

¶ Depuis 1889, les sismologues enregistrent les ondes produites par les séismes lointains. ¶ Plusieurs minutes après le séisme, le sol continue à vibrer, c'est la « coda sismique ». ¶ Longtemps considéré comme un simple « bruit », ce signal devient intelligible quand on corrèle mathématiquement les observations de plusieurs sismographes. ¶

Comment tirer de l'information d'un signal sismique dépourvu *a priori* de toute structure cohérente ? C'est le pari que tente actuellement une équipe grenobloise. L'objectif à terme est de visualiser les petites hétérogénéités de la croûte terrestre.

Michel Campillo est professeur à l'université de Grenoble. Il travaille au laboratoire de géophysique interne et tectonophysique. campillo@obs.ujf-grenoble.fr

Fabienne Lemarchand est journaliste scientifique.

LES CLÉS DE LECTURE DU DÉSORDRE TERRESTRE

OBSERVATOIRE DE POTSDAM,

17 avril 1889: des sismologues enregistrent pour la première fois un séisme lointain. De fait, c'est la première démonstration « grandeur nature » qu'une onde sismique a la capacité de traverser le Globe terrestre. Depuis cette date, les scientifiques ont développé tout un éventail de méthodes afin de déchiffrer les signaux émis lors des tremblements de terre. Longtemps, ils se sont focalisés sur les plus véloces, ceux qui arrivent dans les quelques dizaines de secondes après le séisme. Mais, depuis quelques années, ce sont les signaux suivants qui accaparent leur attention. Connus sous le nom de « coda sismique » (en référence à la coda musicale, le mouvement sur lequel s'achève un morceau de musique), ces signaux d'apparence chaotique, qui persistent pendant plusieurs minutes après l'ébranlement, sont l'empreinte du désordre qui règne à l'intérieur de la Terre.

Notre Globe est en perpétuelle évolution: soumises à de multiples contraintes, les roches se déforment, se cassent; des morceaux entiers de croûte continentale se chevauchent, se soulèvent, s'enfoncent: ces épisodes créent des hétérogénéités chimiques et physiques dans les couches superficielles terrestres, mais aussi

plus profondément. Si son décryptage est loin d'être terminé, la coda pourrait, à terme, nous permettre de caractériser ce désordre. Mais pour en arriver là il a fallu quatre décennies de réflexion, un changement complet de référentiel et un plongeon dans la physique extrêmement complexe des milieux désordonnés!

DES ONDES INCOHÉRENTES. Notre connaissance de la Terre profonde repose en grande partie sur la sismologie. Séismes et explosions libèrent une énergie colossale qui est en grande partie dissipée sous forme d'ondes élastiques. Celles-ci se propagent dans la Terre, un peu comme les vaguelettes autour d'un caillou tombé dans l'eau, et font vibrer le sol. Les unes – les ondes dites P – compriment et détendent alternativement les roches dans la direction de propagation. Leur vitesse avoisine les 6 km/s dans les parties superficielles du Globe. Les autres – les ondes S –, plus lentes (environ 3,5 km/s dans la croûte), cisailent les roches dans un plan perpendiculaire à cette direction.

Certaines de ces ondes se propagent suivant des trajets simples. Qualifiées de « directes », elles sont les premières enregistrées dans les observatoires sismologiques*. D'autres vont emprunter des chemins un peu plus longs et compliqués. Au cours de leur voyage, les ondes

traversent en effet des milieux aux propriétés différentes: elles peuvent être réfléchies* et/ou réfractées* aux interfaces. Déviées de leur trajectoire initiale, elles arrivent avec quelques secondes de retard sur les ondes directes.

L'analyse de dizaines de milliers de temps de parcours de toutes ces ondes sur les sismographes répartis à la surface du Globe a permis l'identification des grandes structures de la Terre (la croûte, le manteau, le noyau externe et la graine). Depuis une vingtaine d'années, la tomographie sismique, une technique fondée sur l'analyse des anomalies locales des vitesses de propagation des ondes, permet également de cartographier les variations de vitesse dans le manteau terrestre et d'identifier des hétérogénéités de dimension supérieure à 500 km (FIG. 1).

Mais le signal sismique ne se réduit pas à une succession d'arrivées d'ondes directes et

*Plusieurs milliers de **SISMOMÈTRES** répartis à la surface du Globe enregistrent simultanément les secousses sismiques.

***RÉFLEXION**: une onde qui arrive sur l'interface séparant deux milieux de propriétés différentes est intégralement renvoyée dans le milieu duquel elle provient, les angles d'incidence et de réflexion étant égaux.

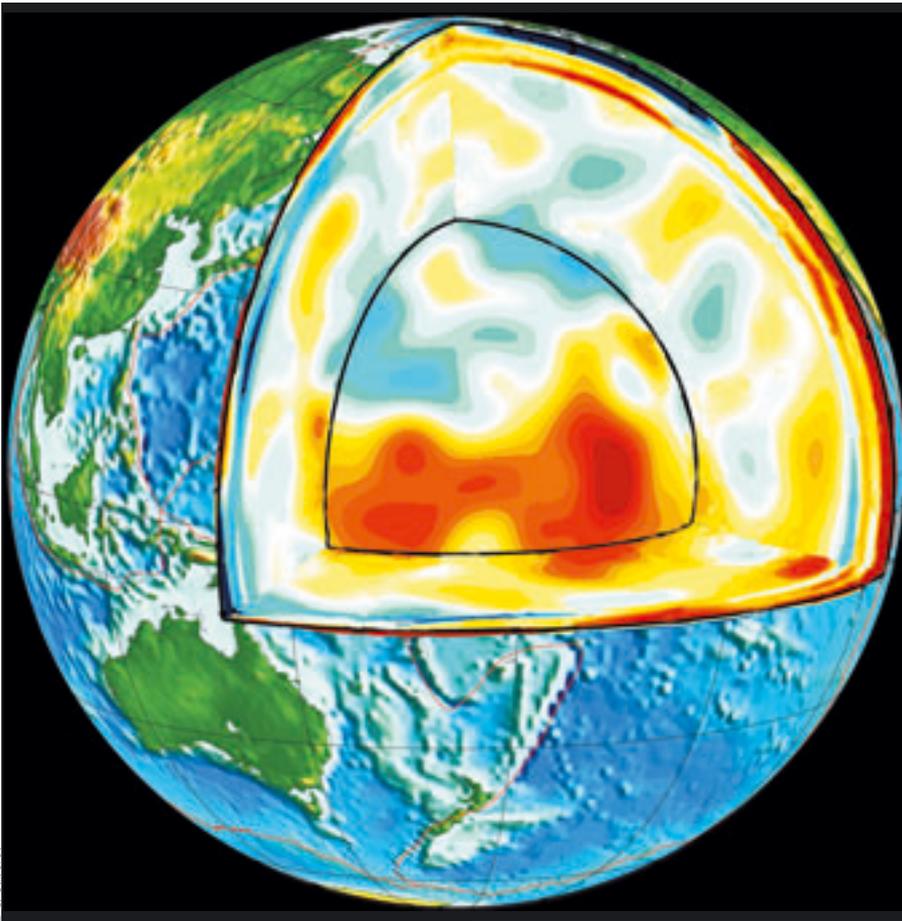


Figure 1. Grâce à la tomographie sismique, on parvient désormais à localiser les hétérogénéités terrestres profondes et de grandes dimensions. Paradoxalement, il est beaucoup plus difficile de repérer et cartographier les structures de petites dimensions et moins profondes. En bleu, le milieu est caractérisé par des vitesses d'ondes sismiques lentes, en rouge, les vitesses sont élevées.

d'ondes réfléchies et réfractées aux interfaces des grandes structures terrestres. Après celles-ci, le sol continue à vibrer durant plusieurs minutes. On entre alors dans la coda, qui constitue l'essentiel de l'enregistrement sismique (FIG. 2). C'est le sismologue japonais Keiiti Aki qui, à la fin des années 1960, releva ses curieuses propriétés. Son allure, tout d'abord : la coda est constituée d'une succession d'ondes P et S incohérentes* qui, contrairement aux ondes directes, réfléchies et réfractées, surgissent de toutes les directions en même temps, et son énergie décroît toujours de façon exponentielle au cours du temps. Ensuite, sa régularité : deux séismes se produisant dans une même région à plusieurs années d'intervalle présentent exactement la même décroissance énergétique en une station donnée. Et ce, quelles que soient la profondeur du séisme et

sa magnitude. Aki développa l'idée que la coda est constituée des échos multiples dus aux diffractions* des ondes élastiques sur les hétérogénéités chimiques et physiques des couches superficielles de la Terre. On pouvait, selon lui, tirer de la fin des enregistrements sismiques des informations sur la structure du Globe.

DIFFRACTION

ET DIFFUSION. Une idée tout à fait nouvelle pour les sismologues de l'époque, qui interprétaient ce signal désordonné comme la trace du bruit instrumental (ce qui explique qu'ils ne s'y intéressaient pas). En revanche, l'idée de diffraction était familière aux spécialistes de l'acoustique et de l'optique. Un phénomène physique similaire (dit de « diffusion multiple ») se produit par exemple dans l'atmo-

sphère par temps de brouillard : les gouttelettes d'eau diffusent la lumière tant de fois qu'il nous est impossible de dire d'où elle vient. Les physiciens en avaient posé les bases théoriques dès la fin du XIX^e siècle. Pour bien comprendre ce qui se passe, il suffit d'imaginer un brouillard si épais que notre limite de visibilité s'en trouve réduite à une vingtaine de mètres, par exemple. Un objet lumineux situé en deçà de cette limite sera perçu assez clairement : les ondes lumineuses, se propageant à peu près librement, nous sont fidèlement transmises, préservant l'essentiel de l'information nécessaire à sa reconnaissance. Mais au-delà de cette distance les ondes qui nous parviennent ont été tellement déviées, déformées par les myriades de gouttelettes d'eau, que l'information visuelle est complètement brouillée. Cette distance limite de visibilité correspond à ce que les scientifiques nomment le « libre parcours moyen de transport ». La diffusion multiple intervient dans bien d'autres phénomènes physiques. Elle est par exemple à l'œuvre dans un gaz où, du fait de l'agitation thermique, les molécules s'agitent dans tous les sens. Ballottées, soumises à des chocs incessants, elles visitent au hasard leur monde et finissent par perdre toute mémoire de leur arrangement initial. Il en est de même des ondes de la coda. Chaque fois qu'elle rencontre une hétérogénéité, l'onde se divise en de multiples ondes secondaires d'énergie moindre qui, à leur tour, se subdivisent. Autant de détours qui rallongent le parcours et donc le temps de propagation du signal sismique.

Pourtant séduisante, cette idée n'a mûri pleinement que très récemment. Probablement parce qu'elle suppose un véritable bouleversement conceptuel ! Faute d'outils théoriques et dans un souci de simplification, les sismologues ont dans un premier temps assimilé la Terre à une série de couches homogènes, négligeant les hétérogénéités de petite taille. Dans ce contexte, le trajet d'une onde peut être décrit grâce à l'optique géométrique et à l'équation des ondes élastiques (voir l'encadré : « Trois grandes équations », p. 65). L'onde se propage en effet de façon identique depuis une source (le foyer du séisme ou une explosion par exemple) jusqu'à un réflecteur (faille, etc.), puis de ce réflecteur au récepteur (la station d'enregistrement). Mais, si l'on veut prendre en compte et étudier le désordre intrinsèque de la Terre, ce corpus théorique n'est pas suffisant car l'onde, on l'a dit, subit de multiples diffractions, et il n'est plus possible de prévoir sa trajectoire exacte.

L'affaire en serait peut-être restée là si, par ailleurs, les géophysiciens n'avaient bénéficié des outils théoriques forgés dans d'autres disciplines, notamment l'astrophysique. Ainsi, dans

***RÉFRACTION** : l'onde qui arrive sur l'interface est simplement déviée de sa trajectoire initiale.

***Un signal qui ne peut plus être corrélé d'un point à l'autre de la surface est INCOHÉRENT.**

***DIFFRACTION** : l'onde arrive sur l'interface avec une direction donnée et repart sous la forme de plusieurs ondes dans toutes les directions.

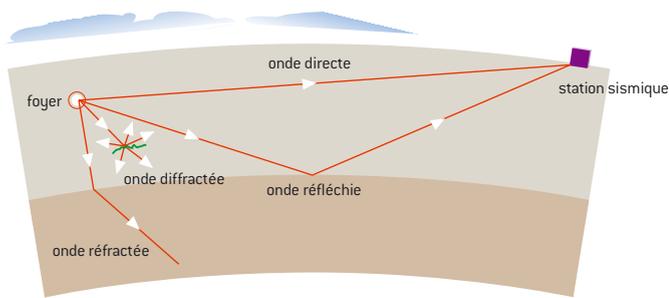
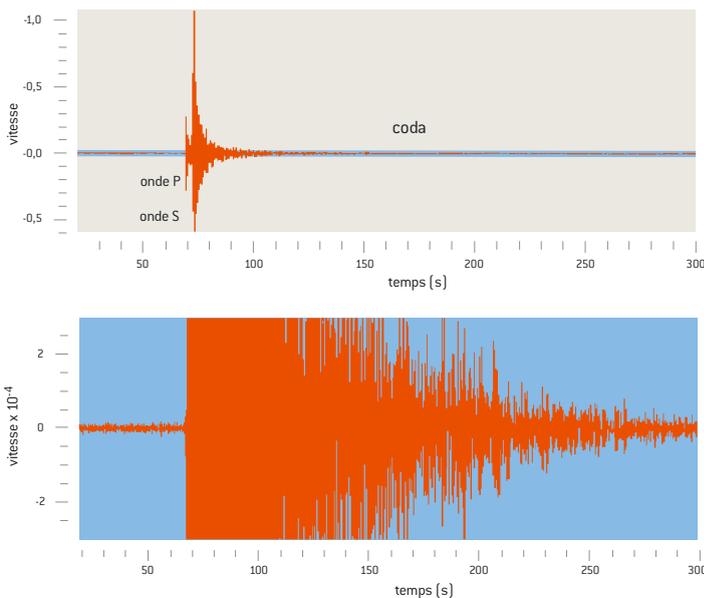


Figure 2. Contrairement à ce que pourrait laisser croire l'analyse rapide d'un sismogramme après un tremblement de Terre (en haut à droite), le signal sismique ne se réduit pas à une succession d'ondes directes, réfractées ou réfléchies sur les différentes interfaces (ci-dessus). Un zoom sur la zone en bleu (en bas) indique que le sol continue à vibrer plusieurs minutes après le séisme : on entre dans la coda sismique, caractéristique d'un régime diffus.



les années 1980, le Sino-Américain Ru-Shan Wu, qui travaillait alors au Massachusetts Institute of Technology, eut l'idée d'appliquer l'équation de transfert radiatif utilisée par l'Indien Subrahmanyan Chandrasekhar et le Néerlandais Hendrick Van de Hulst pour calculer les bilans d'énergie au sein des étoiles et décrire les interactions entre la matière interstellaire et les rayonnements électromagnétiques. La diffraction du signal sismique s'accompagne, nous l'avons dit, d'une redistribution d'énergie. Pour le sismologue, établir un bilan énergétique revient à faire la différence entre l'énergie de l'onde incidente et celle des ondes secondaires.

Les premières simulations numériques fondées sur cette équation de transfert et mimant la propagation des ondes élastiques ne verront le jour qu'à la fin des années 1990. Ludovic

Margerin, de l'université de Grenoble, a ainsi montré que dans un milieu désordonné aléatoire une onde se propage d'abord de façon cohérente (suivant en cela l'équation des ondes)⁽¹⁾. Puis, après avoir subi plusieurs diffractions (ce qui correspond à un voyage de quelques dizaines de secondes dans la croûte terrestre), elle poursuit son périple dans le milieu avec une énergie calculable *via* l'équation de transfert radiatif. Après avoir parcouru quelques centaines de kilomètres, l'onde transmise a été diffractée tant de fois, qu'elle est devenue amnésique : elle a complètement perdu la mémoire de son ordre initial (sa direction, sa cohérence, etc.). Le régime atteint, qualifié de « diffus », se caractérise par une propagation de l'onde totalement aléatoire.

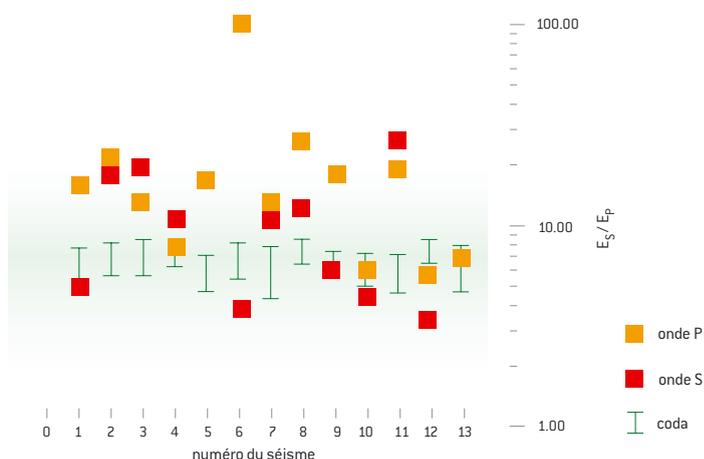
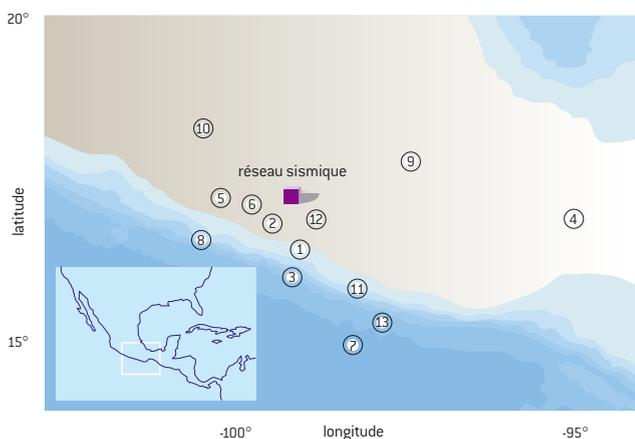
Bien que largement entamée par les physi-

ciens, en particulier l'Américain Richard Weaver de l'université de l'Illinois, l'approche théorique de la diffusion des ondes élastiques doit beaucoup aux mathématiciens. Dans les années 1990, l'équipe de George Papanicolaou, de l'université de Stanford, aux Etats-Unis, démontre qu'il y a un continuum mathématique entre les régimes cohérent et diffus⁽²⁾. Le comportement des ondes diffractées est décrit par l'équation de transfert radiatif. Et lorsqu'on fait tendre le temps vers l'infini, cette dernière se simplifie en une équation de diffusion (voir l'encadré « Trois grandes équations »).

Mais comment être certain que ce régime diffus démontré par la théorie et reproduit par les simulations numériques est bien à l'origine de la coda sismique ? En raisonnant, on va le voir,

Figure 3. En 1998 au Mexique, un réseau sismique a enregistré plusieurs séismes de magnitude supérieure à 4 [numérotés de 1 à 13]. Après chaque séisme, les chercheurs ont calculé le rapport des énergies des ondes S et P (E_S/E_P). A droite, on voit que ces rapports fluctuent énormément au cours des premières dizaines de secondes après

le séisme (carrés jaunes et rouges). Ils se stabilisent ensuite dans la coda (barres verticales), tendant vers une constante, quelles que soient la magnitude et la profondeur du tremblement de Terre. C'est la preuve que l'onde sismique n'est plus à ce moment-là cohérente mais a subi de multiples diffusions dans le milieu.



sur les transferts d'énergie. Lorsque l'on est dans un régime diffus, tous les modes de propagation de l'énergie du milieu sont mis en branle de façon équiprobable. Pour simplifier, on peut dire que les roches se mettent à bouger dans tous les sens, vibrant sur tous les modes possibles : elles vont se comprimer ou se détendre au passage des ondes P, être cisailées par les ondes S. Ces ondes peuvent aussi se réverbérer, créant des modes de résonance. Il en est ainsi par exemple des ondes de Rayleigh, qui naissent de l'interférence des ondes P et S sur la surface de la Terre, et qui font bouger le sol à la fois horizontalement et verticalement. Mais, en raison du désordre qui règne dans la Terre et des diffractions successives sur les hétérogénéités, ces différents modes de vibration s'échangent l'énergie. Par exemple, une onde de cisaillement qui se diffracte verra une partie de son énergie repartir sous la forme d'ondes de compression et de cisaillement incohérentes. Si bien qu'au final tous les modes de vibration – P, S, Rayleigh, etc. – auront été excités. On parle d'« équipartition » des modes de vibration. Ces transferts d'énergie d'onde à onde sont caractéristiques des milieux hétérogènes. Conséquence directe, même si l'énergie décroît très rapidement, les rapports d'énergie (énergie potentielle de cisaillement E_S /énergie potentielle de compression E_P par exemple) restent constants dans le temps et indépendants du tremblement de terre.

UNE RÉGULARITÉ ÉMERGE

DU DÉSORDRE. Donc pour savoir si la coda correspond bien à l'état de régime diffus, il suffit *a priori* de repérer les différents modes de vibration du signal sismique et de mesurer leur énergie. Une expérience a été réalisée en 1998 au Mexique par les équipes de l'université Joseph-Fourier de Grenoble et du laboratoire de géophysique de l'université de Mexico. Les chercheurs ont mesuré les rapports E_S/E_P dans la coda d'une douzaine de sismogrammes enregistrés par des capteurs disposés aux quatre coins d'un carré de 50 mètres de côté⁽³⁾. Les séismes correspondants, de magnitude supérieure à 4, s'étaient tous produits au Mexique. Première observation, pour chacun des séismes, les rapports d'énergie E_S/E_P fluctuent énormément au cours des premières dizaines de secondes, période au cours de laquelle arrivent les ondes cohérentes. Ils se stabilisent ensuite dans la coda et, au bout d'un certain temps, tendent vers une constante (7,3) alors même que l'énergie totale décroît d'un facteur 10 000 (FIG. 3) ! Ces rapports sont en outre indépendants de la magnitude ou de la profondeur du foyer des tremblements de terre et en parfait accord avec les valeurs prédites par la théorie (7,2)⁽⁴⁾.

TROIS GRANDES ÉQUATIONS

Trois grandes équations de la physique permettent d'appréhender le comportement des ondes sismiques. Celui des ondes cohérentes P et S (celles qui arrivent les premières dans les stations d'enregistrement) peut être décrit par l'équation des ondes qui régit le champ de déplacement d'un point dans le milieu à l'échelle

microscopique. Elle est fonction des propriétés élastiques du milieu de propagation [rigidité, module de compression, etc.]. En gros, cette équation dit que, dans un milieu homogène, une perturbation (en l'occurrence une onde sismique) peut se propager sans se déformer.

L'équation du transfert radiatif décrit le transport directionnel de l'énergie des ondes diffractées. Cette équation exprime la conservation de l'énergie. Contrairement à l'équation précédente, il ne s'agit donc pas d'une équation du déplacement. Elle est fonction du libre parcours moyen de l'onde qui, lui-même, dépend de la distance moyenne entre deux diffractions successives subies par l'onde et du pouvoir de diffraction des hétérogénéités.

Enfin, lorsque l'on restreint l'étude à la fin des enregistrements sismiques, l'équation de transfert radiatif se simplifie en une équation de diffusion. Celle-ci décrit l'évolution locale de la densité totale d'énergie. Elle est fondée sur le principe suivant : l'énergie se diffuse comme la chaleur, en ignorant les détails microscopiques du milieu de propagation. ◇

Conclusion, la coda, du moins dans cette région du Mexique, est bien constituée d'ondes sismiques ayant subi de multiples diffusions. S'il n'y avait pas diffusion, les rapports d'énergie varieraient non seulement au cours du temps, mais aussi d'un séisme à l'autre. Ces résultats préliminaires ont été confirmés dans d'autres régions, notamment en Californie. Paradoxalement, le principe d'équipartition conduit donc à la simplification de l'observation physique (le rapport E_S/E_P est une constante), alors même que la propagation des ondes est devenue si complexe que l'on ne sait plus déceler leurs caractéristiques initiales (direction, cohérence, etc.), ni les traces de leur trajet.

Pour tenter d'approfondir la réflexion, notre équipe a repris les codas mexicaines et a corrélié les signaux point par point de façon à éliminer les fluctuations erratiques et éventuellement mettre en évidence des comportements simples pouvant donner lieu à des lois simples elles aussi⁽⁵⁾. Les résultats – encore préliminaires – indiquent que, lorsqu'on corréle mathématiquement les codas observées sur deux stations A et B distantes de plusieurs dizaines de kilomètres, et ce pour un grand nombre de séismes, on obtient un signal cohérent « moyenné » qui n'est autre que la réponse sismique que l'on aurait enregistrée en B si l'on avait généré une impulsion forte et brève en A. Ce signal cohérent

s'apparente donc à la « fonction de Green », mot savant qui désigne chez les spécialistes la réponse du sous-sol à une sollicitation. En résumé, la coda résulte donc de la propagation totalement aléatoire des ondes sismiques depuis la source jusqu'aux récepteurs, ce qui rend impossible l'utilisation d'un seul enregistrement à des fins d'imagerie. Mais, lorsque l'on corréle les signaux deux à deux, on voit émerger du désordre une régularité, un signal cohérent qui, lui, peut être utilisé pour l'imagerie.

Comment, en étudiant la coda sismique, accéder au degré d'hétérogénéité des enveloppes superficielles de la Terre ? Sans entrer dans les détails, nous pouvons dire que la connaissance, pour une fréquence sismique donnée, du libre parcours moyen de l'onde, paramètre principal de l'équation du transfert radiatif, nous donne théoriquement accès à la densité des « diffracteurs » et à leur capacité de diffraction pour cette fréquence-là. Une perspective qui, même lointaine, n'en demeure pas moins très séduisante ! M.C. et F.L. ◆

POUR EN SAVOIR PLUS

☞ H.-C. Nataf, J. Sommeria, *La Physique et la Terre*, Belin-CNRS Editions, 1998.

☞ J.-P. Montagner, *Sismologie, musique de la Terre*, Hachette, 2000.

📖 *Fiches pédagogiques du réseau sismologique des Alpes :*

<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr/peda/seismes.html>

<http://eost.u-strasbg.fr/pedago/Accueil.html>

📖 *École et observatoire des sciences de la Terre de Strasbourg :*

<http://eost.u-strasbg.fr/pedago/fiche1/biblio.fr.html>

📖 www.larecherche.fr

RÉFÉRENCES

(1) L. Margerin *et al.*, *J. of Geophys. Res.*, 105, 7873, 2000.

(2) L.V. Ryzhik *et al.*, *Wave Motion*, 24, 327, 1996.

(3) L. Margerin *et al.*, *Geophys. J. Int.*, 138, 343, 1999.

(4) N.M. Shapiro *et al.*, *Bull.*

of Seismological Society of America 90, 655, 2000 ;

R. Hennino *et al.*, *Phys. Rev. Letters*, 86, 3447, 2001.

(5) A. Paul et M. Campillo, *EOS Transactions American Geophysical Union* 82-47, 2001.