MÉMO D

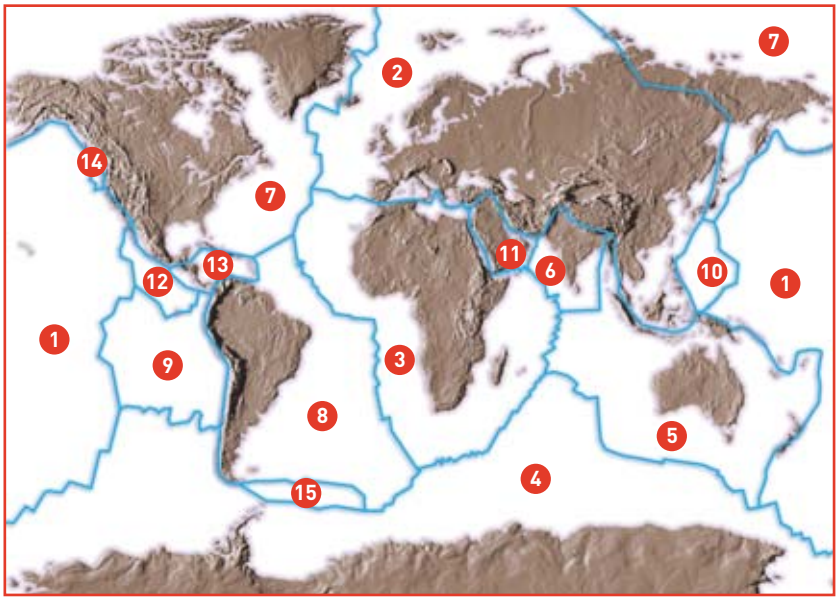
Tectonique des plaques et séismes

L'écorce (ou croûte) terrestre, partie superficielle de notre planète, entoure les couches plus profondes que sont le manteau et le noyau (Mémo A, *Voyage au centre de la Terre et aux confins de l'atmosphère*, p. 21). Complétée en épaisseur par la partie superficielle du manteau, elle forme la lithosphère, mosaïque d'une douzaine de plaques rigides (dites lithosphériques), dont sept principales et cinq secondaires (figure 1). Épaisses d'une dizaine à une centaine de kilomètres, elles se déplacent sur la partie plus plastique du manteau : l'asthénosphère.

En 1915, le météorologue et astronome allemand Alfred Wegener publie son hypothèse sur la dérive des continents. Il faudra attendre 1967 pour que celle-ci soit formalisée. La théorie est tout d'abord appelée expansion des fonds océaniques, puis tectonique des plaques. Elle décrit le mouvement de ces plaques qui se déplacent, s'éloignant (l'Arabie se sépare ainsi de l'Afrique) ou se rapprochant, de quelques centimètres par an. L'origine de la force qui met les plaques en mouvement reste discutée : s'agit-il d'un mouvement de subduction amorcé à l'extrémité (froide) d'une plaque qui entraîne une remontée (chaude) du manteau à l'autre extrémité ? Ou à l'inverse, d'une remontée chaude du manteau qui "pousse" contre la surface et fait plonger l'autre extrémité, froide, de la plaque ? Ou de l'effet d'une contrainte plus mécanique comme le poids de la croûte *subductante* entraînant la plaque, ou bien encore le poids de la jeune croûte poussant cette plaque ?

Ces mouvements traduisent en tout cas, en surface, le phénomène de convection qui se déroule dans le manteau. Ce phénomène est alimenté par la chaleur (1 300 °C environ à 100 km de profondeur) fournie par la désintégration radioactive des roches au cœur de la Terre, plus précisément celle du potassium, de l'uranium et du thorium. La convection est un des trois mécanismes par lesquels la Terre se refroidit en évacuant la chaleur à sa surface, à côté de la conduction thermique et du transfert radiatif. Certaines zones du manteau deviennent ainsi chaudes, donc moins denses, et montent sous l'effet de la poussée d'Archimède. La matière refroidit en surface (évacuant de cette manière la chaleur produite à l'intérieur de la planète), devenant plus froide, donc plus dense (et par ailleurs plus "cassante"), ce qui la fait "replonger". Ce processus de "tapis roulant" fait apparaître des zones relativement stables à des endroits où la matière monte (les dorsales) et redescend (zones de subduction), la matière se translatant en surface des premières vers les secondes. La Terre produit du magma à la montée comme à la descente de ces courants.

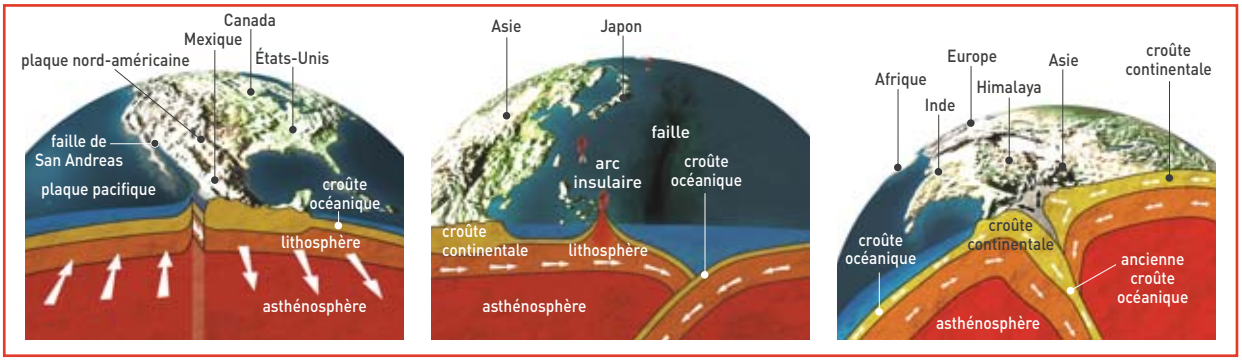
Les mouvements à l'origine des déplacements des plaques tectoniques sont de plusieurs types. La divergence (ou écartement) de deux plaques qui s'éloignent l'une de l'autre laisse le manteau remontant entre elles alimenter la lithosphère océanique. Leur frontière divergente correspond à une dorsale, par ailleurs siège d'un volcanisme intense. La convergence voit deux plaques se rapprocher l'une de l'autre, selon trois types de frontière. Dans la subduction, l'une d'entre elles (en général la plus dense, souvent la croûte océanique) plonge sous la croûte continentale. La région de l'île de Sumatra, par exemple, est ainsi une zone de subduction où la plaque dense indo-australienne s'enfonce sous la plaque eurasienne, moins dense, à une vitesse moyenne d'environ 5 cm par



Yuvanoé/CEA

Figure 1.
La couche terrestre externe est divisée en plusieurs plaques rigides qui se déplacent lentement sur la matière visqueuse de l'asthénosphère en se frottant les unes contre les autres. Certaines plaques peuvent être subdivisées en plusieurs plaques qui ont des mouvements relatifs entre elles plus petits.

	plaque	vitesse moyenne
1	plaque pacifique	10 cm/an vers le nord-ouest
2	plaque eurasienne	1 cm/an vers l'est
3	plaque africaine	2 cm/an vers le nord
4	plaque antarctique	tourne sur elle-même
5	plaque australienne	6 cm/an vers le nord-est
6	plaque indienne	6 cm/an vers le nord
7	plaque nord-américaine	1 cm/an vers l'ouest
8	plaque sud-américaine	1 cm/an vers le nord
9	plaque de Nazca	7 cm/an vers l'est
10	plaque philippine	8 cm/an vers l'ouest
11	plaque arabique	3 cm/an vers le nord-est
12	plaque des Cocos	5 cm/an vers le nord-est
13	plaque caraïbe	1 cm/an vers le nord-est
14	plaque Juan de Fuca	2,8 cm/an vers le nord-est
15	plaque Scotia	3,6 cm/an vers l'ouest



Yuvanoé/CEA

Figure 2.
À gauche, un exemple de décrochement. La plaque pacifique coulisse le long de la plaque nord-américaine de chaque côté de la faille de San Andreas, à l'origine des séismes californiens. Au milieu, un exemple de subduction. La création des arcs insulaires volcaniques du Japon aux îles Kouriles et Aléoutiennes est provoquée par le fait que la plaque pacifique plonge sous la plaque eurasienne. À droite, un exemple de collision. La formation de l'Himalaya est la conséquence de la confrontation de la plaque indienne et de la plaque eurasienne qui se chevauchent et se soulèvent.

an. La **collision** de plaques continentales est, quant à elle, à l'origine de la formation des chaînes de montagnes, par exemple celle de l'Himalaya à la frontière entre la plaque indienne et la plaque eurasienne (figure 2). Enfin l'**obduction** se traduit par le transport d'une lithosphère océanique sur un continent (aucun rapprochement de ce type n'est actuellement actif). Il existe également des frottements entre plaques : le **décrochement** ou **transcurrence** est le glissement horizontal de deux plaques, l'une le long de l'autre (figure 2).
Sont en fait associées à ces différents types d'interaction les trois grandes familles de **failles** : normale (divergente et extensive) ; inverse (convergente et compressive) et décrochement (transcurrent : les axes d'extension et de compression sont dans le plan horizontal). Les mouvements des plaques, suivis par des instruments classiques (théodolites, distancemètres), le sont de plus en plus par le recours au GPS satellitaire *(Global Positioning System)* particulièrement bien adapté aux mesures de déformations dans une zone donnée (voir *Mesures de déformation par GPS : une méthode d'investigation des mouvements tectoniques à grande échelle*, p. 95).
C'est le long des bordures entre plaques que se produisent la plupart des **séismes** et **volcans**, conséquences des mêmes phénomènes profonds. Un certain nombre de volcans se trouvent toutefois en plein milieu des plaques (ils sont appelés **points chauds**). Ils seraient la manifestation en surface de bulles de convection de matière moins dense que le manteau remontant directement à travers lui. Ces points chauds, dont les plus importants se situent sous les îles d'Hawaï et de La Réunion, ne bougent que très faiblement les uns par rapport aux autres, les plaques "défilant" au-dessus d'eux.

Les volcans et les séismes, marqueurs des mouvements profonds de la planète

Les volcans sont de type *effusif*, *explosif* ou une combinaison des deux. Les premiers voient la roche en fusion s'écouler par leur(s) cratère(s) et forment souvent des chapelets, surtout sous la mer. Les

Suite page 92

StockTrek

La plaque pacifique est ponctuée d'îles volcaniques, comme Hawaï, où se trouvent des volcans parmi les plus actifs au monde.

CNRS Photothèque/Hervé Philip

**Destructions provoquées par le séisme de Spitak (Arménie), le 7 décembre 1988.
Ce tremblement de terre, de magnitude 6,2, à fait environ 25 000 morts. La libération brutale des contraintes accumulées lors des déplacements des plaques se frottant les unes contre les autres s'accompagne d'un mouvement plus ou moins violent du sol.**

MÉMO D

Suite de la page 91

seconds, qui contiennent la pression des gaz emprisonnés jusqu'à ce que celle-ci fasse "sauter le bouchon", forment des alignements sur les îles et les continents. Des bruits sismiques de haute fréquence et de faible amplitude (**trémors**) précèdent une éruption. Quelque 3 500 volcans se sont manifestés ces 10 000 dernières années.

Les déplacements des plaques se frottant les unes contre les autres provoquent la déformation de la croûte terrestre et l'accumulation de tension. Quand ces contraintes deviennent supérieures à la résistance de la croûte, les zones les plus fragiles rompent. Un séisme (tremblement de terre) est la libération brutale de ces contraintes accumulées, en un mouvement plus ou moins violent du terrain (de quelques millimètres à plusieurs dizaines de mètres) le long des failles.

Les séismes sont pour la plupart d'origine naturelle – la Terre connaît plus d'un million de secousses par an, dont quelque 140 000 de **magnitude** supérieure à 3 [1], certaines pouvant avoir pour cause des mouvements volcaniques – mais les **événements sismiques** peuvent également être induits par des activités humaines comme la mise en eau de barrages, l'exploitation de gisements d'**hydrocarbures**. De plus, des événements comme des tirs de mines ou de carrières, ou des essais nucléaires, en particulier souterrains, engendrent aussi des ondes sismiques très similaires à celles générées par les événements naturels.

Les zones d'intense activité sismique sont les *dorsales médio-océaniques*, les zones de subduction, les zones de failles le long desquelles les plaques coulissent (comme celle de San Andreas en Californie) ainsi que les zones de collision entre continents.

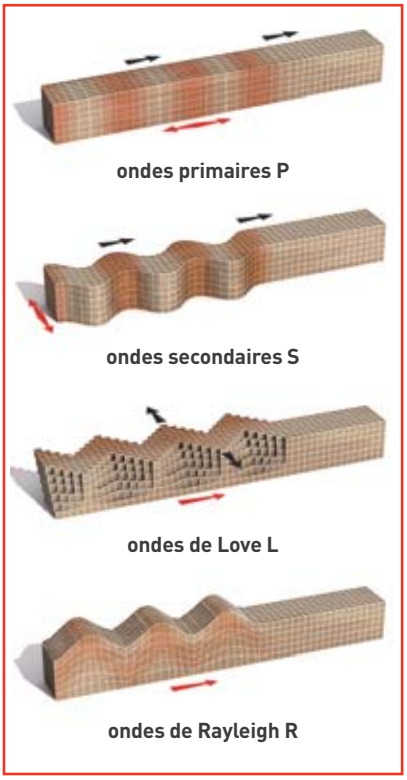
La libération des contraintes au moment du séisme donne naissance à des vibrations élastiques, appelées **ondes sismiques**, qui se propagent dans toutes les directions, à travers la terre comme à travers l'eau, à partir du point d'origine de la rupture de l'écorce terrestre, le **foyer** (ou **hypocentre**), situé entre la surface et une profondeur d'environ 700 km. L'**épicentre** est le point de la surface situé à la verticale du foyer du séisme : c'est en général celui où la secousse en surface est maximale. Les ondes sismiques se propagent à des vitesses comprises entre 2 et 14 km/s, longitudinalement (**ondes P**, pour pression ou **primaires** ou **premières**) et transversalement (**ondes S**, pour *shear* - cisailler, en anglais - ou **secondaires** ou **secondes**). Les ondes P (6 à 14 km/s) agissent en *compression*, comme dans un ressort, les particules se déplaçant dans le sens de propagation de l'onde dans les solides, les liquides et les gaz. Les ondes S (3 à 7 km/s) sont des ondes de *cisaillement* dans lesquelles les particules se déplacent perpendiculairement au sens de propagation : elles ne se propagent que dans les solides (figure 3).

La vitesse des deux types d'ondes varie en fonction de la densité du milieu traversé. Plus ce dernier est "mou", moins les ondes se propagent rapidement. Ces phénomènes ondulatoires sont soumis à des lois physiques telles que la réflexion ou la réfraction. De plus, ces ondes ne se déplacent pas toutes à la même vitesse, suivant le milieu qu'elles traversent. En outre, lorsqu'une onde P arrive sur une zone de transition comme l'interface manteau-noyau, une petite partie de son énergie est convertie en onde S, ce qui complique l'interprétation des relevés sismographiques. Les sismologues désignent donc les ondes par des lettres différentes selon leur origine (tableau).

	onde P	onde S
manteau	P	S
noyau externe	K	
noyau interne	I	J

Tableau.
Une onde PKP, par exemple, est une onde P qui réapparaît à la surface où elle sera détectée après avoir traversé le noyau externe, liquide.

En complément de ces ondes dites de volume, les ondes de surface – L (*ondes de Love*, qui provoquent un ébranlement horizontal) et R (*ondes de Rayleigh*, plus lentes, qui génèrent un mouvement à la fois horizontal et vertical) – d'une amplitude beaucoup plus grande ne se propagent que dans la croûte, milieu moins homogène que le manteau (figure 3).



Yuvanoé/CEA

Figure 3.
Les différents types d'ondes sismiques.
La propagation de l'onde P est parallèle au déplacement du sol qui est successivement dilaté et comprimé. Pour l'onde S, les roches sont cisaillées et travaillent en distorsion, entraînant des vibrations perpendiculaires au sens de propagation de l'onde. Les ondes L et R se propagent à la surface de la Terre et sont les plus destructrices.

C'est grâce au travail assidu initié au siècle dernier dans les observatoires de sismologie qu'ont pu être réalisées des tables reliant le temps de propagation à la distance parcourue. Ce travail a ainsi contribué à mieux connaître la **structure interne de la Terre** et permet à l'heure actuelle de bien **modéliser** le trajet des ondes. Aujourd'hui, des méthodes comme la **tomographie sismique** aident à améliorer encore les modèles, en particulier en prenant en compte des structures en trois dimensions.

La surveillance sismique : localisation, magnitude, intensité, moment sismique...

Détecter un événement sismique consiste à détecter les ondes qu'il engendre grâce à deux types d'installations adaptées au milieu de propagation. Les mouvements du sol, même de très faible amplitude, sont détectés à proche comme à longue distance par des **stations sismiques** équipées

(1) Aujourd'hui, les sismologues utilisent des magnitudes comme la **magnitude de moment** pour estimer l'ampleur des très forts séismes. La magnitude **Mw**, introduite en 1977 par Hiroo Kanamori du *California Institute of technology*, est ainsi définie par la relation log Mo = 1,5 Mw + 9,1 (où Mo est le moment sismique exprimé en newton·mètre). L'information du grand public se réfère en général à la **magnitude de Richter** (échelle ouverte), établie par Charles Francis Richter en Californie en 1935, définie initialement pour quantifier la taille des séismes locaux.

de **sismographes**, dispositifs qui permettent de mesurer les mouvements les plus infimes du sol dans les trois dimensions, et les caractérisant en déplacement, vitesse ou accélération.

Les ondes hydroacoustiques générées par des explosions sous-marines ou souterraines effectuées à proximité d'une mer ou d'un océan sont détectées par des **stations hydroacoustiques** constituées de récepteurs immergés et de stations sismiques côtières. La mise en réseau de telles stations sur l'ensemble du globe terrestre (et en particulier dans et autour d'une zone à surveiller) permet de déterminer exactement la position géographique du foyer du séisme et de donner si besoin l'alerte. Car bien qu'il existe des signes avant-coureurs (variation du champ magnétique local, augmentation de la circulation des eaux souterraines, diminution de la **résistivité** des roches et légères déformations de la surface du sol), la prévision des séismes est impossible.

Les premières méthodes utilisées pour localiser les événements sismiques à partir de la mesure des temps d'arrivée des divers paquets d'ondes étaient basées sur des principes géométriques. À une distance inférieure à 1 200 km, les temps de propagation des ondes P et S sont, en première approximation, proportionnels à la distance parcourue par les ondes. L'écart entre les deux temps d'arrivée est donc lui aussi proportionnel à la distance, ce qui permet de situer la source sur un cercle centré sur la station. En répétant cette analyse pour plusieurs stations, il est possible de situer géométriquement la position de l'épicentre à l'intersection des cercles (figure 4). Les méthodes numériques actuelles traitent le problème dans sa globalité, en le considérant comme un problème inverse dont les inconnues sont regroupées dans un vecteur $\boldsymbol{x}$ à 4 dimensions (latitude, longitude, profondeur et heure origine de l'événement) et dont les données sont rassemblées dans un vecteur $\boldsymbol{t}$ incluant les diverses mesures (par exemple, les temps d'arrivée des ondes). Le problème direct, représenté par le vecteur $\boldsymbol{t(x)}$ est le calcul à partir de $\boldsymbol{x}$ des valeurs théoriques associées aux données. Résoudre le **problème inverse** consiste à trouver le vecteur $\boldsymbol{x_0}$ qui minimise les écarts entre $\boldsymbol{t}$ et $\boldsymbol{t(x_0)}$.

La caractérisation d'un séisme ne se limite pas à sa position géographique. La description de la source est un problème plus complexe.

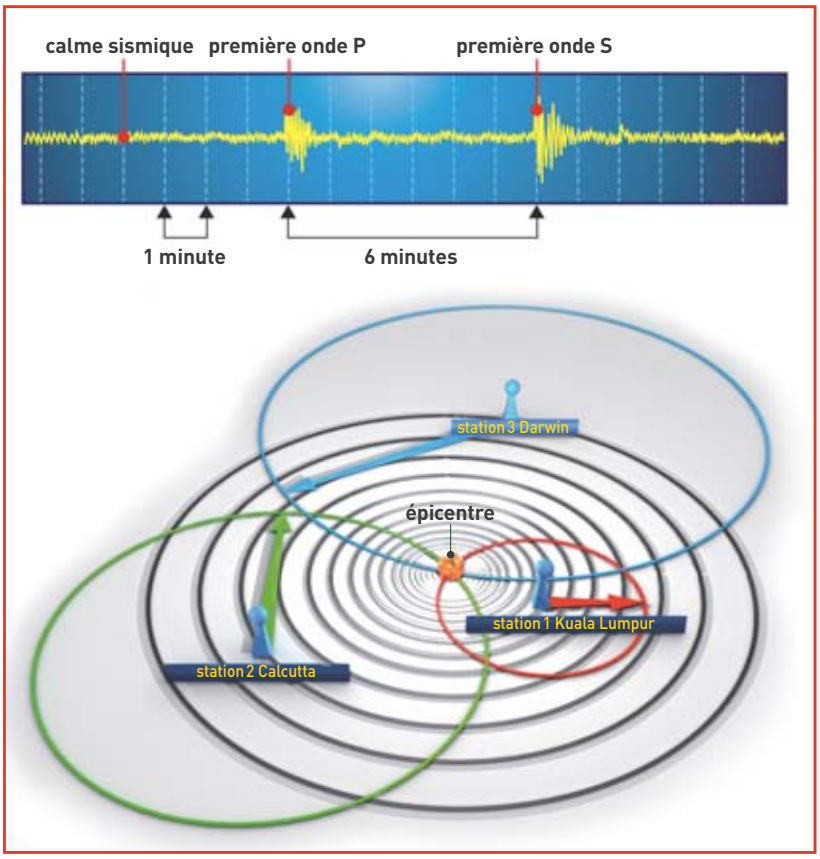
La **magnitude** est une représentation de l'énergie élastique libérée par le séisme. Historiquement, elle était basée sur la mesure – dans un cadre bien précis – de l'amplitude des ondes, corrigée des effets d'atténuation dus à la traversée des terrains. C'est une échelle logarithmique, multipliant l'énergie d'un facteur 30 pour chaque augmentation d'une unité ! Au fil du temps, cette définition s'est avérée incomplète, entraînant plusieurs autres définitions [1].

La magnitude ne doit pas être confondue avec l'**intensité** d'un séisme qui caractérise, quant à elle, les *effets ressentis* par les personnes ainsi que l'*ampleur des*

Suite page 94

C. Dupont/CEA

Le capteur sismique courte période permet de mesurer les mouvements du sol dont la période est inférieure à 2 secondes. Il est particulièrement adapté à l'étude des ondes de volume générées par des séismes proches.



Yuvanoé/CEA

Figure 4.
La méthode de triangulation a longtemps été utilisée pour localiser un événement sismique. L'écart de temps entre les arrivées des ondes P et S permet de déduire la distance du capteur à l'épicentre. À partir de plusieurs stations sismiques donnant une valeur de la distance, l'épicentre sera positionné à l'intersection des cercles ayant pour centre les stations et pour rayon les distances trouvées à chaque station.

MÉMO D

Suite de la page 93

dégâts observés en un lieu donné suite à l'événement [2]. Le plus gros séisme survenu depuis 1900 s'est produit au Chili en 1960 avec une magnitude de 9,5. Mais le plus meurtrier (environ 250 000 victimes) depuis cette date a été celui de Tangshan, en Chine, en 1976, d'une magnitude de 7,5. Celui qui a touché le Sichuan (sud-ouest du pays) le 12 mai 2008, d'une magnitude de 7,9, a fait au moins 90 000 victimes. Un même séisme, d'une magnitude donnée, définie par l'énergie libérée au foyer, sera ressenti avec des intensités différentes selon la profondeur du foyer, la distance par rapport à l'épicentre et les caractéristiques locales du lieu d'observation.

Ce n'est que relativement récemment qu'a été introduit le concept de **moment sismique** qui cherche à décrire de façon mécanique un tremblement de terre : la valeur du moment est obtenue en multipliant une constante élastique par le glissement moyen produit sur une faille et la superficie de celle-ci. Elle est complétée par la description du mécanisme de la rupture, précisant les paramètres de la faille sur laquelle elle s'est propagée (orientation, longueur, profondeur...), les parties qui ont cédé, leur déplacement et leur vitesse de rupture, en utilisant les enregistrements des ondes effectués par plusieurs capteurs.

Aujourd'hui, les données des stations sont transmises directement par satellite à un centre d'analyse où chaque événement est étudié. Les réseaux à couverture mondiale comme le **WWSSN** *(World-Wide Standardized Seismograph Network)* ou **IRIS** *(Incorporated Research Institutions for Seismology)* américains ou le **Géoscope** français sont principalement constitués d'appareils enregistrant toutes les composantes du mouvement du sol, dans une large bande de fréquences. À l'échelle européenne, le **CSEM** (Centre sismologique Euro-Méditerranéen) fédère l'ensemble des résultats de plus de 80 instituts dans une soixantaine de pays (de l'Islande à la péninsule arabique et du Maroc à la Russie). En France, à côté du réseau **RéNaSS** (Réseau national de surveillance sismique) dont le site central est à Strasbourg et qui couvre l'hexagone, la mission de surveillance à l'échelle mondiale incombe au CEA, plus précisément au Laboratoire de détection et de géophysique (LDG) du Département analyse, surveillance, environnement (Dase) de sa Direction des applications militaires (DAM). Le LDG, installé à Bruyères-le-Châtel (Essonne), cherche à détecter et identifier en temps réel chaque événement sismique tout en progressant dans la connaissance des mouvements terrestres. L'ensemble des données collectées permet l'établissement d'un catalogue de la sismicité, référence qui a servi de base au zonage sismique de la France métropolitaine, révisé en 2007 pour l'application de la norme parasismique européenne Eurocode 8 (EC8) qui se substituera aux règles parasismiques françaises actuelles (PS92 et PSMI) à partir de 2010.

Enfin, le **Réseau accélérométrique permanent** (**RAP**, qui comprend plus d'une centaine de stations pour le compte d'un groupement d'intérêt scientifique associant le **CNRS**/**Insu**, le CEA, le **BRGM**, l'**IRSN**, l'**IPGP**, le Laboratoire central des ponts et chaussées LCPC et des universités) a pour missions de fournir à la communauté scientifique et technique les données permettant de comprendre les phénomènes relatifs au mouvement du sol lors de séismes et d'estimer celui-ci pour les séismes futurs. La grande sensibilité rend possible d'étudier les lois d'échelle et les phénomènes de non-linéarité. Le RAP doit ainsi aider à la détermination des spectres de référence permettant le dimensionnement des structures.

C. Dupont/CEA

Salle d'analyse des signaux géophysiques du Dase. Dans cette salle converge l'ensemble des signaux captés par les stations de surveillance installées dans le monde entier. L'analyse de ces signaux permet de prévenir immédiatement les autorités en cas de fort séisme, d'essai nucléaire ou d'événement exceptionnel.

S. Poupin/CEA

Les essais sur les tables vibrantes du laboratoire Tamaris du CEA, ici test réalisé sur une structure d'environ 20 tonnes, ont contribué à l'élaboration des normes européennes de résistance des bâtiments aux séismes.

(2) En France et dans la plupart des pays européens, l'échelle d'intensité utilisée est l'échelle EMS 98 (*European Macroseismic Scale*, établie en 1998), qui comporte 12 degrés.