisation décisive de ce document pour monter la symétrie des anomalies magnétiques.

 Voir chap. 21

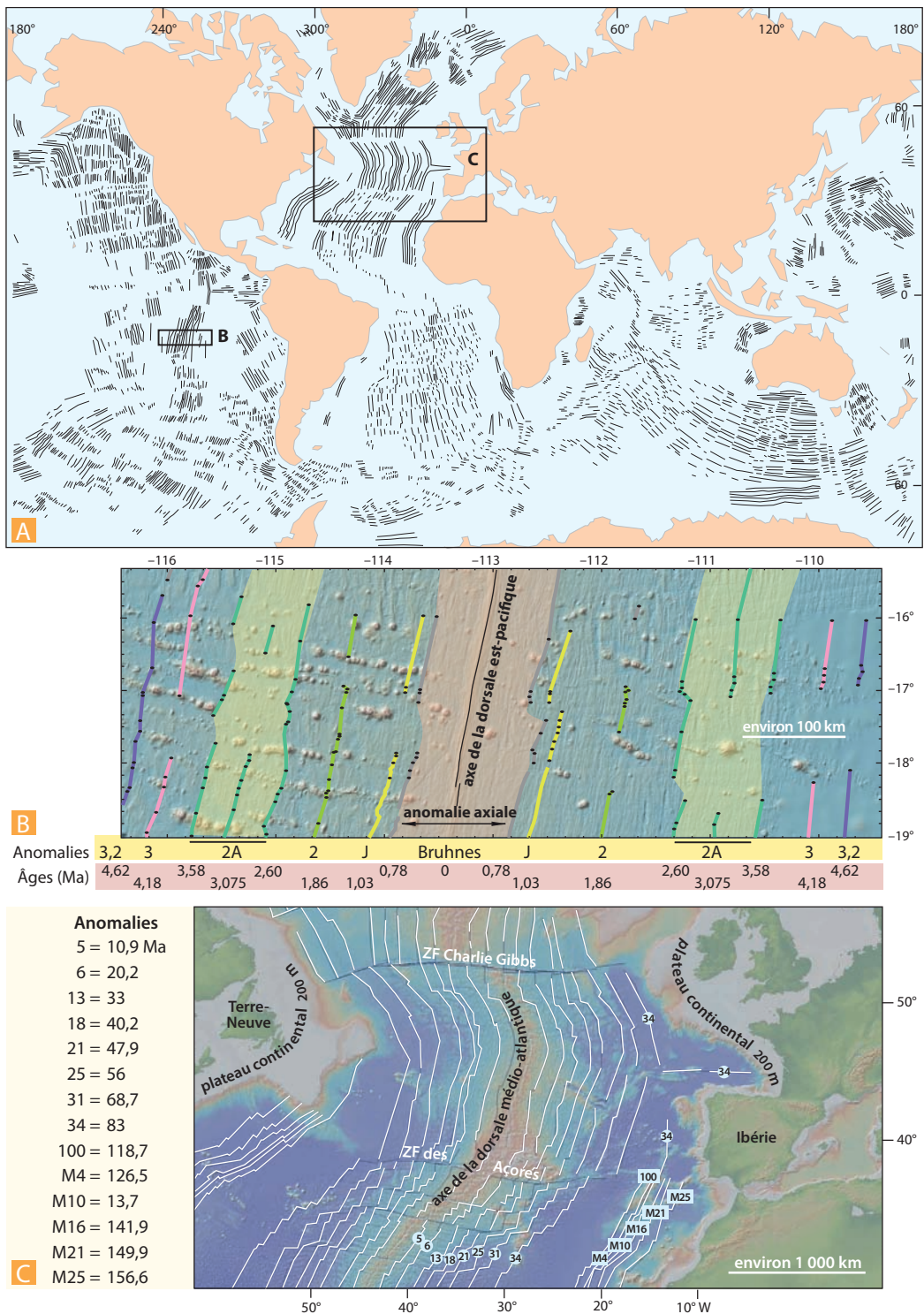


Figure 6.48 Les linéations magnétiques des océans.

A. Compilation des données acquises jusqu'en 2004. Ces données sont la base de la carte de la figure 13.15.
B. et C. Deux exemples de linéations magnétiques (voir localisation sur la carte A) permettant de calculer des vitesses d'ouverture océanique dans le cas d'une dorsale rapide (B) et d'une dorsale lente (C). Voir le profil magnétique d'une dorsale rapide sur la figure 6.46 (A : données M. Cormier, LDGO).

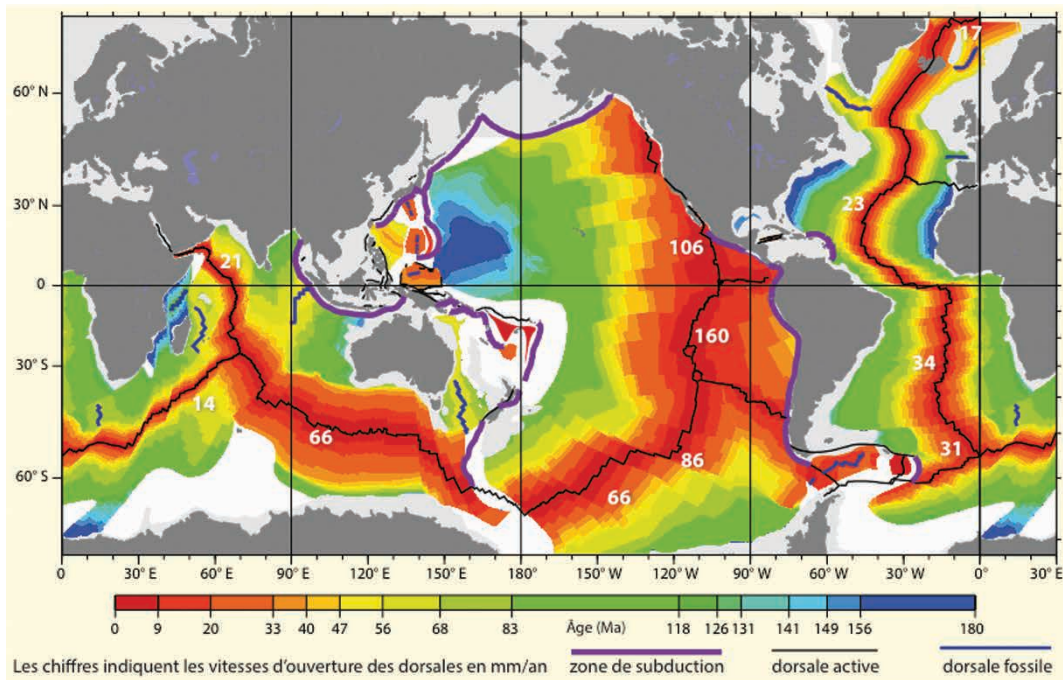


Figure 6.49 Carte de l'âge des fonds océaniques d'après les anomalies magnétiques.

Cette carte dressée par R. D. Müller, W. R. Roest, J. Y. Royer, L. M. Gahagan et J. G. Sclater est réalisée en compilant l'ensemble des datations des anomalies magnétiques réalisées par les grands programmes de forages océaniques internationaux (DSDP, ODP, IODP, soit 1 351 forages entre 1968 et 2011). On comparera avec la carte de la topographie du fond des océans des figures 4.14 A et B. On notera la faible surface occupée par les fonds anciens (en rouge) qui traduit soit la relative jeunesse du bassin océanique (Atlantique) soit la disparition des fonds océaniques âgés de plus de 180 Ma dans les zones de subduction (Pacifique est).

Voir fig. 5.1, 4.14 A et B

► *Les taux d'expansion océanique*

Une fois la théorie établie, comme un certain nombre d'inversions magnétiques étaient datées par des mesures radiométriques sur les coulées terrestres (fig. 6.40), il devenait possible de calculer un taux d'expansion ou de renouvellement océanique à partir de la mesure de la distance dorsale-anomalie et de la corrélation anomalie-inversion. Les résultats (fig. 6.48) montrent des vitesses d'expansion très variables d'un océan à l'autre et d'une partie de la dorsale à l'autre (de 1 à 16 cm/an). L'expansion n'est donc pas uniforme, il existe des dorsales lentes et des dorsales rapides. L'échelle des inversions (cf. *infra*) ayant été développée jusque dans le Jurassique supérieur, il devient possible de caractériser l'ensemble du fond des océans par les anomalies magnétiques (donc par l'âge de sa formation) et de présenter ainsi une **carte de l'âge du fond de l'océan** (fig. 6.49).

Voir fig. 11.1

Toutefois les anomalies anciennes n'ont pas été directement datées ; on leur a imputé soit l'âge des sédiments les recouvrant, soit on a déduit leur âge en postulant un taux d'expansion régulier. Pour les anomalies du Jurassique, les décalages peuvent être importants (plus d'un étage de différence, soit 5 à 10 Ma) suivant les auteurs. Il faut constater à ce propos que les étages du Bathonien au Kimméridgien se caractérisent par la multitude des inversions : plus de 100 en 17 millions d'années (fig. 6.51).

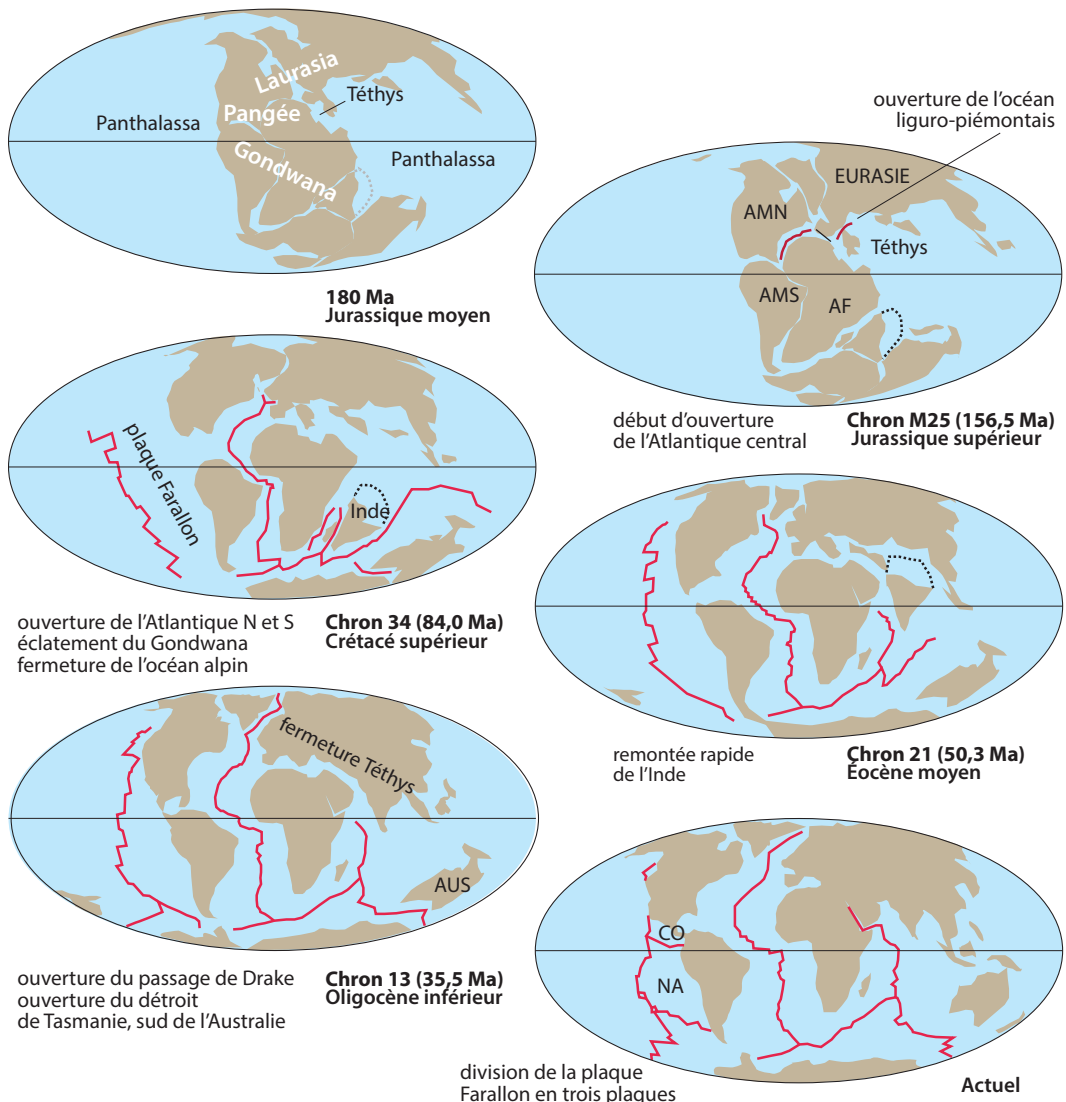


Figure 6.50 Les mouvements des continents et les ouvertures océaniques depuis le Jurassique moyen.

L'océan mondial résulte d'une longue évolution commencée à la fin du Paléozoïque lorsque les continents se sont rassemblés pour la dernière fois en un seul grand continent : la Pangée. L'éclatement de la Pangée s'est fait à la faveur de l'activité de nombreuses dorsales (traits rouges) séparant des plaques selon des vitesses et des orientations variables. Le fond de l'océan Pacifique est partout d'âge post-triasique, mais cet océan occupe la place de la Panthalassa qui ceinturait la Pangée. L'ouverture de l'océan Atlantique, dès le Jurassique, va conduire à la fermeture de la Téthys et à la formation de la chaîne alpine. L'océan Indien résulte d'une évolution complexe. Il comprend plusieurs dorsales aujourd'hui éteintes qui ont permis la dérive rapide de fragments du Gondwana vers le nord, dont l'Inde en dernier, conduisant à la formation du plateau du Tibet puis à la collision himalayenne. *Modifié d'après Scottese et al., 1998 et d'après Ricou, Dercourt, Vrielynck et al. (Atlas Téthys et Peri-Téthys, 1993 et 2000).*

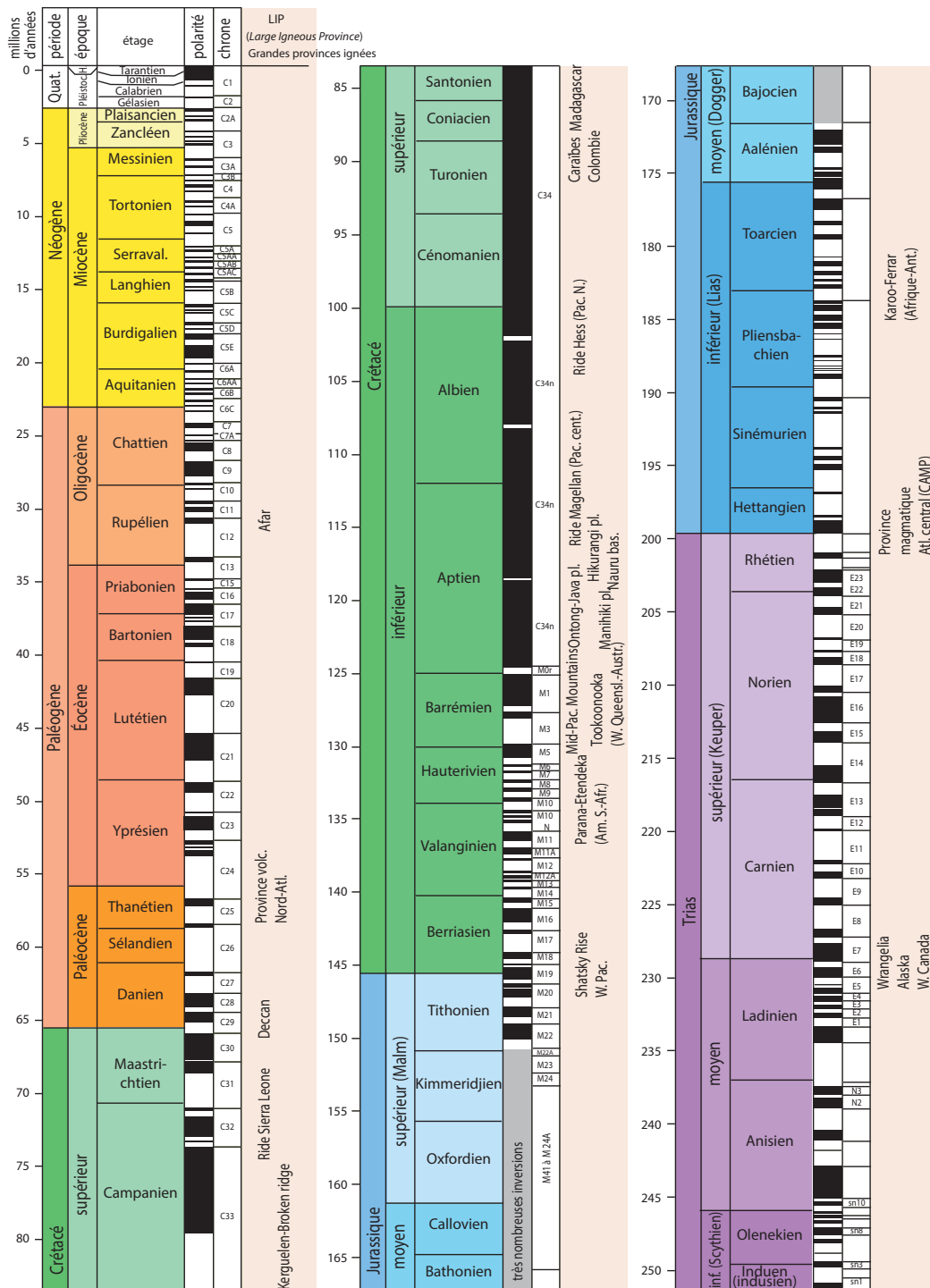


Figure 6.51 L'échelle magnétostratigraphique du Trias à l'actuel.

Notez l'existence de deux périodes de « calme magnétique » au Crétacé inférieur et au Jurassique supérieur (période « long-normal » des Anglo-Saxons). La datation fine des inversions dans le Jurassique n'est pas représentée en raison de la multitude des événements (plus de 100 inversions en 17 Ma). On a également reporté les grands épisodes magmatiques à la surface de la Terre (LIP). D'après Geological Time Scale, 2008, CCGM et ICS (International Commission on Stratigraphy) et Ogg, Ogg et Gradstein, 2008. Graphisme d'après Time Scale Creator <http://www.tscreator.com> (2011).

► *Les reconstitutions paléogéographiques*

La combinaison des données paléomagnétiques, des analyses sédimentologiques et paléontologiques permet de reconstituer des **cartes paléogéographiques** où les blocs continentaux ainsi que les grandes structures (dorsales, zones de subduction...) sont replacés dans leur position de l'époque. La figure 6.50 montre un exemple de reconstitution cinématique pour l'ensemble de la Terre. Ces cartes sont établies dans le cadre de grands programmes multidisciplinaires rassemblant des chercheurs du monde académique et industriel. Elles sont associées à des bases de données sédimentologiques, paléontologiques et géophysiques.

6.2.6 Apport du paléomagnétisme à la stratigraphie : la magnétostratigraphie

La séquence de polarité magnétique a donc été rapidement développée à partir des profils obtenus dans différents océans et, dès 1968, on connaissait la succession des inversions jusqu'à 79 Ma. Cependant, la résolution d'enregistrement du magnétisme par la croûte océanique n'est pas très bonne, elle dépend du taux d'expansion océanique (elle est meilleure quand l'expansion est rapide) et de plus, nous avons déjà vu que la mesure du champ magnétique à partir de la surface de la mer avait tendance à moyenniser le champ sur une certaine région. Il en résulte que des événements magnétiques de courte durée peuvent être apparemment absents des profils. Dans un travail précurseur Opdyke et ses collaborateurs montrèrent en 1966 qu'on pouvait utiliser le magnétisme des sédiments marins prélevés dans une carotte de forage et ainsi mettre en parallèle **l'échelle de polarité magnétique** et les zonations biostratigraphiques. Grâce au développement des campagnes de sondages océaniques et à l'étude d'un certain nombre de coupes pélagiques à terre (telle la coupe de Gubbio en Ombrie (Italie), célèbre aussi pour son anomalie en iridium à la limite Crétacé/Tertiaire) l'échelle magnétique a été développée jusque dans le Jurassique (*fig. 6.51*).



Voir fig. 36.31

Il devient donc alors possible de dater relativement les sédiments par leur appartenance à une **magnétozone** (qui comprend une partie normale et une partie inverse). C'est le fondement de la magnétostratigraphie. On appelle **chron**, la durée correspondant à une magnétozone.



Voir chap. 35

L'avantage principal de la méthode est d'apporter **un référentiel temps indépendant du lieu et des conditions écologiques et climatiques donc une véritable ligne temps horizontale**. On peut ainsi par comparaison mettre en évidence les fluctuations spatio-temporelles de certaines espèces fossiles. L'inconvénient est qu'il est pratiquement impossible de reconnaître une magnétozone isolée ; il faut donc disposer d'une séquence de polarités suffisamment longue pour espérer les identifier. Cependant, en couplant magnétostratigraphie et biostratigraphie on arrive à une discrimination stratigraphique très fine.

b) La susceptibilité magnétique

Bien qu'elle ne dépende pas du magnétisme rémanent lié au champ magnétique terrestre, on se doit de signaler cette méthode, qui correspond à la mesure du magnétisme induit des roches, du fait de son développement important dans le domaine de la géologie sédimentaire. **La susceptibilité magnétique est la faculté d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'une excitation magnétique**. Un corps soumis à un champ magnétique H développe en effet une magnétisation induite M (ou aimantation) dont l'intensité et le sens dépendent de sa susceptibilité magnétique s selon la loi :

$$M = s \cdot H$$

où H est le champ magnétique appliqué ; M la magnétisation induite et s la susceptibilité magnétique.

La susceptibilité magnétique est fonction de la nature des minéraux constituant la roche, de leur concentration et de leur taille. On distingue :

- les minéraux **diamagnétiques**, qui possèdent une réponse très faible et négative, c'est-à-dire qu'ils développent une aimantation induite de sens inverse au champ magnétique appliqué et ne

possèdent pas de rémanence (si le champ appliqué disparaît, la magnétisation induite disparaît également) ; exemple : quartz, calcite ($s \approx -1 \cdot 10^{-5}$) ;

- les minéraux **paramagnétiques**, qui montrent une susceptibilité positive faible sans rémanence ; exemple : argile, pyrite, dolomite ($s \approx 1 \cdot 10^{-4}$) ;
- les minéraux **ferrimagnétiques** qui possèdent une susceptibilité élevée et conservent une certaine aimantation après l'arrêt du champ magnétique externe ; exemple : magnétite, hématite, goéthite, pyrrhotite ($s \approx 6 \cdot 10^{-3}$).

Le développement de la méthode est, en grande partie, lié à sa facilité de mise en œuvre. En effet, pour mesurer la susceptibilité totale, les échantillons ne doivent pas, au contraire des études de paléomagnétisme, être orientés et les sondes modernes permettent un enregistrement quasi continu dans les sondages ou sur les affleurements. Le signal mesuré est divisé par la masse de l'échantillon et on obtient donc une **susceptibilité magnétique spécifique** (sm^3/kg). De plus, les facteurs influençant la répartition dans les roches sédimentaires des minéraux responsables de cette susceptibilité sont, mêmes si les processus ne sont pas encore totalement contraints, plus ou moins directement liés au climat via l'érosion et les conditions de dépôt des sédiments.

Les applications concernent donc principalement :

- les phénomènes tectoniques : un rajeunissement du relief amène une reprise d'érosion et une augmentation de la susceptibilité des sédiments contemporains ;
- les variations du niveau marin : durant une baisse du niveau marin, le niveau de base des systèmes fluviaux chute et entraîne une augmentation de l'érosion et de l'apport détritique au bassin de sédimentation : la susceptibilité augmente. Durant une transgression, inversement, la susceptibilité diminue ;
- les variations climatiques : une augmentation de la pluviosité provoque un afflux de particules détritiques dans le bassin et donc une augmentation de la susceptibilité.

Ce dernier thème a eu beaucoup de développement car les courbes continues obtenues ont montré des fréquences de fluctuation de type Milankovitch qui ont été des arguments pour la théorie du contrôle orbital du climat. Il a aussi été possible d'établir des corrélations stratigraphiques entre différentes séries sédimentaires par comparaisons de courbes de susceptibilité présentant des pics isochrones et indépendants du faciès. La résolution obtenue est en général supérieure à celle des corrélations paléontologiques.


Voir chap. 22
et § 35.5
et 35.6

À retenir

- Les séismes sont des ébranlements brusques du sol provoqués par l'arrivée d'ondes élastiques. La théorie du **rebond élastique** permet de comprendre la relation existant entre séismes et mouvements tectoniques. Le **foyer** est le lieu où débute le mouvement initial, l'**épicerne** sa projection à la surface terrestre.
- Les **échelles d'intensité (MSK)** sont basées sur les dégâts causés qui sont dépendants de la distance à l'épicentre, les échelles de **magnitude (Richter)** sont basées sur l'énergie libérée dans l'absolu par le séisme. À partir de la magnitude, les modèles de rupture élastique permettent de calculer la longueur et la largeur du plan de rupture et l'importance du glissement sur ce plan.
- On doit distinguer l'**aléa sismique** (potentialité d'une région à subir une secousse sismique) du **risque sismique** qui dépend de la qualité et de l'importance de l'urbanisation et de l'environnement géologique (**effet de site**). Vis-à-vis de la prévision, il n'y a pas actuellement de méthodes fiables cependant la connaissance de l'aléa sismique est importante notamment la détection des **lacunes de sismicité (gaps)** dans les zones de haute sismicité est primordiale.
- Les séismes se localisent principalement dans trois domaines correspondant aux **frontières des plaques lithosphériques** : les dorsales médio-océaniques, la zone circumpacifique et la ceinture transeurasiatique.

- Lors d'un séisme, les sismographes enregistrent un **train d'ondes** complexe qui comprend des ondes de volumes (**longitudinales P et transversales S**) et de surface (**L, ondes de Love et de Rayleigh**). La différence de vitesse entre les ondes P et S ($V_p = \sqrt{3}V_s$) permet, à partir de trois stations réceptrices de localiser l'épicentre d'un séisme. L'analyse détaillée des premières arrivées permet aussi de déterminer le **mécanisme au foyer**.
- L'étude des parcours et des modifications de vitesse des différents types d'ondes montre que la Terre n'est pas un milieu homogène et met en évidence des discontinuités : discontinuité de **Mohorovicic (Moho)** entre croûte et manteau, de **Gutenberg** entre manteau et noyau et de **Lehman** entre noyau externe et interne (graine).
- Dans le manteau supérieur, une zone de faible vitesse (**LVZ, Low Velocity Zone**) permet de définir l'asthénosphère et la lithosphère (croûte plus partie supérieure du manteau). Ceci permet de définir des modèles sphériques de répartition des hétérogénéités, tel le **modèle PREM (Preliminary Reference Earth Model)** mais la **tomographie sismique** montre une réalité plus complexe avec l'existence d'hétérogénéités latérales liées aux plaques plongeantes, aux courants de convections et aux différences de température qu'ils engendrent.
- La Terre possède un champ magnétique équivalent à celui qu'engendrerait un aimant dipolaire placé en son centre. Son origine est liée à un phénomène de **dynamo auto-entretenu** provoqué par les écoulements du noyau externe liquide autour de la graine en relation avec la rotation de la planète. Son effet s'étend dans l'espace et définit la **magnétosphère**. En piégeant des particules de haute énergie (ceintures de Van Allen), il protège la Terre des radiations ionisantes.
- Les paramètres du champ sont l'**intensité**, la **déclinaison** (angle de sa composante horizontale avec le nord géographique) et l'**inclinaison** (angle de la composante horizontale avec la direction du champ total) dont les valeurs moyennes sont respectivement en France : 46 000 nanotesla, -6° et $+64^\circ$. La valeur de l'inclinaison est liée à la latitude par :
$$\text{tg}(I) = 2 \text{tg}(L)$$
- Certaines roches peuvent fossiliser le champ magnétique de l'époque de leur formation soit en passant le **point de curie** lors de leur refroidissement (**aimantation thermorémanente** des roches endogènes) soit par orientation de particules magnétiques héritées (**aimantation détritique** des roches sédimentaires).
- Le champ magnétique terrestre s'inverse périodiquement selon un processus relativement rapide (temps de renversement : 20 000 ans environ). On définit ainsi des périodes dites **normales** (champ dans le sens actuel) ou **inverses** qui constituent les éléments de l'**échelle de polarité magnétique**, base de la **magnétostratigraphie**.
- L'inclinaison fossilisée dans les roches permet de trouver la **paléolatitute** d'un lieu ou, en maintenant le continent dans sa position actuelle, la position du **paléopôle (courbe de migration apparente des pôles)**. En admettant que les pôles magnétiques ont toujours été liés aux pôles géographiques, ces données impliquent une **mobilité continentale**.
- Les mesures de l'intensité du champ au-dessus des océans montrent, par rapport au champ magnétique moyen, des **anomalies positives ou négatives** (+ ou -100γ) qui ont été cartées (**peau de zèbre**) et se sont révélées symétriques, en bandes parallèles, par rapport aux dorsales océaniques. Pour interpréter ces données **Vines et Matthews** ont repris, en la confirmant, l'hypothèse de **Hess** de montées de matériel mantellique (qui fossilise le champ de l'époque de son émission) au niveau de la dorsale et donnant naissance au fond de l'océan (**théorie de l'expansion du fond des océans, sea floor spreading**). Les anomalies positives correspondant à des zones de l'océan où les basaltes ont été émis pendant une période normale et ont fossilisé un champ de même sens que l'actuel (le magnétomètre mesure donc le champ actuel plus celui des roches), les anomalies négatives correspondant à des zones de l'océan où les basaltes ont été émis pendant une période inverse (on enregistre le champ actuel moins le champ des roches).