

Aléa sismique et Tsunamis en Indonésie

Christophe Vigny, directeur de recherches,
Laboratoire de Géologie de l'ENS,
UMR 8538 du CNRS

Le contexte. En Asie de Sud-Est, la tectonique des plaques est très rapide et affreusement compliquée (figure 1). L'Inde poinçonne le sud de l'Eurasie à une vitesse que l'on établit aujourd'hui à environ 3,5 cm/an. Dans le passé, elle allait beaucoup plus vite. Elle a probablement ralenti au fur et à mesure que le bourrelet qu'elle crée devant elle (le Tibet) augmente. De ce fait, elle s'est désolidarisée de l'Australie, qui elle continue de « monter » vers le Nord à une vitesse variant entre 5 et 7 cm/an. Plus loin à l'Est, c'est la plaque Philippine qui converge vers l'Eurasie à près de 8 cm/an, poussée par la plaque Pacifique, encore plus rapide. Le Noeud de cette convergence de plaque est un promontoire de l'Eurasie (en gros l'Indochine) que l'on appelle aujourd'hui le bloc de la Sonde ou Sundaland depuis qu'il a été identifié en tant que bloc autonome. Les derniers grands séismes qui ont affecté la région se sont produits le long de la frontière occidentale du bloc de la Sonde, en gros le long de l'île de Sumatra en Indonésie. Cette frontière est très compliquée. En premier lieu, ce n'est pas une, mais deux plaques - l'Inde au Nord, l'Australie au Sud - qui convergent vers la Sonde à cet endroit ; et elles le font avec des vitesses sensiblement différentes. En second lieu, cette convergence est oblique à la frontière entre les deux blocs. De ce fait, le mouvement est « partitionné » sur deux failles distinctes : la convergence est absorbée en premier sur la fosse de subduction en mer, le coulissage (ou cisaillement) est absorbé sur une deuxième faille à terre, en arrière de la première : la grande faille de Sumatra. Entre ces deux grandes failles parallèles qui courent sur des milliers de km, se trouve la lanière de Sumatra (qui englobe jusqu'à la Birmanie au Nord). Depuis 2000, on assiste à une succession de séismes, dont le plus connu est évidemment celui qui a déclenché le Tsunami géant du 26 décembre 2004 (figure 2). En 7 ans, 4 gros séismes ont rompu plusieurs milliers de km de la subduction de Sumatra. Toute la subduction ? Non, un petit segment de 200 km n'a apparemment toujours pas rompu. Il se trouve juste sur l'équateur, entre les deux grandes ruptures - dites de Nias en mars 2005 et Bengkulu en septembre 2007. Après avoir étudié en détail

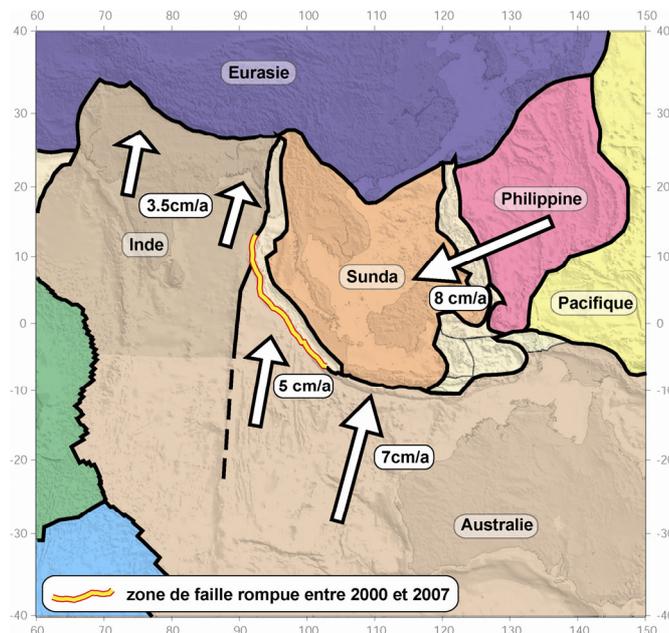


Figure 1 : la tectonique des plaques en Asie du Sud-Est. On voit la lanière de Sumatra qui forme la bordure Ouest du bloc de la Sonde (SUNDA), et la lanière Philippine qui forme la bordure Est, prolongée au sud par la mosaïque de microblocs en mer de Banda (Sulawesi-Moluques)

les séismes de 2004, 2005 puis 2007, nous suivons avec attention ce « petit » segment, situé juste en face de la grande ville de Padang, capitale de Sumatra Ouest (au moins 1 million d'habitants).

Le mécanisme des séismes. Une faille est la limite entre deux blocs tectoniques qui se déplacent l'un par rapport à l'autre. Ces blocs, constitués d'énormes quantités de matière, ont un déplacement lent (10 cm/an au maximum) et régulier, très stable sur au moins des centaines de milliers d'années. Si le contact entre les deux plaques était "lisse", la faille pourrait glisser en continu, sans qu'il ne se passe jamais rien. A l'opposé, si le frottement dû à la rugosité du contact empêche ou ralentit ce mouvement, alors la faille ne glisse pas : elle est bloquée. Insensibles à ce qui se passe près de leurs bordures, les plaques se déplacent toujours à la même vitesse. C'est donc leurs bordures qui vont se déformer en accumulant la déformation élastique créée par le déplacement en champ lointain et le blocage local. Comme un ressort qui se comprime, la bordure de plaque va accumuler la déformation jusqu'à ce qu'elle soit suffisante pour faire sauter le blocage sur la faille : c'est à ce moment que se produit le séisme. Par la suite,

la faille va de nouveau se bloquer et le cycle accumulation lente – rupture sismique se reproduira à l’infini. On comprend aisément comment l’accumulation de déformation au rythme de quelques cm/an pendant des siècles peu produire des séismes qui vont donc relâcher plusieurs mètres quasiment instantanément.... Et tous les 100 ans.... Un séisme n’est pas ponctuel : c’est une rupture – une déchirure - qui commence quelque part et fini quelque part. La puissance du séisme, sa magnitude, correspond à la longueur de la rupture conjuguée avec le glissement occasionné par le séisme sur cette portion de faille qui a rompu. Le potentiel destructeur du séisme dépend également de la fréquence des ondes sismiques rayonnées par la rupture, et donc de la vitesse à laquelle la rupture se propage : un séisme géant mais extrêmement lent ne causerait pratiquement aucun dégât. Aujourd’hui, on ne sait toujours pas très bien pourquoi une rupture sismique démarre là où elle le fait, et à cet instant précis, ni pourquoi elle s’arrête, et encore moins ce qui détermine sa vitesse de propagation.

L’apport de la géodésie spatiale et du positionnement précis par GPS. Parce qu’il permet un positionnement précis à quelques millimètres près, le GPS^(*) est un merveilleux outil pour la mesure des déformations de toutes natures. Des campagnes de mesures répétées à intervalle de temps régulier ou des réseaux de stations fixes qui mesurent leur position 24h/24 et 365 jours par an permettent de détecter et quantifier les mouvements des plaques tectoniques ainsi que leurs déformations. On voit ainsi la dérive des continents, comme l’accumulation de déformation élastique dans les zones de failles, ou encore les déformations cycliques dues aux surcharges océaniques lors des marées ou au passage des dépressions et anticyclones. On mesure également le rebond des continents débarrassés de leur surcharge glaciaire au fur et à mesure de la fonte des glaces. Enfin, parcourir une surface avec un GPS permet d’en établir un relevé précis et d’étudier ces caractéristiques morphologiques comme dans le cas d’un paysage découpé par une faille. On peut même étudier l’évolution dans le temps de cette surface en répétant la mesure à intervalle de temps régulier. Ces mesures permettront de quantifier l’érosion d’une plage de sable par exemple.

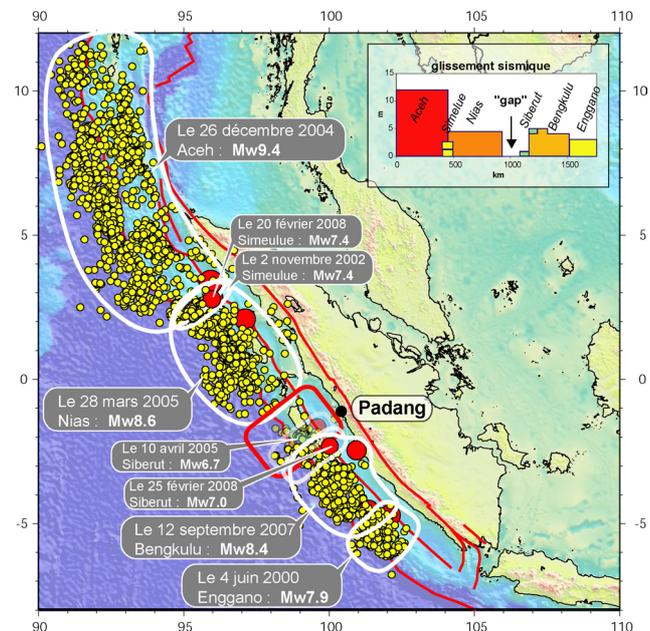


Figure 2 : la crise sismique de Sumatra. Les cercles rouges montrent les Epicentre des séismes, les points jaunes les répliques enregistrées pendant 1 mois après le choc principal. Elles dessinent la surface de la faille qui a rompu lors du séisme. Le graphe en insert montre la quantité de glissement moyen (en m) associé à chaque séisme... et le déficit de glissement en face de Padang.

Le cas du séisme de Sumatra (Banda Aceh). Le séisme du 26 décembre 2004 est le deuxième plus gros de l’époque instrumentale (c’est-à-dire depuis que des sismographes enregistrent les séismes, soit une cinquantaine d’années environ). Une des énigmes posées par ce séisme tient à la longueur du segment de faille qu’il a rompu. En effet, là où il s’est produit, la situation tectonique est très complexe. Vu de loin, c’est la plaque Australo-Indienne qui subducte sous la plaque Eurasie, et il n’y a pas de problème. Mais aujourd’hui nous savons qu’il y a une frontière active entre l’Inde et l’Australie quelque part vers 90° de longitude Est. Cette frontière rencontre la frontière avec l’Eurasie (en fait le bloc de la Sonde) quelque part entre le Nord de Sumatra et le Sud des Iles Andaman, on appelle cela un point triple. Il est parfaitement normal qu’un séisme se produise sur n’importe lequel des segments de faille de part et d’autre de ce point triple. Il est tout à fait étonnant que la rupture du 26 décembre ait franchi ce point triple comme s’il n’existait pas. Les réseaux GPS permanents développés en Thaïlande, Malaisie, et Indonésie, parce qu’ils sont denses (60 stations au total), permettent non seulement de "voir" le

rebond crustal associé au séisme, mais surtout de le modéliser complètement et quantitativement. Grâce à la mesure de la déformation sur une zone qui s'étale depuis le sud de la Malaisie (Singapour) au nord de la Thaïlande (ChiangMai), on peut contraindre l'extension de la rupture (1200km de long) et la quantité moyenne de glissement sur le plan de faille (12m) et donc la magnitude (9.2). Plus important, les subtiles variations du champ de déformation mesuré en surface indiquent que le glissement sur le plan de faille n'est pas homogène: il est très inégal tout au long du segment qui a rompu. On découvre en fait deux zones de glissement important, séparées par une zone de 100km de long vers 7° de latitude Nord Cette zone qui ne glisse pas est particulièrement intéressante. Elle correspond plus ou moins avec la frontière de plaque très mal connue entre l'Inde et l'Australie dans la région. Mais l'histoire ne s'arrête pas là. Avec le GPS il est possible d'aller bien au delà de la simple mesure du déplacement co-sismique total. Il est aussi possible d'estimer la position des stations GPS à chaque instant de l'acquisition sur les satellites (30s usuellement, de plus en plus chaque seconde, voire 0,1s aujourd'hui) c'est à dire **pendant** toute la durée du séisme. L'analyse fine des déplacements des stations au cours du temps permet de déterminer la vitesse de propagation de la rupture. On constate alors que si le premier segment s'est "déchiré" à près de 4 km/s, le second, lui, l'a fait plus lentement à environ 2 km/s. Encore mieux, on découvre que la rupture s'est arrêtée pour une durée très courte et mal déterminée, de l'ordre de quelques secondes à 1 minute, justement au passage d'un segment à l'autre. Nous pensons donc avoir la réponse à l'énigme posée par cette rupture qui traverse un point triple : Loin de l'avoir traversé, elle s'est en fait arrêtée sur cette frontière, puis à déclenché un second séisme de l'autre coté (quasi instantanément) par augmentation des contraintes statiques. Le fait qu'un séisme puisse en déclencher un autre sur un segment de faille voisin n'est pas une surprise. Fragilisé par la rupture toute proche, mis sous contrainte, chaque segment voisin du séisme voit sa probabilité de rompre bientôt augmenter. C'est ainsi que le séisme du 26 décembre en a déclenché un autre... au Sud, le 28 mars 2005. A-t-il également déclenché le dernier séisme de Bengkulu encore plus au sud et encore plus tard en septembre 2007 ? La question majeure qui se pose est donc celle de l'espace et du temps: comment expliquer

que le déclenchement soit parfois quasi instantané et parfois retardé de quelques mois ou encore de quelques années? Qu'elle est la zone d'influence d'un séisme ? C'est de la réponse à ces questions que dépend en partie notre capacité à mieux quantifier l'aléa sismique. L'installation de nouveaux récepteurs GPS dans la région (photo) est primordiale pour surveiller l'évolution des déformations de l'écorce terrestre consécutives à tous ces séismes mais aussi pour mieux anticiper les scénarios possibles à attendre. C'est particulièrement crucial dans le cas du segment de Padang : va-t-il rompre bientôt ? Doit-il accumuler encore longtemps avant de rompre ? Ou alors est-ce que le relâchement des contraintes accumulées se fait de manière lente, continue et donc asismique dans cette région particulière ?



Photos : récepteurs GPS installés dans la région de Padang en Septembre 2007

Et le Tsunami ? Les Tsunamis ont des causes diverses. Certains sont déclenchés par des séismes sous-marins, d'autres par des glissements de terrains, ou encore par des éruptions sous-marines. Dans le cas sismique, les modèles de rupture contraints par la déformation lointaine permettent d'estimer le mouvement vertical au plus près de la faille, c'est à dire le déplacement du plancher océanique qui a généré le Tsunami. Dans le cas du 26 décembre 2004, là aussi, on obtient une explication de l'amplitude exceptionnelles des vagues qui on touché Phuket et le SriLanka. Elles résultent de l'interférence constructive (justement dans ces deux directions) des deux trains d'ondes générés par les deux ruptures légèrement décalée dans le temps. On comprend alors que prévoir la taille d'un Tsunami est un exercice extrêmement compliqué, qui dépend non seulement des caractéristiques de la côte qui le reçoit, mais aussi de la taille du séisme, et encore des caractéristiques complètes de la rupture : vitesse de propagation, distribution de glissement, etc...)

Le projet de recherche. L'activité décrite dans cet article est menée par un groupe de chercheur (C. Vigny, L. Fleitout, N. Chamot-Rooke, R. Cattin) au sein de l'équipe « dynamique de la Terre » du laboratoire de Géologie de l'ENS. Elle est coordonnée dans le cadre d'un projet soutenu par l'ANR, et fait l'objet d'une thèse en cours (Iwan Hermawan). En savoir plus sur <http://www.geologie.ens.fr/~vigny>

Encart technique : le fonctionnement du GPS précis

(*) Le système GPS est composé d'une constellation de satellites suffisamment nombreux (24 satellites orbitant à 20000 km d'altitude, répartis sur 6 plans orbitaux) pour qu'à tout instant aux moins trois d'entre eux soient clairement "visibles" de n'importe quel point à la surface du globe.

Chaque satellite émet un message codé contenant un certain nombre d'informations, dont sa propre position et l'instant exact de l'émission du signal. Un simple récepteur suffit alors pour mesurer le temps écoulé entre émission et réception, et par là en déduire la distance qui le sépare du satellite. Trois mesures sur trois satellites fournissent les trois distances nécessaires à la détermination des trois coordonnées du point : latitude, longitude et altitude.

Ce type de mesures est connu sous la dénomination de "pseudo-distances" dans la terminologie GPS. Chaque satellite émet deux types de pseudo-distances : un code précis qui permet un positionnement à environ 1 mètre près et un code non-précis à seulement 10 mètres près environ. Le code précis est crypté pour empêcher son utilisation par tout autre que les militaires américains.

Pour la majeure partie des applications du GPS en géophysique on ne saurait se satisfaire de la précision atteinte par les mesures de pseudo distances. La technique consiste à effectuer les mesures de distances satellites-stations directement sur l'onde porteuse de chaque signal GPS (mesures de phase), et pendant un temps assez long. La longueur d'onde, ou taille caractéristique, du signal est considérablement réduite par rapport à la pseudo-distance, ce qui permet d'atteindre une précision centimétrique, voir millimétrique. Inconvénient: c'est le traitement au laboratoire des données acquises sur le terrain qui conduit à ce gain de précision. On perd donc la possibilité du positionnement instantané.