

Les séismes

Primaire et collège

Résumé

On ne peut pas ignorer la menace sismique. Mais on peut fort bien s'en protéger, en construisant d'une manière adaptée au risque : on ne va pas protéger Grenoble ou Nice comme San Francisco, car les séismes y sont moins nombreux et moins forts. Leur localisation, leur fréquence, leur magnitude : voilà ce que l'on doit connaître pour s'en protéger au minimum. Et nous voici au cœur des questions posées depuis des siècles par les tremblements de terre : où, combien, comment... ?

les séismes

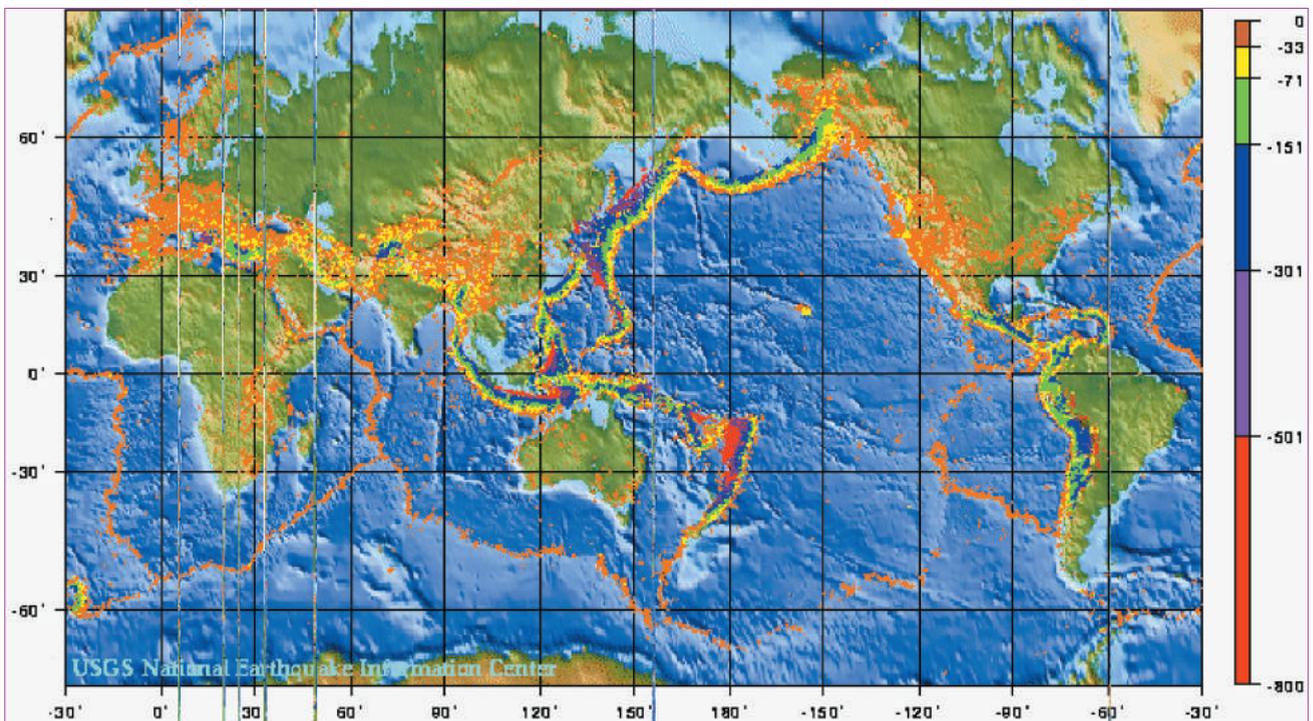
Pascal Bernard

2003. Alors que je rédigeais les premières pages de ce chapitre, la petite cité de Bam, au sud-est de l'Iran, était anéantie par un séisme. La secousse s'est produite le 26 décembre à cinq heures du matin. Elle a duré à peine une dizaine de secondes, mais les vitesses maximales d'oscillation du sol, mesurées sur un SISMOMÈTRE, dépassent un mètre par seconde. La plupart des bâtiments, pour l'essentiel construits en adobe, s'effondrent. Bilan : vingt-six mille morts, plus des trois quarts de la population...

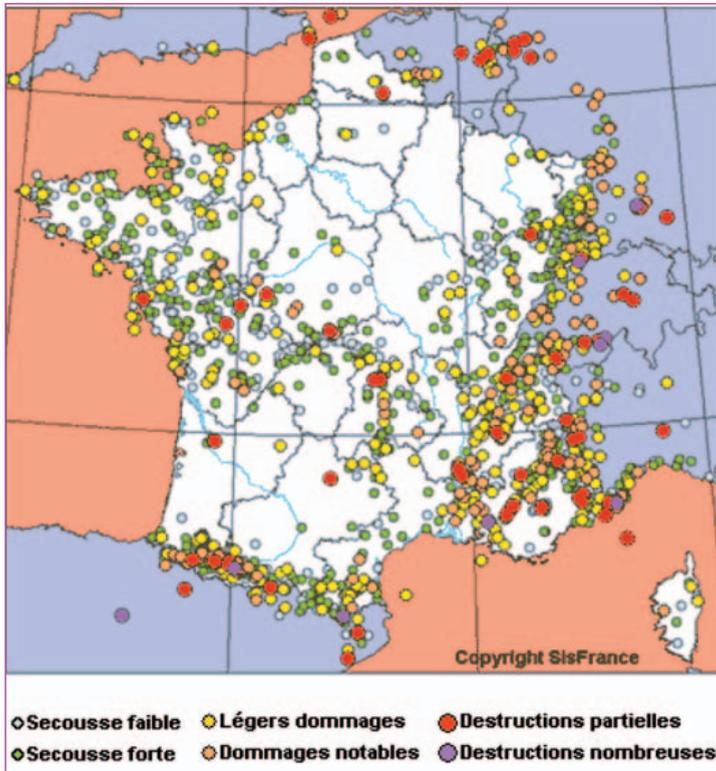
2008. Séisme du Sichuan, Chine. 90 000 morts. 5 millions de personnes sans abri. Coût estimé de la reconstruction: 150 milliards de dollars.

2009. Triste coïncidence: alors que j'écris les quelques mises à jour de ce texte pour sa nouvelle édition, la ville de L'Aquila, en Italie, est en ruines, sous le choc d'un violent séisme, survenu le 6 avril.

Lorsque vous lirez ces lignes, d'autres villes auront sans doute été frappées, ensevelissant encore des multitudes de vies. Tout le monde a entendu parler du risque à Los Angeles et Tokyo. Mais, plus près de nous, c'est Istanbul que l'on découvre sous une menace sismique particulièrement élevée, de même qu'Alger, Téhéran, Catane... En France, les villes à hauts risques sont aux Antilles, Fort-de-France et Pointe-à-Pitre. Les Antilles ont récemment senti passer le



Carte de la sismicité mondiale 1975-1995. Base de données USGS.



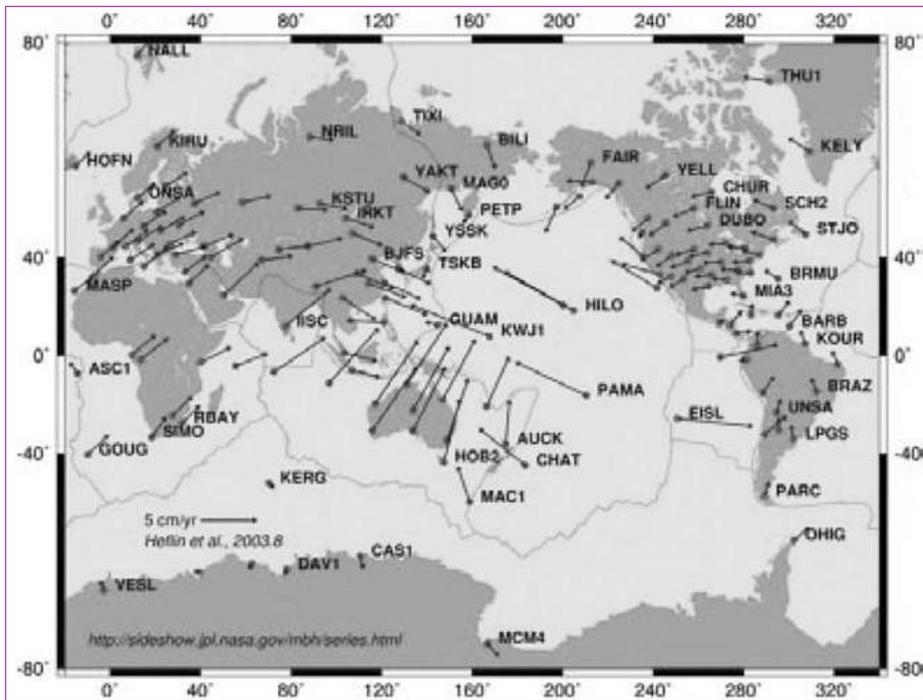
Carte de France de la sismicité
 Carte extraite du site <http://www.sisfrance.net/>
 réalisé par le BRGM

On ne peut donc pas ignorer la menace sismique. Mais on peut fort bien s'en protéger, en construisant de manière adaptée au risque : on ne va pas protéger Grenoble ou Nice comme San Francisco, car les séismes y sont moins nombreux et moins forts. Leur localisation, leur fréquence, leur magnitude: voilà ce que l'on doit connaître pour s'en protéger au minimum. Et nous voilà au cœur des questions posées depuis des siècles par les tremblements de terre : où, combien, comment... ?

La tectonique des plaques

vent du boulet: en 2004, la Guadeloupe a eu de la chance, pour le séisme des Saintes, qui eut lieu loin en mer ; sur les failles plus proches de Pointe-à-Pitre, un tel séisme aurait été une catastrophe. La Martinique l'a aussi échappé belle, avec le grand séisme de 2007, dont la source était heureusement trop lointaine, à 150 km de profondeur, pour faire des destructions massives. L'hexagone métropolitain n'est pas à l'abri : les médias parlent de Nice, mais près de 15 % du territoire est menacé. Il suffit de regarder une carte de la sismicité historique de la France : plusieurs tremblements de terre destructeurs par siècle, qu'on a tôt fait d'oublier tant qu'ils ne touchent que de petites bourgades... Mais un jour ce sera une ville, avec ses dizaines de milliers d'habitations, ses hôpitaux, ses écoles, ou bien des bâtiments à hauts risques tels une centrale nucléaire ou un complexe d'usines chimiques de type Seveso.

Si vous regardez la carte des séismes du dernier mois de sismicité mondiale (elle se trouve facilement sur le Web à l'adresse <http://www.emsc-csem.org/>), les épicentres des quelques dizaines de séismes de magnitude supérieure à 5 semblent dispersés au hasard sur la planète. Mais si vous regardez la même carte sur une période bien plus longue – disons sur dix ans, voire depuis les années 1960, date de mise en œuvre d'un grand réseau de surveillance sismologique à l'échelle du globe –, vous verrez les épicentres former de fines bandes dessinant les contours d'une mosaïque de blocs quasiment asismiques. Ces blocs, vous l'avez deviné, sont les PLAQUES TECTONIQUES, qui couvrent toute la surface de la Terre et dont la mobilité fut proposée au début du XX^e siècle par le météorologue allemand Alfred Wegener et définitivement démontrée dans les années 1960. La forte sismicité de ces zones de frontières de plaques y trahit d'intenses déformations.



Carte mondiale des mouvements GPS.
Base de données Nasa

Depuis les années 1990, les réseaux d'antennes GPS (*Global Positioning System* ou « mesure radar par satellite »), en développement rapide, permettent de suivre en direct ce déplacement des plaques, au centimètre près, par l'analyse du temps de parcours des ondes électromagnétiques émises par une constellation de satellites. Le mouvement relatif des plaques étant de 1 à 20 cm par an, il suffit de quelques années de mesure aux géodésiens pour le connaître avec précision. Mais attention : cette géodésie n'est pas à la portée du GPS de votre voiture, qui vous placera au mieux à 5 m près !

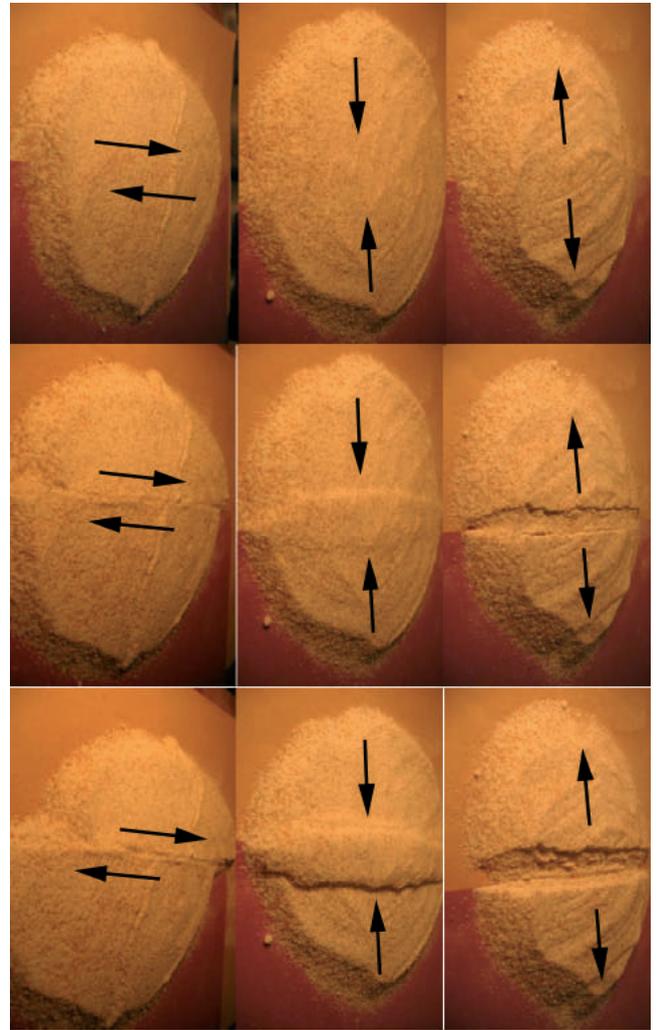
La surface du globe est donc en mouvement permanent. Mais il ne faudrait pas en conclure, inspirés par les coulées de lave volcanique, que notre sol n'est qu'une fine coquille rocheuse flottant sur une boule de magma liquide. Car depuis plus d'un siècle, les mesures des ondes sismiques ayant traversé la Terre montrent clairement – nous verrons plus loin comment – que notre planète est pour l'essentiel solide,

mis à part son « noyau » où une couche de fer liquide enveloppe une « graine » de fer solide. Les petites poches magmatiques superficielles des régions volcaniques font exception à ce caractère solide, mais elles représentent des volumes négligeables de la CROÛTE TERRESTRE. Mais alors, comment ces plaques rocheuses et rigides – on dit aussi « lithosphériques » –, épaisses de 100 à 200 kilomètres, peuvent-elles se déplacer sur les roches plus profondes et toujours solides du manteau terrestre ?

C'est que ces roches, en profondeur, peuvent se déformer continuellement, sans se rompre, comme le miel ou la guimauve : elles « fluent ». Car, bien que solides, elles sont rendues légèrement visqueuses par les températures élevées liées à leur radioactivité naturelle. Cette température gagne 30 °C par kilomètre, et les mineurs qui travaillent dans les galeries profondes en savent quelque chose ! Vers 10 ou 15 km de profondeur, on atteint 300 °C et certains minéraux comme le quartz se rapprochent alors assez de leur point de fusion pour fluer. Ce fluage des roches est bien sûr très lent, quasi imperceptible, mais sur de longues durées, il leur donne le comportement d'un fluide.



Préparez donc une soupe au potiron bien épaisse – ou tout autre liquide pâteux à souhait – dans une marmite. Réchauffez-la doucement à la base. Que se passe-t-il ? De lents tourbillons la mettent en mouvement : chauffée, sa base se dilate, devient moins dense et remonte donc sous l'effet de la poussée d'Archimède. Près de la surface, elle se refroidit à l'air, se densifie et donc replonge, constituant ainsi un cycle de montées et redescentes qui permet à la chaleur de s'évacuer à la surface. C'est la CONVECTION. Ce cycle, qui dure quelques secondes à l'échelle de la casserole, combien de temps dure-t-il à l'échelle de la planète, dans un solide rocheux notablement moins visqueux que la soupe ? Faites le compte : une dizaine de milliers de kilomètres à parcourir en boucle, une vitesse mesurée en surface de quelques centimètres par an – vous trouvez quelques centaines de millions d'années. Si vous regardez de plus près l'écume refroidie de votre soupe en convection, vous verrez peut-être ces zones de remontée, où l'écume, encore peu épaisse, se forme et diverge, et ces zones de redescente, où ses composantes les plus légères viennent s'accumuler et s'épaissir tandis que les plus denses s'enfoncent avec le flot. Les premières figurent grossièrement ces lieux où les plaques s'écartent, ces RIFTS de notre planète où la croûte terrestre s'étire en s'amincissant et en se fracturant. Les secondes donnent l'image de la formation des montagnes et des régions de SUBDUCTION où les plaques sont entraînées en profondeur.



Un mélange de sucre et de farine, représentant la croûte terrestre cassante, est déposé sur deux feuilles cartonnées, représentant deux plaques en mouvement relatif. En faisant glisser les feuilles de la manière indiquée par les flèches, on reproduit les trois types de faille actives aux frontières de plaque.

- zone de cisaillement horizontal : formation et jeu d'une faille verticale, comme la faille de San Andreas ou la faille nord-anatolienne ;
- zone de convergence de plaques et de compression : formation et jeu de failles inclinées avec chevauchement, avec pour effet la formation de montagnes, comme les failles d'Algérie ou du Caucase ;
- zone de divergence de plaques et d'extension : formation et jeu de failles inclinées avec pour effet l'ouverture d'un rift, comme celui de Corinthe en Grèce. (À regarder à l'italienne, cette page vers le bas et par ligne, de gauche à droite. Chaque ligne correspond à un type de faille : de haut en bas, extension, chevauchement, cisaillement.)

Mais vous vous en doutez, ce n'est pas avec de la soupe au potiron que vous produirez des séismes. Changeons donc de recette.



Prenez maintenant un mélange de farine et de sucre (moitié-moitié, par exemple), qui représentera, bien mieux que la mousse de votre soupe, cette partie solide et cassante de la croûte terrestre de 10 à 20 km d'épaisseur. Étalez cette mixture en une couche de hauteur centimétrique sur deux feuilles de papier cartonné, l'une chevauchant l'autre sur sa bordure. Faites converger les deux feuilles, très lentement, afin de simuler le rapprochement de deux plaques entraînées par la convection profonde et son flot descendant. Vous produisez peu à peu une bosse près du contact des deux feuilles, avec une ou plusieurs brisures peu pentées émergeant à son pied. Ce relief est le résultat du glissement sur ces cassures – ou failles –, lui-même conséquence du rapprochement imposé des plaques. Toutes les grandes chaînes de montagne du globe ont été formées par le jeu de telles grandes failles, au contact de plaques en convergence rapide : Himalaya, Alpes, Andes, Caucase...

Que se passe-t-il lorsque les plaques s'écartent ? Refaites donc l'expérience avec votre mixture, cette fois en écartant les feuilles : des failles très raides apparaissent, découpant une vallée qui s'enfonce peu à peu – c'est ainsi que se fracturent les continents, en formant un rift. La croûte peut tellement s'amincir que les roches très chaudes du manteau qu'elle recouvre, décompressées, se mettent à fondre en produisant du magma et du volcanisme. C'est la naissance d'une croûte océanique, basaltique. Mais c'est une autre histoire... Enfin, amusez-vous à découvrir vous-même le fonctionnement de la faille de San Andreas, en Californie, ou celui de la faille nord-anatolienne, qui sépare la petite plaque anatolienne du bloc eurasiatique et longe le nord de la Turquie, sachant que les plaques qui les bordent ne se rapprochent ni ne s'écartent, mais glissent l'une contre l'autre le long de ces grandes failles...

Les failles – ces brisures persistantes de la croûte terrestre que vous venez de reproduire avec votre mixture – marquent donc la frontière des plaques tectoniques. Parfois, elles forment une ligne droite très épurée ; parfois, au contraire, elles s'organisent en tressant des réseaux qui peuvent être larges de centaines de kilomètres. Elles sont à la fois la conséquence et le guide des mouvements relatifs entre ces plaques, qu'elles permettent d'accommoder au sein des roches cassantes de la croûte terrestre.

C'est aussi par le jeu de ces failles que se forme le relief de notre planète, dans les zones de rift ou de collision, marquant une lutte incessante entre une tectonique active, qui élève les montagnes et creuse les bassins, et l'érosion, non moins efficace, qui rabote les premières et comble les secondes...

La rupture des failles

Et les séismes dans cette histoire ? Cette recette sucre-farine ne semble pas plus adaptée à leur génération que la soupe au

potiron. Erreur ! Regardez bien ce qui se passe dans le détail : bien que vous déplaciez vos feuilles cartonnées à vitesse constante, l'apparition des failles et leur glissement se produisent par à-coups : ce sont des séismes !

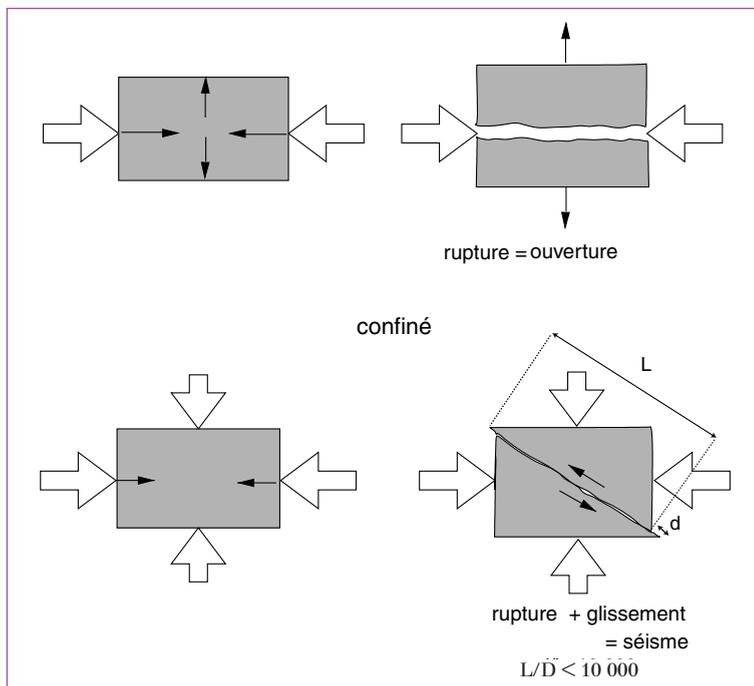
Dans la période tranquille entre deux éclats sismiques, que se passe-t-il dans ces petits blocs de croûte rocheuse bordés de failles bloquées ? Comprimées, étirées, ou cisailées par les forces tectoniques, les roches résistent et se déforment élastiquement, tout comme une gomme que vous comprimez ou arquez entre vos doigts, reprenant leur forme originelle dès que les forces se relâchent. Mais les roches sont bien plus rigides que votre gomme : elles se déforment beaucoup moins, et vous ne le voyez pas. C'est ainsi que sous nos pieds, à notre insu, elles disposent d'une quantité d'énergie élastique emmagasinée colossale, croissant avec le temps et avec le mouvement régulier des plaques, et parfois toute prête à se relâcher. Imaginez-vous comme des fourmis sur un élastique

que l'on tendrait lentement : vous l'avez deviné, le séisme, ce serait la rupture de cet élastique...

Dans un bloc rocheux intact, la première fracturation exige des CONTRAINTES colossales. Si vous serrez progressivement un cube de roche dans une presse puissante (vous pouvez essayer avec l'étau de votre établi sur un carreau de plâtre ou un morceau de tuile), il va se comprimer élastiquement, se raccourcissant, micromètre après micromètre, en proportion de la pression exercée. En même temps, il va enfler

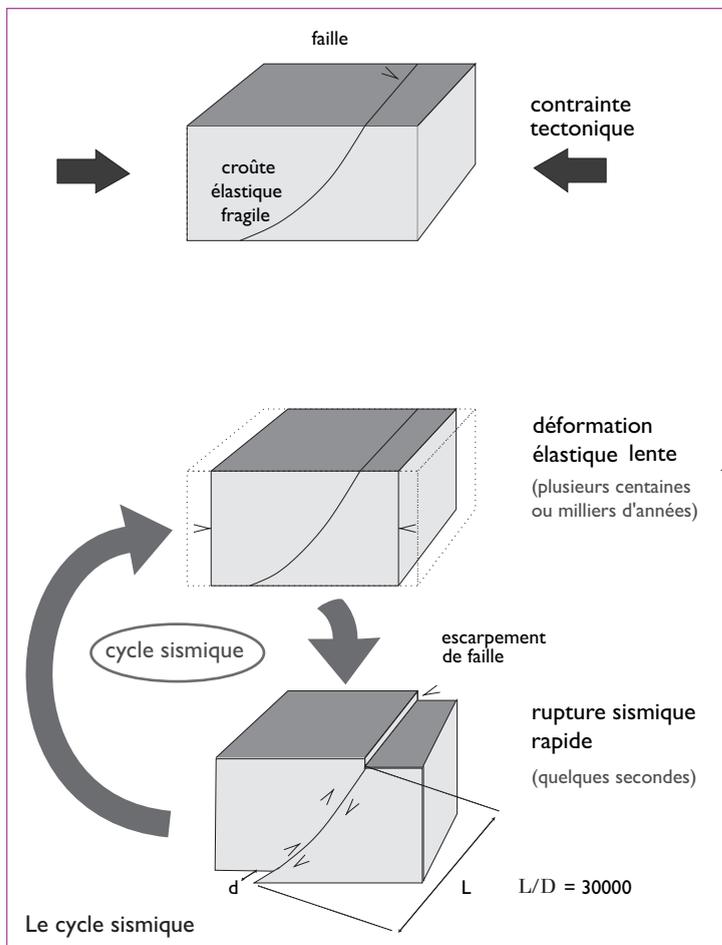
latéralement, et, lorsque la pression aura atteint quelques dizaines de millions de pascals – ou quelques centaines de fois la pression atmosphérique – clac ! une grande fracture va brutalement apparaître dans le sens de la compression, découpant le bloc en deux, accommodant par son ouverture le gonflement latéral.

Un séisme ? Pas vraiment. Car les séismes ont lieu à des kilomètres sous terre, dans des roches confinées par la pression des couches moins profondes. « Coincé » par les roches voisines, le cube de roche ne peut gonfler sous l'augmentation de la contrainte et la grande fracture longitudinale n'apparaît pas. Le cube résiste alors jusqu'à de bien plus fortes pressions, et finalement, crac ! une grande fracture apparaît brutalement. Mais cette fois-ci, cette fracture est oblique par rapport à la poussée et ne s'ouvre pas : les blocs de part et d'autre ne font que glisser très rapidement l'un contre l'autre. C'est un séisme. Mais un séisme un peu particulier, sur une faille toute « fraîche »...



Le glissement des blocs de chaque côté de la faille décomprime instantanément les roches. Mais la tectonique, poursuivant lentement sa compression, va remettre en charge le système en raccourcissant de nouveau le bloc. On devine que c'est sur la même faille, zone fragilisée du bloc, qu'aura lieu la prochaine rupture. On se doute aussi que celle-ci se produira pour des pressions nettement moins élevées, car les contacts entre les ASPÉRITÉS sur la surface de la nouvelle faille n'ont plus la résistance de la roche intacte.

Dans la croûte terrestre, la résistance moyenne des failles qui produisent les séismes est telle que juste avant la rupture, la déformation élastique atteint un rapport de 1 pour 100 000, voire de 1 pour 10 000. Ainsi, la compression d'un bloc rocheux de 10 km de long produit un raccourcissement de plusieurs dizaines de centimètres avant la rupture des failles qu'il contient – ce que la géodésie n'a aucun mal à détecter. Si vous considérez un bloc de 10 cm de



côté, les mêmes contraintes et la même déformation sont atteintes pour quelques microns : n'espérez donc rien voir lorsque vous serrerez votre morceau de tuile dans son étau – sauf au moment de la rupture...

À l'origine d'un SÉISME, il y a donc la rupture brutale des aspérités qui bloquent une faille préexistante, suivie immé-

diatement du glissement rapide des blocs de part et d'autre. Vous pouvez dès lors déclencher vous-même votre séisme, sans étau ni effort démesuré.

Les séismes tectoniques sont donc liés à la résistance des aspérités des surfaces des failles : une faille bien plane et lubrifiée par des roches finement broyées, de l'argile ou de l'eau sous pression, ne saurait résister à ces contraintes et glisserait continûment, au rythme de la déformation. Quelques segments de failles naturelles fonctionnent effectivement ainsi, sans séisme notable : imaginez la même expérience avec un peu de miel tartiné sous la brique...

La sismicité des failles est donc plus une question de frottement sur une surface fragile que de rupture proprement dite : chaque séisme ne produit,

en gros, que quelques pourcent de faille fraîche et remet en jeu, pour le reste, une ou plusieurs failles préexistantes. Mais ces ruptures fraîches sont fondamentales, en ce sens qu'elles permettent à votre petite fracture de grandir. Car, à 10 km sous terre, cette dernière ne cesse d'être sollicitée par



Prenez une brique et posez-la sur un sol dur : sa surface de contact avec le sol forme une petite faille très simple séparant deux blocs solides (le sol et la brique). C'est, du reste, aussi une faille particulièrement peu résistante, car en poussant ou en tirant un peu la brique, on la fait glisser facilement sur le sol – sauf si vous la cimentez... Mais faites l'expérience plus soigneusement. Pour mieux simuler la déformation élastique des roches qui transmettent à la faille les forces tectoniques, attachez un gros élastique à la brique, et allongez régulièrement ce dernier pour tirer la brique. Tout comme les plaques « tirent » sur les failles via la croûte terrestre... La brique ne glisse pas tout de suite : elle reste immobile, coincée par ses aspérités en contact avec le sol. Puis, lorsque la tension de l'élastique est suffisante, elle glisse d'un coup, relâchant l'élastique. La faille préexistante finit donc par « casser » et glisser : c'est un séisme.

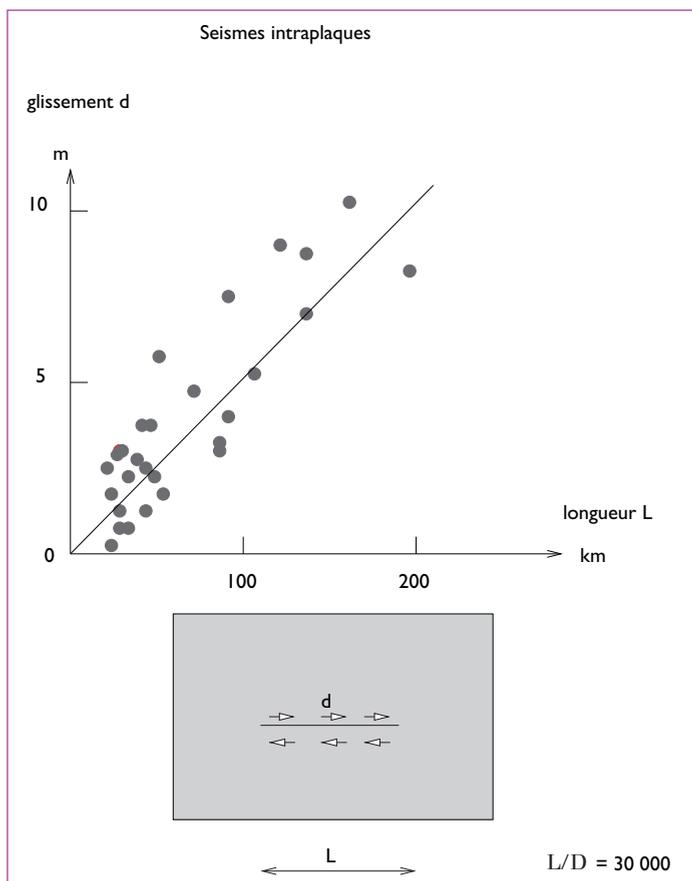
les déformations tectoniques : si vous essayez de promener votre brique comme un chien avec une laisse élastique, elle vous suivra, mais avec un mouvement saccadé, alternant blocages têtus et glissades rapides. Pour cette petite faille, c'est pareil, si ce n'est qu'à chaque rupture, de très fortes contraintes se concentrent à sa périphérie, fracturant à chaque fois un peu plus de roche intacte. Séisme après séisme, elle va donc s'agrandir, se connectant parfois aux failles voisines, ou les bloquant, pour atteindre, de millénaires en millions d'années, 10 m, 1 km, 100 km de long, participant de manière de plus en plus efficace à la découpe des frontières de plaques et accommodant au mieux les contraintes imposées par la convection profonde. Mais peut-être va-t-elle se figer, doublée par une faille plus active, ou bien

épargnée des efforts tectoniques par un changement d'orientation ou de vigueur de la convection profonde. Elle va alors se cicatriser, par la cristallisation des minéraux de roches transportés par l'eau en son sein, et peut-être rejouer en couissant dans un nouveau cycle tectonique favorable, des centaines de millions d'années plus tard.

Revenons à ces quelques secondes de la rupture. Comment diable un petit glissement qui a lieu à plusieurs kilomètres sous terre peut-il générer des destructions à des dizaines, voire des centaines de kilomètres de distance ?

Tout d'abord, ces glissements brusques sur les failles ne sont pas si petits que cela. Certes, sur une fracture métrique, ils n'atteignent pas le millimètre. Mais les séismes destructeurs sont liés à la rupture

de failles bien plus grandes, parfois longues de centaines de kilomètres, qui couissent d'un coup de plusieurs mètres. Ainsi, en 1999, le séisme d'Izmit, en Turquie, a-t-il rompu un segment de la faille nord-anatolienne, à l'est de la mer de Marmara, sur une longueur de 150 km. Rails tordus, routes et murets cisailés, rangées d'arbres décalées : difficile de ne pas voir le passage de la faille en surface, avec sa dislocation moyenne de 5 m, le bloc nord décalé vers l'est, le bloc sud vers l'ouest... Et en 2008, le séisme de Chengdu, en Chine, a rompu une faille atteignant 200 km de long, avec un glissement moyen



La loi d'échelle longueur-glissement
 Les points (L, D) représentent les mesures de glissement moyen D sur une faille qui a cassé sur une longueur L lors d'un séisme. L est *grosso modo* proportionnel à D.

de 5 m, accommodant le rapprochement inexorable entre la croûte terrestre tibétaine au nord-ouest et celle des plaines du Sichuan au sud-est.

En fait, on observe que le glissement sismique sur une faille est proportionnel à sa longueur, dans un rapport de 1 à 10 000 ou 100 000 (ci-contre). Ces chiffres devraient vous rappeler quelque chose : c'est précisément la valeur de la déformation limite accumulée autour de la faille, juste avant sa rupture. En somme, la déformation élastique des roches de la croûte qui s'accumule par la tectonique des plaques est tôt ou tard relâchée par le glissement sismique de la faille, qui produit en quelques secondes la déformation opposée. C'est le CYCLE SISMIQUE : des siècles, voire des millénaires de mise en charge élastique, pour quelques secondes de rupture et de glissement.

Des ondes dans les roches

La production de grands glissements sur les failles n'explique pas tout le potentiel destructeur des séismes : c'est la capacité des roches à propager des ondes, grâce à leur élasticité, qui leur permet de transporter au loin ces brusques mouvements, qui sinon resteraient confinés au voisinage immédiat de leur source. Que sont donc ces ondes ?

Pour bien le voir, prenez un de ces longs ressorts cascadeurs que l'on trouve parfois dans les magasins de gadgets. Attachez-en une extrémité au mur, tendez-le et secouez-le d'un geste brusque de la main : la vibration se propage rapidement le long du ressort. Le mouvement d'un élément du ressort force le mouvement de son voisin, lequel se met en branle avec un léger retard lié à son inertie, et ainsi de proche en proche... Selon la direction de votre geste, vous obtiendrez

une onde de compression, qui, dans un mouvement longitudinal, comprimera et dilatera alternativement le ressort, ou une onde de cisaillement, qui déplacera le ressort latéralement, comme le cinglement d'un fouet. Ces deux types d'ondes existent tout aussi bien dans les roches, mais elles y voyagent mille fois plus vite : dans la croûte terrestre, au lieu de quelques mètres par seconde dans le ressort, les ONDES DE COMPRESSION, dites *P*, font du 6 km/s, et les ONDES DE CISAILLEMENT, dites *S*, du 3 km/s. Dans un liquide, comme l'eau, ou dans un gaz, comme l'air, les ondes *P* se propagent sans problème, mais bien moins vite : 1,5 km/s dans l'eau, 300 m/s dans l'air, bien plus compressible. Ces ondes *P* dans l'air, vous en avez l'expérience quotidienne : ce sont elles qui « transportent » le son depuis sa source vibrante jusqu'à vos oreilles... Mais les liquides et les gaz ne permettent pas aux ondes *S* d'exister, car la très faible viscosité de ces fluides les empêche de transmettre des forces cisailantes de proche en proche.

La mesure des ondes sismiques produites par des ruptures de failles ou par des explosions artificielles a permis de préciser peu à peu les vitesses des ondes *P* et *S* à l'intérieur du globe, car les séismes, même modérés, produisent des ondes détectables aux antipodes sur des sismomètres très sensibles! Notez bien qu'à la différence des ondes dans le ressort, qui ne peuvent voyager que le long du ressort, les ondes sismiques *P* et *S* dans la Terre partent dans toutes les directions – tout comme le son sortant de votre gorge est entendu tout autour de vous. Pour traverser la Terre de part en part, il ne faut que quarante minutes de propagation pour l'onde *P*, car les vitesses sismiques augmentent avec la profondeur et atteignent 12 km/s dans le noyau de fer très rigide. Mais les ondes *S*

ne peuvent passer dans la couche de fer liquide, et c'est justement leur absence des SISMOGRAMMES à certaines distances qui a permis de conclure à l'existence de cette couche liquide.

Un sismogramme n'est malheureusement pas seulement composé d'une belle onde *P*, impulsive, suivie quelque temps plus tard d'une belle onde *S*. Secouez à nouveau votre ressort : un écho *y* est généré à son extrémité et, après quelques allers-retours, votre onde perd bien vite sa simplicité originelle. De même, les couches multiples de la Terre et leurs irrégularités, ainsi que sa surface, vont réfléchir les ondes *P* et *S*, les dévier, les diffuser, transformer part de la compression en cisaillement et inversement, parfois les piéger et les amplifier dans des poches molles tels des bassins sédimentaires, ou les guider le long de la surface de la Terre... Ces ondes multiples rendent délicate l'interprétation des sismogrammes, de plus en plus complexes au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la source, brouillant le signal de la faille par leurs multiples échos.

Mais le malheur des uns fait le bonheur des autres : les sismologues intéressés non pas par les failles mais par la structure et la composition interne de la Terre seront ravis de trouver les structures profondes de la planète responsables de tous ces échos...

Plus la faille sismique est située loin du sismomètre, plus les ondes arrivent tardivement. C'est ce qui permet au sismologue de localiser le lieu de démarrage des ruptures sismiques, ou HYPOCENTRE, en mesurant l'instant d'arrivée de l'onde *P* à de nombreuses stations sismologiques. La précision de la localisation est de 1 à 10 km, selon la proximité des réseaux de surveillance. Mais ce n'est pas tout. Reprenez votre ressort, et observez bien

son extrémité : la direction du mouvement de l'onde *y* trahit celle de la première impulsion que vous lui avez donnée. Sur un sismogramme, en mesurant la direction du premier mouvement de l'onde *P*, voire de l'onde *S*, on peut en déduire la direction du mouvement de la face la plus proche de la faille, et, par recoupement avec plusieurs enregistrements dans différentes directions, connaître l'orientation de cette faille et la direction du glissement sur sa surface. C'est ainsi que l'on peut tout savoir, ou presque, d'une faille sismique cachée à des kilomètres dans l'opacité de la Terre.

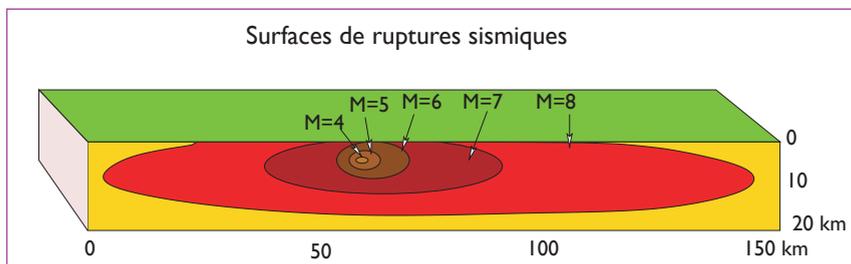
La magnitude des séismes

Laissons de côté les ondes et revenons à leur source, ce glissement brutal entre deux blocs. Depuis les années 1980, la multiplication des mesures sismologiques et géodésiques au voisinage des failles sismiques a permis d'en révéler le détail de plus en plus finement. Prenez du papier absorbant et étirez-le progressivement pour en séparer une feuille : la déchirure se propage rapidement le long du pointillé, du point le plus faible – ou le plus étiré – à ses voisins... De même pour les failles, où la rupture commence sur une toute petite surface, plus fragile ou plus déformée. En y relâchant les contraintes, ces dernières sont reportées très rapidement en sa périphérie, à une vitesse proche de celle des ondes *S*, fracturant les surfaces voisines, et ainsi de proche en proche : un front de rupture se propage sur la faille, à environ 3 km/s, derrière lequel le glissement se met rapidement en place, à près de 1 m/s. Mais la rupture peut se bloquer en rencontrant la surface plus résistante d'une de ces aspérités causées par les irrégularités géométriques de la faille, ou bien en atteignant une zone

qui a déjà glissé lors d'un séisme récent, et a donc relâché ses contraintes.

La longueur finale de la rupture sismique définit l'énergie relâchée par le séisme. Cette dernière est proportionnelle d'une part à la surface de la faille (de l'ordre de L^2 si L est sa longueur) et d'autre part à l'amplitude du glissement (lui-même proportionnel à L). L'énergie est donc proportionnelle à L^3 : une faille de 100 km de long libérera un million de fois plus d'énergie qu'une faille de 1 km de long (100^3) !

Pour éviter de manipuler des chiffres sur une échelle aussi grande, les sismologues ont défini la magnitude par une mesure logarithmique de cette énergie. On peut ainsi montrer que gagner un point de magnitude correspond à multiplier la longueur de la faille par 3. Typiquement, une faille d'1 km de long correspond à un séisme de magnitude 4, alors que 100 km de rupture correspondent à un séisme de magnitude 8. Les plus grands séismes connus ont atteint la magnitude 9,5, au Chili en 1960 et en Alaska en 1964. Le troisième du classement, de magnitude 9,3, est de sinistre mémoire: c'est celui de Sumatra, en 2004, dont on a surtout retenu le monstrueux tsunami associé, responsable de la majorité des 225 000 morts. Ces trois séismes ont tous rompu plus de 1 000 km de faille dans des zones de subduction et ont produit des glissements atteignant une vingtaine de mètres ! Une magnitude 2 correspond plus modestement à une faille de 100 m qui glisse de quelques centimètres.



La relation magnitude-longueur

Les ondes sismiques émises par les failles

Lors du glissement, les deux blocs séparés par la faille frottent l'un contre l'autre : les multiples aspérités de toutes tailles qui forment leur contact s'accrochent et se décrochent vivement, produisant une vibration persistante des roches dans une large gamme de fréquences, jusqu'à ce que la faille se bloque. Le raclement de votre brique glissant sur le sol en est le témoin sonore. Ces vibrations vont se propager au loin, dans toutes les directions, sous forme d'ondes P et d'ondes S . Mais dans certaines directions, les ondes P seront dominantes, et dans d'autres, ce seront les ondes S , dépendant du sens du mouvement sur le plan de faille lui-même, et de son orientation.

Forte au voisinage de la faille, l'amplitude de ces ondes diminue en proportion inverse de la distance parcourue par simple effet géométrique – tout comme pour la lumière émise par une lampe. Mais la diffusion des ondes sismiques par les hétérogénéités et leur amortissement par la mise en jeu et le frottement des myriades de petites fissures dans les roches à leur passage produisent une atténuation supplémentaire. Cette atténuation est d'autant plus grande que la fréquence (nombre d'oscillations par seconde) est élevée. Ainsi, les vibrations à 100 ou 1 000 Hz, émises lors du glissement deviennent indétectables à quelques kilomètres de la faille. De même, pour les séismes lointains, les sismomètres

ne mesurent que les ondes de fréquence inférieure à 1 Hz (période supérieure à 1 seconde), les vibrations à 10 Hz (0,1 seconde)

ayant été bien plus fortement atténuées. C'est d'ailleurs par la mesure de ces ondes de période 1 s, corrigées de leur atténuation avec la distance, que le géophysicien Charles Francis Richter a défini en 1935 la première échelle de magnitude.

Cette décroissance des amplitudes des ondes sismiques avec la distance fait que les séismes ne sont généralement destructeurs que dans leur voisinage immédiat, jusqu'à quelques dizaines de kilomètres pour les plus grands. Que valent donc ces amplitudes à proximité de la faille ?

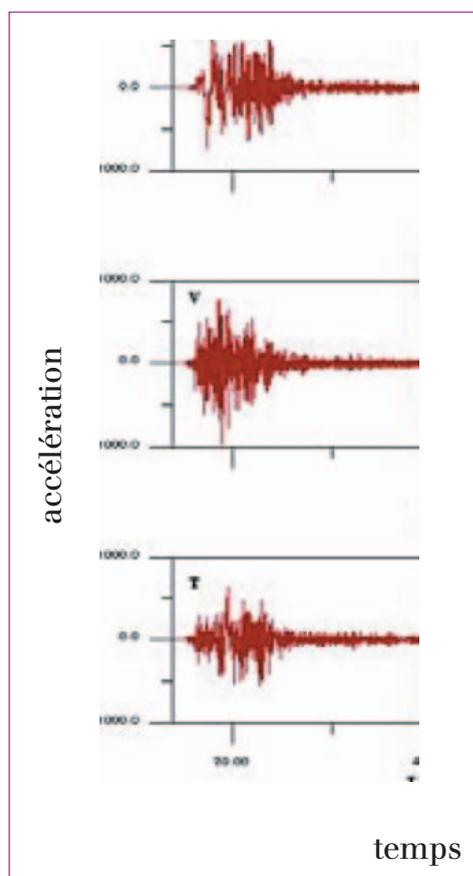
Reprenons le séisme de magnitude 2 vu plus haut. Comme le front de rupture se bloque au bout de 100 m de course, le glissement irrégulier émet des vibrations pendant environ 0,3 s (100 m à 3 km/s). Bien que le glissement final sur la faille atteigne quelques centimètres, les vibrations du sol, à une dizaine de kilomètres de distance, n'atteignent que quelques fractions de millimètre. Bien détectées par des sismomètres, elles restent imperceptibles pour l'homme et n'ont bien sûr aucun effet destructeur.

Si le front de rupture n'est arrêté qu'au bout de 10 km, le séisme parvient à la magnitude 6, dure 3 s, et le glissement final sur la faille atteint 1 m. C'est ce qui s'est passé à L'Aquila, en 2009. À moins de 10 km de la faille, les vibrations émises dépassent la dizaine de centimètres. La vitesse du sol peut atteindre plusieurs dizaines de centimètres par seconde. La rupture peut même fracturer la surface de la Terre, au grand plaisir des géologues qui voient enfin leur faille apparaître.

Le séisme d'Izmit de 1999, de magnitude 7,5, a duré une vingtaine de secondes, le temps que le front de rupture balaie la faille de l'hypocentre jusqu'à ses extrémités est et ouest, sur 150 km de long ! Les vibrations

du sol furent destructrices jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de la faille, avec des vitesses maximales de plus d'un mètre par seconde. Ce tremblement de terre a ravagé plusieurs villes et fait près de trente mille morts. En 2004, la rupture de la faille à l'origine du séisme de Sumatra a duré 6 minutes, le temps de sa propagation sur ses 1 200 km de long.

Les mouvements peuvent aussi être décrits par l'accélération du sol, en m/s^2 : pour Izmit, ils ont dépassé $5 m/s^2$, soit la moitié de l'accélération de la pesanteur, g . Lors du séisme de Bam de 2003, les



Trois composantes de l'accélération du sol, dans la direction nord, verticale, et est, enregistrée dans la ville de Bam, pour le séisme du 26 décembre 2003. L'hypocentre est situé 8 km sous la ville. Les valeurs sont en accélération (cm/s^2). 1000 cm/s^2 correspond à $10 m/s^2$, soit environ l'accélération de la pesanteur (celle que vous avez en sautant d'une chaise...). Source BHRC



Faites prendre une couche de gélatine dans une assiette puis secouez légèrement cette dernière : la gélatine aura des mouvements bien plus grands que ceux de l'assiette, dus à sa plus faible rigidité.

accélération verticale mesurée ont atteint 1 g : leur effet est tel que les bâtiments sont passés en une fraction de seconde de leur poids normal à un poids apparent deux fois plus grand, lorsque le sol remontait, et à un poids nul, lorsqu'il redescendait ; et ainsi de suite plusieurs fois par seconde, pendant plusieurs secondes – comme dans une sorte d'ascenseur frénétique. On comprend bien que seuls des bâtiments particulièrement bien construits sortent intacts d'une telle épreuve !

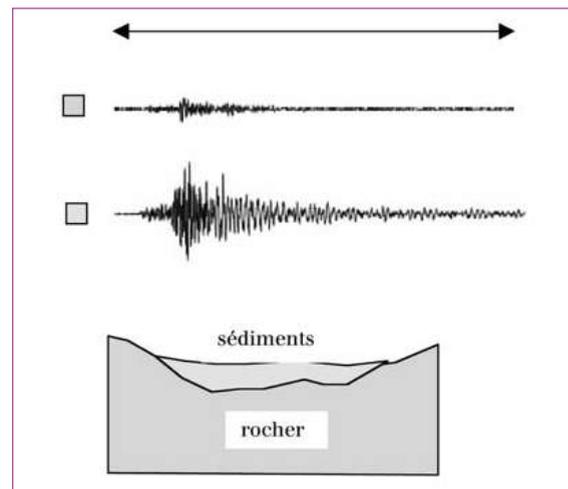
Ces mouvements violents produits par les séismes ont une période dominante comprise entre 0,1 et 1 s, précisément la gamme de sensibilité de la plupart des bâtiments, qui peuvent dès lors être endommagés, voire détruits. Cette sensibilité est due au phénomène de résonance, que vous pouvez reproduire facilement avec une longue baguette de bois en la secouant par une extrémité : à une certaine période d'excitation, d'autant plus grande que la baguette est longue, la baguette se met à osciller bien plus que votre main. Pour les bâtiments d'un seul niveau, la période de résonance est de 0,1 s ; pour ceux de dix étages, elle est dix fois plus grande, soit 1 s.

En un site donné, après le passage des ondes, le sol s'immobilise dans une position nouvelle, en raison de la distorsion élastique des roches imposée par le glissement sur la faille. Cet effet diminue très vite avec la distance à la faille. À 10 km de distance, le déplacement résiduel est typiquement de quelques millimètres pour un séisme de magnitude 5, de dizaines de centimètres pour un séisme de magnitude 6 et de 1 m pour un séisme de magnitude 7. Ces déplacements, notablement plus faibles que sur la faille elle-même, sont parfaitement détectables

au voisinage de la faille par la géodésie par GPS, ce qui permet aux chercheurs de mieux connaître la faille activée, même si la rupture n'a pas atteint la surface. Mais ils deviennent très vite négligeables à grande distance de la faille.

La décroissance géométrique de l'amplitude des vibrations avec la distance est fort bienvenue pour la bonne tenue de nos constructions. Mais elle est malheureusement souvent contredite par les observations. On note en effet que les ondes sismiques sont systématiquement amplifiées, d'un facteur 2 à 10, lorsqu'elles passent du rocher rigide et profond aux couches très superficielles et peu rigides des sols sédimentaires (argiles, sables, moraines...) (ci-dessous).

Ainsi, à 50 km d'un séisme de magnitude 6, un site où le rocher affleure (le bord de votre assiette) ne verra aucune destruction, alors que de forts dommages seront observés à la même distance sur un sol sédimentaire récent (la gélatine), qui se mettra en résonance. Cette forte amplification, dite aussi « effet de site », est ignorée de la réglementation parasismique



Amplification des ondes sur les sédiments à Nice

française actuelle mais les futures normes devraient mieux la prendre en compte.

La prédiction des mouvements forts

Il est bien sûr impossible de prévoir exactement quels mouvements du sol produira telle ou telle faille sismique. Car non seulement l'hétérogénéité des couches géologiques va brouiller le signal sismique de la faille par tous ses échos, mais aussi parce que les ondes émises par la faille sont elles-mêmes imprévisibles dans leur détail. En effet, ces ondes dépendent de la rupture chaotique de toute une population inconnue d'aspérités qui se décroissent brusquement les unes après les autres, comme dans un monstrueux effet domino : les petites aspérités, en glissant, produiront les ondes de haute fréquence, les plus grosses celles de basse fréquence...

Cependant, le nombre d'aspérités de chaque faille dépend simplement de sa longueur, et donc de la magnitude du séisme. Il est donc possible, pour un séisme de magnitude 7 par exemple, d'estimer à l'avance, en moyenne, l'énergie émise dans la gamme de fréquences entre 1 et 10 Hz. Bien sûr, on ne pourra pas prévoir le détail précis de la rupture, et on peut se tromper d'un facteur 2 dans l'amplitude des ondes émises... C'est beaucoup, me direz-vous, mais sur une échelle où les amplitudes de mouvement varient d'un facteur un million, entre un gros et un petit séisme, une telle incertitude est un moindre mal ! Sur la base de ces observations statistiques, on peut donc estimer l'amplitude des futurs mouvements du sol, et en particulier la vitesse ou l'accélération maximale de ce dernier, en fonction de la magnitude du séisme et de la distance à la faille.

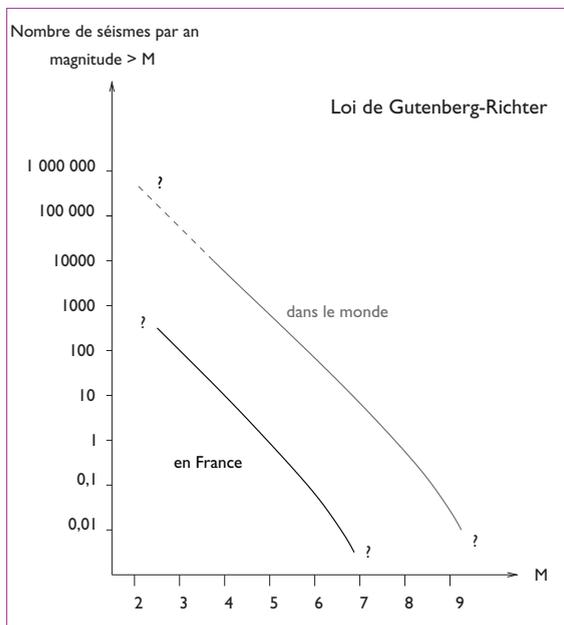
La prédiction des séismes

À vrai dire, le problème n'est pas tant de savoir quelle amplitude produira le futur séisme de magnitude 6 sur telle ou telle faille, mais plutôt de savoir, au final, quelle sera cette magnitude. Car rien ne dit qu'après avoir rompu 10 km de faille, la rupture ne poursuivra pas sa progression rapide sur les segments suivants, pouvant ainsi dégénérer en un séisme de magnitude 6,5, voire 7 !

Une autre approche statistique fournit des éléments de réponse. Si l'on compte dans une région donnée, et sur une période de temps donnée, le nombre de séismes qui dépassent une certaine magnitude, on s'aperçoit que diminuer d'un point cette magnitude fait décupler le nombre de séismes. C'est la loi de Gutenberg-Richter.

Cette loi universelle relie donc la proportion entre petits et grands séismes. On peut ainsi estimer, « à la louche », qu'une rupture atteignant 10 km (produisant une magnitude 6 si elle s'arrête) a une chance sur dix de dégénérer en séisme de magnitude supérieure à 7 si elle poursuit sa propagation. Selon la sismicité de la région, il existe cependant une magnitude à partir de laquelle cette loi surestime le nombre de grands séismes : au niveau mondial, au-dessus de magnitude 8 ; en France métropolitaine, peut-être à partir de magnitude 7.

En prenant cette loi en compte, on peut calculer qu'à une frontière de plaques, la contribution globale des séismes au mouvement relatif des plaques par le glissement des failles est largement dominée par les plus fortes magnitudes. Les plus petits séismes ne seraient qu'un bruit de fond témoignant du réajustement continu des contraintes à des échelles et sur des failles plus petites.



La loi de Gutenberg-Richter

Cette loi permet de prédire, au premier ordre, la sismicité future d'une région. Sachant par exemple qu'à moins de 100 km de Nice, depuis cinq cents ans, on compte environ dix séismes de magnitude estimée, d'après les destructions rapportées, supérieure à 5,5, on peut prédire qu'il y a une « chance » sur dix d'avoir un séisme de magnitude 6,5 dans les cinquante prochaines années. Ces estimations ne nécessitent pas de savoir précisément où sont les failles en jeu, ni de connaître leur nombre.

Lorsque les failles sont plus actives, aux frontières des plaques, les estimations

peuvent être plus directes et plus précises. Les reliefs et les déformations qu'elles produisent (décalage de lits de rivière, de moraines glacières, soulèvement de terrasses marines, etc.) – souvenez-vous de votre mixture sucre-farine –, associés à des datations judicieuses de ces structures, permettent d'estimer les vitesses moyennes de glissement de ces failles, sur des périodes de dix mille à cent mille ans. À plus court terme, comme nous l'avons vu plus haut, les antennes GPS placées à quelques dizaines de kilomètres de part et d'autre des failles montrent aussi le mouvement continu des plaques et la déformation élastique qui s'accumule au voisinage des grandes failles.

Ces mesures géologiques et géodésiques coïncident généralement : pour la faille nord-anatolienne, on trouve environ 2,5 cm par an. Cela signifie que pour produire les 5 m de glissement moyen du séisme de 1999, il a fallu accumuler deux cents ans de mise en charge tectonique. Si l'on s'intéresse au segment de cette faille situé juste à l'ouest de cette rupture, sous la mer de Marmara, qui n'a pas cassé depuis le séisme de 1755, on peut facilement calculer qu'il a largement accumulé assez de contraintes pour se relâcher dans un séisme de magnitude supérieure à 7. Istanbul et ses dix millions d'habitants n'en sont éloignés que d'une



Si vous souhaitez avoir une petite idée de l'origine de cette loi, requinquez-vous du reste de soupe au potiron et prenez un lot d'une dizaine de briques. Alignez-les au sol, reliez-les entre elles, de proche en proche, par des ressorts. Attachez-les chacune par un autre ressort à une longue barre, parallèle à la file. Et maintenant, tirez sur la barre. Les ressorts se tendent et, de temps à autre, une brique glisse. Souvent, deux voisines glissent en même temps ; parfois, ce sont trois briques qui glissent d'un coup ; plus rarement, quatre... Si vous poursuivez cette expérience très longtemps, vous observerez des glissades de toutes tailles ; plus précisément, le nombre de glissades de plus de N briques est en rapport constant avec le nombre de glissades avec $2N$ briques. Si l'on associe le nombre de briques avec la longueur d'une rupture sismique (et donc avec sa magnitude), on retrouve bien une loi de type Gutenberg-Richter : les événements sont d'autant plus rares qu'ils sont grands.

vingtaine de kilomètres : la catastrophe pourrait survenir demain, ou dans cinquante ans...

La précision en temps de telles prédictions est très floue, car le cycle sismique d'une faille est très irrégulier. Considérez le cas idéal d'une seule faille, sans interaction avec d'autres : si vous repartez promener votre parpaing au bout de sa laisse élastique, vous constaterez que ses sauts successifs pour vous suivre sont très variables, en glissement et en délai, car d'indétectables changements dans les aspérités en contact peuvent dramatiquement modifier leur résistance au glissement.

Les interactions sismiques

Il existe toutefois des situations où le sismologue peut prédire, à coup sûr, la venue imminente de séismes : c'est le cas pour les RÉPLIQUES qui surviennent après un grand séisme. Ces répliques sont simplement la rupture tardive d'aspérités épargnées par la rupture et celle de failles voisines. Elles sont concentrées à moins de quelques longueurs de faille du premier choc, là où les perturbations des contraintes sont les plus fortes. En effet, suivant la géométrie et le glissement de la faille rompue, de vastes zones autour de la faille principale se sont déformées un peu plus suite au séisme, tandis que d'autres se sont un peu relaxées. Ces dernières sont souvent sur les côtés de la faille, alors que les premières seront plutôt dans le prolongement de la faille. Les zones les plus déformées par le glissement sismique concentreront la plupart des répliques en leur sein, alors que les autres en seront plutôt dépourvues.

Les sismologues ont donc des outils pour prédire le lieu probable des répliques à venir. Mais que peuvent-ils dire du moment

où elles surviendront ? Pour cela, ils s'appuient sur une loi plus que centenaire, découverte par le Japonais Omori, qui dit que le nombre de répliques diminue en inverse du temps : il y a dix fois moins de séismes le dixième jour que le premier. Cette loi, dont l'origine physique est encore très débattue, serait liée à la capacité des failles de glisser très lentement, avant de se déstabiliser et d'émettre des vibrations. En effet, si les failles étaient capables de réagir instantanément à une augmentation des contraintes, les répliques auraient toutes lieu au moment du séisme principal, ce qui n'est pas le cas. Le délai variable entre ce dernier et l'instant des répliques, bien décrit par la LOI D'OMORI, nécessite donc l'existence d'un processus lent de déstabilisation sur la faille.

Mais cette loi d'Omori ne dit rien sur les magnitudes. Toutefois, si vous l'associez avec celle de Gutenberg-Richter, la chose devient plus intéressante, car on peut alors prévoir leur distribution. Prenons un séisme de magnitude 6. Il produit en moyenne une réplique de magnitude 5 et plus, et on peut donc attendre une dizaine de séismes de magnitude 4 et plus, une centaine de magnitude 3, etc. Il n'y aurait donc pas trop à s'inquiéter, ces faibles magnitudes étant non destructrices. Hélas, il faut aussi remonter l'échelle des magnitudes : une chance sur dix d'avoir un séisme dépassant la magnitude 6, une chance sur cent qu'elle dépasse la magnitude 7. En 1960, le Chili est secoué par un très fort séisme de magnitude 8,1. Le jeune directeur de l'Observatoire sismologique de Santiago se veut aussitôt rassurant pour la population, sur la magnitude plus faible des répliques à venir ; le lendemain survenait le plus grand séisme du XX^e siècle, de magnitude 9,5 !

Ainsi, il est vite apparu aux sismologues que cette capacité d'un séisme d'en déclencher un autre ne se limitait pas aux séquences de répliques ordinaires : parfois, le séisme n'est que le précurseur d'un séisme bien plus gros ; d'autres fois, les séismes se succèdent en grand nombre avec des magnitudes voisines, formant des essaims qui peuvent durer des jours ou des années ; enfin, certaines « répliques » peuvent être déclenchées très loin de la faille, là où les très faibles déformations du premier choc ne sauraient généralement déclencher de nouvelle rupture.

Toute cette « zoologie » sismique, mystérieuse, est au cœur des recherches et des débats actuels sur la prédiction à court terme. Car ces essaims sismiques, parfois ressentis, parfois tout juste détectés par les sismomètres les plus sensibles, ne seraient-ils pas capables de déclencher des ruptures destructrices par effet de cascade ? Ne seraient-ils pas plutôt les prémices de la fracturation prochaine de quelque grosse aspérité en phase d'affaiblissement, dernier verrou d'une faille prête à casser ? Quoi qu'il en soit, il apparaît clairement que la moitié des grands séismes californiens des dernières décennies ont été précédés, moins d'un mois avant, et à moins de 10 km de distance, par des séismes « précurseurs »... Mais comment distinguer ces précurseurs de l'activité sismique normale ? La polémique est vive sur cette question fondamentale et aucune réponse convaincante n'est encore en vue !

Pour compliquer le tableau – et aussi peut-être pour l'éclairer –, certains suggèrent que ces essaims sismiques soient contrôlés par des glissements lents et silencieux sur les failles, avant-coureurs de leur déstabilisation. Ces effets de

glissement présismique ont été mesurés en laboratoire sur de petites fractures, et prédits théoriquement. Ils permettent aussi, nous l'avons vu, d'expliquer la loi d'Omori des répliques. Ainsi, lorsque vous cherchez à déplacer la brique en tirant sur sa laisse élastique, elle devrait se mettre à glisser lentement de quelques microns peu avant de s'élançer vers vous. Pour les grandes failles, ce GLISSEMENT ASISMIQUE peut atteindre plusieurs centimètres, et produire des effets détectables en surface avant la rupture sismique destructrice. C'est ainsi que l'on peut interpréter les dizaines de petits séismes, pour certains ressentis, survenus dans les trois mois précédant le séisme de L'Aquila de 2009 ; une concentration de séismes sur moins de 10 kilomètres, coïncidant avec la position de la faille qui allait rompre le 6 avril...

Enfin, pour corser encore les affaires, des chercheurs font intervenir l'eau souterraine baignant les pores et fissures des roches jusqu'au cœur des failles, là où une augmentation de sa pression peut favoriser le décrochement des parois, faciliter la percolation de cette eau vers la surface, *via* la faille, et accélérer ainsi la déstabilisation sismique. Les émissions souterraines de gaz radon observées avant le séisme de L'Aquila de 2009 pourraient bien être les révélateurs de cette « fuite » dans la faille, conséquence de son glissement en profondeur – à associer bien sûr à la crise microsismique décrite plus haut. Mais aucun modèle théorique ni empirique fiable, statistiquement validé, ne permet d'évaluer la probabilité que ce type de crise dégénère en un grand séisme – ou au contraire s'éteigne sans rupture majeure, ce qui arrive, heureusement, le plus souvent... Les chercheurs ne sont pas au bout de leurs peines.

Glissements lents, effet de pression des eaux souterraines, ruptures sismiques : voilà les ingrédients dont les interactions

méconnues seront au cœur des futures théories de la genèse des séismes...

Et pour aller plus loin, quelques questions d'enseignants

Les ondes sismiques sont-elles comme des ronds dans l'eau ?

On prend souvent l'analogie des ronds dans l'eau produits par le plongeon d'un caillou dans une mare pour donner une image des ondes sismiques. Ce n'est pas très heureux, car ce qui permet à la vaguelette de se propager n'est pas l'élasticité de l'eau. La force de rappel n'est pas liée à une tension interne au sein du liquide, mais à une force extérieure, la gravité, qui, on le sait, n'aime ni les bosses ni les creux dans l'eau : la bosse va chercher à s'étaler et le creux à se combler, en perturbant leur voisinage...

Quel est l'effet des séismes sous la mer ?

Les ondes sismiques P émises par les séismes se propagent dans l'eau, car cette dernière peut se comprimer et se dilater : si ces vibrations sont assez fortes, elles agissent sur la coque des navires comme une succession de chocs, qui peuvent produire des avaries – comme sur les immeubles. Par ailleurs, si la faille est assez grande pour produire un mouvement vertical du fond marin de plusieurs mètres, sur des dizaines, voire des centaines de kilomètres de long, les masses d'eau au-dessus vont monter ou descendre d'autant, puis se déplacer pour se rééquilibrer, ce qui va provoquer la propagation de grandes ondes marines : ce sont les raz-de-marée, ou tsunamis. En arrivant près des côtes, ces « bosses » d'eau peuvent être fortement amplifiées et former des vagues déferlantes dévastatrices : celles du séisme de Lisbonne, en 1755, ont dépassé 20 mètres de haut. Pour le séisme de Sumatra, en 2004, le mur d'eau a pu inonder les côtes jusqu'à 30 m de hauteur dans la région de Banda Aceh, au nord de l'île, à moins de 100 km de la faille activée, et le tsunami a été meurtrier jusque sur les côtes africaines, à 5 000 km de distance.

Quelle différence y a-t-il entre l'intensité et la magnitude ?

La magnitude mesure l'énergie du séisme, sans limitation d'échelle. Elle est reliée à la longueur de la faille et à son glissement, en lien avec la tectonique des plaques. L'intensité mesure les effets locaux des séismes sur une échelle de I à XII : effets ressentis à partir de l'intensité III, premiers dommages légers à l'intensité VI, destructions à partir de l'intensité VIII. Plus on est loin de la faille sismique, plus l'intensité est faible. L'intensité maximale, près de la faille rompue, donne une idée de la magnitude du séisme.

Quel rapport y a-t-il entre séismes et volcans ?

Sismicité et volcanisme sont tous les deux induits par la tectonique des plaques. Les éruptions volcaniques sont toujours précédées et accompagnées d'un grand nombre de petits séismes, qui sont liés à la fracturation et au glissement de petites failles et fractures du volcan, décoincées par la remontée du magma ou de gaz vers la surface. Mais ces failles restent petites, dépassant rarement quelques kilomètres de long, et donc produisant des séismes de magnitude inférieure à 5. Il est très rare que de grands séismes soient déclenchés par des éruptions volcaniques. De même, les grands séismes déclenchent rarement des éruptions volcaniques, car ces dernières ont une phase de préparation lente, liée à la transformation chimique des magmas, peu sensibles aux secousses sismiques.

Bibliographie

Pascal BERNARD, *Qu'est-ce qui fait trembler la terre ?*, EDP-sciences, coll. « Bulles de Sciences », 2003.

Jérôme LAMBERT (dir.), *Les tremblements de Terre en France : hier, aujourd'hui, demain*, éd. BRGM, 1997.

Raoul MADARIAGA et Guy PERRIER, *Les Tremblements de terre*, Presses du CNRS, coll. « CNRS plus », 1991.

Sur la Toile

Centre sismologique euro-méditerranéen (CSEM-EMSC) :

<http://www.emsc-csem.org/>

Incorporated Research Institutions for Seismology (Iris) :

<http://www.iris.edu/quakes/quakes.htm>

Réseau national de surveillance sismique (Reness) :

<http://renass.u-strasbg.fr/>

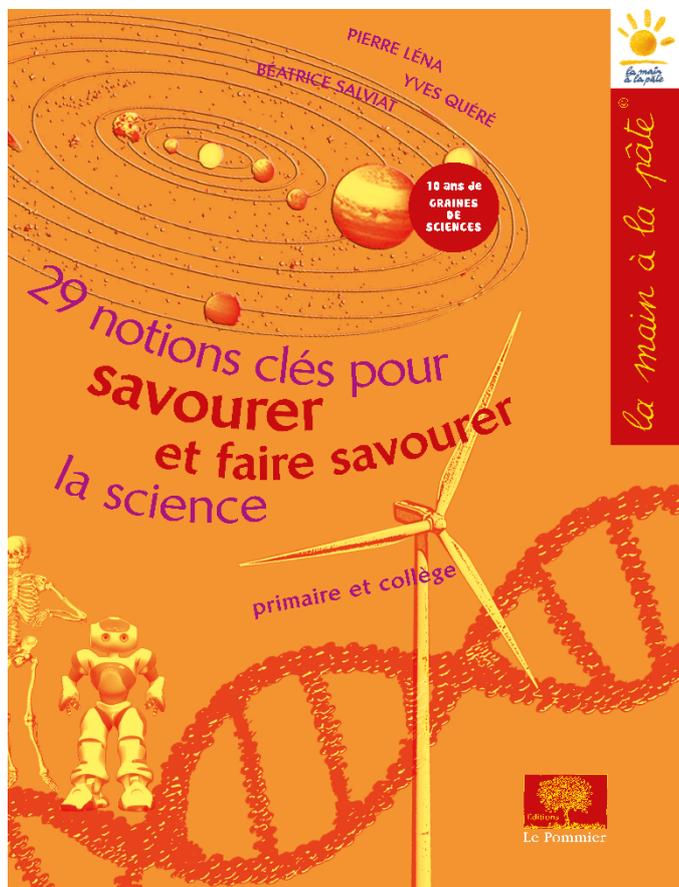
Bureau central sismologique français (BCSF) :

<http://www.seisme.prd.fr/>

Association française de génie parasismique (AFPS) :

<http://www.afps-seisme.org/>

Cette ressource est issue de l'ouvrage *29 notions clés pour savourer et faire savourer la science*, paru aux Éditions Le Pommier.



Le meilleur des Graines de sciences

Vous êtes enseignant, parent, éducateur... et vous manquez parfois de « munitions » pour répondre aux questions des enfants...

Or, en classe, à la maison, au centre de loisirs, celles-ci fusent : « Le Soleil va-t-il s'éteindre ? » « Est-ce qu'il y a des tremblements de terre sous la mer ? » « Où va l'eau qui tombe du ciel ? » « Pourquoi le ciel est-il bleu le jour ? » « Qu'est-ce que l'effet de serre ? » « Pourquoi les animaux migrent-ils ? » « C'est quoi le clonage ? »

Cet ouvrage de référence va vous aider à répondre à ce bombardement de curiosité... en toute connaissance de cause !

Fruit d'une rencontre entre des scientifiques et des enseignants, désireux de partager savoir et expérience, il est précisément conçu pour vous permettre d'acquiescer ou d'approfondir une culture scientifique, si précieuse pour appréhender le monde qui nous entoure... et pour l'expliquer !

Du Soleil à la cellule, du cycle de l'eau aux énergies renouvelables, de l'origine de l'homme au nanomonde, les 29 notions réunies dans ce volume constituent le bagage indispensable pour pérégriner, avec les enfants, en sciences, et ce, de la maternelle au collège. On les retrouve d'ailleurs dans le Socle commun de connaissances et de compétences, qui définit ce que l'école puis le collège doivent, en France, s'imposer de transmettre à tous les enfants.



Fondation *La main à la pâte*

43 rue de Rennes
75006 Paris
01 85 08 71 79
contact@fondation-lamap.org

Site : www.fondation-lamap.org

 FONDATION
La main à la pâte
POUR L'ÉDUCATION À LA SCIENCE