

## Tectonique des plaques, séismes et GPS

Comment l'installation de stations GPS permanentes fournissant des données de haute précision permet de mesurer le déplacement et la déformation des « plaques » qui forment la croûte terrestre, de définir avec précision leur étendue, d'analyser *a posteriori* les séismes voire d'en prédire de nouveaux.

Voilà maintenant deux décennies que le GPS fournit des données de haute qualité à la géodésie. Sur ces vingt dernières années, la

précision  $I$  des mesures s'est d'ailleurs fortement accrue, mais plusieurs problèmes demeurent qui en limitent l'amélioration :

1. La traversée par les signaux radio de la couche ionosphérique ; si cette dernière n'empêche pas la propagation de l'onde comme c'est le cas pour la gamme décimétrique ( $f < 30$  MHz), elle introduit néanmoins un retard, qui dépend non seulement de la concentration ionique de la couche, mais également de la fréquence. Grâce à l'emploi de signaux simultanément émis sur deux fréquences différentes, le retard ionosphérique peut s'estimer – du moins au premier ordre ;

2. La traversée des couches atmosphériques basses (la troposphère),

riches en vapeur d'eau : l'indice  $n$  de réfraction atmosphérique change avec son contenu hygrométrique, donc le front d'onde subit un léger décalage en position et en phase. Comme il n'est guère possible, à l'heure actuelle, d'estimer avec précision le profil de la concentration en vapeur d'eau de l'atmosphère (qui plus est sur  $2\pi$  d'angle solide), les mesures instantanées sont entachées d'une incertitude météorologique **2**.

Deux autres facteurs, corrigibles, introduisent des incertitudes :

- × Le déplacement du centre de phase de l'antenne, ce qui signifie que, suivant l'incidence du signal, la phase du signal reçu à l'entrée du récepteur varie légèrement, comme si celui-ci se déplaçait ; ce phénomène peut se compenser en utilisant deux antennes identiques, orientées dans la même direction ;

- × Le centrage des embases mobiles (trépied). Cette pratique peu fiable est remplacée par le boulonnage systématique des aériens.

Grâce aux progrès accomplis depuis quelques années dans le calcul des orbites, l'amélioration des réseaux permanents et GTK, la technologie bi-fréquence et les techniques de post-traitement (filtrage), l'erreur de mesure sur

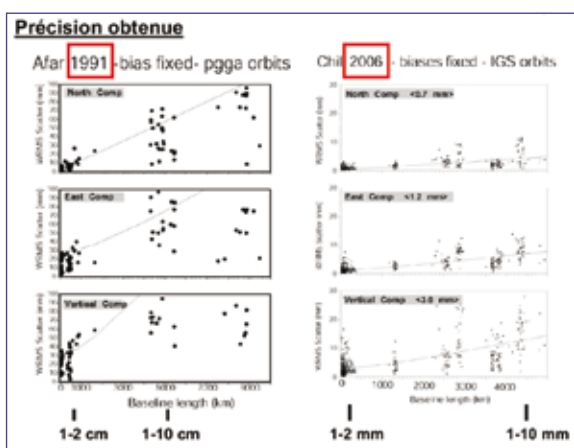


Figure 1 : Comparaison de la précision de la mesure GPS entre 1991 et 2006 en fonction de la longueur des lignes de base.

1. Il y a une grande différence entre exactitude et précision. Les mesures sont précises car on peut les répéter, elles donnent le même résultat à quelques mm près. Sont-elles cependant exactes ? C'est-à-dire, si l'on mesure avec un autre instrument, trouve-t-on une quantité identique ?

2. À l'inverse, il est possible de déduire du retard enregistré par le signal GPS l'intégration de la concentration en vapeur d'eau le long du trajet de l'onde et la concentration de l'ionosphère en particules chargées : le GPS est ainsi devenu un instrument d'observation de certaines propriétés physiques de l'ionosphère et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

des lignes de base de plusieurs milliers de kilomètres a maintenant chuté à des niveaux très faibles : il y a vingt ans, il fallait compter sur des incertitudes de l'ordre de 5 à 10 cm pour des lignes de base de 5 000 km ; actuellement, sur les mêmes distances, ces imprécisions ne dépassent plus le centimètre.

## La tectonique des plaques

La tectonique des plaques postule l'existence de grands blocs solides qui flottent à la surface du magma interne en fusion. Ces blocs se déplacent selon des trajectoires propres, et leurs frontières se matérialisent par des failles ou des dorsales, lieux privilégiés des activités sismique et volcanique. L'étude de la tectonique requiert donc l'évaluation des vitesses des stations, solidaires de la plaque sur laquelle elles se trouvent. Pour cela, il suffit de mesurer régulièrement leur position, puis de diviser les différences par les intervalles de temps. Bien entendu, plus la précision des mesures est importante, moins l'on doit attendre pour détecter des mouvements de faible vitesse : ainsi, avec une incertitude de 5 mm, il faut patienter sept ans avant de mettre en évidence des mouvements de l'ordre du millimètre par an ; si l'incertitude décroît à 3 mm, quatre ans seulement suffisent.

On pourrait donc croire que, pour détecter des mouvements très lents, il suffit d'utiliser des séries temporelles suffisamment longues. Ce raisonnement est cependant faux : l'inexactitude des mesures passées est telle qu'il est, en réalité, impossible d'exploiter ces résultats anciens pour calculer des tendances à long terme. En outre, cela suppose que le mouvement des stations ne varie pas au cours du temps, ce qui est exact pour certaines stations, mais totalement faux pour d'autres.

L'ultime problème tient dans la mise en référence : mesurer des déformations sur de petits réseaux est facile, les mêmes mesures sur de grands réseaux impliquent le choix d'un système de référence global, qui présente ses propres problèmes. L'ITRF, avec ses différentes réalisations, modélise les déplacements séculaires (très lents) de la croûte terrestre ; ces réalisations ne sont pas toujours faciles, en particulier dans des régions où il y a peu de stations du réseau mondial, et où les vitesses de ces stations varient dans le temps.

## L'apport du GPS

Les grands principes de la tectonique des plaques ont été évoqués : des « plaques » surnagent sur un manteau solide mais qui se comporte comme une pâte visqueuse à l'échelle de plusieurs millions d'années (puisque la viscosité du manteau apparaît comme 1024 fois supérieure à celle de l'eau !) ; ces plaques se déplacent suivant leur trajectoire propre, s'écartent les unes des autres ou entrent en collision, le tout avec des vitesses de l'ordre de quelques millimètres à une dizaine de centimètres par an (au maximum 17 cm/an en Papouasie-Nouvelle-Guinée et au Vanuatu, proche de la Nouvelle-Calédonie).

La disponibilité de mesures GPS atteignant cette précision a confirmé l'hypothèse de base la théorie, tout en y apportant une touche de complexité. En effet, il est apparu que l'étendue des plaques n'étaient pas celle que l'on attendait, et qu'il existait des unités tectoniques de taille inférieure, les « blocs », voire même des « micro-blocs », qui accommodent les chevauchements des grandes plaques à plusieurs endroits. Par exemple, l'Indonésie et la Chine du sud, que l'on croyait jusqu'ici faire partie de la plaque eurasiennne, se rattachent en fait à

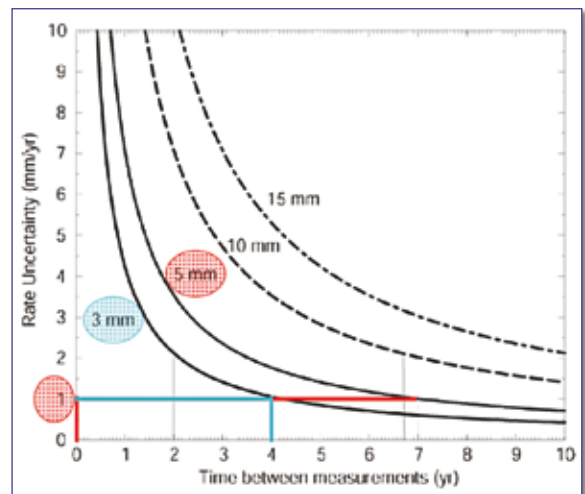


Figure 2 : Erreur sur la vitesse mesurée (en mm/an) en fonction de la durée d'observation GPS.

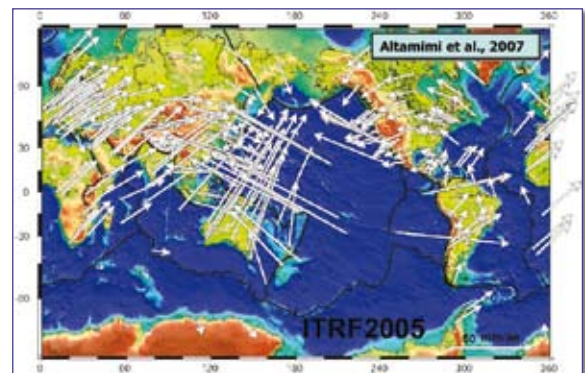


Figure 3 : Déplacement des différentes stations qui participent à la réalisation de l'ITRF 2005.

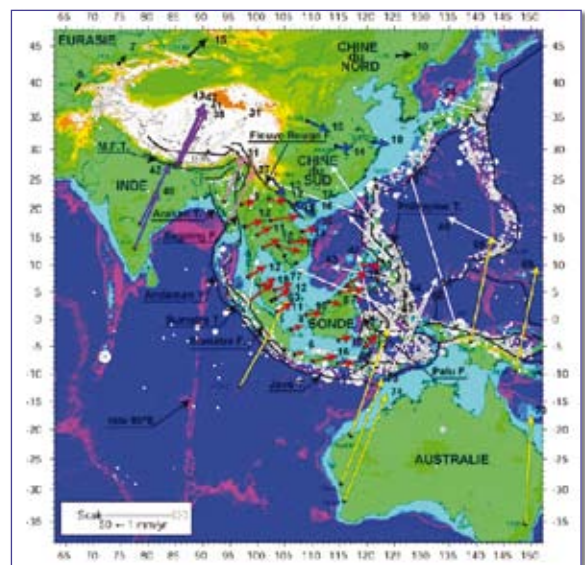


Figure 4 : Déplacement des stations du Sud-Est asiatique et mise en évidence du bloc de la Sonde (en rouge).

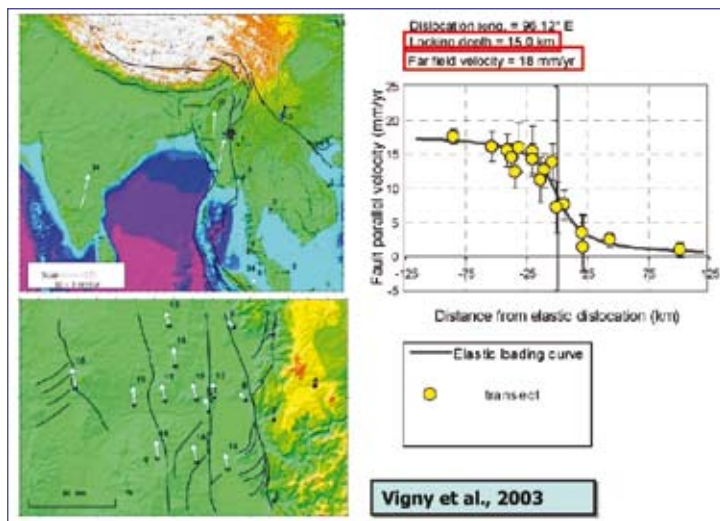


Figure 5 : profil transverse des vitesses GPS enregistrées près de la faille de Sagaing en Birmanie.

deux blocs indépendants, baptisés bloc de la Sonde et de Chine du sud <sup>3</sup>.

Avant l'avènement des systèmes GNSS, l'unique moyen à la disposition des chercheurs pour évaluer la dérive des continents consistait en l'analyse des fonds marins. Les roches magmatiques qui émergent au fond des océans gardent une trace de l'inversion régulière du champ magnétique terrestre lorsqu'il se produit ; si les plaques s'écartent, comme c'est le cas le long des dorsales, il suffit de repérer les inversions identiques de part et d'autre de la dorsale médiane, de mesurer la distance qui les sépare, d'évaluer par des moyens géologiques l'âge de l'inversion pour en déduire la vitesse moyenne du mouvement. Problème : cette méthode ne fonctionne qu'en présence de dorsales ; là où les plaques convergent au lieu de diverger, il n'y a aucune information géologique. L'évaluation des vitesses doit donc se faire de manière détournée, en constituant un circuit de plaques dont les vitesses relatives sont connues.

Les mesures GPS sont venues corroborer de manière étonnam-

ment précise les vecteurs vitesse issus des études géologiques. Cette concordance signifie que les plaques possèdent une inertie telle que leurs trajectoires n'évoluent pas sensiblement sur quelques millions d'années. Cependant, trois exceptions viennent tempérer cette règle : la plaque Nazca, au large de l'Amérique du sud, l'Arabie et l'Inde semblent se mouvoir plus lentement que la géologie ne le laissait prévoir. Si pour la première, on penche plutôt pour un artefact dû au manque de données précises, pour les deux dernières, il s'agirait d'un effet réel : la plaque indienne, qui progresse vers le nord, entre en collision avec la plaque eurasiatique, poussant devant elle le bourrelet toujours croissant de l'Himalaya et du plateau Tibétain ; elle a donc tendance à ralentir, entraînant avec elle sa voisine arabe.

## Des failles bloquées

Les plaques, aux endroits où elles se rencontrent, créent des failles dans l'écorce terrestre. On pourrait penser qu'il suffit

de poser des stations GPS de part et d'autre de ces failles pour enregistrer la vitesse relative des plaques le long de la fracture (« vitesse de faille »). Ce n'est pas le cas. La plupart du temps, ces failles sont « bloquées » : en raison de l'énorme viscosité et des forces de frottement, les plaques ne glissent pas librement : elles sont solidaires, et accumulent l'énergie cinétique sous forme de déformation élastique. De ce fait, le profil des vitesses axiales, prises perpendiculairement à la faille, suit assez bien une loi en arc-tangente, dont la pente maximale correspond à la localisation de la faille. Lorsque ces déformations dépassent le seuil de contrainte, il se produit une rupture, c'est-à-dire un séisme. Suivant les cas, cette cassure peut être brutale et catastrophique, ou bien étalée et insensible. Ce dernier cas, baptisé « séisme silencieux », est l'une des découvertes de la sismologie GPS (voir ci-après).

Le GPS ne peut évaluer la vitesse des failles ; il mesure, loin à l'intérieur des plaques, les vitesses de dérive, et, en bordure, la déformation causée par les frictions le long des fractures. La vitesse de la faille n'est accessible qu'au travers d'une modélisation mathématique, nécessairement arbitraire : deux modélisations différentes donneront deux vitesses de glissement différentes.

À première vue, il apparaît que l'exactitude et la multiplicité des mesures par GPS permet de calculer la trajectoire de toutes les plaques. Cependant, il faut nuancer : pour certaines plaques majoritairement sous-marines (comme la plaque Nazca), le peu de terres émergées ne permet pas des relevés exhaustifs – ce qui donne lieu à des incertitudes. Heureusement, les additions vectorielles des vitesses observées à terre permettent de reconsti-

<sup>3</sup>. La Chine du Nord et, au-delà, un bloc Amour à l'Est du lac Baïkal semblent également indépendants.

tuer les paramètres de glissement sous-marins. Grâce à des modèles déduits de la distribution de la déformation à terre, on peut raisonnablement estimer le profil de la subduction (l'angle vertical de glissement d'une plaque sur l'autre), même à 500 km de distance, et la vitesse totale de convergence.

## Analyse des séismes

Lors d'un séisme, la tension accumulée par les plaques riveraines d'une faille se relâche. Une onde sismique de déformation élastique se propage radialement depuis l'épicentre à la vitesse de 4 à 7 km/s et entraîne avec elle un déplacement quasi-instantané des terrains, qui s'amointrit au fur et à mesure que l'onde progresse et dissipe son énergie. L'analyse du champ des déplacements élémentaires issu du GPS permet de reconstituer *a posteriori* le scénario exact du séisme, voire de détecter certaines incohérences par rapport aux versions purement sismologiques.

Dans le cas du séisme de l'est de Sumatra du 26 décembre 2004, estimé à 9 en magnitude de moment 4 (pour comparaison, cela équivaut à une énergie de l'ordre de  $10^{22}$  joules ; les 0,01 % dégagés sous forme d'onde sismique correspondent à l'explosion d'une bombe de 300 mégatonnes), les déplacements, avant le séisme, des stations permanentes de la zone voisine de la faille variaient entre 3 cm/an et quelques mm/an suivant leur éloignement. Le jour du séisme, instantanément, ces stations se sont déplacées dix fois plus (Shanghai, à 6 000 km de là, a enregistré un saut de 4 mm). L'hypothèse initiale d'une rupture de 450 km le long de la

faille, minimisant la magnitude à 9, ne peut expliquer le champ de déplacement enregistré. Allonger la zone à 1 000 km, tout en tenant compte de la courbure de la faille, résout le problème, mais conduit à augmenter l'intensité de 9 à 9,2 (l'erreur pouvant s'expliquer par la saturation des sismographes et par la non-prise en compte de l'énergie des oscillations à très basse fréquence). Là-dessus, l'exploitation des données des îles Andaman pose un problème supplémentaire, leur déplacement ne concordant pas avec la prédiction du modèle.

En outre, l'analyse des données cinématiques des stations, donc de leur vitesse instantanée, fait ressortir une chronologie particulière : si la rupture initiale se propage effectivement à 3,7 km/s vers le nord-ouest, elle semble marquer une pause de 30 secondes à environ  $8^\circ$  de latitude nord, puis repart à une vitesse réduite de 1,8 km/s vers le nord. La conclusion qui s'impose est qu'il s'est produit en réalité deux séismes : le premier, entre la plaque de la Sonde et celle de l'Australie, a concerné environ 800 km, jusqu'au point triple Sonde/Australie/Inde ; là, il s'est interrompu, mais l'énergie libérée a entraîné une deuxième rupture consécutive, cette fois sur environ 450 km, entre les plaques de l'Inde et de la Sonde, au niveau des îles Andaman.

Ce double séisme a provoqué des mouvements verticaux (surrection/subsidence) de l'ordre de plusieurs mètres, qui ont donné naissance à deux ondes de raz-de-marée séparées dans l'espace et dans le temps. Ces ondes de déplacement de l'océan, à très basse fréquence (donc quasiment insensibles en pleine mer) se sont propagées radialement à des vitesses de plusieurs centaines de kilomètres par heure. Dans la

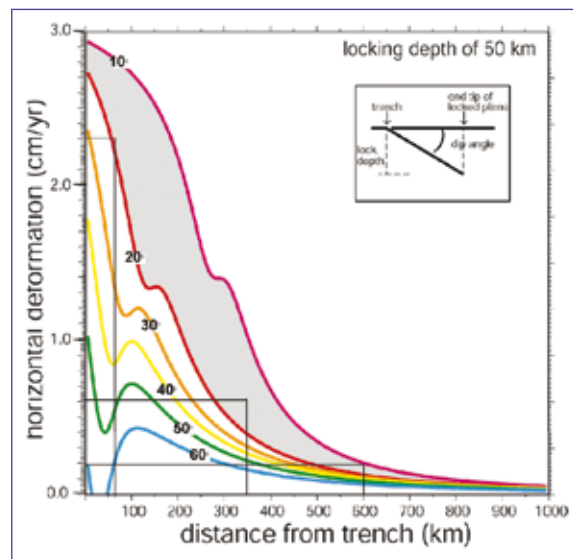


Figure 6 : Famille de courbes, indexée par l'angle de la subduction, permettant de calculer les déformations en fonction de la distance à la faille (ici pour une profondeur de blocage de 50 km).

région de Phuket, ces ondes sont arrivées en concordance de phase, ce qui a occasionné un renforcement du phénomène de raz-de-marée. D'autres endroits ont, au contraire, été relativement épar-

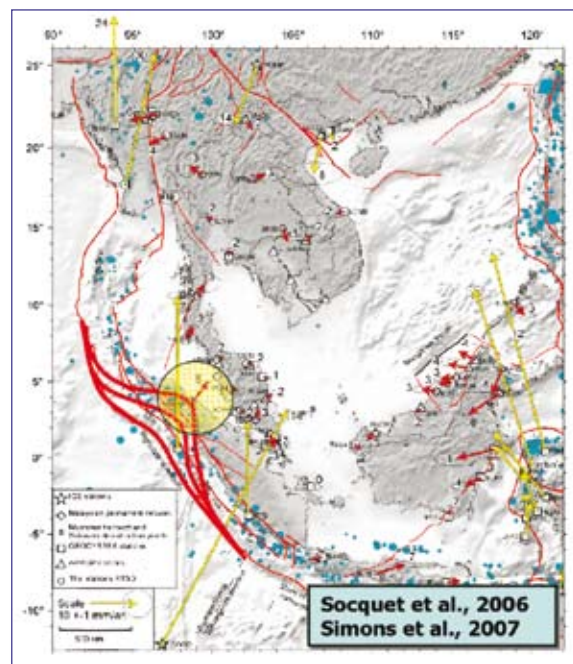


Figure 7 : Synthèse de l'accumulation des tensions et des déformations le long de la plaque de la Sonde, avant le séisme de fin 2004.

4. Personne n'utilise plus l'échelle de Richter, en particulier pour les séismes majeurs. On parle de « magnitude de moment » d'après la formule de Kanamori qui relie la puissance du séisme à la taille de la faille qui a rompu.

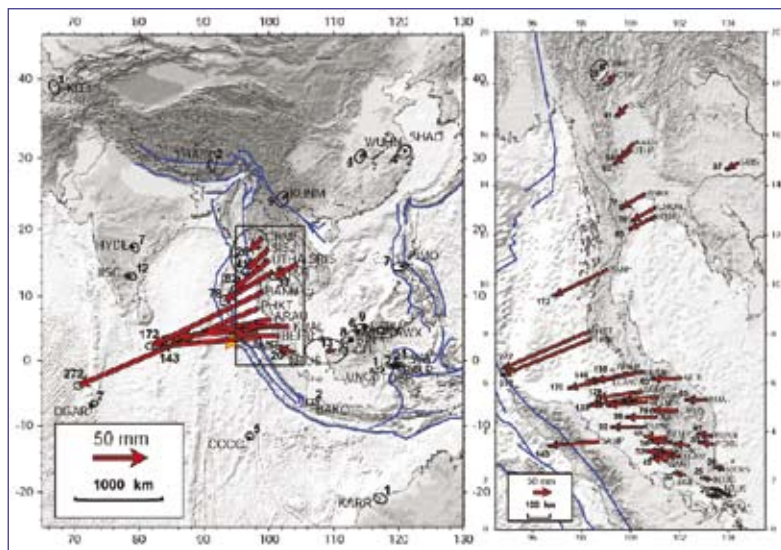


Figure 8 : Champ de déplacement enregistré lors du séisme du 26 décembre 2004 (deux échelles différentes).

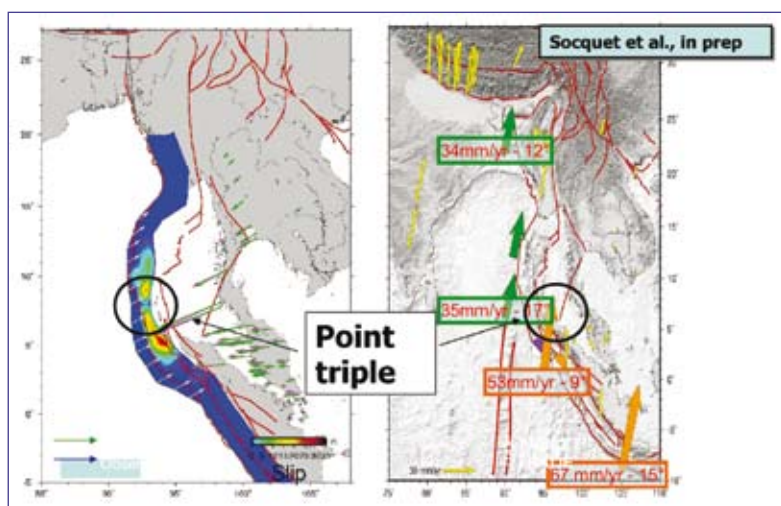


Figure 9 : Importance du glissement (à gauche) et vecteurs de déplacement associés. Dans la zone encerclée de noir, au point triple Sonde/Australie/Inde le glissement s'inverse. Il s'agit donc de deux séismes distincts.

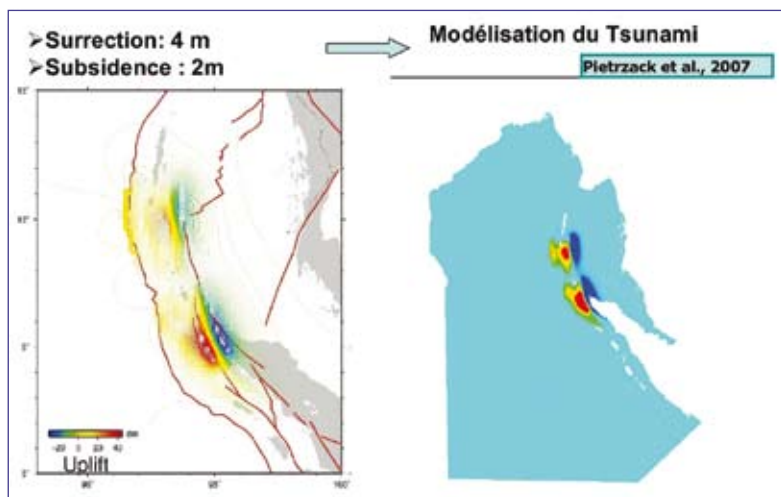


Figure 10 : Mouvements verticaux de terrain provoqués par le séisme (gauche) et amplitude initiale des ondes raz-de-marée consécutives (droite).

gnés : les ondes y sont arrivées en opposition de phase, le relief sous-marin a minimisé la violence de la vague, ou bien ils étaient protégés par d'autres terres émergées plus proche de l'épicentre.

## Prévision des séismes

Lorsqu'une section unique d'une subduction se rompt, il est « logique » de supposer que les autres segments se trouvent fragilisés et vont finir par céder à leur tour. C'est bien ce qui s'est passé dans le cas de la plaque de la Sonde, puisque d'autres séismes importants ont suivi celui du 26 décembre 2004 : celui de Nias, le 28 mars 2005 (magnitude 8,7), puis celui de septembre 2007 (magnitude 8,4), dont les épicentres respectifs se trouvaient tous deux plus au sud.

Deux questions se posent à l'heure actuelle : la première est de savoir où va se produire le prochain séisme. La faille se prolonge, en effet, d'une part au large de Java vers le sud et, d'autre part, vers le nord en direction du Bangladesh. Or, les terres émergées du delta du Gange sont extrêmement basses et très peuplées, un raz-de-marée dans la région du Golfe du Bengale serait donc potentiellement très meurtrier. L'autre question en suspens concerne un segment de subduction au large de la ville de Padang (à Sumatra, sur l'équateur), qui n'a pas encore bougé (les séismes se sont produits au nord et au sud de cette zone d'environ 200 km). Deux hypothèses peuvent expliquer ce comportement :

- × Ou bien, à cet endroit, la viscosité (ou la résistance) des plaques culmine, ce qui provoque un blocage plus important qu'ailleurs ; si cette hypothèse est correcte, cela signifie que la rupture, qui se produira tôt ou tard, risque d'être d'une rare violence ;

× Ou bien, à l'inverse, la zone en question est constituée de terrains plus meubles, ou mieux lubrifiés, et glisse quasi-librement sans accumulation de contrainte, ce qui signifierait l'absence de risque sismique dans cette région.

Quel est le scénario réel ? L'ambiguïté doit être tranchée grâce à l'installation dans la zone de nouvelles stations GPS permanentes qui analyseront les mouvements telluriques autour de Padang. Toutefois, la faille sous-marine n'est pas la seule menace qui pèse sur la ville. Les séismes océaniques semblent avoir réveillé la Grande faille de Sumatra (faille de cisaillement), située à l'intérieur de l'île, et dont le regain d'activité s'est traduit par quatre séismes de l'ordre de 6 en à peine 18 mois.

l'ordre de 10 cm/an juste après un séisme comme celui de 2004, à 400 km de la faille) suivant une courbe en forme de logarithme. Cette courbe se prolonge sur des durées importantes, parfois plus de trente ans dans le cas du rift érythréen, ou du séisme de 1960 au Chili. Quelle interprétation donner alors aux mesures GPS ? À un instant t, sans historique, mesure-t-on un déplacement tectonique, ou bien une relaxation liée à un séisme ancien ?

L'étude de la relaxation tectonique aux environs de la Patagonie a conduit à la découverte de phénomènes curieux, et jusqu'ici inconnus. Tout d'abord, certaines stations exhibent un mouvement chaotique, avec des vitesses de déplacement variables, qui semblent provenir de la superpo-

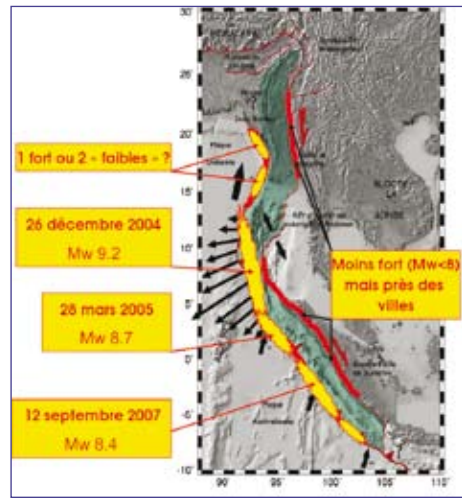


Figure 11 : Carte des séismes enregistrés dans la région de Sumatra depuis 2004, avec les risques potentiels de nouveaux tremblements de terre.

sition de plusieurs composantes cinématiques erratiques. D'autres enregistrements issus de stations situées au large de Vancouver ont mis en évidence des mouvements de glissement étalés sur des durées pouvant atteindre plusieurs jours : il s'agit de séismes « lents », dont l'ampleur est masquée (ils ne sont pas enregistrés sur les sismographes classiques, et ne provoquent aucun dégât). Dans certains cas, ces glissements imperceptibles se produisent périodiquement, comme si la plaque était le siège d'oscillations de relaxation. Ces mouvements jusqu'ici inobservés n'ont, pour l'instant, pas reçu d'explications satisfaisantes. ▲

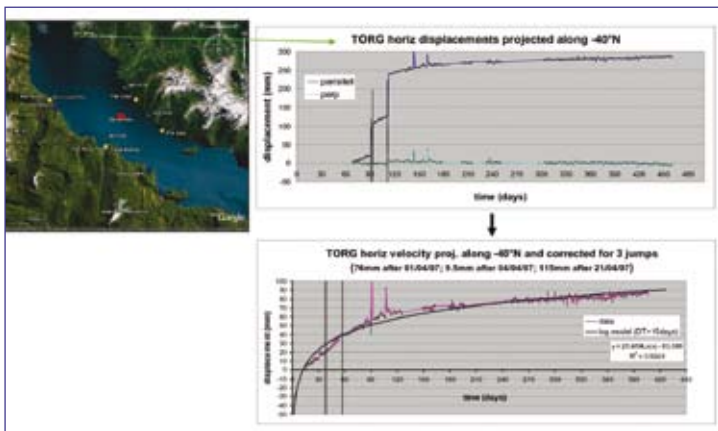


Figure 12 : Exemple de mouvements de relaxation suite au séisme d'avril 2007 dans le fjord d'Aysen en Patagonie.

## Phénomènes de relaxation

Lors d'un tremblement de terre, les bordures des plaques concernées se déplacent instantanément, ce qui correspond à la libération des tensions accumulées depuis le séisme précédent. Ce mouvement brutal est suivi, sur une période bien plus longue, de déplacements lents correspondant à des déformations de relaxation (amortissement visqueux). Ceux-ci se caractérisent par une vitesse décroissante (de

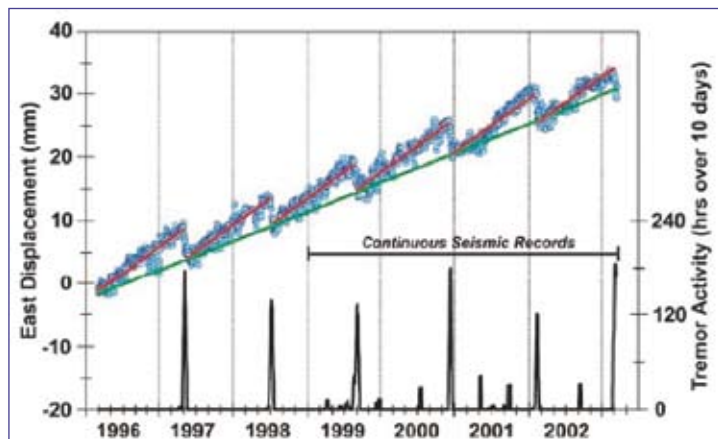


Figure 13 : Exemple de mouvements de glissement périodiques, suffisamment lents pour passer inaperçus aux yeux de la sismologie « classique ».

## Questions subsidiaires

### **Géomatique Expert : Pourquoi ne pas faire d'études sur les mouvements verticaux ?**

**Christophe Vigny :** Il y a deux problèmes avec les mouvements verticaux. Le premier a trait à l'incertitude du positionnement GPS, qui est beaucoup plus importante qu'avec les mouvements horizontaux. Le second est de savoir de quoi on parle : les mouvements verticaux peuvent être dus à une multitude de facteurs, au premier rang desquels la météorologie (surcharge atmosphérique ou hydrologique du sous-sol) . Filtrer les données pour isoler le signal utile relève du défi. Pratiquement, la position verticale est très difficile à exploiter.



**Christophe Vigny, chercheur au laboratoire de géologie de l'École normale supérieure.**

### **Géomatique Expert : Pourquoi la tectonique est-elle propre à la Terre, et ne concerne pas les autres planètes « telluriques » que sont Vénus et Mars ?**

**Christophe Vigny :** Vénus est plongée dans une atmosphère extrêmement dense et chaude (400°C, 90 atmosphères). Il est aussi possible qu'elle soit légèrement plus jeune que notre Globe, donc que son intérieur soit plus chaud. Quoi qu'il en soit, ces conditions infernales rendent les roches vénusiennes plus

fluides, voire même partiellement fondues : il y a donc convection magmatique, mais les mouvements de terrain superficiels se font sans heurts et sans formation de plaques. À l'inverse, Mars, planète plus petite que la Terre, a déjà dissipé toute sa chaleur interne ; elle n'a donc plus de magma et plus de mouvements convectifs internes. Il reste toutefois des traces d'une activité volcanique martienne, qui prouve que jadis la situation était différente.

### **Géomatique Expert : Haroun Tazieff avait, à l'époque, prophétisé un grand tremblement de terre dans la région de Nice. Qu'en est-il exactement ? Et le fameux « Big one » que l'on annonce depuis bientôt cent ans dans la région de Los Angeles ?**

**Christophe Vigny :** Cela montre à quel point prédire et prévoir sont des choses différentes. Prédire, c'est simplement remarquer qu'un séisme devrait se produire dans une région un jour ou l'autre, la probabilité de son occurrence augmentant de jour en jour puisque les déformations croissent avec le temps. Prévoir, ce serait en donner la date, ce que l'on ne sait pas faire.

L'exemple du séisme de Parkfield en Californie est éclairant : sur cette portion de faille, six séismes très similaires se sont produits en 1857, 1881, 1901, 1922, 1934 et 1966. Il est tentant de déduire que le système se charge et rompt en moyenne tous les 23 ans, avec une déviation maximum de dix ans. Ainsi, le suivant (après 1966) était attendu pour 1989 (1999 au plus tard). Or, il s'est produit le 28 septembre 2004. Alors, succès ou échec de la prévision ?

Donc oui, à Nice, comme à Los Angeles, un tremblement de terre finira bien par se produire. Attention ! majeur en Californie (en fait San Francisco), relativement faible à Nice ; cela se déduit de l'analyse des séismes passés, de l'étude des failles et de l'accumulation de déformation. Mais quand ? À cette question, nul ne sait répondre.