

Michel Campillo

Ce bruit sismique qui sonde la Terre

L'analyse mathématique du simple bruit sismique améliore la cartographie des structures géologiques souterraines et permet, pour la première fois, d'étudier l'évolution de ces structures au cours du temps.

Une « lumière » éclaire l'intérieur de la Terre: les ondes sismiques. Les sismologues savent mettre en images la structure du monde souterrain à partir de ces vibrations qui se propagent dans les profondeurs du sol. Ils exploitent pour cela les ondes émises par les tremblements de terre ou des sources artificielles comme des explosions. Toutefois, cette imagerie sismique active ne se pratique que dans certaines zones, ou seulement à petite échelle et à certains moments.

C'est pourquoi les géophysiciens cherchent à utiliser aussi le « bruit » sismique qui agite faiblement, mais sans cesse, l'intérieur de la Terre. Il provient pour l'essentiel des microséismes dus aux interactions des mers avec la croûte terrestre (voir la figure 1). Judicieusement exploités, des enregistrements assez longs de ce bruit révèlent la structure souterraine. Après avoir expliqué comment, nous présenterons quelques-unes des premières applications géologiques de

cette méthode, notamment la recherche de signes avant-coureurs des séismes et des éruptions.

Les ondes sismiques sont un cas particulier d'ondes élastiques au sein des solides (voir la figure 2). Il en existe deux principaux types: les ondes P qui sont des ondes de compression, et les ondes S qui sont des ondes de cisaillement (la vibration est transversale à la propagation). Ces ondes dites de volume se combinent pour donner en surface des ondes, qui peuvent être soit des ondes de Love ou L (des ondes S guidées dans les couches superficielles) ou des ondes de Rayleigh ou R (dont les caractéristiques évoquent celles des vagues sur la mer).

Les ondes sismiques ont d'abord été utilisées pour faire de l'imagerie sismique active. Comparables à celles de l'imagerie médicale, les méthodes pour ce faire se fondent sur la mesure des temps de parcours d'ondes dans le terrain étudié. Ainsi, on parle de tomographie sismique lorsqu'on utilise des ondes ayant traversé un volume souterrain pour reconstruire et cartographier les zones de propagation à forte ou à faible vitesse.

L'imagerie active à ses limites

Pour sa part, la « sismique réflexion » est le pendant de l'échographie: on y exploite les échos dus aux interfaces des couches géologiques pour reconstruire précisément leurs formes. On doit à ces méthodes la découverte de la structure de la Terre en couches concentriques, puis celle des variations latérales de vitesses de propagation au sein de ces couches, qui trahissent les mouvements de convection à l'origine de la tectonique des plaques.

À plus petite échelle, les ondes sismiques sont aussi au service de la prospec-

tion d'hydrocarbures. La mise en évidence de lits de rivières ayant coulé il y a plusieurs dizaines de millions d'années, ou encore celle de cratères d'impacts enterrés sous plusieurs kilomètres de sédiments marins, est un spectaculaire sous-produit de la sismique réflexion pétrolière. Ces prouesses ne sont pas sans prix ni peines: il faut mettre en œuvre des centaines, voire des milliers, de sources et de capteurs. Seuls des objectifs économiques rendent possibles pareilles explorations, et tant leurs résultats que leurs retombées se limitent donc à des cibles particulières. Il est en outre difficile de les répéter, de sorte qu'elles ne permettent d'étudier l'évolution du sous-sol dans le temps qu'à grands coûts.

À ces limitations pratiques de l'imagerie sismique active s'ajoutent celles qui pèsent sur le recueil des données associées aux séismes. Les mesures utiles à l'étude

de la structure profonde de la planète sont les enregistrements des séismes de magnitude 5 ou plus. La compilation des temps d'arrivée des ondes a produit des modèles moyens des régions géologiques du globe, qui ont ensuite été précisés. Ce travail de précision a été rendu possible par le développement des réseaux de stations sismologiques, mais souffre de limites indépassables: rareté des mesures sur l'océan, qui couvre pourtant la plus grande partie du globe, limitations imposées sur le déroulement du travail à terre par les guerres et les conflits intérieurs, etc.

1. LES CHOCS DES VAGUES sur la côte ou le plateau océanique sont à l'origine d'un bruit sismique permanent. À cela s'ajoute le bruit engendré par les affrontements de trains de houles océaniques qui, en mettant toute la colonne d'eau en vibration, font aussi trembler le fond.

L'ESSENTIEL

✓ Les océans émettent sans cesse des signaux sismiques, non seulement près des continents, mais aussi en profondeur.

✓ Comparable à une lueur qui éclaire l'intérieur de la Terre, ce bruit sismique peut être traduit en images des structures géologiques n'importe où sur le globe.

✓ Pour la première fois, il devient aussi possible de suivre dans le temps les phénomènes géologiques, voire de les prévoir.



Michel CAMPILLO, sismologue, est professeur à l'Université Joseph Fourier, à Grenoble, où il effectue ses recherches à l'Institut des sciences de la Terre. Il est aussi membre de l'Institut universitaire de France.

Ces limites liées à l'homme pourront sans doute être dépassées un jour, mais il existe un obstacle géologique infranchissable : les séismes ne sont pas répartis partout, mais sont concentrés sur quelques grandes failles et dans les zones de subduction, ces régions où des plaques océaniques plongent dans le manteau. Et disposer des sources artificielles d'énergies comparables à celles de séismes n'est pas envisageable, car il faudrait déclencher des explosions thermonucléaires pour atteindre les énergies nécessaires...

Les limites de l'imagerie sismique active poussent les sismologues à rechercher une autre façon d'obtenir les temps de parcours des ondes sismiques au sein des terrains géologiques : c'est pour cette raison qu'est née l'imagerie sismique passive. De quoi s'agit-il ?

Mesurer la corrélation entre deux points

À la base des méthodes d'imagerie sismique passive se trouve l'idée que les vibrations observées en deux points distants ne sont pas indépendantes. Au sein de la Terre, tout phénomène à l'origine d'ondes élastiques émet de l'énergie vibratoire dans toutes les directions. Ainsi, de même que l'on parvient à détecter les vibrations du sol lorsqu'un séisme se produit à des milliers de kilomètres, une petite vibration produit des microsignaux sismiques partout au sein de la Terre. Mesurés en deux points différents, ces signaux seront décalés temporellement, mais liés au même événement.

En calculant une certaine fonction $C(\tau)$ de leur décalage temporel τ , on peut faire apparaître ce lien. Cette fonction – la fonction de corrélation – est définie comme la moyenne temporelle du produit des deux signaux, l'un pris en un instant t et l'autre en cet instant décalé de τ , c'est-à-dire pris à l'instant $t - \tau$ (voir l'encadré page 67). En l'absence de lien entre deux signaux et un même événement, la fonction de corrélation est nulle ; en présence d'un lien, elle sera non nulle pour tous les décalages τ pour lesquels ce lien existe. C'est cette corrélation entre les signaux provenant d'une même source – même microscopique – que l'on exploite en imagerie sismique passive, méthode qui fut introduite en héliosismologie et en acoustique ultrasonore.

Comment ? Pour le saisir, le mieux est de se pencher sur un théorème démon-

tré par Yves Colin de Verdière pour expliquer le succès de la méthode. Ce mathématicien de l'Université de Grenoble s'est intéressé à la fonction de corrélation des signaux parvenus en deux points A et B depuis une infinité de sources sismiques aléatoires réparties de façon homogène au sein d'un solide élastique de géométrie quelconque. Il a montré que la fonction de corrélation est égale au signal reçu directement en B si une seule source ponctuelle se trouve en A. Un résultat étonnant, qui explique la généralité de la méthode de corrélation de bruit.

A priori, ce théorème semble peu utile, car il faudrait avoir dans la Terre une infinité de microsources sismiques. Pourtant, nous allons voir qu'il s'applique approximativement. Avec Nicolas Shapiro, aujourd'hui à l'Institut de physique du Globe de Paris, nous avons démontré en 2004 que des signaux enregistrés par des capteurs séparés de plusieurs milliers de kilomètres sont corrélés. Cela nous a permis de mesurer le temps que durerait le trajet d'une onde sismique émise en l'une des stations. À partir de là, il devenait clair que le résultat purement mathématique de Y. Colin de Verdière peut s'appliquer même si ses prérequis ne sont pas parfaitement réalisés. Examinons pourquoi.

La Terre n'est certes pas remplie uniformément de microsources sismiques s'activant aléatoirement. Pour autant, si l'on exploite la gamme des périodes vibratoires allant de 5 à 50 secondes, que les sismologues qualifient de microsismiques, on peut se rapprocher de la situation imaginée par Y. Colin de Verdière. Comme tous les bruits, le bruit microsismique est un signal constitué d'un mélange incohérent d'ondes sismiques de longueurs d'onde différentes.

Aux hautes fréquences, de nombreuses sources produisent du bruit. C'est particulièrement le cas des activités humaines, mais elles ont un caractère très local. Deux sources régulières de bruit microsismique existent toutefois, toutes les deux ressenties à grande distance et toutes les deux d'origine maritime.

Depuis plus d'un siècle, en effet, les sismologues se sont aperçus qu'ils enregistreraient les impacts successifs de la houle sur le plateau continental et les côtes. Particulièrement fort durant les tempêtes, le bruit ainsi émis dans le sol est caractérisé par une période d'environ 15 secondes. Outre ce phénomène, il arrive que des trains de houle produits dans des régions

différentes se rencontrent en mer. Leurs interactions produisent une agitation de forme indistincte, mais qui se caractérise par une fréquence double, donc une période de l'ordre de sept à huit secondes. Ce clapot a pour effet de mettre en vibration toute la colonne d'eau au-dessus de laquelle il se produit. En fonction de la hauteur de celle-ci, il arrive fréquemment que s'installe en outre un phénomène de résonance, qui fait vibrer la colonne d'eau en une sorte de « trompette sismique » émettant dans le sol marin un bruit océanique caractéristique.

On dispose ainsi de sources sismiques susceptibles d'apparaître aléatoirement sur la plus grande partie de la planète

(les océans). Pour autant, les tempêtes ou les affrontements de houles ne sont pas assez fréquents pour couvrir complètement et efficacement la Terre. Heureusement, notre planète multiplie l'efficacité de ces sources microsismiques grâce aux propriétés diffusives de sa structure interne.

La Terre, et surtout sa croûte, est loin d'être homogène. Comme le suggère l'observation en montagne de grandes tranches de terrain, elle est faite de mélanges plus ou moins fins de roches et de sédiments, souvent disposés en couches disloquées par des failles, plissées et décalées, traversées de cheminées volcaniques, etc. Bref, la croûte est très hétérogène. Toutes ces sous-structures diffractent les ondes

élastiques et leur font parcourir des chemins si longs et si complexes (voir la figure 3) qu'une partie du champ d'onde devient diffus.

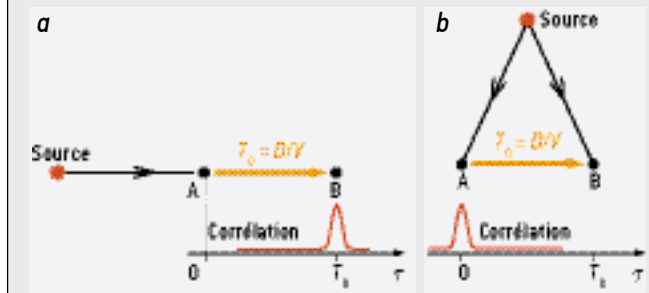
Ce caractère diffusif du sous-sol est un atout pour la méthode des corrélations, puisqu'il crée l'équivalent d'une multitude de sources sismiques secondaires aléatoires (émettant erratiquement) et réparties de façon grossièrement homogène. Ainsi, même si les conditions du théorème de Y. Colin de Verdière ne sont pas parfaitement réalisées, l'expérience montre que les résultats obtenus en l'appliquant quand même sont bons. C'est ce que nous avons montré dès 2001 : en utilisant la partie tardive des sismogrammes (ce que l'on

L'EXPLOITATION DU BRUIT SISMIQUE PAR CORRÉLATION

L'exploitation du bruit sismique repose sur la corrélation des signaux vibratoires $u(t)$ et $v(t)$ reçus en deux points A et B. La fonction de corrélation entre u et v dépend d'une variable τ qui s'interprète comme le décalage temporel entre les deux signaux. Cette fonction $C_{u,v}(\tau)$ est définie par la moyenne temporelle du produit $u(t)v(t-\tau)$:

$$C_{u,v}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T u(t)v(t-\tau) dt$$

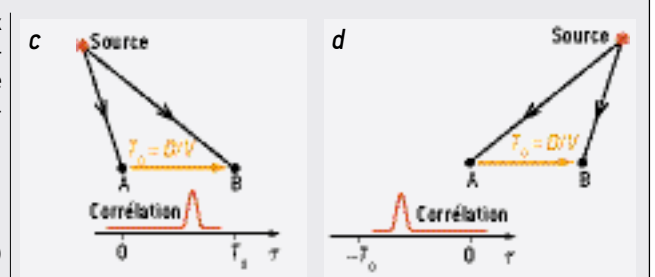
Afin de saisir la signification de cette fonction, traçons-la (en orange) dans quelques cas. On convient ici que l'origine $\tau = 0$ de l'axe des τ est l'instant d'arrivée du signal en A et qu'elle sera donc placée sous ce point, tandis que la valeur de τ correspondant au temps de propagation de A à B, qui vaut $T_0 = D/V$ (D étant la distance AB et V la vitesse des ondes, ici constante), sera placée sous B. Commençons par le cas (a) où une unique source émettant pendant un temps bref mais supérieur à T_0 se trouve dans l'alignement de A et B, puis par le cas (b) où la source est sur leur médiane.



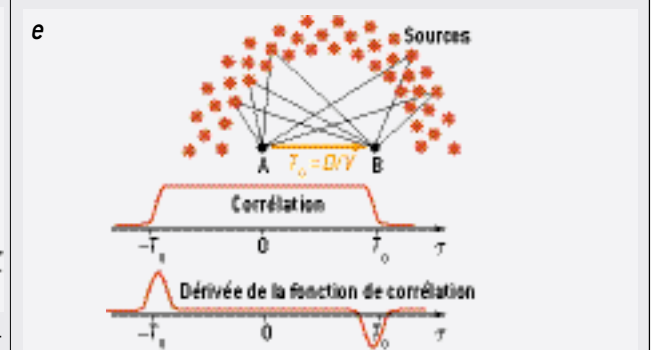
Dans le premier cas (a), la corrélation entre les deux signaux est centrée sur le décalage τ égal à T_0 , ce décalage étant le temps nécessaire pour que les signaux aillent de A à B. Dans le second cas, l'arrivée des signaux est simultanée en A et B, de sorte que la corrélation est centrée sur $\tau = 0$.

Considérons maintenant les cas plus généraux où la source se trouve à gauche de A ou à droite de B. Dans le premier cas (c), la corrélation est centrée sur un instant compris entre 0 et T_0 , car le signal, une fois parvenu en A, n'est pas encore arrivé en B, point qu'il atteindra en un temps inférieur à T_0 . À l'inverse, dans le second cas (d), le signal atteint B avant d'avoir atteint A, donc pour un τ négatif supérieur à $-T_0$.

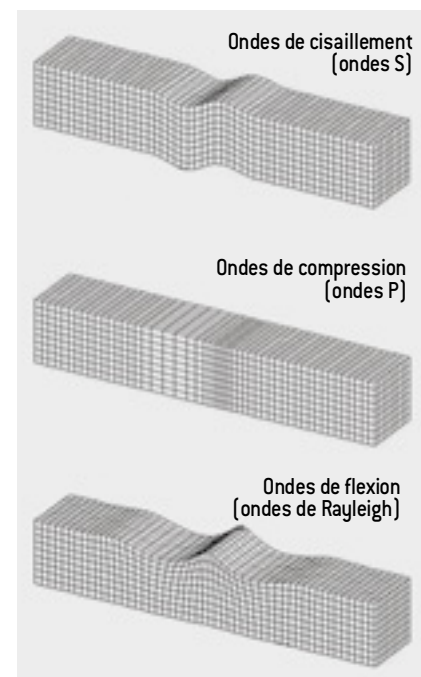
À partir de ces cas particuliers, on peut comprendre que si l'on a une infinité de sources distribuées de façon uniforme (e), chacune va



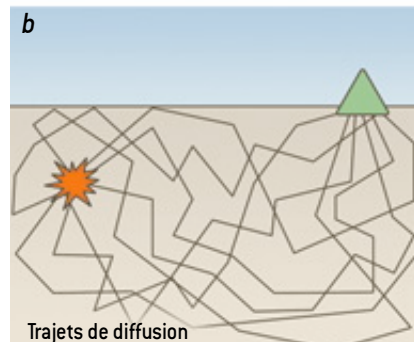
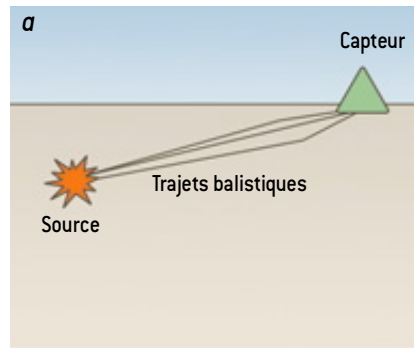
contribuer à la fonction de corrélation selon les schémas indiqués, ce qui, au total, construit une fonction qui présente un plateau entre les valeurs $-T_0$ et T_0 de τ . En dérivant cette fonction de corrélation, on obtient alors une fonction qui a deux pics : l'un en $-T_0$, l'autre en T_0 . Cela détermine T_0 et, connaissant la distance AB, on en déduit aisément la vitesse de propagation entre A et B, qui est bien la grandeur que l'on veut mesurer dans une expérience de sismique active.



C'est le sismologue grenoblois Philippe Roux qui a montré que dans ce cas simple (répartition uniforme des sources, vitesse constante), la fonction de corrélation donne exactement le résultat que l'on mesurerait en B si une source ponctuelle se trouvait en A. Pour sa part, Yves Colin de Verdière a généralisé à des milieux complexes quelconques ce résultat simple. Son théorème explique pourquoi la méthode de corrélation de bruit livre une très bonne approximation du signal d'expériences de sismique active (séisme en A, mesuré en B), que l'on réalisera virtuellement en autant de points A et B que l'on voudra, placés aux endroits souhaités.



2. LES ONDES SISMQUES apparaissent sous quatre formes. Les ondes S et les ondes P, qui se propagent en profondeur, se combinent pour former en surface des ondes de flexion nommées ondes de Rayleigh et des ondes de cisaillement, les ondes de Love. Pour faire de l'imagerie, les sismologues enregistrent les ondes S, les ondes P et les ondes de Rayleigh.



3. LE PARCOURS DES ONDES SISMQUES est très variable. La plus grande partie de l'énergie d'un séisme se propage par la trajectoire balistique (la plus courte) de la source jusqu'à une station de mesure (a). Mais une fraction du signal est diffusée de très nombreuses fois par les interfaces et autres discontinuités de la densité à l'intérieur de la Terre (b). En pratique, chaque centre de diffusion joue le même rôle qu'une source secondaire émettant de l'énergie, faiblement et de façon aléatoire, directement vers la station sismique.

nomme la coda), ma collègue Anne Paul et moi avons pour la première fois reconstruit par corrélation le signal d'une expérience de sismique active entre deux stations.

Pour récapituler, la méthode de corrélation permet d'extraire du bruit sismique, avec une bonne approximation, les sismogrammes qui seraient mesurés en des points choisis si l'on déclenchait à volonté des séismes en une série d'autres points.

Une méthode puissante et répétable

Chose remarquable, on voit qu'en imagerie sismique passive, la géométrie du dispositif (l'emplacement des sources fictives et des stations de mesure) est maîtrisable à volonté. L'exploitation du bruit sismique offre donc la possibilité de mener des expériences sismiques directes entre des paires de points choisis comme on le souhaite, ce qui rend possible l'étude de régions où les séismes sont très rares. Pour appliquer la méthode, on exploite les signaux recueillis par des stations sismologiques sur une durée assez longue pour accumuler les effets des tempêtes et autres effets de houle sur tout le globe, soit typiquement pendant plusieurs mois.

Cela finit par représenter d'énormes masses de données. Le développement de l'imagerie sismique passive doit donc beaucoup aux nouvelles possibilités

de stockage de données et de calculs apparues au cours des années 1990. Lorsque nous avons voulu appliquer la méthode de corrélation pour la première fois, les masses de données que nous avons demandées à nos collègues américains du centre de données IRIS étaient si énormes qu'ils en furent surpris. Le résultat obtenu les rassura sur l'utilité de leurs efforts...

Une fois obtenus à partir des corrélations du bruit sismique, les signaux associés à des paires de points peuvent être exploités par les méthodes habituelles de façon à produire la carte des vitesses de propagation, dont on déduit la carte géologique. Dans la plupart des cas, ce sont les ondes de Rayleigh (voir la figure 2) que l'on exploite. Ces ondes se propagent en surface et sont évanescentes en profondeur, c'est-à-dire que leur intensité décroît exponentiellement à partir de la surface. Toutefois, à chaque longueur d'onde correspond une profondeur caractéristique de pénétration (typiquement le tiers de la longueur d'onde) où l'intensité de l'onde est divisée par deux. Par exemple, les ondes de Rayleigh d'une vitesse de l'ordre de trois kilomètres par seconde et ayant une période de 20 secondes pénètrent sur une vingtaine de kilomètres. Elles portent donc l'information sur les propriétés des couches jusqu'à cette profondeur.

En accumulant les résultats pour toute une série de périodes, on explore ainsi les

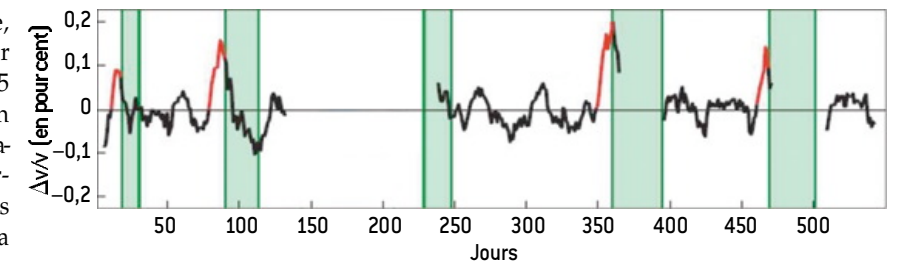
structures souterraines en profondeur. Des calculs d'optimisation permettent d'obtenir des cartes des vitesses établies période par période. De cet ensemble de données on déduit, en chaque point de la zone étudiée, la courbe des vitesses en fonction de la longueur d'onde; en d'autres termes, on cartographie la dispersion. De nouveaux calculs d'optimisation conduisent alors à un modèle tridimensionnel des vitesses de propagation en profondeur, qui indique la géométrie des interfaces géologiques, l'épaisseur de la croûte et les variations des propriétés physiques dans ces unités géologiques.

Prenons l'exemple de la Californie, où les premières tomographies fondées sur le bruit sismique ont été obtenues en 2005 par deux équipes franco-américaines. On disposait sur place d'un réseau de 62 stations sismologiques enregistrant en permanence le mouvement du sol. Nous avons utilisé ces données pour calculer, par la méthode de corrélation, les temps de trajet correspondant aux 1891 paires possibles de stations. À partir de ces temps de trajets virtuels, nous avons cartographié la vitesse des ondes de Rayleigh et ainsi déterminé l'extension en profondeur des structures géologiques de surface (voir la figure 4).

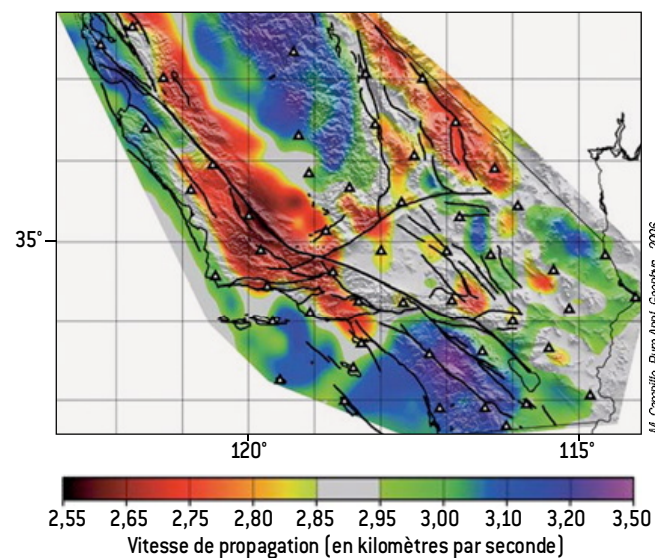
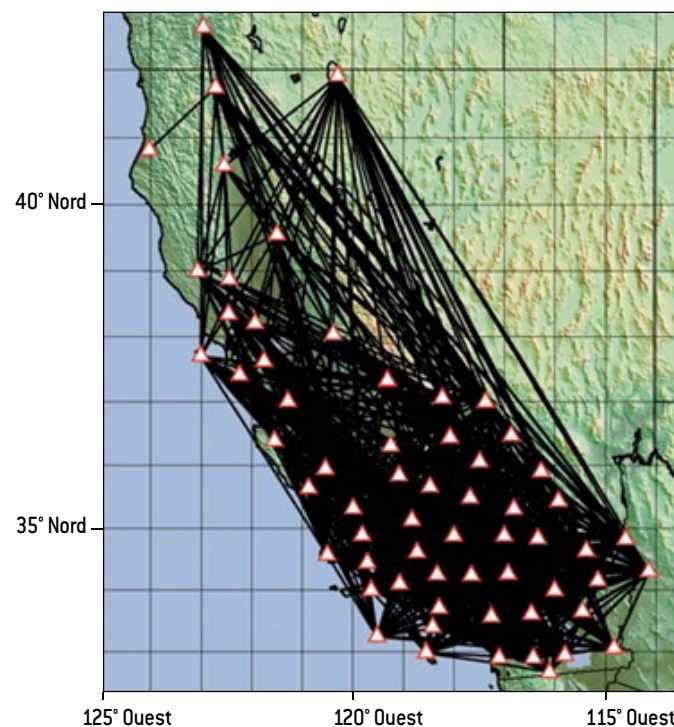
Du bruit sismique enfin rendu utile

Jusqu'à l'avènement de l'imagerie sismique passive, les enregistrements de bruit utilisés dans cet exemple étaient disponibles dans les bases de données, mais inutilisés. Aujourd'hui, tant de confrères se sont mis à exploiter la méthode de corrélation que le statut du bruit sismique a changé: de nuisible qu'il était, ce signal ténu est devenu un moyen précieux pour obtenir des informations sur les structures profondes. L'imagerie par le bruit sismique ambiant a connu un si grand essor ces dernières années, qu'une grande partie du globe a déjà fait l'objet de travaux analogues à l'étude pionnière sur la Californie. Ainsi, les cartes géologiques de nombre d'endroits de la planète mal explorés ont été précisées, et des nouvelles structures géologiques découvertes.

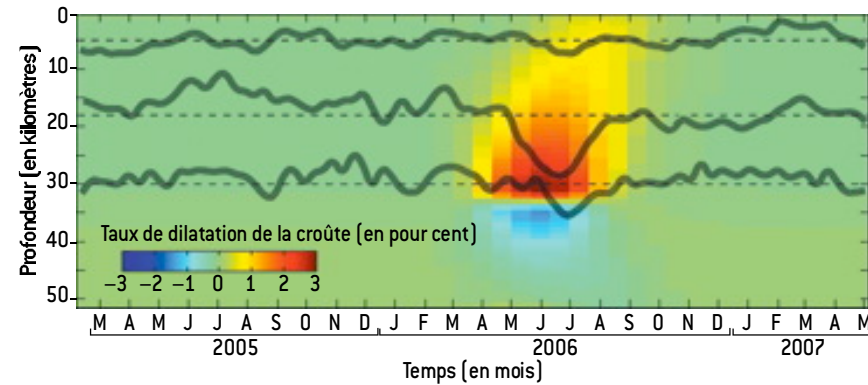
Ces avancées de la tomographie passive constituent un grand succès. Nous allons voir que l'imagerie sismique passive offre en plus la possibilité inédite de suivre l'évolution des structures géologiques au fil du temps. Nous l'avons déjà évoqué,



5. LE PITON DE LA FOURNAISE est un volcan assez prévisible pour y tester le pouvoir prédictif de l'imagerie sismique passive. Les variations relatives de la vitesse (v) de propagation des ondes sismiques dans ce grand édifice volcanique ont été suivies pendant plusieurs mois. On remarque des augmentations d'environ 0,1 pour cent de cette vitesse avant chaque épisode d'éruption (bandes vertes), et les diminutions qui suivent ces sauts de vitesse ont clairement un aspect prédictif. Pourra-t-on adapter cette méthode d'observation aux volcans difficiles, ceux qui explosent ou qui entrent en éruption rarement, tous les 1 000 ou 100 000 ans? La question reste posée.



4. CETTE CARTE GÉOLOGIQUE DE LA CALIFORNIE a été obtenue en exploitant le bruit sismique. À gauche, les 1 891 trajets balistiques reliant les 62 stations sismologiques californiennes utilisées. À droite, la carte des vitesses de propagation dans la région. Établie deux fois à un mois d'intervalle, cette carte a révélé à quel rythme les tensions provoquées (en rouge) par un grand séisme se dissipent.



6. GRÂCE À CE TYPE DE STATION SISMIQUE (ci-contre), les sismologues étudient les effets d'un séisme silencieux dans la région de Guerrero, une zone de subduction au Mexique. Ainsi, à une profondeur d'environ 30 kilomètres, une variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques de l'ordre de 0,2 pour cent a été mise en évidence durant sept mois environ (graphique ci-dessus). L'analyse en parallèle de données géodésiques a permis de conclure que cette variation de vitesse et la dilatation de la roche en profondeur sont simultanées, ce qui suggère que la première provient de la seconde.



de vitesse des ondes sismiques (de l'ordre du millième) faible, mais décelable. Ce résultat – la détection passive de signaux précurseurs des éruptions volcaniques – est très encourageant. Il n'est toutefois que préliminaire : volcan de point chaud, le piton de la Fournaise est un volcan effusif à activité régulière, donc peu dangereux et relativement prévisible. Le véritable enjeu de la prévision volcanologique reste la détection de signes précurseurs certains sur les volcans explosifs que sont les volcans de subduction (Stromboli, Vésuve, mont Saint Helens, etc.), où la rareté des grands événements bien mesurés rend difficile le test des méthodes. Il reste donc d'importants essais à mener pour valider la méthode dans de tels contextes.

Le problème des signaux précurseurs d'un séisme est comparable, mais plus difficile pour plusieurs raisons. Tout d'abord, l'hypocentre d'un séisme, c'est-à-dire la zone qui bougera un jour, n'est pas connu d'avance. Ensuite vient le fait que les séismes commencent en profondeur, sans que ce déclenchement soit associé à des effets mesurés en surface, comme c'est le cas pour les éruptions volcaniques.

L'attention des chercheurs s'est donc portée sur les déformations de grandes amplitudes associées aux séismes une fois que ceux-ci se sont déjà produits. Ainsi, après un séisme de magnitude 6 à Park-

field, en Californie, le groupe français qui a travaillé à La Réunion a observé une chute de vitesse relative de l'ordre de 0,08 pour cent au moment du séisme, suivie d'une lente récupération en plusieurs années. Cette évolution est-elle une réponse des roches à leur déformation en profondeur, ou à l'endommagement des couches de surface dû aux fortes vibrations produites par le séisme ?

La question est très discutée. Pour faire avancer les débats en isolant l'effet de la déformation profonde, nous avons récemment entrepris de mesurer à partir du bruit sismique le changement entraîné par des séismes silencieux. On nomme ainsi des séismes importants qui se produisent lentement, c'est-à-dire jusqu'à plusieurs mois, alors qu'un séisme normal ne dure que quelques dizaines de secondes. Ces séismes ne produisent pas les vibrations destructrices des séismes classiques, et ils étaient passés inaperçus jusqu'à ce qu'on les découvre au Japon grâce à la géodésie, dans les années 2000.

Du bruit pour sonder les séismes silencieux

Au Mexique, nous avons suivi un séisme silencieux de magnitude 7,6, qui s'est déroulé pendant environ six mois. Tout récemment, Diane Rivet, dans notre équipe à Grenoble, a montré que les déformations qu'il a produites dans la croûte terrestre ont induit un léger changement des propriétés élastiques, qui se traduit par un changement de la vitesse des ondes (voir la figure 6).

Ce résultat démontre qu'il est possible d'exploiter le bruit sismique pour suivre dans le temps l'état de tension de la roche profonde. Bien entendu, d'autres facteurs que ces tensions dues au séisme sont à prendre en compte, tels les effets non linéaires des matériaux de surface, la teneur en eau des couches superficielles, la thermoélasticité, etc. Il n'en demeure pas moins que la possibilité de mesurer l'état de déformation des roches profondes est apparue. Elle pourra trouver des applications en sismologie, mais aussi dans l'industrie, par exemple pour étudier un lieu potentiel de stockage du dioxyde de carbone ou un gisement d'hydrocarbures. Le bruit sismique n'est plus un vil ensemble d'ondes parasites, mais l'utile chuchotement des océans qui nous révèle l'intérieur de la Terre, voire son évolution géologique. ■

BIBLIOGRAPHIE

M. Campillo *et al.*, Nouveaux développements de l'imagerie et du suivi temporel à partir du bruit sismique, *Comptes Rendus Géoscience*, sous presse [publié en ligne le 1^{er} septembre 2011, doi:10.1016/j.crte.2011.07.007].

F. Breguier *et al.*, Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, vol. 321, pp. 1478-1481, 2008.

N. M. Shapiro *et al.*, High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, vol. 307, pp. 1615-1618, 2005.

R. L. Weaver et O. I. Lobkis, Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlation at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, vol. 87, pp. 134301-134304, 2003.

M. Campillo et A. Paul, Long range correlations in the seismic coda, *Science*, vol. 299, pp. 547-549, 2003.

T. L. Duvall *et al.*, Time distance helioseismology, *Nature*, vol. 362, pp. 430-432, 1993.