

TRAVAUX DE RECHERCHE

A) Revue des travaux effectués

A.1) Thèse (1999-2003)

Titre : « Etude cinématique de la rupture sismique en champ lointain : méthodes et résolution »

Durant ma thèse de doctorat, j'ai travaillé au développement de méthodes décrivant la cinématique de la source sismique, et cela principalement à partir de données lointaines. Les ondes de volume et de surface générées par les séismes sont utilisées pour remonter au processus de source lui-même, en considérant des modèles de propagation des ondes déterministes (à partir des modèles de Terre globaux) ou empiriques (fournis par une réplique ou un précurseur du séisme, et appelés « fonctions de Green empiriques »). Deux situations sont alors considérées : soit l'on s'intéresse à un séisme précis, que l'on étudie spécifiquement (1), soit l'on s'intéresse aux séismes de forte magnitude dans leur globalité, et l'on cherche les caractéristiques cinématiques qui peuvent être résolues de manière quasi-automatique (2). Dans les deux cas, nous portons un intérêt particulier à la vitesse de rupture, que nous laissons librement varier sur la faille. L'approche (1) a été appliquée au séisme d'El Salvador (13/01/2001, $M_w = 7.7$, profondeur ~ 50 km) et a révélé que l'ensemble des données utilisées (champ lointain, régional et proche) est compatible avec le scénario suivant : la rupture s'est produite sur un plan plongeant à 60° vers la côte et s'est propagée à la fois vers la surface et le Nord-Ouest, à une vitesse de 3-3.5km/s. La surface de rupture est d'environ 50km x 25km, sur laquelle le glissement moyen atteint 3.5m. Le mécanisme normal s'explique bien par une accommodation de la flexion du slab. L'approche (2) nous a conduits à proposer une nouvelle description de la faille sismique : dans un souci de simplification, nous décrivons la rupture comme un ensemble de zones de glissement ayant chacune un glissement et une vitesse de rupture propres. Dès lors que l'on se restreint à des périodes assez longues (typiquement plus longues que le quart du temps de rupture) l'utilisation d'une ou de deux de ces zones rend bien compte des grands traits de la rupture. La pertinence de cette approche a été démontrée au travers des séismes d'Izmit (Turquie, 1999) et de Jalisco (Mexique, 1995). Nous avons développé à cette occasion une nouvelle méthode d'analyse par fonction de Green empirique, fondée sur l'inclusion de contraintes physiques dans la déconvolution. Cette méthode a été plus spécifiquement appliquée au séisme du Pérou du 23/06/2001 ($M_w = 8.3-8.4$).

Articles associés : [1] [4] [5] (Voir liste de publications à la fin du document)

A.2) Travaux de recherche post-thèse (2003-)

- **Analyse robuste des caractéristiques principales de la rupture : application à l'information rapide et systématique**

- *Cadre général*

L'occurrence de séismes majeurs de subduction au début de ce siècle (Sumatra 2004, Chili 2010, Japon 2011) nous a rappelé que les méthodes d'identification rapide des séismes majeurs doivent être perfectionnées, entre autres pour permettre une alerte tsunami la plus fiable et la plus précoce possible. Par ailleurs, en termes de gestion de la crise postsismique, il est important que les autorités aient le maximum d'informations (magnitude, mais aussi profondeur, étendue du séisme...) à leur disposition en vue de gérer et d'organiser la réponse de la manière la plus adaptée. Enfin, la mise en place de méthodes fonctionnant en temps quasi-réel ouvre également de vastes possibilités sur l'analyse systématique de la sismicité : des

catalogues exhaustifs peuvent être constitués qui permettent de rechercher les points communs ou les différences de comportements des séismes en fonction de leur profondeur, de leur contexte tectonique... Ces analyses recoupent ainsi des recherches sur la physique de la rupture (voir point suivant).

- *Travaux réalisés*

A la suite de la technique des « patchs de glissement » proposée en thèse, j'ai développé une méthode encore plus automatisée, basée sur la déconvolution des formes d'ondes téléseismiques. Cette approche permet de retrouver, en utilisant les premières 30 minutes du signal sismique, la magnitude, la profondeur, le mécanisme au foyer et les fonctions source du séisme. Cette méthode, appelée SCARDEC, a été validée sur les séismes de magnitude supérieure à 6 des vingt dernières années. Nous avons pu montrer que l'accord général était très bon avec d'autres études (en particulier Global CMT pour le mécanisme, la profondeur et la magnitude), et que nous pouvions donc appliquer cette approche de manière systématique. Cette information est aujourd'hui diffusée, environ 45 minutes après l'occurrence d'un séisme de magnitude supérieure à 5.5-6, au travers du site Web du réseau GEOSCOPE (geoscope.ipgp.fr). Elle est également transmise à d'autres organismes [Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM-EMSC), International Seismological Centre (ISC)] et ainsi qu'aux individus ou structures qui le souhaitent (listes de diffusion mail, twitter @geoscope_ipgp qui a aujourd'hui plus de 3000 abonnés).

En parallèle à ces études utilisant les données mondiales, je travaille également sur les informations présentes dans les données proches. Nous avons ainsi développé une méthode (MECAVEL) qui permet de déterminer de manière quasi-automatique les paramètres de source (mécanisme, magnitude, profondeur), à partir des données proches et régionales. L'originalité de cette méthode est d'inverser simultanément les caractéristiques du séisme et les caractéristiques d'un modèle crustal simplifié (prenant en compte la profondeur du Moho et l'éventuelle existence d'une couche superficielle de faible vitesse). Cette technique est aujourd'hui régulièrement utilisée par l'Institut de Géophysique en Equateur et a par exemple récemment été appliquée pour mettre en évidence le mécanisme et la profondeur très superficielle du séisme du Teil (M5, Ardèche, 11/11/2019)

Enfin, une observation réalisée très récemment permet de changer encore l'échelle de temps à laquelle nous pouvons produire des informations sur la magnitude des grands séismes. Nous avons en effet observé et modélisé les signaux associés aux perturbations précoces de gravité (se produisant *avant* l'arrivée des ondes sismiques) lors de plusieurs séismes de magnitude supérieure à 8. Cet angle complètement nouveau pour quantifier au plus vite les séismes majeurs sera développé dans la partie projet.

Articles associés : [14] [16] [23] [33] [36] [39] [47] [52] [53] (Voir liste de publications à la fin du document)

• **Mieux décrire et comprendre le processus de rupture**

- *Cadre général*

Lorsque les données sont de très bonne qualité (par exemple nombreuses données proches) et que les séismes présentent des caractéristiques particulières (longueur de rupture importante par exemple), il est possible d'améliorer notre connaissance de la physique de la rupture par l'étude précise de la cinématique des séismes. En particulier, la vitesse de rupture peut être déterminée, ce qui nous informe sur la mécanique des séismes. Un autre angle d'étude est l'analyse exhaustive de la sismicité pour laquelle les fonctions source constituent une information précieuse. La durée, la valeur extrême et la complexité de la fonction source se relient en effet à la chute de contrainte et à l'énergie radiée par le séisme. Mon activité de recherche est basée dans un premier temps sur l'observation et l'analyse des données, en vue d'améliorer notre connaissance des processus.

- **Travaux réalisés**

Plusieurs séismes m'ont stimulé à une analyse approfondie de leur processus de rupture. J'en donne ici trois exemples, correspondant à des contextes et des magnitudes différents. Je me suis ainsi intéressé aux séismes de Molise (Italie, $M_w=5.8$), qui présentent la particularité d'être des séismes « jumeaux ». En effet le 31/10/2002, s'est produit le premier choc suivi 29 heures plus tard d'un autre séisme, similaire en de nombreux points (mécanisme, magnitude, profondeur, cinématique) et presque contigu au premier. Cette étude nous a permis de bien mettre en évidence la complexité du déclenchement sismique : même si les zones de rupture des 2 séismes étaient presque jointes, la propagation dynamique n'a pas été possible (ce qui aurait résulté en un seul séisme de magnitude 6.). Un mécanisme de transfert différé de contraintes, faisant peut-être intervenir des fluides, a été nécessaire pour déclencher le deuxième séisme. Plus récemment, nous avons analysé le séisme de Maule (Chili, 27/02/2010, magnitude 8.7-8.8) à partir d'une grande variété de données sismologiques et géodésiques. Nous avons pu mettre en évidence la rupture bilatérale de ce séisme, qui conduit à une extension globale d'environ 500km de long. Le glissement, qui dépasse 15m en profondeur, reste peu important au voisinage immédiat de la fosse, ce qui est compatible avec le tsunami modéré observé. Enfin, le séisme de Gorkha (Népal, 25/04/2015, magnitude 7.9), a pu être particulièrement bien imagé, en particulier grâce aux données d'interférométrie satellitaire [29]. Le processus de rupture (Figure 1) montre une propagation stable et simple de la rupture de l'Ouest vers l'Est (à une vitesse d'environ 3km/s), ce qui permet de comprendre – au moins en partie - pourquoi les radiations haute-fréquence sont restées modestes à Katmandou.

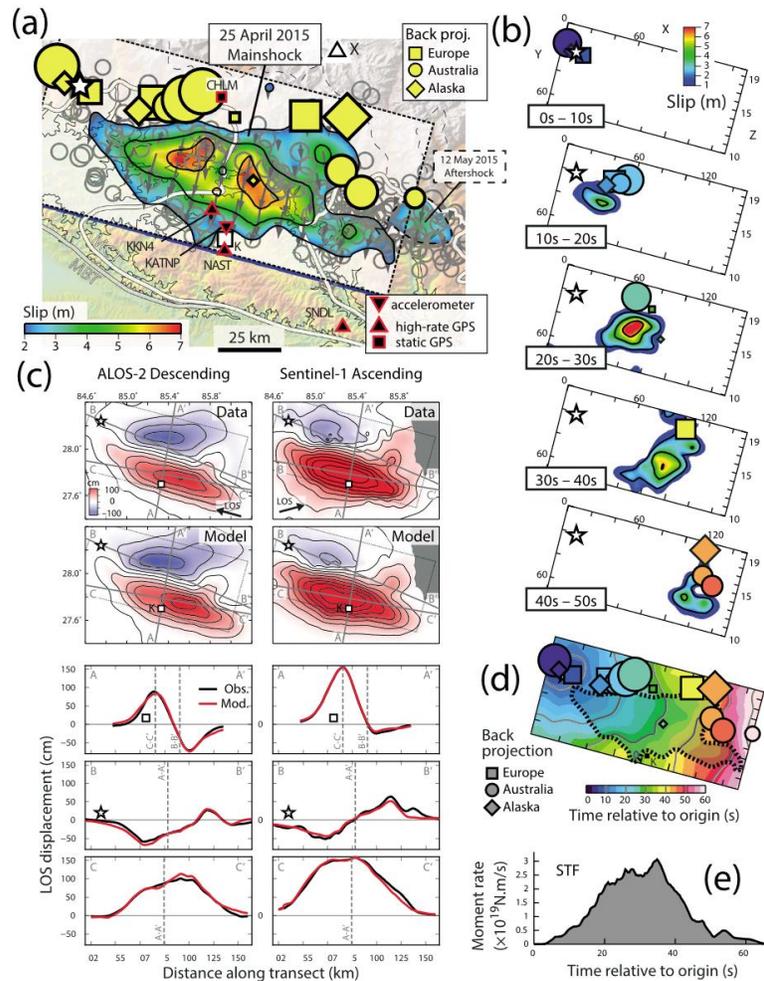


Figure 1 : Analyse sismo-géodésique du processus de rupture du séisme de Gorkha (Népal, 25/04/2015, [29]). a) Glissement co-sismique final et localisation des zones d'émission haute-fréquence déduite de plusieurs réseaux sismologiques. b) Evolution spatio-temporelle du glissement et des émissions haute-fréquence. c) Accord du modèle avec les données InSAR. d) Temps de rupture du glissement et des émissions haute-fréquence. e) Fonction source.

Mes études ont également continué à se porter sur le séisme du Kunlun (Tibet, 14/11/2001), dont les caractéristiques uniques nous ont apporté un grand nombre d'informations sur le fonctionnement de la rupture sismique. Nous avons montré en 2003 que ce séisme avait eu une vitesse de rupture très rapide, plus rapide que la vitesse des ondes de cisaillement (« supershear »). Nous avons poursuivi ces études, en analysant le séisme par un réseau de stations sismologiques au Népal. Ce travail confirme notre résultat de 2003 et permet d'aller plus loin : nous avons montré que les zones de transitions entre vitesse de rupture lente et rapide sont les zones principales d'émission sismique de haute fréquence. Enfin, nous avons pu identifier les ondes de Mach (Figure 2), similaires à celles produites par un avion dépassant la vitesse du son, lors de la phase supershear du séisme du Kunlun [17]. La mise en évidence, la compréhension, et les implications de ces séismes supershear constitue toujours aujourd'hui un de mes thèmes de recherche importants.

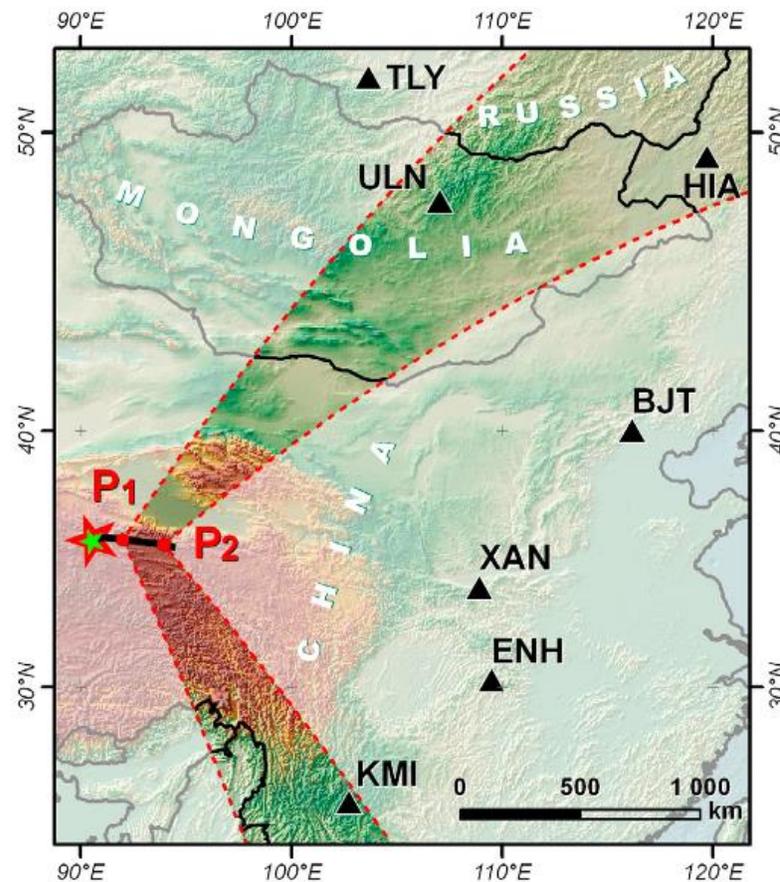


Figure 2 : Localisation théorique des zones touchées par les ondes de Mach lors du séisme du Kunlun. Ces zones sont indiquées en ombré. L'étude [17] montre que les sismogrammes observés aux stations ULN, HIA, et KMI montrent en effet les signes distinctifs de l'onde de Mach.

D'un autre côté, je me suis orienté vers des analyses plus globales des comportements des séismes, grâce aux méthodes automatiques mises en place pour l'observation en temps quasi-réel (voir point précédent). La méthode SCARDEC offre en effet le potentiel d'analyser de manière exhaustive les séismes de magnitude supérieure à 6 ; cela représente un catalogue de plusieurs milliers d'événements depuis les années 1990 (Figure 3), ce qui permet de mettre en évidence des caractéristiques systématiques de la rupture sismique. J'ai pu montrer à ce sujet qu'indépendamment de la profondeur (entre la surface et 700km), les séismes conduisent à la même réduction de la déformation accumulée (« strain drop »). Autrement dit, le rapport entre le glissement moyen et la taille caractéristique de la rupture est indépendant de la magnitude et de la profondeur. Cette observation montre que malgré une physique probablement différente (la rupture par friction mécanique ne peut se produire à grande profondeur à cause de la très forte contrainte normale), les séismes de toute profondeur sont très similaires à l'échelle macroscopique.

Ces travaux sur les fonctions source se sont ensuite davantage structurés à partir de 2014 par le pilotage d'un projet INSU puis par les thèses d'Agnès Chounet (2014-2018) et de Julien Renou (2016-2020). Nous avons mis en évidence le comportement spécifique des séismes se produisant sur l'interface de subduction par rapport aux séismes continentaux : ces premiers ont en effet une impulsivité plus faible, c'est-à-dire une longue durée de source et une basse valeur du pic de la fonction source. Le caractère hydraté de l'interface de subduction ou le fait que cette interface a connu un grand nombre de cycles sismiques (concept de « maturité ») sont des candidats à cette faible impulsivité. De manière plus fine, nous détectons également des différences à l'intérieur des zones de subduction, qui ont une corrélation significative avec le couplage sismique observé par GNSS : par exemple, le segment de subduction Nicaragua-El Salvador, où le couplage est faible, montre ainsi des séismes d'impulsivité encore plus faible que la moyenne des séismes de subduction.

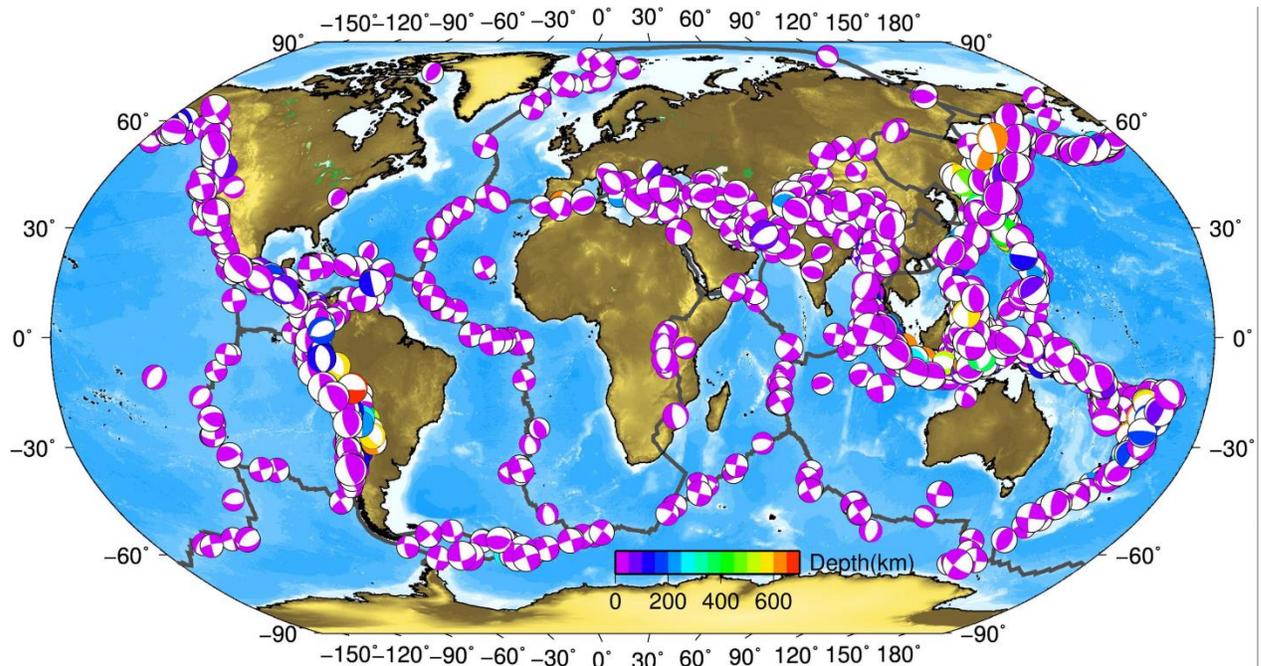


Figure 3 : Carte des séismes pour lesquels une fonction source fiable a pu être extraite [24]. Le grand nombre de séismes depuis les années 1990 pour lesquels la méthode SCARDEC peut être appliquée (plusieurs milliers) permet d'aborder le fonctionnement sismogène des failles sous un angle systématique, et de rechercher ainsi des propriétés génériques.

Une faible impulsivité témoigne d'une vitesse de rupture lente et/ou d'une chute de contrainte faible. Pour séparer ces deux hypothèses, nous avons travaillé sur les fonctions sources *apparentes* - c'est-à-dire observées par chaque station et chaque type d'onde P ou S - auxquelles nous avons aussi accès par la méthode SCARDEC. Dans le cas d'une rupture unilatérale, leur analyse permet en effet de déterminer la direction préférentielle de la rupture sur la faille, ainsi que la vitesse moyenne de la rupture. Cette analyse a permis de constituer un catalogue homogène d'une centaine de séismes pour lesquels la vitesse de rupture est bien résolue. Ce catalogue révèle que la vitesse de rupture est anti-corrélée avec la chute de contrainte, ce qui se conçoit bien de manière cinématique car une forte vitesse de rupture conduit à une large taille de faille, et est ainsi un facteur tendant à réduire la chute de contrainte. Cette observation est en revanche plus complexe à reproduire de manière dynamique, car au premier ordre, une forte chute de contrainte locale favorise l'accélération de la rupture. Une possibilité est de prendre en compte l'endommagement créé par une forte contrainte dans le milieu, qui est un facteur réduisant la vitesse de rupture.

Articles associés : [2] [6] [7] [9] [11] [13] [15] [16] [17] [18] [20] [24] [26] [28] [29] [31] [34] [36] [37] [41] [42] [49] [56] (Voir liste de publications à la fin du document)

- **Sismogénèse dans la subduction Andine**

- *Cadre général*

Les mega-séismes observés (Sumatra 2004, Chili 2010, Japon 2011) nous ont aussi rappelé l'enjeu de la compréhension des mécanismes conduisant au déclenchement des grands séismes de subduction. Dans ce contexte, je travaille depuis 2007 sur la subduction Nord-Andine. Cette région est très active, comme en témoignent le séisme de magnitude 8.8 en 1906 et les trois autres séismes de magnitude ~8 durant le XXème siècle (1942, 1958, 1979). Notre projet initial avait pour objectif principal de mieux décrire et comprendre les relations entre rupture sismique et mouvements tectoniques, avec un intérêt spécifique pour les processus de type « séismes lents ». Pour ce faire, nous avons développé un prototype de station multiparamètres, qui inclut, sur un même point d'observation, un capteur sismologique large-bande, un capteur accélérométrique, et une antenne GNSS. Ce dispositif nous permet d'observer toute la variété des mouvements tectoniques, qu'ils soient de forte ou faible amplitude, et de haute ou basse fréquence. Aidés par ce prototype, nous avons procédé à l'installation le long de la marge équatorienne de 9 de ces stations multi-paramètres, entre la fin de l'année 2008 et le début 2009 (Figure 4). Les travaux décrits ci-après utilisent les données de ces capteurs, dont la plupart sont encore en fonctionnement aujourd'hui grâce à la collaboration avec nos collègues de l'Institut de Géophysique à Quito et à la forte implication de l'IRD. Même si certains de ces travaux sont encore en cours aujourd'hui, j'ai fait le choix par cohérence d'en présenter l'ensemble ici, dans cette partie « activités passées ».

- *Travaux réalisés*

Nous avons d'abord travaillé sur la relation entre les séismes lents et la sismicité. Nous avons bénéficié d'une observation très claire à la station sur l'île de la Plata (ISPT, Figure 4), qui montre qu'un séisme lent d'une durée d'une semaine s'est produit en août 2010 (réf [21]). Le déplacement GNSS, visible sur la Figure 5 montre en effet un renversement du chargement intersismique sur la composante Est-Ouest, indiquant un glissement sur l'interface. Ces séismes lents ont été observés dans de nombreuses subductions depuis les années 1990, mais leur capacité à déclencher une abondante sismicité avait rarement été mise en évidence. Ici, la corrélation entre séisme lent et sismicité apparaît clairement, avec plusieurs centaines de séismes directement attribuables au séisme lent (Figure 5). L'étude fine de cette séquence montre que les séismes se produisent au voisinage immédiat de la zone de l'interface affectée par le séisme lent. Deux hypothèses peuvent ainsi être avancées : (1) l'interface de subduction peut avoir un comportement mixte et rompre à la fois de manière lente et sismique (2) la sismicité observée se produit sur des petites failles voisines de l'interface, mais pas directement sur cette dernière.

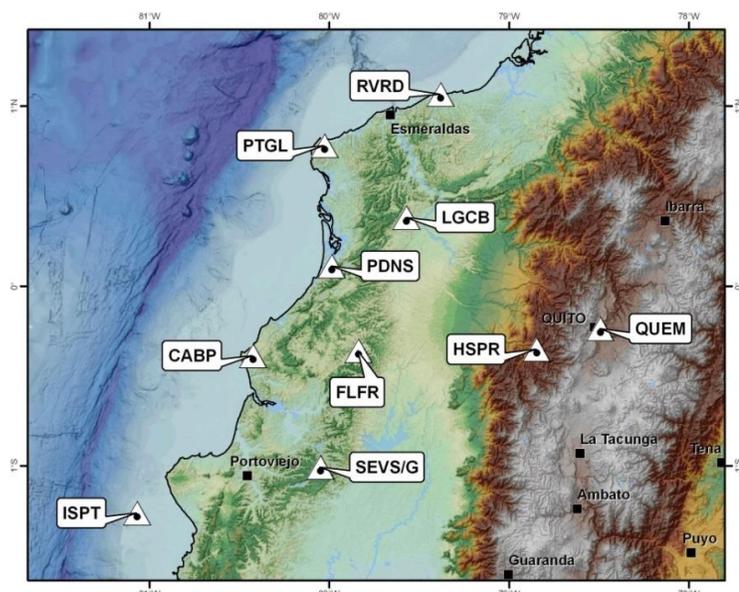


Figure 4 : réseau de stations multiparamètres déployé en Equateur en 2008-2009

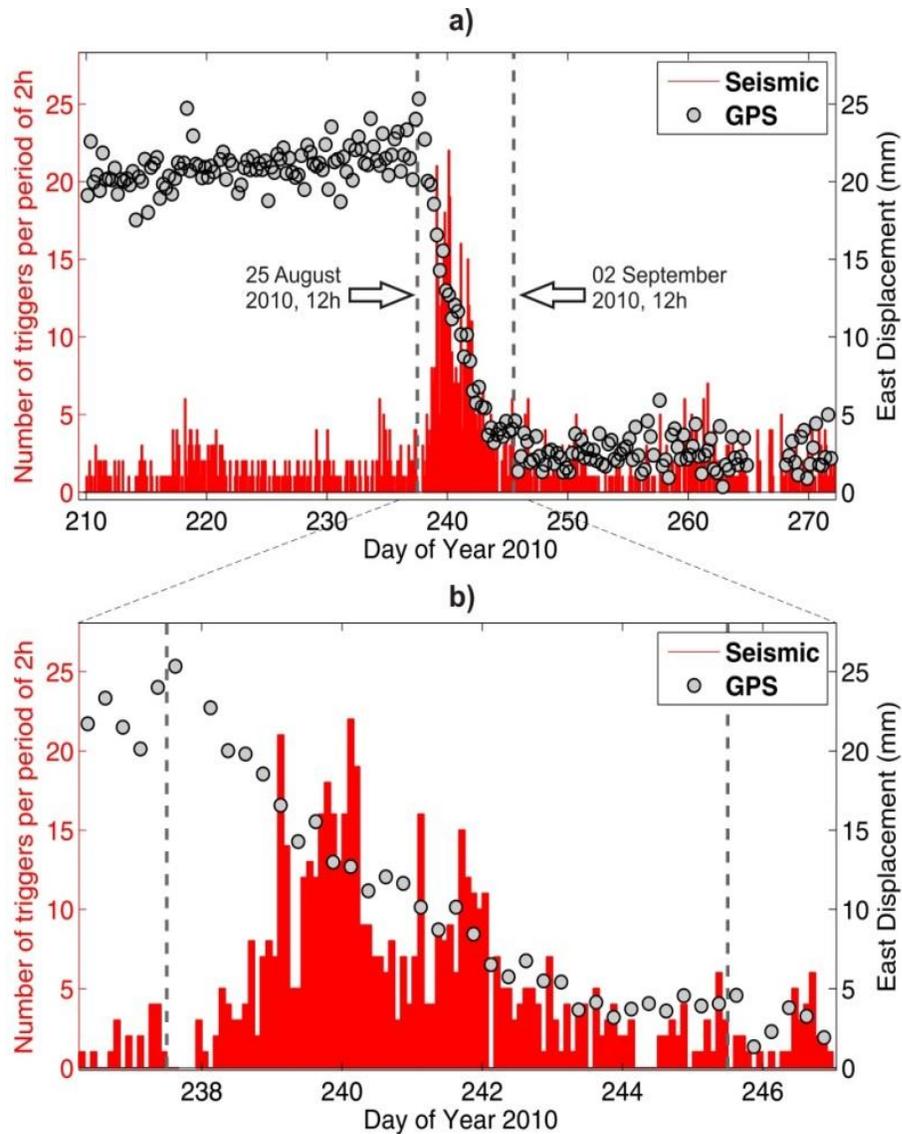


Figure 5 : observation à ISPT du séisme lent (points gris, indiquant le déplacement déduit des mesures GNSS) et de la sismicité associée (indiquée par la fréquence des déclenchements, en rouge). La sous-figure a) montre une période de deux mois, tandis que la sous-figure b) est ciblée sur la période du séisme lent.

Plus récemment, les travaux de Sandro Vaca (que j'ai encadré en thèse et qui a soutenu en juillet 2017) ont révélé des épisodes similaires au Nord de l'Equateur (au voisinage de la station PTGL, voir Figure 3 et les contours bleus de la Figure 6). Il apparaît ainsi que les séismes lents se produisent de manière récurrente en Equateur et dans des contextes différents en termes de couplage sismique. Cette région du Nord de l'Equateur, où se produit ces épisodes de séismes lents associés à des essais sismiques, revêt un intérêt tout particulier lorsqu'on la compare avec la distribution du glissement cosismique du **séisme de Pedernales (16 avril 2016, magnitude 7.8)**. En effet, cette région apparaît avoir joué le rôle de barrière pour la propagation du séisme, ce qui s'explique naturellement par le fait que les contraintes sont régulièrement relâchées par les séismes lents (réf [40]). De manière cohérente, le précédent grand séisme de la zone (en 1942) est également resté cantonné au Sud de la région des séismes lents (Figure 6).

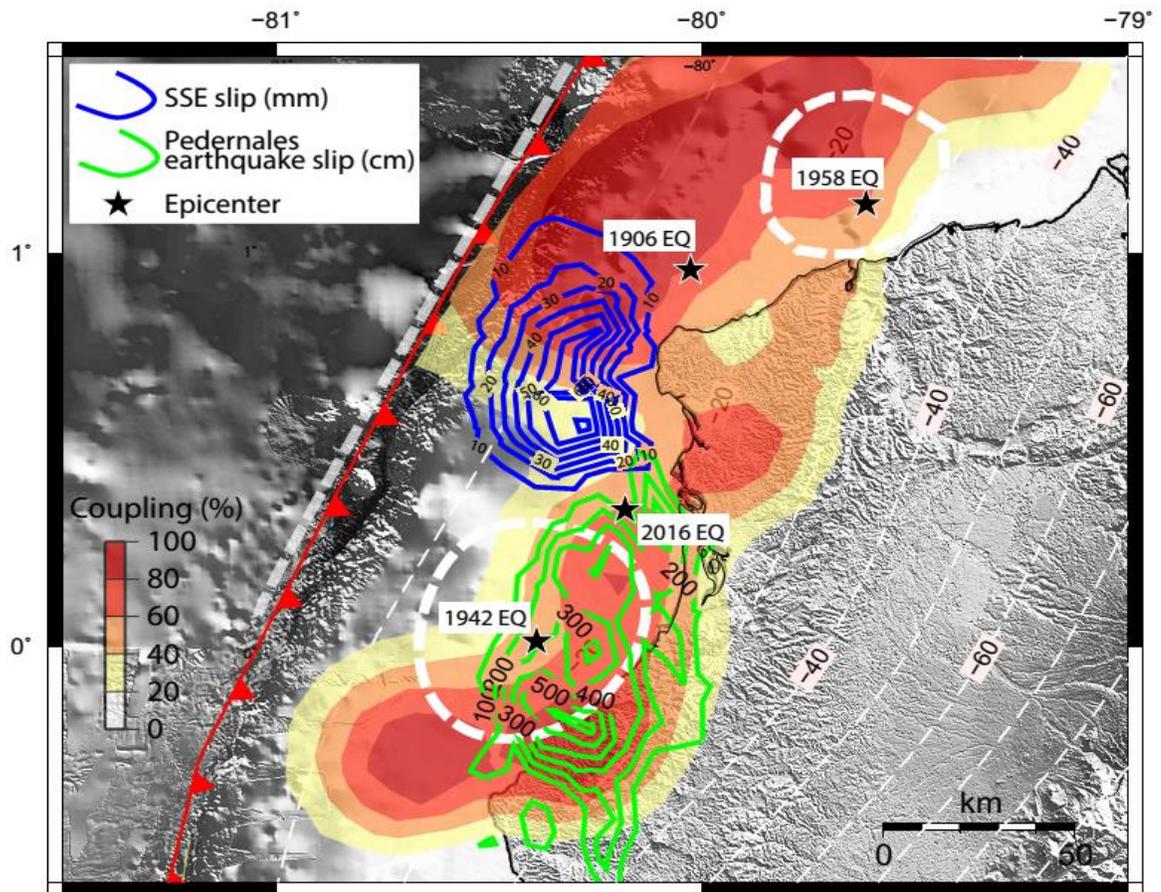


Figure 6 : Mouvements sismiques et asismiques le long de la marge équatorienne. Le séisme lent de 2013-2014 est indiqué par les contours bleus (amplitude en mm) et la zone de rupture du séisme de Pedernales est indiquée par les contours verts (amplitude en cm). Les zones de rupture des séismes de 1942 et 1958 sont représentées en blanc. Le couplage est indiqué par l'échelle de couleur.

L'occurrence d'un séisme majeur tel que celui de Pedernales était une des raisons de l'instrumentation que nous avons déployée en Equateur et nous en avons donc pu en faire une étude précise. Ce séisme s'est produit à proximité du séisme de 1942 (Figure 6) et est bien entouré par les stations multi-paramètres (GNSS - large bande - accéléromètre) présentées dans la Figure 4. Ainsi que détaillé dans l'article [34], ces observations directes de terrain ont tout d'abord permis d'analyser le séisme de Pedernales avec un détail bien supérieur aux séismes passés de la région. En y adjoignant les mesures par interférométrie satellitaire (InSAR) et les enregistrements sismiques à l'échelle du globe (entre autres par le réseau GEOSCOPE), le déroulement spatio-temporel de la rupture sismique a pu être reconstitué (Figure 7). Cette dernière s'est propagée unilatéralement vers le sud sur une distance de 100km, en rompant en 45 secondes l'interface entre les plaques, à des profondeurs entre 15 et 30km. Cette direction préférentielle de la rupture a créé une forte amplification des ondes sismiques pour les zones situées au sud de la rupture, à cause de l'effet de directivité. Cet effet explique au moins en partie les forts dégâts observés dans les villes de Portoviejo ou Manta tandis que les villes au Nord de la rupture (Esmeraldas) ont été peu touchées. La rupture du séisme de Pedernales est également caractérisée par deux zones de glissement important, dont la plus forte atteint 6 mètres sur une surface de 30 x 30 km². La forte chute de contrainte associée et la position de cette zone directement sous la côte ont conduit à d'intenses accélérations du sol, surpassant en plusieurs endroits la valeur de la gravité.

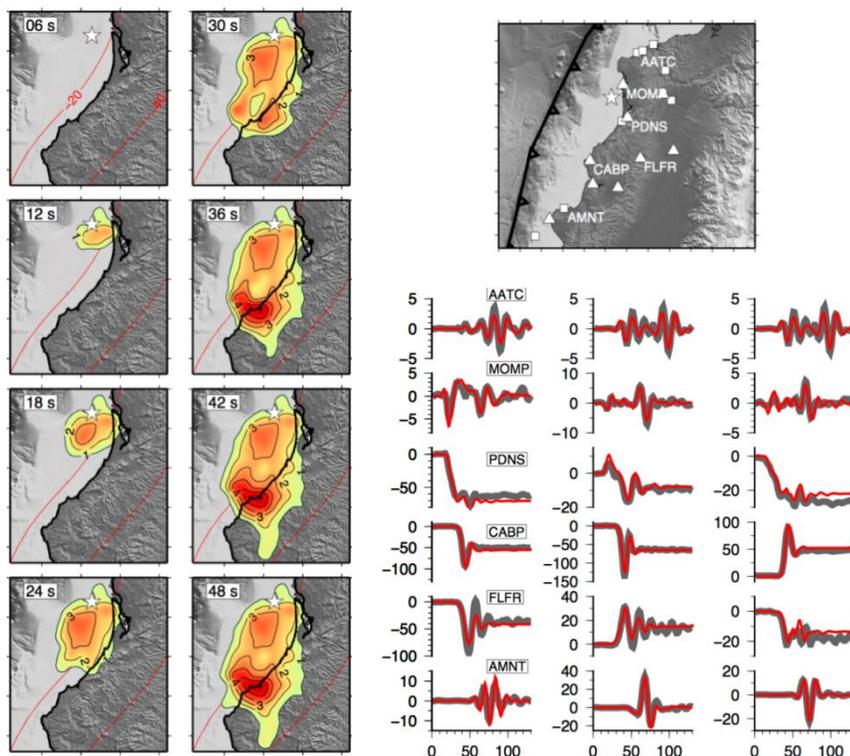


Figure 7:
 Processus de rupture du séisme de Pedernales. A gauche, instantanés de la progression de la rupture, indiquant le glissement (en mètres) qui s'accumule tous les 6 secondes. A droite, illustration de quelques stations utilisées pour l'analyse de la rupture du séisme. Les déplacements observés, en noir (en cm en fonction du temps en secondes), sont modélisés par les synthétiques en rouge. Les trois composantes de chaque point d'observation (Est à gauche, Nord au milieu, et verticale à droite) sont représentées.

En dépassant ensuite l'analyse du séisme lui-même, nous nous sommes penchés sur le fonctionnement sismogène de ce segment de la subduction. Les données GNSS, qui permettent de déterminer quelles contraintes s'accumulent sur la subduction, année après année, révèlent que les déplacements induits par les séismes de 1942, 1958, 1979 et 2016 sont plus grands que le potentiel accumulé par le mouvement des plaques tectoniques depuis 1906. Autrement dit, la récurrence élevée de grands séismes depuis 1906 correspond à la libération de forces accumulées pendant plusieurs siècles. Des données récentes de paléosismologie marine acquises lors d'une campagne en mer en 2000 sur la marge équatorienne confirment une grande période de silence sismique avant le 20ème siècle et une séquence similaire à la fin du moyen-âge. La subduction nord-Equateur et sud-Colombie semble donc suivre ce comportement "supercycle", déjà indiqué par des méthodes de datation sur des failles continentales et la subduction de Sumatra. Faute de la connaissance précise de l'histoire des séismes sur une longue période de temps, ce fonctionnement complique fortement l'appréhension du risque sismique. L'occurrence d'un séisme, même important, ne conduit en tout cas pas à la conclusion intuitive d'une baisse momentanée de l'activité future. La subduction de l'Equateur témoigne même d'un fonctionnement opposé, en ayant été touchée par un nombre élevé de séismes depuis le grand tremblement de terre de 1906.

Depuis le séisme de Pedernales, la zone est rentrée dans une phase postsismique qui nous enseigne de nouveaux éléments sur les liens entre les régimes sismiques et asismiques. En effet, la majorité du glissement postsismique se produit dans les zones sur lesquelles des séismes lents se sont produits dans la phase intersismique (ref [40]). En Equateur, les zones de séismes lents sont donc des zones qui vont très peu accumuler de contraintes, étant à la fois déchargées pendant la phase intersismique et pendant la phase postsismique. Ainsi, même si ces zones peuvent apparaître instantanément couplées par le GNSS pendant la phase intersismique, leur pouvoir sismogène attendu est faible.

Articles associés : [21] [25] [27] [30] [34] [35] [37] [40] [47] (Voir liste de publications à la fin du document)

B) Projets actuels

B.1) Propriétés génériques et spécifiques de la rupture sismique

- **Analyse exhaustive des fonctions source**

Les méthodes d'analyse rapide de la source que j'ai développées ces dernières années sont une porte d'entrée vers l'étude exhaustive et systématique des propriétés de source. Cela rejoint ainsi des études plus théoriques visant à mieux comprendre le fonctionnement générique et individuel des séismes. La détermination exhaustive des fonctions source permet en effet des études transversales : leurs caractéristiques de durée, d'impulsivité ou de complexité sont à relier de manière fondamentale à la dynamique du processus de rupture ; d'un autre côté, ces caractéristiques sont aussi influencées par la morphologie des failles et probablement par leur histoire passée. Les études menées durant la thèse d'Agnès Chounet (voir activités passées) offrent de nombreuses perspectives sur ce sujet. L'anticorrélation entre vitesse de rupture et chute de contrainte est par exemple riche d'informations sur la dynamique de la rupture. Nous n'avons pas non plus encore exploré si les séismes profonds avaient ces mêmes propriétés d'anticorrélation ou si leur physique différente se traduisait par une autre relation entre ces paramètres de la source sismique.

D'autre part, le détail temporel des fonctions source permet d'offrir des observations systématiques de la phase de développement de la rupture dynamique. L'impulsivité cette phase, en fonction de la magnitude, peut être simplement détectée sur les fonctions source, mais elle a des conséquences profondes sur les origines du processus sismique lui-même : dans le cas d'une indépendance complète entre l'impulsivité et la magnitude, les séismes suivent un modèle de type « cascade », dans lequel la magnitude finale est complètement imprévisible. Au contraire, si une corrélation apparaît, cela indique que les forts séismes ont, en moyenne, une signature différente dès le démarrage de leur stade dynamique. Les résultats de la thèse de Julien Renou (soutenance en janvier 2020) ne montrent pas de dépendance significative en fonction de la magnitude mais indiquent que les séismes ont une phase de développement qui ne suit pas la loi « d'auto-similarité » classique. Cette dernière prédit que le taux de moment sismique croît quadratiquement avec le temps, alors que les observations montrent un développement plus rapide (proche du temps au cube). Ceci suggère que la rupture se développe dans le patch principal de glissement de manière très efficace, avec une accélération conjointe de la vitesse de rupture et de la vitesse du glissement [56]. De premières approches dynamiques ont été développées pour expliquer ce comportement, et nous souhaitons continuer à collaborer à ce sujet avec nos collègues modélisateurs (Hideo Aochi, Pierre Dublanchet).

Enfin, l'intérêt d'un accès exhaustif aux fonctions source dépasse le cadre de l'analyse du processus sismique lui-même. En effet, deux autres domaines importants de la sismologie bénéficient d'une meilleure description de la source sismique. Les mouvements forts liés aux séismes, et en particulier leur variabilité, sont fortement influencés par l'émission des ondes à la source, que la fonction source permet de caractériser. Les propriétés des fonctions source sont donc une information utile pour la mise en place de scénarios réalistes de séismes futurs. J'ai déjà commencé à collaborer sur ce sujet (voir ref [32], qui est une étude qui fait suite au projet INSU que j'ai piloté durant l'année 2014). D'un autre côté, l'analyse de la structure terrestre à l'échelle globale se tourne vers la modélisation des formes d'ondes à des fréquences de plus en plus hautes, qui deviennent donc fortement sensibles à la manière précise avec laquelle la Terre a été excitée, et donc à la fonction source. Je suis ainsi amené à collaborer avec plusieurs groupes [à Munich (LMU), à Londres (UCL), à Dublin (DIAS), à l'Université du Michigan] en vue d'évaluer l'intérêt d'utiliser des fonctions source précises pour résoudre des détails fins de la structure terrestre (par exemple la topographie de l'interface noyau-manteau).

Cet intérêt multi-disciplinaire pour l'analyse des fonctions source nous a poussés à publier un résumé synthétique de la méthode SCARDEC (ref [33]), article dont le but est également de permettre et de décrire l'accès global aux fonctions source des séismes depuis 1992 (voir la page web : <http://scardec.projects.sismo.ipgp.fr/>). J'anticipe que l'accès libre à ces informations stimulera des collaborations variées avec la communauté sismologique.

- **La rupture sismique éclairée par l'analyse fine de séismes individuels**

J'ai aussi l'objectif de continuer à analyser des séismes particuliers, dont les caractéristiques propres et la qualité des données stimulent une étude approfondie. A titre d'exemple dans ma recherche récente, j'ai travaillé sur un doublet de séismes dans la mer de Scotia (2003 et 2013), qui montre que la rupture d'une faille par un séisme de magnitude importante ($M_w=7.6$) n'empêche pas la récurrence rapide, 10 ans après, d'un autre séisme de forte magnitude ($M_w=7.8$) (ref [26]). L'implication de cette observation est ici double : (1) mécaniquement, cela indique que la chute de contrainte statique liée à un fort séisme n'empêche la faille de rompre à nouveau de manière précoce. Une interprétation plausible est que seule la nucléation requiert une configuration très propice à la rupture. Une fois le processus initié, les contraintes dynamiques générées en avant du front de rupture dominant, et permettent de casser une faille qui n'est pas dans une configuration « optimale ». Une autre interprétation possible vient du concept de « supercycle » récemment proposé et pour lequel nous avons de forts indices d'occurrence en Equateur (ref [34]). Ce concept implique qu'une fin de cycle sismique peut plus facilement conduire à des événements multiples, plutôt qu'à un seul événement. (2) En termes d'aléa sismique, une rupture récente d'une faille par un séisme important n'implique ainsi pas que la faille en question devient « sûre ».

J'ai le but de poursuivre ce type d'études dans lesquelles l'observation par des techniques sismologiques variées nourrit la compréhension mécanique du processus sismique. Un intérêt des études systématiques développées dans le point précédent est précisément de détecter rapidement, par exemple par l'allure des fonctions source, ces séismes qui semblent pouvoir nous enseigner des éléments méconnus de la rupture sismique. Une fois détectés, la mise en place et l'adaptation de techniques variées que j'ai eu l'occasion de développer ou d'utiliser dans ma recherche passée (modélisation directe de la propagation ou par fonction de Green empirique ; utilisation de données locales, régionales ou lointaines ; méthodes utilisant des réseaux des capteurs) permet d'entrer dans le détail de ces particularités du processus.

B.2) De nouveaux signaux précoces informatifs sur la rupture sismique

Une partie de ma recherche passée s'est intéressée à des techniques efficaces permettant de rapidement déterminer les caractéristiques des séismes. Toutes ces méthodes partageaient un point commun, celui d'analyser les ondes élastiques directes provenant du séisme, dont on apprend souvent qu'elles sont le vecteur le plus rapide portant l'information du séisme. Et pourtant, la sismologie théorique nous apprend que ce n'est pas le cas... En effet, un séisme et ses ondes élastiques associées créent un signal physique avant même l'arrivée de ces ondes à un point de la Terre, car ils génèrent une perturbation immédiate du champ de gravité. Cet effet a jusqu'à très récemment été négligé, soit parce que son existence était méconnue, soit parce qu'il était considéré non mesurable par les sismologues.

Un premier pas a été fait en 2016 par une analyse qui a pu montrer l'existence d'un signal, mais sans pouvoir toutefois le quantifier précisément (Montagner et al., Nat. Commun., 2016). L'étude publiée l'année suivante dans le journal *Science* (Vallée et al., 2017, réf [38]) a révélé que ces signaux sont clairement observables dans le cas du méga-séisme de Tohoku de 2011 (magnitude 9,1), mais pas forcément à l'endroit où on penserait les voir. En effet, en partant du principe que l'amplitude des changements de gravité décroît fortement avec la distance, une première intuition serait d'analyser des sismomètres au plus proche du séisme. Ce raisonnement ne prend cependant pas en compte qu'un séisme n'est pas un phénomène instantané. Pour atteindre sa magnitude 9,1, le séisme du Japon a en effet nécessité environ 2 minutes, et il faut donc disposer d'une durée d'observation correspondante pour que l'effet de taille du séisme soit pleinement visible. Or à distance proche du séisme, les ondes sismiques, qui ont une amplitude 100 000 fois plus grande que le signal lié à la gravité, arrivent bien avant ces 2 minutes et le masquent ainsi complètement. C'est ainsi que dans le cas du séisme de Tohoku, les observations les plus évidentes du signal se font en Corée et dans le nord de la Chine, à des distances comprises entre 1000 et 2000 km du séisme (Figure 8). Par ailleurs, seules les meilleures stations large-bande sont capables de détecter le signal (essentiellement des stations équipées de STS1 des réseaux GSN, GEOSCOPE et F-NET) car il faut pouvoir bénéficier d'un très bas bruit entre 30s et 500s de période.

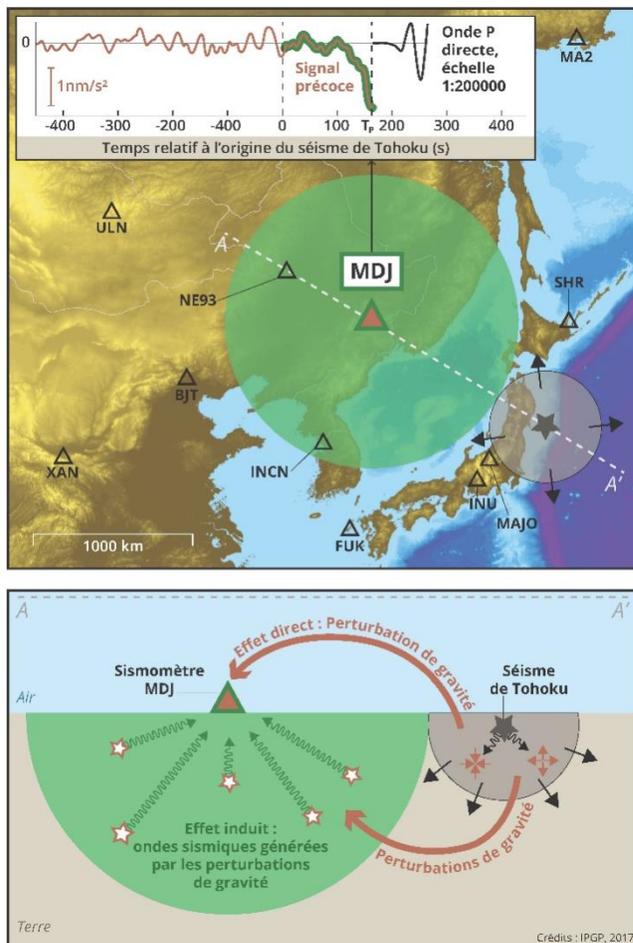


Figure 8 : Observations et origines du signal elasto-gravitaire précédant les ondes sismiques

En prenant en compte la physique complète du processus, qui inclut également le fait que la Terre cherche à se rééquilibrer élastiquement pour contrer les changements de gravité, ces signaux précoces sont précisément modélisables (Figure 8), et nous les avons appelés « PEGS » (Prompt ElastoGravity Signals). Les simulations numériques confirment par ailleurs que leur amplitude est très dépendante de la magnitude du séisme (réfs [38], [43] [44] [45] [46]). Cette sensibilité permet ainsi de différencier un séisme de magnitude 9, qui générera un tsunami majeur à distance proche et lointaine, d'un séisme deux ou trois fois plus petit, dont les effets seront plus locaux. Aujourd'hui, cette nouvelle observation peut ainsi être valorisée pour détecter un séisme majeur dans les minutes suivant son occurrence et donc avant l'arrivée du tsunami.

Afin d'approfondir notre compréhension du phénomène, nous avons recherché d'autres séismes dans les 30 dernières années pour lesquels un signal est observable. La récente étude [45, Figure 9] montre qu'au moins cinq séismes additionnels, de magnitude entre 7.9 et 8.8, ont généré des signaux de gravité que nous avons pu précisément reproduire. La sensibilité au mécanisme, à la profondeur, à la durée de la source, et bien sûr à la magnitude, est comme attendue très claire. Il est utile de mentionner que le séisme de magnitude 7.9 que nous avons pu détecter est un séisme au large de l'Alaska en janvier 2018, pour lequel nous avons bénéficié de la couverture du réseau USArray. Les centaines de stations large-bande disponibles nous ont permis d'appliquer des méthodes d'antennes afin d'améliorer le rapport signal à bruit.

L'extrapolation à des magnitudes plus basses nous laisse penser qu'il est très improbable de détecter des magnitudes de l'ordre de 7.5 (et en dessous) avec des méthodes d'analyse et des sismomètres large-bande conventionnels, même si l'instrumentation est dense. L'objectif est donc de travailler sur plusieurs pistes

La carte indique la localisation des sismomètres (triangles) ayant détecté un signal précoce à la suite du séisme de Tohoku du 11 mars 2011 (Japon, magnitude 9.1), indiquée par l'étoile noire. Afin d'illustrer les effets à un de ces points d'observation, on se focalise ici sur le sismomètre "MDJ", localisé au Nord-Est de la Chine et à 1280km du séisme. A ces distances, les ondes sismiques directes arrivent environ 165s après le temps origine, comme indiqué dans l'encart. Cependant, bien que d'amplitude beaucoup plus faible, un signal clair est détecté par le sismomètre avant ces ondes directes.

L'origine de ce signal se comprend en se plaçant à des temps compris entre le temps origine et celui de l'arrivée des ondes : par exemple, environ 55s après le déclenchement du séisme, les ondes sismiques directes se sont propagées dans le volume indiqué en gris, mais sont encore loin d'être arrivées à MDJ. Cependant, à l'intérieur du volume gris, ces ondes causent des compressions et des dilatations du milieu, comme indiqué dans la coupe du bas; et la contribution globale de toutes ces zones dont la masse change conduit à une modification immédiate de la gravité, détectée par le sismomètre (effet direct). Le champ gravitationnel est également perturbé partout dans la Terre, et chacune de ces perturbations est une force qui est à l'origine d'ondes sismiques secondaires (effet induit). Dans le volume à proximité du sismomètre (indiqué en vert), ce champ sismique secondaire arrive avant les ondes directes. Le sismomètre enregistre ainsi, avant les ondes sismiques directes, un signal élasto-gravitaire découlant des effets direct et induit des perturbations de gravité.

complémentaires. La première est d'évaluer l'apport des nouveaux sismomètres très large bande en forage profond (>100m), qui présentent une spectaculaire amélioration des composantes horizontales. Le fait que nos observations soient limitées aujourd'hui aux composantes verticales est en effet complètement dépendant des instruments ; le signal attendu est au moins aussi important sur les composantes horizontales, voire davantage dans certains cas. La seconde est de mieux s'affranchir du bruit sismique physique, qui limite clairement notre potentiel d'observation entre 30s et quelques centaines de secondes de période. Sa modélisation empirique par des réseaux de capteurs trois-composantes de haute qualité, ou sa modélisation physique future par des modèles océaniques sont prometteuses. Enfin, je contribue à des projets visant à développer de nouveaux instruments pour détecter le signal. Un concept très intéressant est celui du gradiogravimètre, dont la mesure permettrait de s'affranchir du bruit sismique, car il enregistrerait une gravité différentielle tout en étant rattaché au même point du sol.

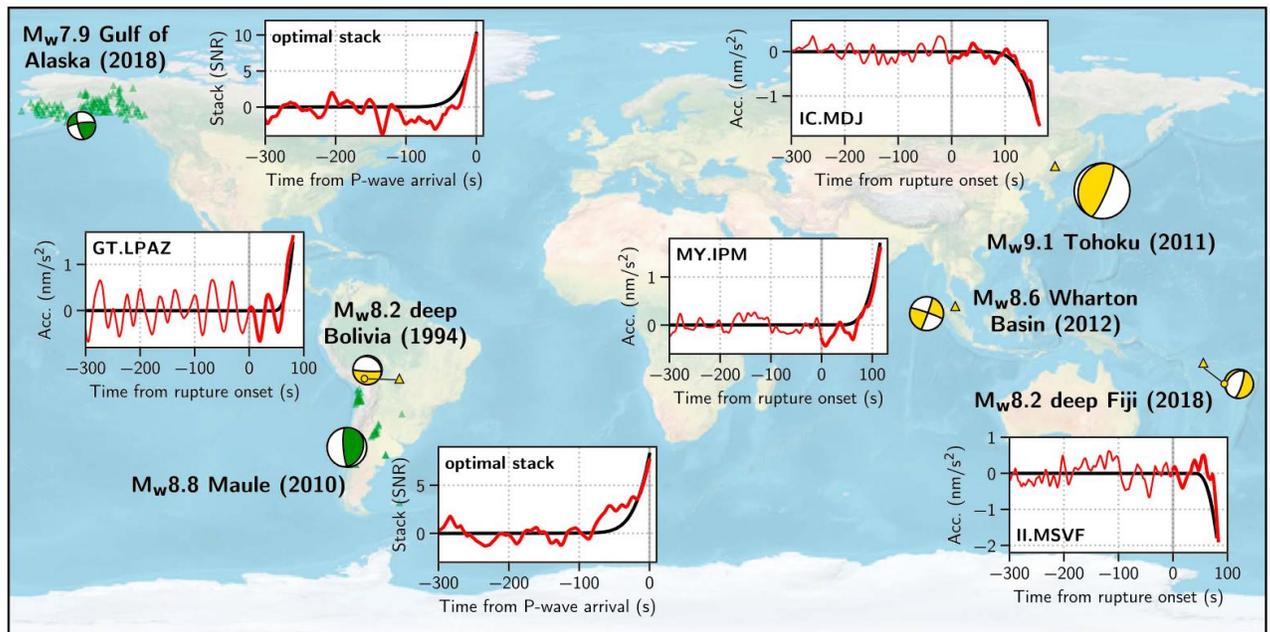


Figure 9 : Carte des 6 séismes pour lesquels le signal elastogravitaire précoce a été observé (rouge) et modélisé (noir) [45]. Pour les séismes et stations en jaune, l'observation vient d'un ou plusieurs sismogrammes large-bande individuels ; pour les séismes et stations en vert, elle est issue d'un « stack » de sismogrammes.

Liste de publications:

- [56] Renou, J., M. Vallée and H. Aochi, Deciphering the origins of transient seismic moment accelerations by realistic dynamic rupture simulations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *accepted*, 2021.
- [55] Boudin, F., P. Bernard, G. Meneses, C. Vigny, M. Olcay, C. Tassara, J.-P. Boy, E. Aissaoui, M. Métois, C. Satriano, M.-F. Esnault, A. Nercessian, M. Vallée, J-P Vilotte and C. Brunet, Slow slip events precursory to the 2014 Iquique Earthquake, revisited with long-base tilt and GPS records, *Geophys. J. Int.*, *in press*, 2021. (doi)
- [54] Péquegnat, C. et al., Résif-SI: a distributed information system for French seismological data, *Seismol. Res. Lett.*, **92**, 1832-1853, 2021. (doi)
- [53] Cornou, C. et al., Rapid response to the Mw4.9 earthquake of November 11, 2019 in Le Teil, Lower Rhône Valley, France, *C.R. Geosci.*, Online first (2021), 1-23, 2021. (doi)
- [52] Moretti, R., J.-C. Komorowski, G. Ucciani, S. Moune, D. Jessop, J.-B. de Chabalière, F. Beauducel, M. Bonifacie, A. Burtin, M. Vallée, S. Deroussi, V. Robert, D. Gibert, T. Didier, T. Kitou, N. Feuillet, P. Allard, G. Tamburello, T. Shreve, J.-M. Saurel, A. Lemarchand, M. Rosas-Carbajal, P. Agrinier, A. Le Friant and M. Chaussidon, The 2018 unrest phase at La Soufrière of Guadeloupe (French West Indies) andesitic volcano: Scrutiny of a failed but prodromal phreatic eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **393**, 106769, 2020. (doi)
- [51] Pedersen, H. A., N. Leroy, D. Zigone, M. Vallée, A. T. Ringler and D. C. Wilson, Using Component Ratios to Detect Metadata and Instrument Problems of Seismic Stations: Examples from 18 Yr of GEOSCOPE Data, *Seismol. Res. Lett.*, **91**, 272–286, 2020. (doi)
- [50] Shreve T. L., R. Grandin, M. Boichu, E. Garaebiti, Y. Moussallam, V. Ballu, F. Delgado, F. Leclerc, M. Vallée, N. Henriot, S. Cevuard, D. Tari, P. Lebellegard and B. Pelletier, From prodigious volcanic degassing to caldera subsidence and quiescence at Ambrym (Vanuatu): the influence of regional tectonics, *Sci. Rep.*, **9**, 18868, 2019. (doi)
- [49] Renou, J., M. Vallée and P. Dublanchet, How does seismic rupture accelerate? Observational insights from earthquake source time functions, *J. Geophys. Res.*, **124**, 8942-8952, 2019. (doi)
- [48] Sainte-Marie, J., S. Allgeyer, M.-O. Bristeau, D. Froger, R. Hamouda, A. Mangeney, F. Souillé and M. Vallée, Numerical approximation of the 3d hydrostatic Navier-Stokes system with free surface, *ESAIM: M2AN*, **53**, 1981–2024, 2019. (doi)
- [47] Vaca, S., M. Vallée, J.-M. Nocquet and A. Alvarado, Active deformation in Ecuador enlightened by a new waveform-based catalog of earthquake focal mechanisms, *J. S. Am. Earth Sci.*, **93**, 449-461, 2019. (doi)
- [46] Vallée, M., J. P. Ampuero, K. Juhel, P. Bernard, J.-P. Montagner and M. Barsuglia, Comment on “Earthquake-induced prompt gravity signals identified in dense array data in Japan” by Kimura et al., *Earth Planets Space*, **71**, 51, 2019. (doi)
- [45] Vallée, M. and K. Juhel, Multiple observations of the prompt elastogravity signals heralding direct seismic waves, *J. Geophys. Res.*, **124**, 2970-2989, 2019. (doi)
- [44] Juhel, K., J.-P. Montagner, M. Vallée, J. P. Ampuero, M. Barsuglia, P. Bernard, E. Clévédy, J. Harms, and B. F. Whiting, Normal mode simulation of prompt elastogravity signals induced by an earthquake rupture, *Geophys. J. Int.*, **216**, 935-947, 2019. (doi)
- [43] Juhel, K., J. P. Ampuero, M. Barsuglia, P. Bernard, E. Chassande-Mottin, D. Fiorucci, J. Harms, J.-P. Montagner, M. Vallée, and B.F Whiting, Earthquake early warning using future generation gravity strainmeters, *J. Geophys. Res.*, **123**, 10,889–10,902, 2018. (doi)
- [42] Chounet, A., M. Vallée, Global and inter-region characterization of subduction interface earthquakes derived from source time functions properties, *J. Geophys. Res.*, **123**, 5831-5852, 2018. (doi)
- [41] Chounet, A., M. Vallée, M. Causse and F. Courboux, Global catalog of earthquake rupture velocities shows anticorrelation between stress drop and rupture velocity, *Tectonophysics*, **733**, 148-158, 2018. (doi)
- [40] Rolandone, F., J.-M. Nocquet, P.A. Mothes, P. Jarrin, M. Vallée, N. Cubas, S. Hernandez, M. Plain, S. Vaca, and Y. Font, Areas prone to slow slip events impede earthquake rupture propagation and promote afterslip. *Science Advances*, **4**, eaao6596, 2018. (doi)
- [39] Vaca, S., M. Vallée, J.-M. Nocquet, J. Battaglia, and M. Régnier, Recurrent slow slip events as a barrier to the northward rupture propagation of the 2016 Pedernales earthquake (Central Ecuador), *Tectonophysics*, **724**, 80-92, 2018. (doi)
- [38] Vallée, M., J. P. Ampuero, K. Juhel, P. Bernard, J.-P. Montagner and M. Barsuglia, Observations and modeling of the elastogravity signals preceding direct seismic waves, *Science*, **358**, 1164-1168, 2017. (doi)
- [37] Champenois, J., S. Baize, M. Vallée, H. Jomard, A. Alvarado, P. Espin, G. Ekström and L. Audin, Evidences of surface rupture associated with a low-magnitude (M_w 5.0) shallow earthquake in the Ecuadorian Andes, *J. Geophys. Res.*, **122**, 8446–8458, 2017. (doi)
- [36] Grandin, R., M. Vallée, and R. Lacassin, Rupture process of the Mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, earthquake from Sentinel-1 InSAR and seismological data, *Seismol. Res. Lett.*, **88**, 994-1004, 2017. (doi)

- [35] Beauval, C., J. Marinière, A. Laurendeau, J.-C. Singaicho, C. Viracucha, M. Vallée, E. Maufroy, D. Mercerat, H. Yepes, M. Ruiz, and A. Alvarado, Comparison of observed ground-motion attenuation for the 16 April 2016 Mw 7.8 Ecuador megathrust earthquake and its two largest aftershocks with existing ground-motion prediction equations, *Seismol. Res. Lett.*, **88**, 287-299, 2017. ([doi](#))
- [34] Nocquet, J.-M., P. Jarrin, M. Vallée, P. A. Mothes, R. Grandin, F. Rolandone, B. Delouis, H. Yepes, Y. Font, D. Fuentes, M. Régnier, A. Laurendeau, D. Cisneros, S. Hernandez, A. Sladen, J.-C. Singaicho, H. Mora, J. Gomez, L. Montes, and P. Charvis, Supercycle at the Ecuadorian subduction zone revealed after the 2016 Pedernales earthquake, *Nature Geoscience*, **10**, 2, 145-149, 2017. ([doi](#))
- [33] Vallée, M., and V. Douet, A new database of source time functions (STFs) extracted from the SCARDEC method, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **257**, 149-157, 2016. ([doi](#))
- [32] Courboux, F., M. Vallée, M. Causse, and A. Chounet, Stress-drop variability of shallow earthquakes extracted from a global database of Source Time Functions, *Seismol. Res. Lett.*, **87**, 912-918, 2016. ([doi](#))
- [31] Zhang, G., E.A. Hetland, X. Shan, M. Vallée, Y. Liu, Y. Zhang, and C. Qu, Triggered slip on a back reverse fault in the Mw6.8 2013 Lushan, China earthquake revealed by joint inversion of local strong motion accelerograms and geodetic measurements, *Tectonophysics*, **672-673**, 24-33, 2016. ([doi](#))
- [30] Villegas-Lanza, J.C., J.-M. Nocquet, F. Rolandone, M. Vallée, H. Tavera, F. Bondoux, T. Tran, X. Martin and M. Chlieh, A mixed seismic–aseismic stress release episode in the Andean subduction zone, *Nature Geoscience*, **9**, 150-154, 2016. ([doi](#))
- [29] Grandin, R., M. Vallée, C. Satriano, R. Lacassin, Y. Klinger, M. Simoes and L. Bollinger, Rupture process of the Mw=7.9 2015 Gorkha earthquake (Nepal):insights into Himalayan megathrust segmentation, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 8373–8382, 2015. ([doi](#))
- [28] Bletery, Q., A. Sladen, B. Delouis, M. Vallée, J.-M. Nocquet, L. Rolland and J. Jiang, A detailed source model for the Mw9.0 Tohoku-Oki earthquake reconciling Geodesy, Seismology and tsunami records, *J. Geophys. Res.*, **119**, 7636–7653, 2014. ([doi](#))
- [27] Chlieh, M., P.A. Mothes, J.-M. Nocquet, P. Jarrin, P. Charvis, D. Cisneros, Y. Font, J.-Y. Collot, J.-C. Villegas-Lanza, F. Rolandone, M. Vallée, M. Regnier, M. Segovia, X. Martin, and H.Yepes, Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the Ecuadorian megathrust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **400**, 292–301, 2014. ([doi](#))
- [26] Vallée, M., and C. Satriano, Ten-year recurrence time between two major earthquakes affecting the same fault segment, *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 2312–2318, 2014. ([doi](#))
- [25] Nocquet, J.-M., J. C. Villegas-Lanza, M. Chlieh, P. A. Mothes, F. Rolandone, P. Jarrin, D. Cisneros, A. Alvarado, L. Audin, F. Bondoux, X. Martin, Y. Font, M. Régnier, M. Vallée, T. Tran, C. Beauval, J. M. Maguiña Mendoza, W. Martinez, H. Tavera, and H. Yepes, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes, *Nature Geoscience*, **7**, 287–291, 2014. ([doi](#))
- [24] Vallée, M., Source time function properties indicate a strain drop independent of earthquake depth and magnitude, *Nature Communications*, **4**, 2606, 2013. ([doi](#))
- [23] Lentas K., A. M. G. Ferreira, and M. Vallée, Assessment of SCARDEC source parameters of global large (Mw >= 7.5) subduction earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **195**, 1989-2004, 2013. ([doi](#))
- [22] Courboux, F., A. Dujardin, M. Vallée, B. Delouis, C. Sira, A. Deschamps, L. Honoré and F. Thouvenot, High frequency directivity effect for an Mw 4.1 earthquake, widely felt by the population in southeastern France, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, 3347-3353, 2013. ([doi](#))
- [21] Vallée, M., J.-M. Nocquet, J. Battaglia, Y. Font, M. Segovia, M. Régnier, P. Mothes, P. Jarrin, D. Cisneros, S. Vaca, H. Yepes, X. Martin, N. Béthoux, and M. Chlieh, Intense interface seismicity triggered by a shallow slow-slip event in the Central-Ecuador subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **118**, 2965-2981, 2013. ([doi](#))
- [20] Orefice, A., M. Vallée, J. Balestra, B. Delouis, and A. Zollo, Refined rupture velocity estimation of the 2009 L'Aquila earthquake (Mw 6.3, Central Italy) derived from apparent source time functions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **103**, 2474–2481, 2013. ([doi](#))
- [19] Pageot, D., S. Operto, M. Vallée, R. Brossier and J. Virieux, A parametric analysis of two-dimensional elastic full-waveform inversion of teleseismic data for lithospheric imaging. *Geophys. J. Int.*, **193**, 1479-1505, 2013. ([doi](#))
- [18] Zhang, G., M. Vallée, X. Shan, and B. Delouis, Evidence of sudden rupture of a large asperity during the 2008 Mw7.9 Wenchuan earthquake based on strong motion analysis, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L17303, 2012. ([doi](#))
- [17] Vallée, M., and E.M. Dunham, Observation of far-field Mach waves generated by the 2001 Kokoxili supershear earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L05311, 2012. ([doi](#))
- [16] Mercier de Lepinay, B., A. Deschamps, F. Klingelhoefer, Y. Mazabraud, B. Delouis, V. Clouard, Y. M. Hello, J. Crozon, B. Marcaillou, D. Graindorge, M. Vallée, J. Perrot, M.-P. Bouin, J.-M. Saurel, P. Charvis, and M. St-Louis, The 2010 Haiti earthquake: a complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L22305, 2011. ([doi](#))

- [15] Feuillet, N., F. Beauducel, E. Jacques, P. Tapponnier, B. Delouis, S. Bazin, M. Vallée, and G. King, The Mw = 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe). Tectonic setting, slip model and static stress changes, *J. Geophys. Res.*, **116**, B10301, 2011. ([doi](#))
- [14] Vallée, M., J. Charléty, A.M.G. Ferreira, B. Delouis, and J. Vergoz, SCARDEC : a new technique for the rapid determination of seismic moment magnitude, focal mechanism and source time functions for large earthquakes using body wave deconvolution, *Geophys. J. Int.*, **184**, 338-358, 2011. ([doi](#))
- [13] Bouchon M., H. Karabulut, M.P. Bouin, J. Schmittbuhl, M. Vallée, R. Archuleta, S. Das, F. Renard, and D. Marsan, Faulting characteristics of supershear earthquakes, *Tectonophysics*, **493**, 244-253, 2010. ([doi](#))
- [12] Aksoy M.E., M.A. Meghraoui, M. Vallée, and Z. Cakir, Rupture Characteristics of the 1912 Mürefte (Ganos) Earthquake Segment of the North Anatolian Fault (Western Turkey), *Geology*, **38**, 991-994, 2010. ([doi](#))
- [11] Delouis, B., J.-M. Nocquet, and M. Vallée, Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake (Central Chile) from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L17305, 2010. ([doi](#))
- [10] Delouis B., J. Charléty, and M. Vallée, A method for rapid determination of moment magnitude M-w for moderate to large earthquakes from the near-field spectra of strong-motion records (MWSYNTH), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 1827-1840, 2009. ([doi](#))
- [9] Vallée, M., M. Landès, N.M. Shapiro, and Y. Klinger, The 2001/11/14 Kokoxili (Tibet) earthquake: high frequency seismic radiation originates from the transitions between subRayleigh and supershear rupture velocity regimes, *J. Geophys. Res.*, **113**, B07305, 2008. ([doi](#)) ([Science Editor's choice](#)) (**321**, 1272, 5 September 2008)
- [8] Vallée, M., Rupture properties of the giant Sumatra earthquake imaged by empirical Green function analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **97**, S103-114, 2007. ([doi](#))
- [7] Vallée, M., and F. Di Luccio, Source analysis of the 2002 Molise, southern Italy, twin earthquakes (10/31 and 11/01), *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L12309, 2005. ([doi](#))
- [6] Delouis, B., M. Vallée, M. Meghraoui, E. Calais, S. Maouche, K. Lammali, A. Mahsas, P. Briole, F. Benhamouda, and K. Yelles, Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L18607, 2004. ([doi](#))
- [5] Vallée, M., and M. Bouchon, Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Geophys. J. Int.*, **156**, 615-630, 2004. ([doi](#))
- [4] Vallée, M., Stabilizing the empirical Green function analysis : development of the projected Landweber method, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 394-409, 2004. ([doi](#))
- [3] Le Pichon, A., J. Guilbert, M. Vallée, J.X. Dessa, and U. Munkhuu, Infrasonic imaging of the Kunlun mountains during the great 2001 China earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(15), 1814, 2003. ([doi](#))
- [2] Bouchon, M., and M. Vallée, Observation of long supershear rupture during the Ms=8.1 Kunlunshan (Tibet) earthquake, *Science*, **301**, 824-826, 2003. ([doi](#))
- [1] Vallée, M., M. Bouchon, and S.Y. Schwartz, The 13 January 2001 El Salvador earthquake: a multi-data analysis, *J. Geophys. Res.*, **108**(B4), 2203, 2003. ([doi](#))