

## **La Terre solide**

# **Risque sismique et mécanisme des failles actives**

---

**Paul TAPPONNIER**

A la demande du MURS et de son président, le professeur Jean Dausset, il m'échoit de vous parler aujourd'hui des séismes et des failles, ainsi que des méthodes qui permettent de progresser dans la connaissance du risque sismique. Je vais essayer d'en parler en termes très simples.

En tant que tels, les séismes sont traditionnellement l'affaire du sismologue. Mais ils concernent aussi le géologue qui, comme moi, s'intéresse aux failles actives, car ce sont elles qui engendrent les séismes. Nous avons tous beaucoup à apprendre sur les tremblements de terre en étudiant la géologie des failles actives. Après un aperçu des problèmes que posent les échelles de temps de la sismicité naturelle, je vais vous montrer d'abord quelques unes des clés qui nous servent à déchiffrer les messages portés par le sol le long de ces failles, puis les techniques géologiques qui permettent d'évaluer leur potentiel sismique. Mon propos sera illustré de quelques exemples.

### *Sismicité historique et instrumentale: biais des cartes et catalogues*

Le monde est frappé périodiquement par de grandes catastrophes sismiques. Elles sont particulièrement meurtrières parce qu'elles surprennent bien plus que la plupart des autres catastrophes naturelles. En quelques dizaines de seconde, souvent dans des endroits où l'on ne s'y attend pas, des villes entières peuvent être détruites par un tremblement de terre.

Prenons l'histoire sismique de ces dernières années. Trois grandes secousses -probablement celles dont vous avez le plus entendu parler- le séisme de Manjil, dans le nord de l'Iran (Juin 1990), le séisme de Spitak, en Arménie un an et demi auparavant (Décembre 1988) et un séisme plus récent dans le Caucase, se sont produites dans des régions où personne ne les attendait. Comment expliquer que nous puissions encore, aujourd'hui, être surpris de la sorte? Voilà un premier point qui mérite réflexion.

Regardons la carte de la sismicité de l'Iran (**Figure 1**). Les zones touchées par des séismes au cours des quinze derniers siècles y sont indiquées en grisé. En plus sombre, vous voyez les régions affectées par de grands séismes depuis 1900 (points blancs). De telles cartes sont très utiles, car on sait bien que tout endroit frappé par un séisme dans le passé en subira d'autres dans le futur.

Mais on note aussitôt que le séisme de Manjil, dans la chaîne de l'Alborz entre Téhéran et la mer Caspienne, a ébranlé une région jusqu'ici considérée comme calme, sans danger, car n'appartenant à aucune des zones «sismiques» identifiées sur la carte. C'est l'une des raisons pour lesquelles, avec sa magnitude de 7.5, ce séisme a fait près de 10.000 victimes. L'explication de cette «anomalie» est très simple: le calendrier des séismes historiques (ici, ceux recensés depuis plusieurs siècles) ne suffit pas à nous donner une vision correcte du phénomène sismique. En règle générale il ne révèle ni précisément, ni exhaustivement, les zones susceptibles d'engendrer de grands séismes. L'histoire a la mémoire trop courte! Le plus souvent, l'échelle de temps caractéristique des grands tremblements de terre continentaux n'est pas accessible au souvenir écrit des hommes. C'est ce type d'amnésie qui a fait du séisme d'avant la Noël 1988 en Arménie, un désastre.

L'autre biais fréquent des catalogues sismiques est illustré de façon spectaculaire par le cas de la Chine. Nos collègues chinois pensent pouvoir faire remonter le calendrier de la sismicité de leur pays jusqu'à -1170 avant Jésus-Christ. Plus de

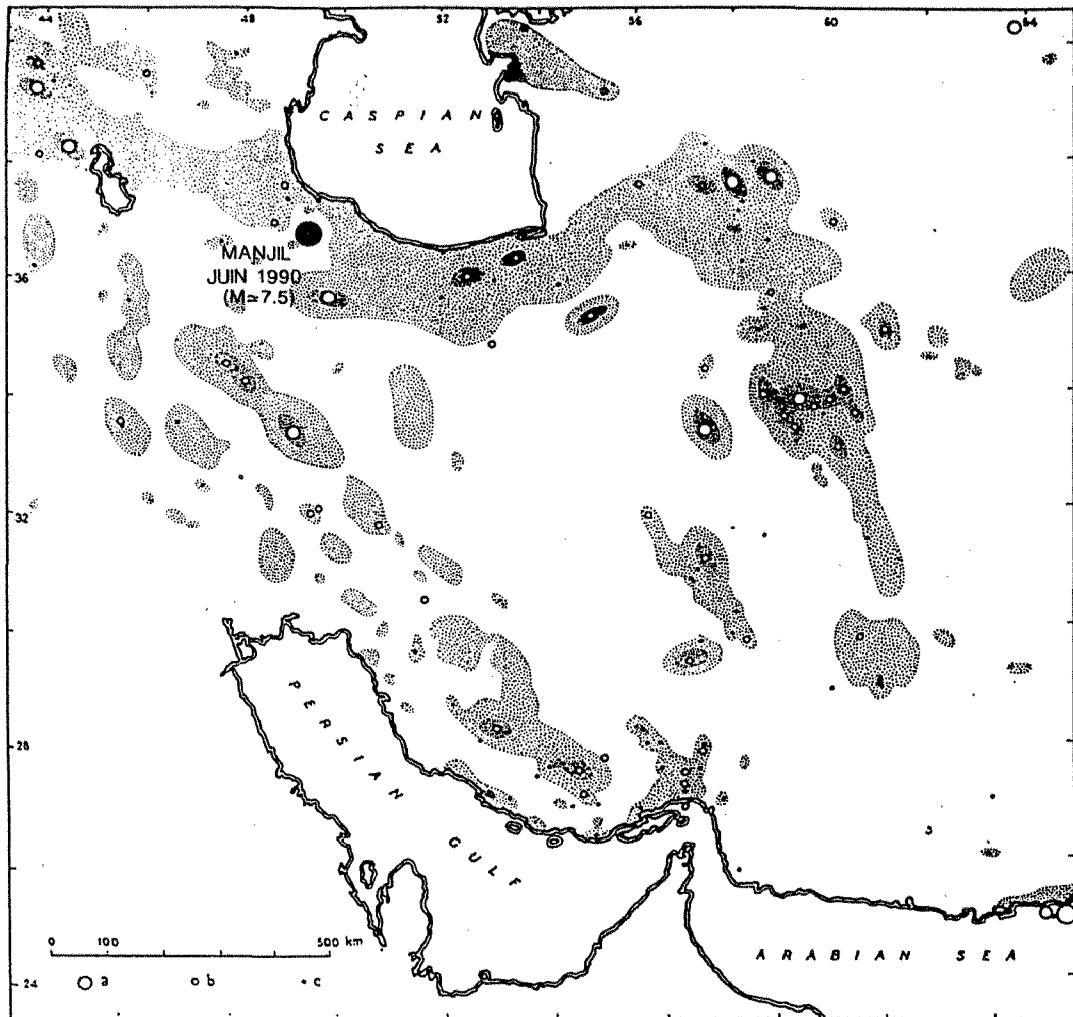


Figure 1

**Carte des régions affectées par des séismes destructeurs en Iran, pendant la période historique "connue, soit à peu près quinze siècles (d'après Ambraseys et Melville, 1982)**

3000 ans d'histoire! Voilà donc un catalogue sismique presque idéal, qui comprend non seulement la période instrumentale depuis 1900 -date à laquelle l'usage du sismographe s'est répandu- mais aussi une série de données historiques très longue. Cas unique au monde avec la basse Egypte et la Palestine, régions de civilisation très ancienne.

Malheureusement cela ne donne pas pour autant une image correcte de la sismicité des trois derniers millénaires ! Les séismes répertoriés antérieurement à la période instrumentale sont presque exclusivement concentrés dans la moitié

orientale de la Chine, région très peuplée, de tout temps centre de la culture chinoise. Dans l'immense zone qui couvre le Sinkiang et le Tibet, c'est à dire l'autre moitié de la Chine, on ne trouve aucune trace hors de la Route de la Soie qu'oasis fortifiées et monastères jalonnent depuis deux millénaires. Paradoxe: une grande partie de cette zone a été constellée de séismes depuis 1900 période où a débuté l'observation instrumentale. Qu'en conclure? Qu'elle est restée sismiquement calme pendant trois millénaires, avant 1900?

Il n'en est rien, bien sûr. Ce paradoxe n'est qu'une conséquence de la démographie, et du mode de vie. Il va de soi qu'un enregistrement historique fiable des séismes ne peut voir le jour que dans les régions habitées. Mieux, il est le fait des peuples sédentaires, de ceux qui construisent en dur, pour le long terme. Point de souvenir sismique dans le désert ou dans la steppe des nomades. Même une longue série de données historiques peut donc être insuffisante pour dresser un calendrier exhaustif de la sismicité. Pire, elle peut être trompeuse: à l'heure actuelle, le Tibet et le Sinkiang figurent parmi les régions les plus actives de la Chine. La Chine de l'Ouest devrait tout comme celle de l'Est être couverte de séismes antérieurs à 1900, si, comme il est probable, la sismicité s'y est manifestée depuis 3000 ans au rythme actuel. Conclusion: Il faut se méfier des calendriers de sismicité: ils sont en général faussés par la distribution de la population ou par d'autres avatars de l'histoire.

Signalons en passant que surviennent souvent en Asie Centrale et en Chine des tremblements de terre de magnitude supérieure à 8. Ce sont des catastrophes colossales. La dernière d'entre elles s'est produite en 1957 dans le désert de Gobi. Elle n'a pas fait la une des médias. Il s'agit pourtant d'un séisme géant, tel qu'on n'en a pas vu dans nos pays développés depuis plus d'un demi siècle. En juillet 1976, le tremblement de terre de Tangshan, 100 kilomètres à l'Est de Pékin, a probablement fait plus de 200.000 victimes. Avec une magnitude de 7.8, il était cependant 20 fois plus petit que celui de 1957, dans le Gobi!

Que dire maintenant de la surveillance instrumentale? Prenons l'exemple de la Californie. Cette région côtière de l'ouest des Etats-Unis est traversée par la frontière entre la plaque Pacifique et la plaque Nord-Américaine. Les villes de San Francisco et Los Angeles, énormes agglomérations de plusieurs millions d'habitants, sont très proches de cette frontière: la célèbre faille de San Andréas. C'est la mieux pourvue au monde en instruments de mesure et de détection. Depuis 20 ans, on y mesure presque tout: petites variations de niveau du sol, petites variations des pentes et des distances. Et surtout on écoute, et on peut détecter, avec les réseaux de

sismographes les plus denses et les plus sensibles du monde la majorité des petites secousses qui font tressauter cette faille. D'où l'établissement d'une carte de la sismicité d'une précision exceptionnelle: en quelques endroits, on peut pratiquement cartographier la faille à l'aide de ces frissons ténus, imperceptibles à nos sens.

Pourtant, en examinant de plus près la sismicité très récente de la Californie du Sud, on note, à côté de zones couvertes de petits séismes, des régions «silencieuses» dans lesquelles il n'y en a pas, ou fort peu. Ce sont précisément ces régions là qui ont produits les séismes les plus catastrophiques sur la faille. dernier en date, le tremblement de terre de Fort Tejon, en 1857 au nord de Los Angeles, champion toute catégorie des séismes californiens. Telle quelle, la carte des microséismes des deux dernières décennies, pour précise et exhaustive qu'elle soit, ne nous renseigne donc guère sur les catastrophes anciennes et à venir, sauf par défaut si l'on a d'autres informations.

Les régions réduites au silence -provisoirement - par les grands séismes du passé portent le nom de *lacunes sismiques*. Sans autre information que celles consignées sur les cartes de sismicité, historiques ou instrumentales, il est en général impossible de les distinguer de zones véritablement asismiques. Quoiqu'essentiels à la compréhension du fonctionnement des failles en temps réel, les instruments géophysiques sont encore plus incapables de remonter le temps que les historiens et leurs chroniques. La sismologie instrumentale est prisonnière du temps présent, et quelque soit leur degré de sophistication, les instruments qui depuis quelques dizaines d'années auscultent certaines régions de la planète ne peuvent à eux seuls révéler les segments de failles les plus dangereux.

De tels problèmes concernent évidemment des régions plus proches de nous telles que l'Italie, la Grèce ou même la France. Si l'on dresse les cartes de sismicité de ces pays avec les mêmes signes conventionnels - ronds pour les séismes qui se sont produits depuis la mise en oeuvre du sismographe, croix pour ceux qui se sont produits avant 1900 - on constate que partout où l'on voit un rond ou une croix, on n'en trouve en général pas d'autre. Autrement dit, la période historique connue est insuffisante pour caractériser le temps qui s'écoule entre deux grands séismes successifs sur la même faille.

Dès lors comment faire? Comment en savoir plus? Notre mémoire, celle des chroniques ou des enregistrements, étant trop courte pour éclairer pleinement la manière dont bougent les failles, il faut avoir recours à la mémoire géologique, celle

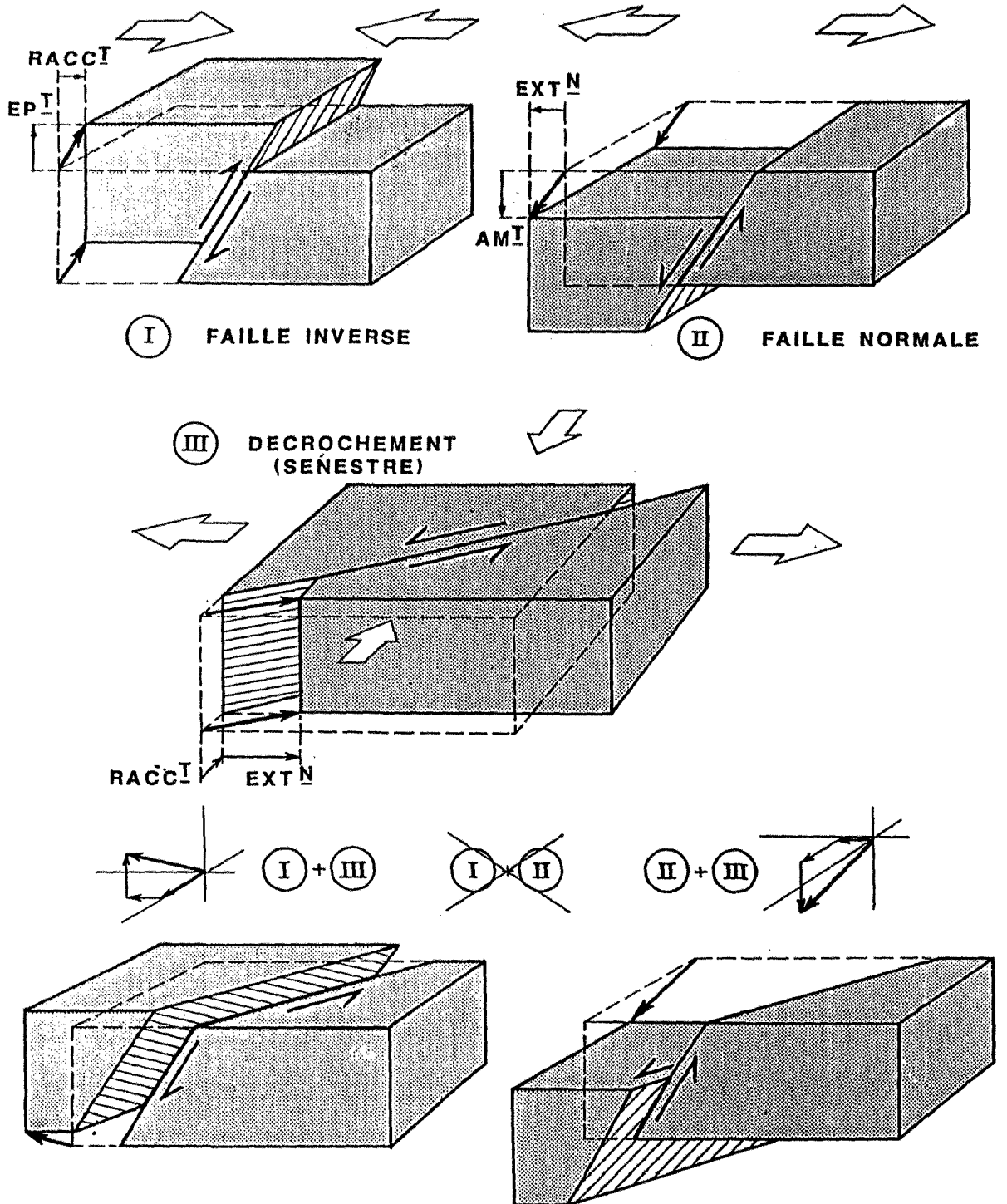


Figure 2

Schémas des trois principaux types de failles, que l'on distingue par la géométrie de leur glissement. Il existe aussi des failles obliques, qui combinent en proportions variables des glissements décrochants et inverses ou normaux.

qui reste gravée dans les traces que laissent les grands séismes à la surface de la Terre ou dans les couches superficielles. C'est là que le géologue intervient.

### *Nature et rôle des failles*

Puisque tous les grands séismes superficiels se produisent sur des failles, que l'on qualifie d'*actives*, ce qu'il faut chercher à comprendre en détail, c'est la manière dont ces failles fonctionnent.

Lors de conférences devant des assemblées diverses, j'ai noté que la notion de faille est souvent mal perçue: gouffre ou crevasse béante qui s'ouvre dans le sol et engloutit bêtes et gens. Quoique certains séismes fissurent effectivement le sol, cette vision imagée est très inexacte.

Une faille c'est avant tout une surface, que l'on peut assimiler localement à un plan. Les séismes font glisser par à coup les deux massifs rocheux situés de part et d'autre de ce plan. On observe ainsi des plans de faille qui taillent des conglomérats Quaternaires. On en voit beaucoup sur les talus qui bordent les routes. De telles failles séparent souvent des roches différentes. Mais bien peu d'entre elles sont actives, fort heureusement. Sur un plan de faille, un séisme correspond à un *quantum de glissement* (ou de décalage) -plusieurs mètres pour un grand séisme qui se produit très rapidement, en quelques fractions de seconde. En bref pour le géologue, une faille, c'est simplement un *plan de glissement*. Suivant l'orientation du glissement par rapport à la verticale, on a l'habitude de classer les failles en trois catégories différentes.

Il y a d'abord les failles *normales* (type II, Figure 2). Sur ces plans inclinés, le glissement possède non seulement une composante verticale mais aussi une composante horizontale qui correspond à un allongement. Lorsqu'une faille normale fonctionne, les deux blocs qu'elle sépare s'éloignent, tout en glissant en contact. Ainsi, les failles normales caractérisent les régions d'extension de la croûte terrestre. Par exemple le «rift» qui marque l'endroit où les plaques Afrique et Amérique du Nord s'éloignent l'une de l'autre: toutes les failles de ce rift sont des failles normales.

Comme les failles normales, les failles *inverses* (type I, Figure 2) sont inclinées. Mais le déplacement se fait dans le sens opposé. Cette fois la composante horizontale du glissement est un raccourcissement. Ce mouvement fait chevaucher un bloc sur l'autre et nécessite un rapprochement. De telles failles caractérisent les

chaînes de montagne. Ce sont elles que l'on trouve par exemple dans les Alpes, là où l'Italie se rapproche de la France.

Il existe enfin des failles verticales, sur lesquelles le glissement n'a pas de composante verticale. Il se fait parallèlement à la surface de la terre. C'est un coulissage horizontal. Nous appelons ces failles des *décrochements* (type III, Figure 2). La faille de San Andréas, en Californie, est un exemple classique de décrochement: le long de cette faille, la plaque Pacifique coulisse vers le nord par rapport à la plaque Amérique du Nord.

### *Effets des tremblements de terre sur la surface du sol*

Revenons maintenant aux séismes. Lorsqu'un séisme important se produit sur une faille, le glissement correspondant arrive souvent à la surface, la coupe, la déplace, en change la forme. La plupart des tremblements de terre ont donc un effet «morphologique» sur la surface du sol. Examinons quelques dislocations sismiques superficielles, choisies pour leur caractère spectaculaire, donc didactique.

La dislocation visible ici balafre une pente assez régulière couverte de végétation et d'arbustes (Figure 3). Il s'agit de la trace d'un tremblement de terre de magnitude 8 qui s'est produit en 1931 au confin de la Mongolie et de la Chine. Le flanc de montagne vallonné a été tranché net, d'un seul coup, par le glissement sur la faille. Le résultat est cette marche d'escalier, que l'on appelle *escarpement sismique*, presque parfaitement préservé des intempéries depuis 1/2 siècle. Par la pensée, on peut recoller le tapis végétal de part et d'autre de cet escarpement, ce qui restaure la continuité du flanc de la montagne. Sur le terrain, on peut caractériser l'escarpement, le mesurer. Il s'agit d'un mouvement normal, oblique. Le compartiment situé au premier plan est descendu de plus de 10 mètres par rapport à la montagne à l'arrière plan. Cet effondrement s'est accompagné d'un allongement: la montagne s'est éloignée de l'observateur, de quelques mètres.

La figure 4 offre, plus près de nous, un exemple d'escarpement sismique sur une faille inverse : C'est celui du tremblement de terre du 10 Octobre 1980, à El Asnam en Algérie. On voit clairement que le séisme a fait monter l'un des blocs sur l'autre. Un escarpement en surplomb, isolant un coin en équilibre, s'est formé. De tels escarpements sont instables et ont tendance à s'écrouler.





Figure 3

Escarpement du séisme de Fuyun (M=8, 11 août 1931), au dos de la montagne de Karachingar, dans l'Altai mongol (Chine). Glissement principalement normal.



Figure 4

Escarpement en surplomb du séisme d'El Asnam (M=7.4, 10 octobre 1980) en Algérie. Glissement inverse.

*Les escarpements sismiques, dislocations soudaines qui vieillissent lentement*

En voici un bel exemple (Figure 5), découvert lors de nos recherches en Chine. Cet escarpement, au relief encore plus doux que celui coupant la vallée à El Asnam, a été longuement lissé, raboté par l'érosion. Il se situe sur la route de la Soie, près d'un grand caravansérail abandonné en l'an 180 de notre ère sous la dynastie des Han, alors qu'il était en pleine activité, à la suite d'un grand séisme. Cet escarpement mou, ancien, désigne la faille responsable de ce séisme, vieux de près de 2000 ans, dont on connaissait seulement l'occurrence. Voilà en passant qui attire l'attention sur un aspect fascinant de notre travail. Il s'apparente à celui du détective: chercher dans chaque région les failles «coupables» des séismes anciens, qu'ils aient marqué ou non la mémoire des hommes. Ces failles sont encore là, sous nos yeux. A condition de savoir les reconnaître!

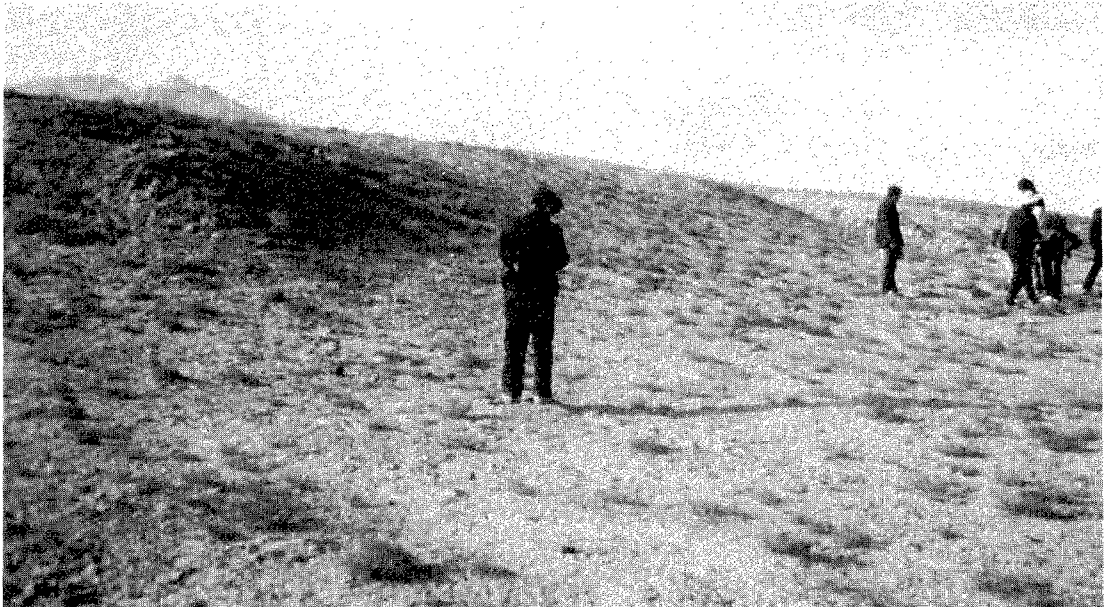


Figure 5

Escarpement ancien du séisme de Luo Chen (180 A.D). Mouvement inverse.  
Route de la Soie, province de Gansu (Chine) Photo Bertrand Meyer.

Suivons maintenant le fil directeur que nous donne cette idée nouvelle: «*les escarpements sismiques s'émousent avec l'âge*». Un tremblement de terre décale brutalement la surface régulièrement pentue, du sol et fabrique une marche d'escalier raide dont la face ne cesse ensuite de se dégrader, d'abord assez vite jusqu'à ce que sa pente atteigne la pente d'équilibre d'un tas de sable (30 à 40°) puis beaucoup plus lentement. Sur un profil de pente levé aussitôt après le tremblement de terre,

l'escarpement est une fonction escalier, ce qui correspond sur le diagramme des pentes à une impulsion. Au fur et à mesure que l'escarpement s'érode, s'émousse, cette impulsion se transforme en une courbe en cloche qui s'élargit peu à peu (**Figure 5**). Au fur et à mesure que le temps passe, la largeur de l'escarpement devient plus grande alors que sa hauteur reste la même. Il *diffuse*, il s'étale. Au lieu d'avoir à monter le genou -voire à grimper en s'aidant des mains- pour franchir l'escarpement, on peut le traverser progressivement pour atteindre, en marchant sans effort, le dénivelé total du sol loin de la fracture initiale.

Voilà donc un moyen de connaître l'âge d'un escarpement et du séisme qui l'a créé. Très simple sur le plan du principe. Il suffit de mesurer la forme de l'escarpement. Si l'on dispose d'une bonne connaissance du climat régional, qui gouverne l'érosion, ou mieux si l'on dispose d'un séisme étalon, comme celui de 180 après Jésus-Christ sur la route de la soie, on peut en déduire la loi de diffusion et, partant, *dater* les séismes anciens.

Ainsi le déchiffrement et la mesure des formes inscrites à la surface du sol, le long des failles, nous permettent de reculer les limites de la mémoire sismique, d'accroître l'échelle de temps sur laquelle le phénomène sismique nous est accessible. Ceci non seulement dans des régions comme la Californie où l'histoire ne remonte qu'à quatre siècles, ou dans les déserts et les étendues vouées aux seules pérégrinations des nomades! Mais même dans des régions telles que le Moyen-Orient ou la Chine orientale dont l'histoire connue embrasse 3 ou 4 millénaires. Grâce à la mémoire du sol, on peut en fait décrypter l'histoire de tremblements de terre survenus il y a 6000, 10.000, voire 15.000 ans.

***Accumulation des glissements sismiques, escarpements cumulés et relief topographique. vitesse et temps de retour moyens***

Jusqu'ici je vous ai surtout parlé du quantum de mouvement sur une faille sismique, cette «petite» quantité de glissement liée à un seul tremblement de terre et de sa manifestation en surface. En passant cependant, j'ai signalé à votre attention quelques exemples de décalages liés à plusieurs séismes sur la même faille. C'est en fait la règle générale. Le plus souvent, on observe en surface le résultat final, l'addition de décalages multiples ou *escarpement cumulé*, produit de multiples événements sismiques. Sur une seule faille, le décalage cumulé visible dans la morphologie peut être très grand. En caractérisant et en mesurant à la fois décalage

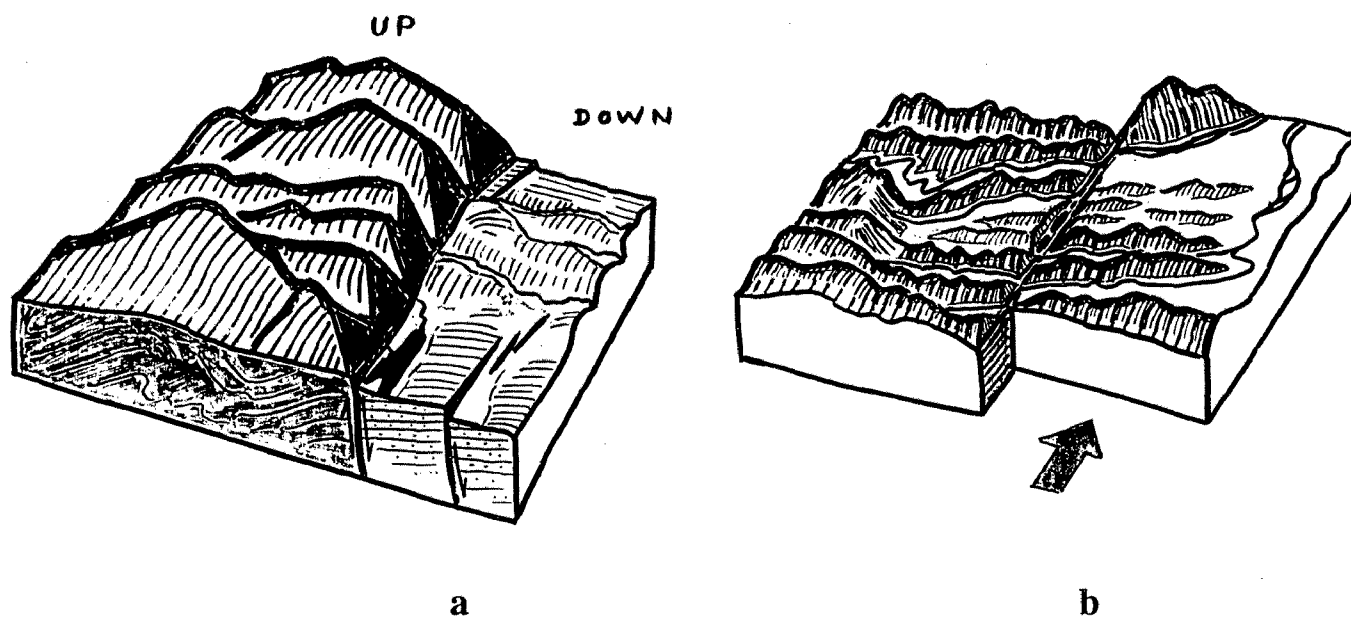


Figure 6

Blocs diagrammes montrant l'allure du relief (morphologie) le long d'une faille normale active (a) et d'un décrochement actif (b)

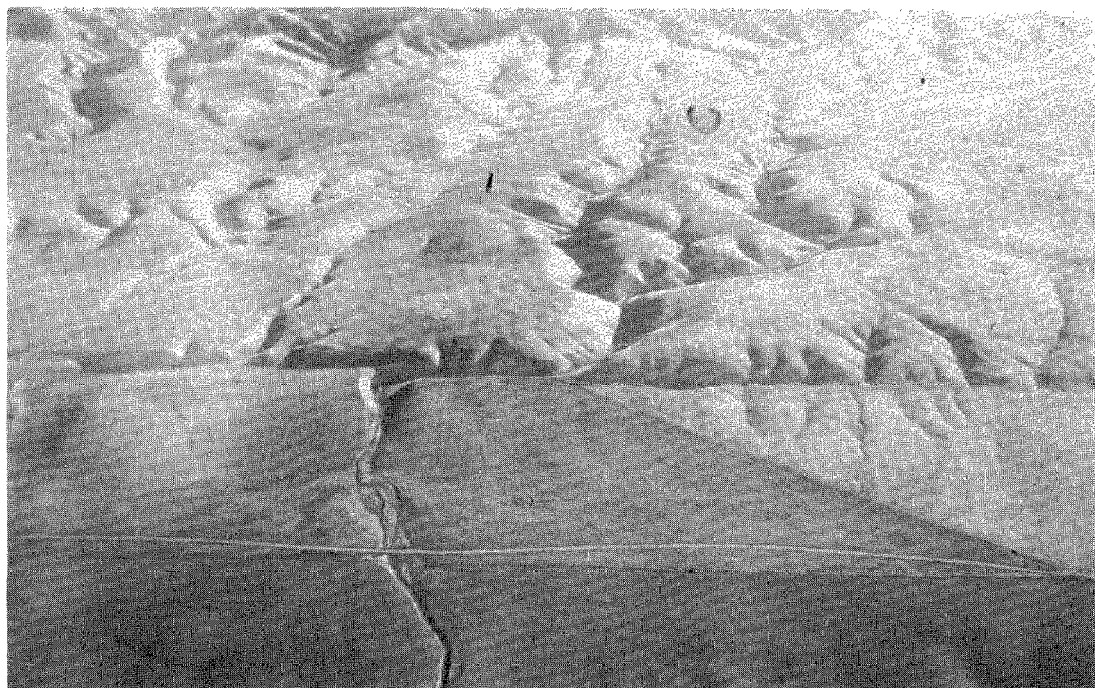


Figure 7

Baïonnettes de la rivières de Wallace Creek, et des ruisseaux adjacents sur la faille de San Andrés. Plaines de Carrizo, Californie

cumulé et décalages correspondant à chaque événement, on peut en apprendre bien plus sur le fonctionnement des failles, ainsi que sur la naissance ou le réarrangement des reliefs.

L'accumulation des mouvements sismiques sur une faille normale (**Figure 6, a**) fait monter de manière constante un compartiment d'un côté de la faille et descendre, de manière constante, l'autre compartiment. Une faille de ce type crée ainsi peu à peu une topographie très particulière. D'un côté, une montagne surgit progressivement, attaquée d'autant plus puissamment par l'érosion que son altitude augmente. De l'autre côté, au contraire, un bassin s'approfondit, s'élargit, et se remplit de dépôts issus de la destruction du relief voisin. La surface des dépôts accumulés forme une plaine, parfois sertie de lacs. Ainsi, une faille normale active finit par longer la base d'un versant montagneux très raide, découpé en *facettes triangulaires* par des vallées que perche la surrection rapide (**Figure 6, a**). Dans son ensemble, le versant n'est autre que l'escarpement cumulé de la faille, escarpement dont la hauteur peut dépasser 3000 mètres.

Le décrochement, lui, se joue du relief et le décale (**Figure 6, b**). Aucune raison d'observer partout une montagne d'un côté, et de l'autre un bassin, puisque le coulissage décrochant n'a pas de composante verticale. Les décrochements coupent ainsi bassins et montagnes, se contentant de décaler horizontalement rides et collines transverses à leur passage. Un décrochement peut aussi prendre une rivière en écharpe et l'entraîner dans sa trace puisque la rivière est « prisonnière » de la surface du sol dans laquelle elle a incisé son lit, et que le décrochement décale sans relâche. Les rivières dessinent alors des *baïonnettes* faciles à repérer et à mesurer.

Ainsi le relief topographique et la morphologie se construisent ou se modifient progressivement autour des failles actives par accumulation de centaines, de milliers de petites quantités de mouvement correspondant chacune à un séisme.

Examinons plus concrètement ce processus sur un segment désert de la faille de San Andreas, où le message naturel porté par la surface du sol est intact, loin de la « pollution » morphologique urbaine ou agricole liée à l'action de l'homme (**Figure 7**). Vous voyez ici la baïonnette d'une rivière célèbre, Wallace Creek, petit cours d'eau saisonnier qui a fait l'objet de beaucoup d'études. A l'extrême gauche, au premier plan, on voit même un ancien lit abandonné de ce cours d'eau, coupé de sa source amont. Sur la droite, quelques petits ruisseaux très courts forment eux aussi baïonnette au passage de la faille.

La baïonnette de la rivière principale résulte de son décalage, horizontal, par la faille qui, rappelons-le, est un décrochement. Ce décalage est de l'ordre de 120 m. Bien sûr, il n'est pas dû à un seul séisme. C'est un décalage cumulé, résultant d'un grand nombre d'événements sismiques. Les petits ruisseaux, en revanche, ne sont décalés que d'environ 9 m. Petits donc très jeunes au sens géologique et morphologique du terme -on peut dire «nés d'hier»- ils n'ont probablement souffert que d'un très petit nombre de tremblements de terre.

Grâce aux recherches effectuées sur ce site, nous savons aujourd'hui qu'ils n'en ont vu qu'un seul. Très grand. Le décalage des ruisseaux est une mesure du quantum de glissement (9m) caractérisant ce grand tremblement de terre, le dernier sur la faille à cet endroit. Il s'agit en fait du cataclysme de 1857, dont nous avons parlé plus haut.

En examinant avec attention le ruisseau le plus à droite sur l'image on aperçoit, devant la faille vers la gauche, les sillons presque effacés de deux lits abandonnés, coupés de toute alimentation amont. Chaque lit est décalé vers la gauche d'environ 9-10 m (!) par rapport au précédent. L'interprétation «coule donc de source»: ces lits abandonnés représentent deux anciens cours, en aval de la faille, du ruisseau actuel. Chacun a été délaissé après avoir subi un décalage de 9m. On comprend que, sur le bloc en aval de la faille, le petit ruisseau finisse par abandonner son cours, trop tordu, après chaque décalage: il lui est plus facile de continuer tout droit dans la pente. Nous avons ainsi là la preuve de deux événements sismiques antérieurs, à peu près identiques à celui de 1857. Dans la morphologie subsiste l'image de trois grands tremblements de terre successifs, de trois accoups égaux de la faille! Et ceci en plein coeur d'une lacune sismique où rien ne frémit depuis 100 ans.

On peut aller plus loin. C'est en travaillant sur des sites morphologiques d'une clarté comparable qu'on parvient à mesurer les deux paramètres les plus importants du fonctionnement d'une faille active : sa *vitesse moyenne* de glissement, et le temps qui sépare un grand séisme du suivant, appelé *temps de retour ou de récurrence*.

A Wallace Creek par exemple, il faut d'abord déterminer l'âge de la vallée de la rivière principale, décalée de 130 m. Une fois l'âge de l'incision de cette vallée connu, il suffit de diviser le décalage par l'âge, pour obtenir la vitesse moyenne de glissement horizontal sur la faille. La datation au carbone 14 des dépôts les plus anciens trouvés dans la vallée fournissant ici un âge d'environ 3900 ans, cette vitesse est de l'ordre de 3,4 centimètres par an. Elle représente une fraction importante du

déplacement annuel vers le nord de la plaque Pacifique par rapport à l'Amérique du Nord (6cm/a). On note au passage que, même si la faille de San Andreas ne bouge en réalité que par accoups brefs, sa *vitesse moyenne*, qui résulte du mouvement inexorable des grandes plaques, correspond bien à une réalité physique.

Une fois cette vitesse connue, le *temps de retour* des grands accoups sismiques s'obtient facilement, au moins dans les cas les plus simples, comme ici. Au vu du décalage des petits ruisseaux, il semble bien en effet que la faille ne glisse que lors de tremblements de terre de magnitude huit comparables à celui de 1857, avec un quantum de mouvement instantané chaque fois voisin de 9 m. Si chaque grand séisme produit 9 m de décalage, on comprend qu'à 3.4 cm/an il faille attendre à peu près 260 ans pour que ce décalage caractéristique s'accumule au rythme lent du déplacement des plaques. En première analyse, à Wallace Creek, chaque cataclysme succède donc au précédent, « *revient* », tous les deux siècles et demi environ.

### ***Etapes d'une stratégie globale pour l'évaluation du risque sismique***

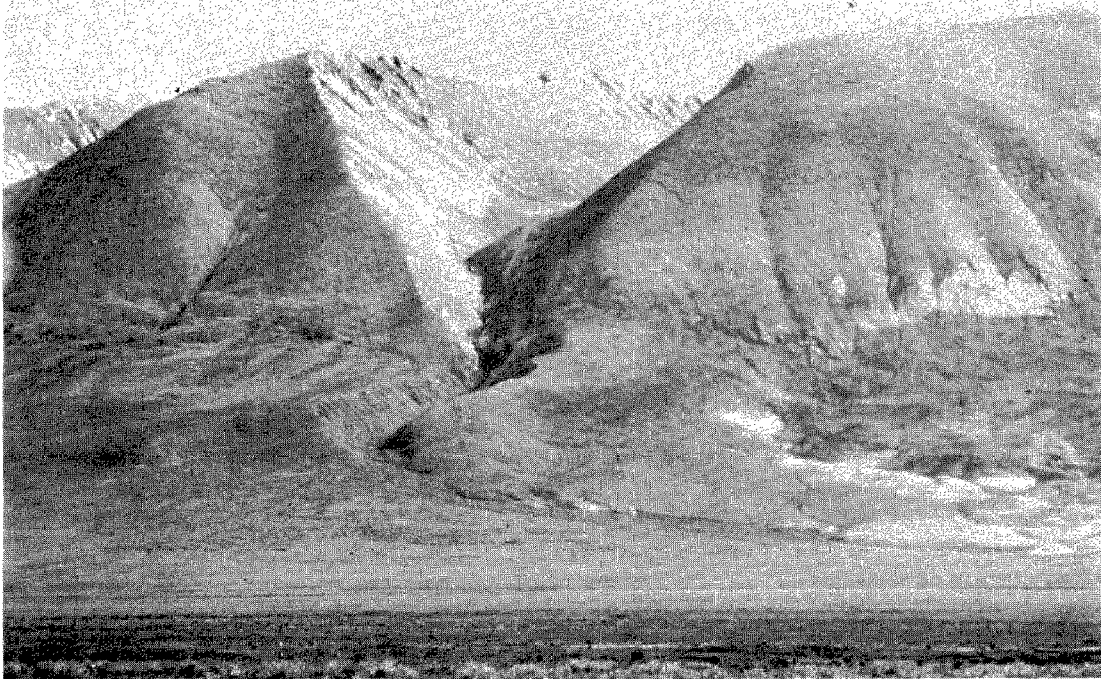
La lecture des traces morphologiques gravées à la surface, près de la faille, de ce qu'il convient d'appeler la «*mémoire du sol*», nous donne ainsi accès à un passé riche et suffisamment long pour être à l'échelle du cycle sismique, ce qu'interdisait la myopie de nos souvenirs et de nos instruments.

Cette approche simple, qui ne nécessite que des mesures faciles à effectuer, une fois l'alphabet morphologique déchiffré, peut être utilisée pour la reconnaissance et la caractérisation des principales failles sismiques de la planète. Vaste entreprise qui implique plusieurs étapes, à différentes échelles, du grand vers le petit.

On sait aujourd'hui que la plupart de ces failles se voient d'autant mieux qu'on les contemple de haut. Il en va ainsi même de celles qui, comme dans l'Alborz ou en Arménie, étaient restées à ce jour inconnues. Vue de très haut, la morphologie de surface permet un repérage quasi infallible, rendu particulièrement aisé par les techniques spatiales d'observation de la terre.

A chaque tremblement de terre, une faille normale taille fraîchement la base de la montagne qu'elle fait surgir. Ceci produit des facettes triangulaires lisses et raides, très caractéristiques (**Figure 8**). Entre ces facettes, les petites vallées qui débouchent sur l'escarpement sont perchées. Nos collègues anglo-saxons les appellent *vallées en verre-à-vin* à cause de leur forme: en haut la coupe du verre

(profil en V de la vallée perchée) puis le pied (cascade verticale de la rivière) qui aboutit à la limite inférieure, horizontale de l'escarpement, toutes structures morphologiques qu'il est possible de mesurer et de dater pour déduire la vitesse de glissement.



**Figure 8**  
**Facettes triangulaires. Faille normale de Kung Co (Tibet).**  
**Ici les vallées perchées sont des vallées glaciaires.**

Il faut savoir qu'il est un peu plus difficile de repérer les failles inverses grâce à la morphologie. La plupart des grandes chaînes de montagne englacées sont pourtant bordées par de telles failles. La faille inverse active se manifeste en surface de façon plus subtile qu'une faille normale ou décrochante. Pas de muraille crénelée en facettes triangulaires, ou de sillon rectiligne. Elle ne fabrique qu'un petit bourrelet longiligne, irrégulier, parallèle à la chaîne et situé bien en avant du relief, petit pli des couches de sédiments superficielles, il est le signal discret que la faille, très plate, a peine à faire surface.

Discret mais visible! En définitive, quoique la tendance des failles inverses soit de rester cachées sous la couverture sédimentaire, le fait même qu'elles la plissent les trahit. Seuls objets morphologiques offerts à l'étude, les plis nous fournissent quand même l'information requise pour déchiffrer le mécanisme des failles qu'ils dissimulent.



Une fois l'existence d'une faille active décelée, son type identifié, et sa trace cartographiée, on peut s'attacher à comprendre son fonctionnement. C'est à dire d'abord, chercher à mesurer sa vitesse et le temps de retour moyen de ses séismes. A ce stade, l'essentiel est de sélectionner quelques sites où la morphologie se prête à une analyse aussi quantitative que possible, et où la surface est couverte de dépôts que l'on peut dater.

On peut désormais reconnaître les failles actives par l'observation spatiale et aérienne. Sur le terrain ensuite, on peut déchiffrer leur fonctionnement en mesurant et datant le signal morphologique qui leur est associé. On arrive ainsi à déterminer leur vitesse moyenne de glissement et même leur humeur sismique moyenne si la trace d'un quantum de glissement récent est préservée.

Ces deux premiers pas, qui permettent surtout de répondre aux questions où? et comment ? sont relativement rapides et peu coûteux, une fois acquis le savoir faire. Si l'on veut aller plus loin et répondre, avec plus de précision, à la question «à quand le prochain séisme ?» une troisième étape est nécessaire.

Elle demande, au sens propre, un travail en profondeur. Il faut «ouvrir» le sol, autopsier le sous-sol, tâche plus gourmande de temps et de moyens. Une faille active, en effet, décale non seulement la surface du sol mais aussi tous les terrains déposés sous la surface. En creusant une tranchée au travers de la faille, on gagne accès à l'enregistrement, par les dépôts du sous-sol, de l'histoire sismique de la faille. Plus la tranchée est profonde, plus les dépôts sont anciens et plus on a de chances de remonter le temps.

En définitive, le comportement de détail d'une faille peut donc être assez complexe, car il résulte à la fois du mode de fonctionnement propre à chaque segment et de l'interaction élastique entre segments voisins. Un tel système couplé suit probablement les lois du chaos déterministe, qui conduisent à des variations autour d'un thème. Les régions rocheuses qui bougent se sentent les unes les autres, mais il faut tenir compte de constantes de friction différentes et de couplages élastiques différents. Les modèles simples que l'on sait mettre en oeuvre fabriquent effectivement des séquences de séismes très voisines de celles, rares, dont on a pu déchiffrer l'histoire.

### *L'aléa sismique en Europe Occidentale*

Je voudrais pour conclure revenir à des régions proches, dont le comportement sismique nous concerne tous au premier chef. En dehors de la faille de San Andréas, je me suis référé à des exemples choisis en Asie, au Tibet, le long de «la Route de la Soie», laissant de côté des pays tels que l'Italie et la France ou même la Grèce. Aucun de ces pays n'est pourtant à l'abri des tremblements de terre. Mais sur le plan sismique, ils sont moins bien connus que la Californie, voire même que la lointaine Asie centrale.

Il y a deux raisons principales à cela. La première c'est qu'ils sont, dans l'ensemble, moins dangereux. Pas toujours moins actifs, mais beaucoup moins souvent frappés par de grands tremblements de terre. Nous n'avons pas, en France, de faille qui glisse à 3 cm par an, voire même à 5 mm par an. Il y a donc moins de séismes et les très grands séismes sont extrêmement rares. Leurs traces morphologiques en surface sont ténues, moins continues, bref, plus difficiles à voir. C'est une chance, nous habitons un pays à moindre risque. Mais ceci ne signifie pas qu'il ne puisse y avoir de grands séismes en France. Au moins cinq d'entre eux, en mille ans, nous sont d'ailleurs connus. L'Italie et la Grèce sont moins tranquilles: il y a là des failles qui glissent de plusieurs millimètres par an.

La deuxième raison, c'est que la plupart des régions d'Europe occidentale, même près de la Méditerranée, ne sont pas aussi désertiques que la Chine centrale ou que certaines parties de la Californie. Le climat plus humide favorise la croissance d'un couvert végétal dense et provoque une érosion plus intense. L'action de cette érosion s'oppose plus agressivement à l'action de la tectonique. Partout en effet, c'est le «chiffon» de l'érosion qui efface ce que la tectonique écrit sur le «tableau» de la morphologie. Dans nos régions, le chiffon est bien plus efficace. A ceci s'ajoute le fait que l'eau attire les cultures, donc l'action de l'homme, qui est maintenant devenu plus grand sculpteur de paysages que la nature elle-même. Comment dans ces conditions espérer qu'un escarpement sismique dans les Alpes se conserve aussi bien, et aussi longtemps, qu'au bord du désert de Gobi ?

Il est évidemment hors de question d'attaquer les problèmes d'aléa sismique en Europe sans une expérience approfondie, acquise dans des régions très actives et désertiques. Ce n'est qu'une fois l'oeil aguerrri aux subtilités de la morphologie sismique, et armés de techniques nouvelles mises au point sur des sites exemplaires,

en Asie, en Afrique ou ailleurs, que l'on peut envisager d'aborder l'étude de «nos» failles actives, plus modestes et plus discrètes. Le moment est venu de le faire.

Récemment par exemple, Rolando Armijo, de l'Institut de Physique du Globe de Paris, a pu identifier la trace du grand tremblement de terre qui détruisit la ville Grecque de Sparte, en 464 avant Jésus-Christ, il y a près de 2500 ans. L'occurrence de ce séisme était bien connue, comme celle de celui qui, en 180 de notre ère, condamna le caravansérail de la Route de la Soie dont je vous ai déjà parlé. Mais la faille coupable de ce méfait ne l'était pas. Elle dort au pied du mont Taygetos, à quelques kilomètres seulement de la ville moderne. L'escarpement formé en 464 av. J.C. suit, sur une distance d'environ 20km, la base des grandes facettes triangulaires qui forment le flanc oriental de la montagne. Ce grand pas en avant étant fait, on peut maintenant étudier cette faille normale avec l'arsenal des techniques que j'ai décrites et préciser son fonctionnement. Notre connaissance du risque sismique dans le sud du Péloponnèse s'améliorera d'autant.

Nous pouvons, en Italie du Sud évoquer un autre exemple du même type. Nous y avons «retrouvé» la trace des failles normales activées par les grands séismes de 1783 qui, en deux mois, ravagèrent la plaine de Calabre, faisant 40.000 victimes. Les villages détruits sont tous situés au pied de l'Aspromonte. Sur 16km de long, l'escarpement de 1783 limite la base de la montagne dont le versant monte, par gradins, jusqu'à 1800m . "Retrouvé" car, à l'occasion d'une mission de plusieurs semaines dans la région dévastée, Déodat de Dolomieu avait déjà décrit cet escarpement sans en comprendre l'origine. Il en faisait la trace d'un glissement de terrain. Il faut dire qu'à l'époque on ignorait tout des séismes, et de leur liaison avec les failles. Mais sa description est si précise qu'elle ne laisse aucune équivoque et c'est sans doute à Dolomieu que revient l'honneur d'avoir le premier cartographié la dislocation d'un grand séisme, en 1784!

En France aussi, nous commençons ce travail. Trois tremblements de terre, tous frontaliers, sont particulièrement célèbres dans l'histoire de notre pays. Il s'agit du tremblement de terre «Catalan» de la Chandeleur 1428, à la frontière Espagnole, du tremblement de terre de Bâle, en 1356, à la frontière Suisse et du tremblement de terre «Nissard» de 1596, dans les Alpes du Sud. Sans doute ces trois séismes, celui de 1356 en particulier, ont-ils atteint voire dépassé la magnitude 6,5, mais aucune des failles qui les ont engendrés ne nous est connue!

Pour le séisme de 1428, il existe toutefois de fortes présomptions. A l'extrémité ouest de la zone d'intensité maximum de la secousse, la chaîne des Pyrénées est coupée par une grande faille qui borde les vallées du Conflent et de la Cerdagne. Elément dominant du paysage, la trouée tectonique occasionnée par cette faille fournit un passage aisé de l'Espagne à la France, justement défendu par la citadelle fortifiée de Montlouis. C'est à cette faille aussi qu'est due la surrection des pics du Canigou et du Puigmal qui, à près de 3000 m d'altitude, forment les points culminants des Pyrénées Orientales. De l'image satellitaire jusqu'au terrain, tout indique qu'il s'agit d'une faille normale active, car elle en a tous les attributs morphologiques (Figure 9). A cent kilomètres à la ronde, il n'en existe pas de plus grande. A défaut de preuves plus tangibles, on peut peut-être encore douter qu'elle ait «enfanté» le plus grand tremblement de terre historique de la région, celui de la Chandeleur 1428, mais on ne peut douter qu'elle doive faire l'objet d'une attention particulière pour les décennies et les siècles à venir.

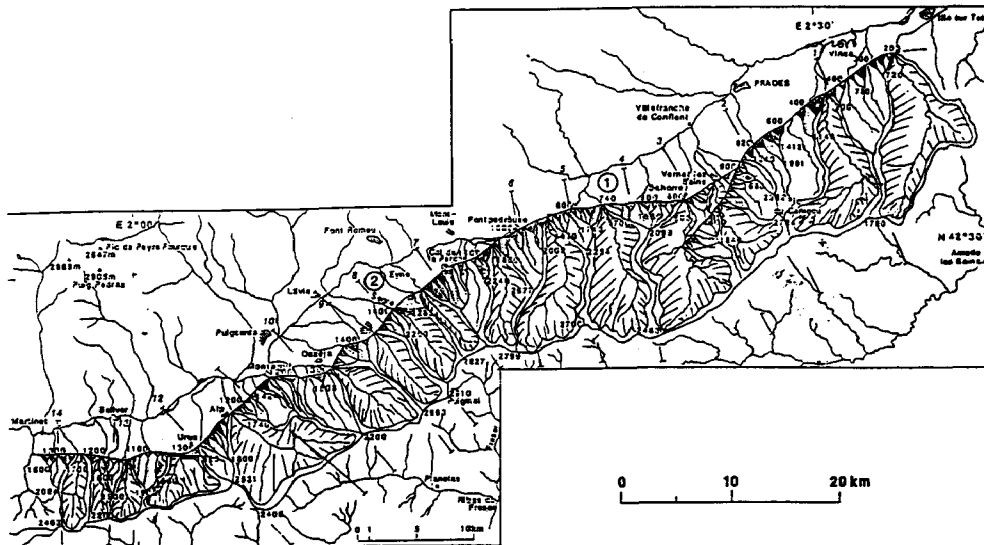


Figure 9  
Carte de la signature morphologique de la faille active du Conflent-Cerdagne  
(d'après Briaux et al. 1990)

En Europe comme ailleurs en tout cas, la «chasse» aux catastrophes sismiques passées et futures commence par la chasse aux failles actives. Et parmi toutes ces failles, il faut surtout découvrir celles qui ne se sont pas encore manifestées par un sursaut historique, celles qui n'ont aucune chance de figurer au catalogue! Dans nos pays aux récurrences longues, ce sont les plus dangereuses. Pour cela, pas d'autre recours que de scruter avec perspicacité les paysages, d'en haut comme d'en bas. La chasse morphologique est ouverte, il n'est que temps qu'elle s'engage pour de bon, avant la prochaine surprise!

Paul TAPPONNIER  
Institut de Physique du Globe de Paris