

Qu'est-ce qui détermine l'étendue spatiale des tremblements de terre ?

• C. BERGE-THIERRY (IRSN)

• B. HERNANDEZ (IRSN)

• F. COTTON (IRSN)

• O. SCOTTI (IRSN)

L'application pratique de la sismologie est de prévenir ou de réduire les dégâts engendrés par les séismes. Notre connaissance actuelle des séismes est telle qu'il n'est pas envisageable de prédire l'instant où un séisme se produira en un lieu donné. En revanche, il est possible d'identifier les zones où l'aléa sismique est important et d'y construire en conséquence des bâtiments capables de résister aux secousses.

Pour être en mesure de construire en zone sismique, il est tout d'abord nécessaire de définir les caractéristiques des séismes potentiels dans cette zone. Les vibrations que les bâtiments ou installations sont susceptibles de ressentir en cas de tel séisme sont alors évaluées. La localisation des failles actives et la détermination de leur géométrie nécessitent une approche pluridisciplinaire, mais l'exercice reste difficile dans certaines régions, particulièrement celles caractérisées par de faibles déformations de la croûte terrestre. Les failles sur lesquelles se produisent les séismes ont, en effet, une géométrie complexe et sont composées de plusieurs segments. Le retour d'expérience nous renseigne sur la propagation de la rupture d'un segment de faille à l'autre ainsi que sur les facteurs qui influencent l'arrêt d'un séisme.

Le rebond élastique : une apparence simplifiée

De la moindre vibration jusqu'au plus grand bouleversement, les tremblements de terre sont causés par le glissement de deux compartiments de la croûte terrestre le long d'une fracture préexistante appelée faille. En 1912, suite au séisme de San Francisco de 1906, Harry Fielding Reid proposa, le premier, le mécanisme du rebond élastique. Fielding Reid mit en évidence les propriétés élastiques des roches. Au voisinage de la faille bloquée, peu à peu, sous l'accumulation des contraintes induites par les mouvements tectoniques, les roches se déforment d'abord de façon élastique sans fluer et sans rompre, comme un ressort qui se tend. Pendant des dizaines, voire des centaines ou des milliers d'années, les forces

de frottement maintiennent les roches en place de part et d'autre de la faille, et du fait d'un mouvement lent (de l'ordre du millimètre par an) entre les deux blocs, les contraintes augmentent peu à peu. Lorsque ces contraintes dues aux frottements excèdent la résistance du matériau, le glissement entre les deux lèvres de la faille se produit brusquement, libérant l'énergie accumulée, dont une partie sous forme d'ondes sismiques. Après cet épisode sismique, l'accumulation des contraintes continue jusqu'au séisme suivant. Le modèle du rebond élastique laisse penser que des séismes de magnitudes similaires se répètent de façon régulière sur une faille donnée. L'expérience montre que ce modèle est trop simpliste car, dans les zones de forte sismicité, le retour périodique d'un séisme de magnitude constante est rarement observé.

Le fait que les séismes ne se répètent pas de façon identique sur une faille donnée rend difficile l'évaluation de la magnitude du prochain séisme sur cette faille à partir de l'observation des séismes passés. Cette information serait pourtant capitale pour prévenir et réduire les dégâts pouvant être créés dans une région par les séismes futurs. Pour répondre à ce besoin, les sismologues essaient aujourd'hui de comprendre plus en détail la physique de la rupture sur les failles générant les tremblements de terre, et notamment les différents phénomènes que sont l'initiation, la propagation et l'arrêt de la rupture, afin d'en déduire des applications pratiques en termes d'évaluation de l'aléa sismique.

Le cas d'école du séisme de Landers : les sauts de faille

En 1992, un séisme de magnitude 7,2 (séisme de Landers) a fait trembler le désert de Mojave, en Californie. Cette région désertique, située entre Los Angeles et Las Vegas, est peu peuplée et les dommages ont donc été limités. En revanche, ce séisme a largement motivé la communauté scientifique, et ce pour plusieurs raisons. Tout d'abord,

la zone de glissement a atteint la surface du sol. Le décalage entre les deux lèvres de la faille créée par le tremblement de terre a été suivi sur plus de 70 km dans le désert. De plus, les réseaux sismologiques classiques californiens ont permis de détecter et de localiser les répliques, ces petits séismes qui suivent le choc principal. Ces répliques ont eu lieu, pour la plupart, sur le plan de faille du séisme principal. Dans le cas du séisme de Landers, elles étaient localisées selon une bande verticale dont le sommet suivait les traces du séisme en surface. Cette observation montrait que les failles où avait eu lieu le séisme étaient verticales: en surface et en profondeur, la géométrie de la rupture avait été précisée (figure 1).

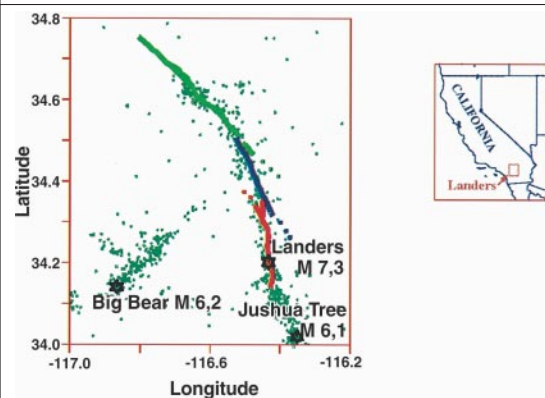
Les décalages observés sur la trace en surface étaient de tailles variables, en général supérieurs à 2 m, avec des maxima pouvant atteindre 6 m; ces décalages ont été observés sur une série de segments de faille orientés globalement S-SO/N-NE. L'épicentre du séisme ayant été localisé par les réseaux régionaux à l'extrémité sud de la zone de rupture en surface, il apparaît que le glissement s'est propagé du sud vers le nord sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ainsi, les failles Johnson Valley, Landers, Homestead Valley, Emerson et Camp Rock ont été successivement affectées par le séisme. Le glissement ne s'est donc pas produit sur un plan unique: il s'est effectué de façon complexe en sautant d'une faille à l'autre le long d'un système de faille en échelon (figure 2).

Des barrières géométriques inefficaces

Lorsque la croûte terrestre est soumise à l'effet du mouvement des plaques, il peut en résulter un séisme ou, au contraire, une déformation asismique, autrement dit du fluage. Plusieurs facteurs régissent cette libération d'énergie, dont la vitesse de déformation, le gradient thermique et l'état mécanique du matériau. Cette déformation

Figure 1

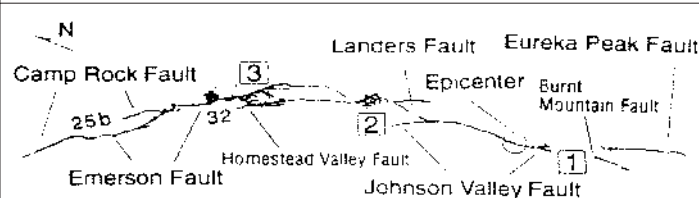
Séisme de Landers (1992).



Les traces verte, bleue et rouge correspondent à la trace en surface des segments de faille activés lors du séisme de Landers; l'épicentre de ce séisme est localisé sur la partie sud du segment rouge. Les deux autres étoiles sont les épicentres des deux plus importantes répliques. Les points en vert sont les épicentres des petits séismes qui se sont produits après le choc principal de Landers.

Figure 2

Géométrie de la rupture du séisme de Landers (1992).



Le séisme s'est propagé du sud vers le nord sur plusieurs failles. Les sauts de faille sont localisés aux points 1, 2 et 3.

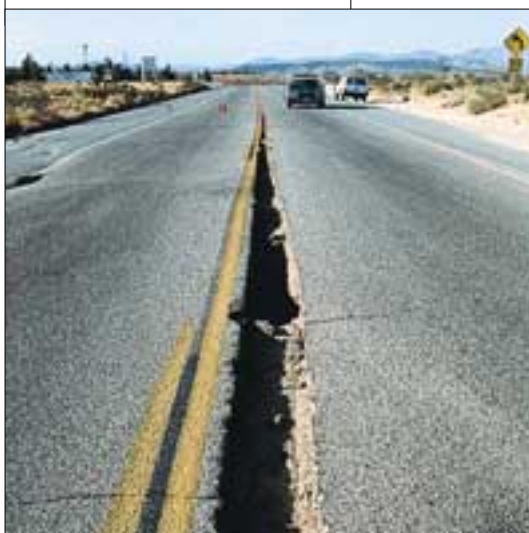
s'effectue par réactivation des failles anciennes et très peu par création de nouvelles failles.

Cette propriété des failles sismiques est due au fait que les failles ne sont pas des structures planes d'épaisseur nulle. Entre les deux lèvres de la faille se trouve une zone constituée de roches broyées lors des séismes précédents.

La faille constituant un chemin privilégié pour le mouvement des fluides, ces roches sont souvent altérées. Cette zone broyée est ainsi une zone de moindre résistance par rapport aux roches intactes situées à l'extérieur de la faille.

Lorsque la croûte terrestre est soumise à l'effet du mouvement des plaques, il peut en résulter un séisme ou, au contraire, une déformation asismique.

Rupture de la route provoquée par le séisme de Landers (Californie).



Les failles où se produisent les séismes fonctionnent donc depuis très longtemps. Par exemple, la faille de la moyenne Durance, où se sont produits périodiquement des séismes importants (en 1509, 1708, 1812, 1913), fonctionne depuis plus de 250 millions d'années¹. Le séisme de Landers, lui aussi, s'est produit sur des failles préexistantes, d'ailleurs connues et notées sur les cartes géologiques.

Le séisme ayant lieu sur des failles préexistantes, on peut *a priori* penser que sa taille est déterminée par la dimension de la faille. Les terminaisons d'une faille joueraient alors le rôle de barrières géométriques et délimiteraient la taille du séisme. Mais ce n'est pas nécessairement le cas : nous avons remarqué plus haut que le séisme de Landers avait affecté diverses failles. Or, à maintes reprises, le séisme a rencontré des terminaisons de faille. Au sud, la fin de la faille Johnson Valley a bien constitué une barrière géométrique forte qui a stoppé la propagation du séisme vers le sud. En revanche, en se propageant vers le nord, la rupture a rencontré à plusieurs reprises des terminaisons de faille. Néanmoins, ces terminaisons n'ont pas stoppé la propagation, qui a continué son développement sur d'autres failles. À l'inverse, la propagation de la rupture peut

s'achever au milieu d'une faille. C'est, par exemple, le cas de la terminaison de la rupture au milieu de la faille Camp Rock. Ainsi, les terminaisons de faille peuvent jouer le rôle de barrières géométriques, mais ces barrières ne sont pas absolues : la rupture d'un séisme peut les franchir et se propager sur des failles proches ; elle peut aussi s'arrêter en des points situés au milieu d'une faille.

L'observation d'une telle complexité de la rupture sismique n'était pas complètement nouvelle : elle avait été déjà suggérée pour plusieurs séismes passés. Mais, pour la première fois lors du séisme de Landers, les sismologues disposaient de multiples données de stations de mouvement fort leur permettant d'analyser cette complexité de façon nouvelle.

Des outils sismologiques aux capacités nouvelles

La qualité et la quantité des données permettant l'étude des séismes ont fortement augmenté ces dernières années. Classiquement, jusque dans les années 1960, l'étude d'un tremblement de terre commençait par la collecte de données macrosismiques. Les effets macrosismiques (effets ressentis par les témoins, dommages aux bâtiments, glissements de terrain) permettent tout d'abord de localiser approximativement la zone où a eu lieu le séisme et son importance. Ces observations étaient souvent les seules dont le sismologue disposait pour étudier les séismes anciens. Pour certains séismes, comme lors du tremblement de terre de Landers, la rupture atteint la surface du sol. Ces observations sont importantes, car elles permettent de mesurer le décalage créé en surface entre les deux lèvres de la faille : la géométrie de la faille ainsi définie en surface ne peut cependant pas être extrapolée en profondeur. Depuis quelques années, les séismes peuvent aussi être étudiés grâce aux données géodésiques. Il est désormais possible grâce au GPS (*Global Positioning System*) de mesurer, depuis l'espace, une position à la surface de la

Référence

1 - P. Volant, C. Berge, P. Dervin, M. Cushing, G. Mohammadioun et F. Mathieu, "The South Eastern Durance Fault Permanent Network : Preliminary Results". *Journal of Seismology*, April 2000. 4(2) : 175-189.

Il est désormais possible grâce au GPS de mesurer, depuis l'espace, une position à la surface de la terre avec une précision inférieure au centimètre.

Le glissement s'initie tout d'abord en un point particulier appelé hypocentre, puis un front de rupture se développe à une vitesse de l'ordre de 3 km par seconde sur la surface de la faille.

terre avec une précision inférieure au centimètre. La déformation créée par le séisme à proximité de la faille est évaluée en comparant la position d'un point à la surface du sol avant et après le séisme. Ces mesures de plus en plus précises et nombreuses grâce aux progrès de la géodésie spatiale, et notamment de l'interférométrie radar, permettent de préciser la géométrie de la faille, sa localisation et aussi le glissement entre les deux lèvres de la faille qui a eu lieu en profondeur entre deux campagnes de mesure. L'intervalle de temps entre ces deux mesures est cependant généralement trop grand pour que l'on puisse savoir si le glissement est présismique (avant le séisme), cosismique (pendant les quelques secondes du séisme) ou postsismique (dans les jours ou les heures qui suivent le séisme).

L'étude du glissement pendant les quelques secondes du séisme est néanmoins possible grâce aux sismomètres, qui mesurent le mouvement du sol plusieurs fois par seconde lors d'un tremblement de terre. Plus la distance entre la station et la faille est courte, plus l'enregistrement du mouvement du sol est riche en informations sur le glissement. Les stations sismologiques classiques, dédiées à la détection et à la localisation des séismes lointains ou à la microsismicité locale, sont très sensibles et peuvent enregistrer des mouvements du sol très faibles. En revanche, ces stations classiques apportent peu d'informations lorsqu'elles sont situées près de séismes majeurs car, limitées par la dynamique d'acquisition numérique, elles ne permettent pas d'enregistrer la totalité du mouvement du sol. Les stations dites "de mouvement fort" sont des accéléromètres conçus pour ne pas saturer et pour enregistrer le mouvement du sol lors de séismes importants. Depuis une dizaine d'années, les réseaux de mouvement fort se sont beaucoup développés. Ces appareils sont aujourd'hui présents près de nombreuses failles dans des zones à forte sismicité

(Californie, Japon, Mexique, Inde, Iran...). Le séisme de Landers fut ainsi enregistré par plus d'une dizaine de stations de mouvement fort dans un rayon de 60 km autour du séisme. La station la plus proche, Lucerne, était située à moins de 2 km de la faille.

Le film de la rupture : illustration du caractère complexe de celle-ci

Connaissant la géométrie du plan de glissement et les lois de la propagation des ondes dans le milieu qui entoure la faille, l'IRSN a développé une méthode^{1,2}, qui permet de préciser le scénario de la rupture, c'est-à-dire l'histoire du glissement sur la faille. Cette méthode consiste à reconstituer le déroulement sur la faille, dans le temps et dans l'espace, de la rupture sismique, de façon à reproduire au mieux, par modélisation, les signaux enregistrés. Les traits majeurs du phénomène peuvent être résumés de la manière suivante. Lorsque les failles glissent lors d'un séisme, la rupture va faire coulisser les deux blocs de part et d'autre de la faille. Le glissement s'initie tout d'abord en un point particulier appelé hypocentre, puis un front de rupture se développe à une vitesse de l'ordre de 3 km par seconde sur la surface de la faille. Le décalage entre les deux lèvres de la faille commence en un point lorsque ce front de rupture l'atteint. En arrière de ce front de rupture, le glissement entre les deux blocs dure quelques secondes ou quelques dixièmes de seconde, selon le séisme. On peut ainsi analyser l'histoire du glissement en chaque point de la faille en précisant les trois paramètres suivants : la position du front de rupture à chaque instant, la durée de la rupture et le glissement final entre les deux lèvres de la faille en chaque point de celle-ci (figure 3, page 224).

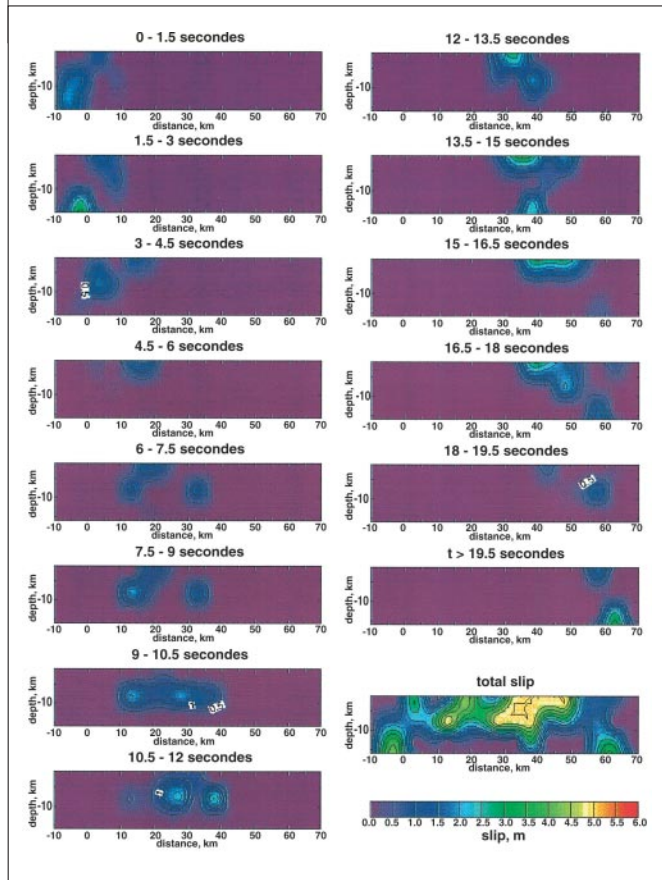
Les résultats de ces calculs permettent d'obtenir un véritable film de la rupture en montrant le

Références

- 1 - F. Cotton et M. Campillo, "Stability of the Rake during the 1992 Landers Earthquake. An Indication for a Small Stress Release". *Geophysical Research Letters*, 1995. 22, 1921-1924.
- 2 - B. Hernandez, F. Cotton et M. Campillo, "Contribution of Radar Interferometry to a Two Step Inversion of the Kinematic Process : Variability of the Rupture Front Velocity during the 1992 Landers Earthquake". *Journal of Geophysical Research*. 1999. 104, 13083-13099.

Figure 3

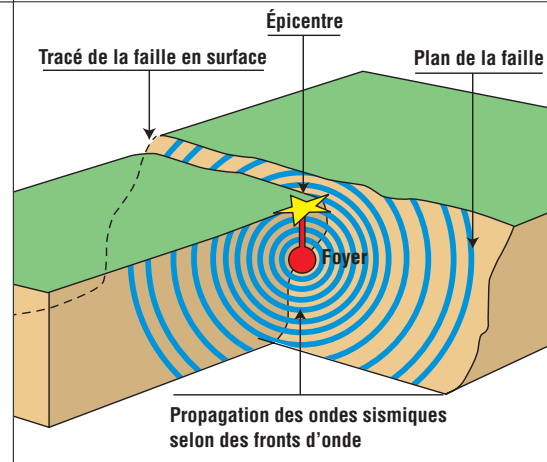
Les données des stations de mouvement fort permettent de retrouver l'histoire de la rupture par une méthode inverse. La progression de la rupture vers le nord toutes les 1,5 seconde est illustrée sur cette figure.



décalage entre les deux lèvres de la faille en profondeur, et ce à plusieurs instants après le début du séisme. Il a suffi de 20 secondes pour rompre du sud vers le nord à 60 km de la faille et provoquer des décalages de plusieurs mètres. La rupture a eu lieu jusqu'à une profondeur d'une quinzaine de kilomètres. En chaque point de la faille, ce décalage s'effectue en quelques secondes (la durée de la rupture en chaque point varie entre 2 et 3 secondes). Si le front de rupture a une vitesse de l'ordre de 3 km par seconde, cette vitesse n'est pas constante. La variabilité du décalage entre les deux lèvres de la faille observée en surface se confirme en profondeur. La distribution du glissement est hétérogène. On note la présence de trois zones où le glissement est important et largement supérieur à 1 m. Ces zones sont séparées par deux régions où le glissement est moindre. Le séisme pourrait donc être décomposé en trois séismes plus petits qui ont eu lieu successivement (on parle

Figure 4

Géométrie en surface et en profondeur d'une faille : position de la nucléation de la rupture (foyer) et de sa projection en surface (épicentre).



alors de trois sous-événements). Cette "histoire spatio-temporelle de la rupture" permet d'expliquer les mouvements enregistrés en surface à la fois par les stations sismologiques et par les stations géodésiques (GPS).

La propagation de la rupture à travers les sauts de faille

Le glissement dans la partie cassée de la faille se traduit par une augmentation dynamique des contraintes au voisinage de la rupture (figure 4). Or cette variation de contraintes diminue avec la distance à la zone de rupture. Si une autre faille existe au voisinage de la faille où se produit la rupture et si la variation de contrainte sur cette faille est supérieure au seuil de contrainte nécessaire à sa rupture, le tremblement de terre va pouvoir continuer sur cette autre faille. On comprend alors qu'un séisme puisse se propager sur plusieurs failles sans forcément rompre la partie située entre les failles. Les discontinuités géométriques des failles ne sont donc pas des barrières efficaces si la distance entre les deux failles est trop faible. Le séisme est alors constitué de plusieurs sous-événements séparés par des zones où le glissement est faible, voire nul. L'imagerie de la rupture montre que c'est ce scénario qui s'est probablement produit dans le cas du séisme de Landers. En effet, nos résultats indiquent la présence de trois zones de fort glissement séparées par deux

zones où le glissement est moindre et qui se trouvent à deux endroits où la géométrie du système de faille devient complexe et où le séisme passe de la faille Johnson Valley à la faille Homestead et, plus au nord, de la faille Homestead à la faille Emerson.

L'arrêt du séisme : les différentes hypothèses

Il reste maintenant à expliquer l'arrêt de la rupture en des points autres que l'extrémité des failles. Plusieurs hypothèses peuvent être formulées.

LES VARIATIONS SPATIALES DES LOIS DE FRICTION ET L'ARRÊT DE LA RUPTURE

L'arrêt de la rupture sismique en dessous de 15 km de profondeur est probablement dû au changement des caractéristiques de la roche avec la profondeur. Au-delà d'une quinzaine de kilomètres en Californie, les matériaux glissent de façon asismique et continue.

L'arrêt du séisme sur la partie superficielle des failles peut-il, lui aussi, s'interpréter de cette façon ? Le nord de la faille Camp Rock ou le nord de la faille Johnson Valley peuvent-ils, eux aussi, jouer de façon asismique comme le fait la partie profonde des failles ? Cette hypothèse est peu probable, car l'observation du mouvement lent des failles, permise par la géodésie et l'interférométrie radar, n'a pas montré de réponse asismique de ces failles aux variations de contraintes créées par la dynamique du séisme¹. Pour ces points d'arrêt, d'autres hypothèses doivent être formulées.

L'INFLUENCE DES SÉISMES ANCIENS ET L'ARRÊT DE LA RUPTURE

Pour comprendre pourquoi le séisme de Landers s'est arrêté en des points où les failles sont plutôt lisses et *a priori* favorables au développement de la rupture, des sismologues américains ont rapidement effectué des tranchées au travers des failles impliquées dans le séisme de Landers.

Ils pensaient ainsi pouvoir détecter et dater des décalages anciens des deux lèvres de la faille créées par des séismes précédents. Ces travaux de paléosismicité apportent une information fondamentale pour comprendre les raisons de l'arrêt de la rupture. En effet, dans la zone où a eu lieu un séisme récent, les contraintes sur la faille ont été relâchées et sont faibles. On peut donc s'attendre à ce qu'un laps de temps important s'écoule avant que le niveau des contraintes n'atteigne de nouveau le niveau nécessaire pour qu'un nouveau glissement se produise. Les travaux de tranchées montrent qu'au niveau de la faille Camp Rock et au sud de la faille Emerson des séismes ont eu lieu dans les mille dernières années. Au niveau des autres failles ayant joué pendant le séisme de Landers, les séismes précédents sont beaucoup plus anciens. Ainsi, le nord de la faille Camp Rock et le sud de la faille Emerson peuvent être considérés comme des barrières de relaxation possibles pour le séisme de Landers. L'existence de séismes dans un passé récent par rapport à la période de retour moyenne des séismes sur ce système de faille rend difficile la propagation d'un séisme actuel sur ces zones. En ce qui concerne l'arrêt sur le nord de la faille Johnson Valley, l'hypothèse des barrières de relaxation est néanmoins insuffisante, car aucune rupture récente n'a pu être détectée sur cette faille.

L'influence des séismes anciens ne concerne pas simplement l'arrêt de la rupture. Chaque événement contribue, en effet, à redistribuer la contrainte sur le plan de faille, et la complexité du glissement observée est donc liée à l'hétérogénéité du relâchement des contraintes ayant eu lieu lors des séismes précédents².

LE CHANGEMENT DE L'ORIENTATION DES FAILLES PAR RAPPORT AU CHAMP DE CONTRAINTE ET L'ARRÊT DE LA RUPTURE

Une autre hypothèse a été avancée pour expliquer l'arrêt de la rupture sur les failles Camp Rock et Johnson Valley. Lorsqu'on analyse la géométrie

Références

- 1 - B. Hernandez, F. Cotton et M. Campillo, "A Comparison between Short Term (Co-seismic) and Long Term (one Year) Slip for the Landers Earthquake: Measurements from Strong Motion and SAR Interferometry". *Geophysical Research Letters*, 1997, 24, 1579-1582.
- 2 - M. Bouchon, M. Campillo et F. Cotton, "Stress Field Associated with the Rupture of the 1992 Landers, California, Earthquake and its Implication Concerning the Fault Strength at the Onset of the Earthquake". *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103, 21091-21097.

**La complexité du glissement observée est liée
à l'hétérogénéité du relâchement des contraintes
ayant eu lieu lors des séismes précédents.**

L'orientation du plan de faille par rapport aux directions des forces tectoniques créées par le mouvement des plaques est importante.

des failles du séisme de Landers, on peut aussi remarquer que la direction des failles où se développe la rupture varie de nord-sud (partie sud de la Johnson Valley) à nord-ouest/sud-est pour les failles Camp Rock, Emerson et la partie nord de la Johnson Valley. Or, l'orientation du plan de faille par rapport aux directions des forces tectoniques créées par le mouvement des plaques est importante. Les forces perpendiculaires à la faille augmentent le contact entre les deux lèvres de celle-ci, augmentent la friction, et le seuil à partir duquel s'effectue la rupture est probablement plus élevé. L'analogie du bloc tiré par un ressort est, là encore, valable : si on appuie sur le bloc, celui-ci glisse plus difficilement. Dans la région de Landers, les études sismologiques de la sismicité régionale ont montré que la direction principale du champ de contrainte est nord-est/sud-ouest. Les failles orientées nord-ouest/sud-est ont ainsi une orientation peu favorable pour glisser dans ce champ de contrainte (forte contrainte normale et faible contrainte tangentielle). Les failles situées au sud, à l'orientation nord-sud, sont en revanche orientées de façon favorable pour glisser (faible contrainte normale et forte contrainte tangentielle). Lors de la propagation du glissement vers le nord, la mauvaise orientation par rapport au champ de contraintes progressivement rencontré est un autre élément qui explique l'arrêt de la rupture.

Application au risque sismique

Les études d'imagerie que nous avons effectuées montrent que la définition de barrière géométrique permettant de limiter les séismes possibles et d'évaluer la magnitude maximale d'un séisme n'est pas aisée. Les variations de la géométrie des failles et leur segmentation influent sur le déroulement de la rupture, mais celle-ci peut se faire sur plusieurs failles et, ainsi, franchir des barrières géométriques *a priori* solides.

Malgré ces limites, les études pluridisciplinaires actuellement en cours sont en passe d'améliorer l'évaluation de l'aléa sismique. Les réseaux géodésiques¹ vont ainsi bientôt permettre de déterminer précisément les mouvements tectoniques et, donc, la vitesse de chargement des failles. Ils vont aussi permettre de déterminer si ces failles sont bloquées ou glissent de façon aismique. Les études sismologiques et géologiques sont donc complémentaires et permettent de déterminer si les failles bloquées relâchent l'énergie élastique accumulée par de petits séismes ou par de rares séismes destructeurs qui, du fait de périodes de récurrence longues, ne sont pas encore visibles dans nos cartes de sismicité au recul temporel limité, mais dont les traces restent visibles dans le paysage ou dans les catalogues de sismicité historique.

Enfin, les méthodes d'imagerie de la rupture ouvrent des perspectives nouvelles. Elles permettent aussi de localiser les zones qui n'ont pas glissé lors du séisme analysé et qui restent potentiellement dangereuses dans un futur proche. Couplées aux études de friction en laboratoire et à des modélisations théoriques dynamiques, elles permettront peut-être de mieux caractériser les lois constitutives de la friction en profondeur et de distinguer les barrières géométriques qui peuvent être franchies par la rupture de celles qui restent infranchissables quel que soit le séisme.

Lit de la Durance au niveau de Saint-Paul-lez-Durance (Bouches-du-Rhône). Au fond : le pli de Mirabeau.



Référence

1 - E. Calais, R. Bayer, J. Chéry, F. Cotton, E. Doerflinger, M. Flouzat, F. Jouanne, M. Kasser, M. Laplanche, D. Maillard, J. Martinod, F. Mathieu, P. Nicolon, J.M. Nocquet, O. Scotti, L. Serrurier, M. Tardy et C. Vigny, "REGAL : réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats". *Bulletin Soc. Géol.*, France, 2000, 172, 141-158.