

# Rapport Scientifique sur les activités menées par le LIA « Montessus de Ballore »

- 2009 -

**Co-responsables : Gabriel Vargas (U-Chile, Géologie), Jaime Campos (U-Chile-Géophysique), Jean-Pierre Vilotte (IPGP), Christophe Vigny (ENS)**

En 2009, les activités du LIA se sont concentrées d'une part sur la mise à niveau et la maintenance de l'instrumentation permanente (cGPS, sismologie, inclinométrie) déployée au Chili ; et d'autre part sur l'étude du séisme de Tocopilla (Novembre 2007) et de ses répliques. Grâce à l'instrumentation franco-chilienne déployée depuis plusieurs années, nous disposons d'une masse de données inégalée pour l'étude de cette sismicité, probablement la mieux enregistrée au monde. Ce rapport comprend un bref résumé des activités menées sur l'année 2009.

1. **Développements des réseaux d'instruments** (GPS, Sismo, Inclinomètres) dans les diverses régions d'étude (Nord, Centre), par les équipes de l'IPGP et de l'ENS dans le cadre des projets ANR SUBCHILE 1 et 2.

Stations GPS permanentes fonctionnant à l'heure actuelle :

- 14 stations dans le Nord (Antofagasta-Iquique)
- 24 stations dans le Centre (Concepcion – Santiago - Vallenar)

Stations sismologiques permanentes fonctionnant à l'heure actuelle :

- 5 stations large-bande IPGP dans le Nord (Antofagasta-Iquique)

Stations inclinométriques permanentes fonctionnant à l'heure actuelle :

- 2 inclinomètre longue base (Iquique : Neuquen et Mina Santa Rosa))
- 5 inclinomètres type Blum dans le Nord (Antofagaste-Iquique)

En ce qui concerne le réseau cGPS, la mise à niveau a consisté à remplacer trois instruments obsolètes (Ashtech Z-XII, Ashtech ZX) et deux instruments fonctionnant mal (TopCon GB-1000) par cinq instruments Trimble Net-RS identiques au reste du parc. Cela conduit à une homogénéisation du réseau qui facilite la maintenance et améliore la qualité des données.

*NB. Cartes et documents disponibles sur : <http://www.geologie.ens.fr/~vigny/chili-f.html>*

2. **Base de données / site web** : les données GPS et sismologiques suivent des chemins assez différents. L'objectif est de faire en sorte que les données acquises au Chili soient visibles à l'Université du Chili. C'est le cas aujourd'hui pour les données GPS (qui sont de faible volume) et plus difficile à réaliser pour les données sismologiques. Le système Chilien (transmissions, archivage, distribution) a été mis à niveau avec une participation du LIA,

minime en matériel, plus importante en temps x homme pour expertise et mise en place. Un site WEB a été mis en place. Il est consultable sur :

<http://www.lia-mdb.fr>

Les données GPS sont ensuite dupliquées à la DT-INSU, où les traitements automatiques sont effectués en temps légèrement différés (quelques jours) par Olivier Charade (IR, DT-INSU). On peut visualiser les séries temporelles de n'importe quelle station du réseau sur la page web dédiée au Chili du site GPSCOPE maintenu à la DT-INSU :

<https://gpscope.dt.insu.cnrs.fr/chantiers/chili/>

3. **Echanges/visites/étudiants**: le LIA coordonne une activité scientifique basée sur des échanges, des visites et des séjours de plus ou moins longue durée d'étudiants et de chercheurs français et chiliens, au Chili ou en France.
  1. – Sergio Ruiz (thésard chilien, sous la responsabilité de R. Madariaga)

#### 4. **Stages et Rapports**:

1. [Master A. Fuenzalida 2009](#) "Etude des répliques du séisme de Tocopilla", rapport de stage de M2 de A. Fuenzalida sous la direction de R. Madariaga .
2. [Master M. Métois 2009](#) "Quantification du couplage au long de la subduction Chilienne" Rapport de stage de M2 de M. Métois, sous la direction de C. Vigny et A. Socquet .

#### 5. **Nouveaux articles publiés/soumis**

1. Béjar-Pizarro, M., D. Carrizo, A. Socquet, R. Armijo, S. Barrientos, F. Bondoux, S. Bonvalot, J. Campos, D. Comte, J.B. de Chabalière, O. Charade, A. Delorme, G. Gabalda, J. Galetzka, J. Genrich, A. Necessian, M. Olcay, F. Ortega, I. Ortega, D. Remy, J.C. Ruegg, M. Simons, C. Valderas, and C. Vigny  
Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: State of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data.  
Geophys. J. Int., 2010, submitted
2. Lancieri, M. Fuenzalida, A. Sergio R. and Madariaga, R.  
Investigation of early warning parameters used for the 7.8 Tocopilla(Chile) earthquake, and its aftershocks  
BSSA, 2010, submitted
3. Peyrat, S.; Madariaga, R.; Buforn, E.; Campos, J.; Asch, G. & Vilotte, J.  
Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong motion data  
Geophys. J. Int., 2010, Submitted

# Localisation des sites inclinométriques, description des activités et des observations inclinométriques longue base.

Coordonnée géographique (WGS 84).

**Neuquen mine** : Lat : -20,17210, Long : -70,07319, altitude : 1048 m. Sous 30 m de roche : Un inclinomètre longue base de 38 m de long dans la direction N121°E et un inclinomètre pendulaire dans la direction N211°E

**Santa Rosa mine** : Lat : -20,28722, Long : -70,04423, altitude : 960 m. Sous 120 m de roche : Un inclinomètre longue base de 51 m de long en direction N150°E. 2 inclinomètres pendulaires en direction N150°E et N60°E. Il est prévu d'installer à l'automne un 3<sup>ème</sup> inclinomètre longue base de 50 m de long dans la direction orthogonal N60°E sur le même site

**Humberstone** : Lat : -20,27822, Long : -69,88800° Altitude: 1151,777 m. 2 inclinomètres pendulaires en direction NS et EW

**Pisagua** : Lat : -19,59716, Long : -70,12304, altitude : 966,484 m. 2 inclinomètres pendulaires en direction NS et EW



Fig1 : localisation des 2 sites de Neuquen et Santa Rosa proche de la ville d'Iquique.

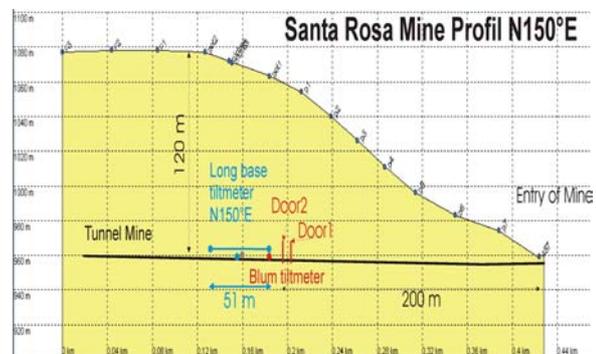


fig2 : profil de la mine de Santa Rosa dans la direction du tunnel principal N150°E et localisation de l'instrument à l'intérieur du tunnel.

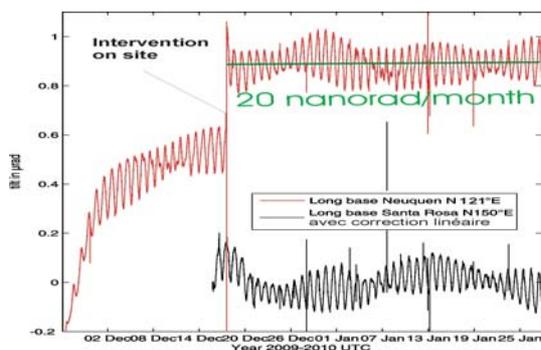


Fig 3 : début d'enregistrement en parallèle des 2 inclinomètres longue base 38 m et 51 m au mois de décembre 2009 à une distance de 13.5 km.

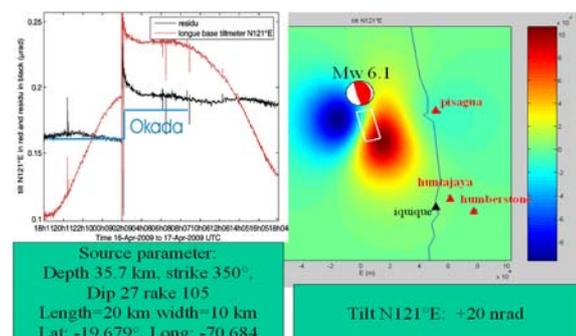
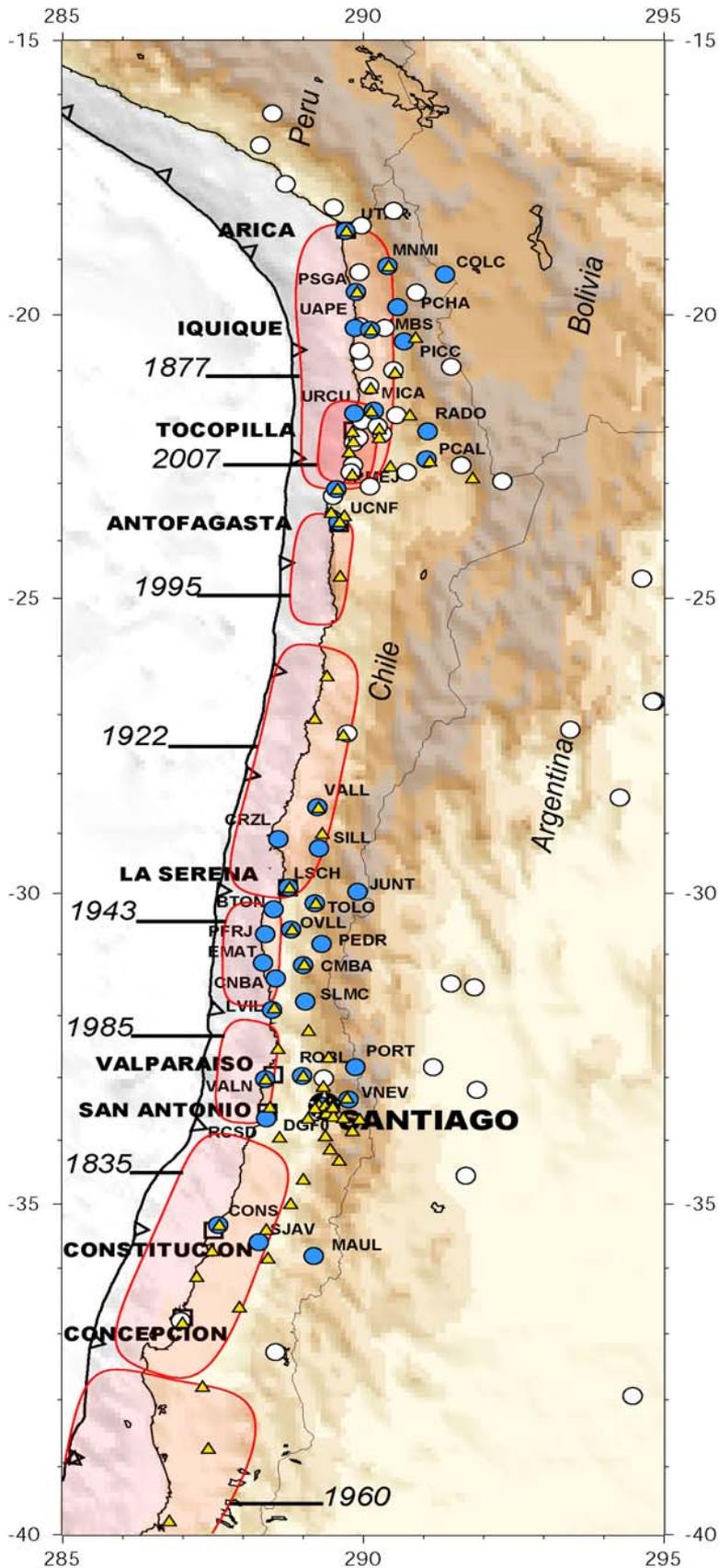


Fig4 : observation d'un événement cosmique de faible amplitude ~20 nrad lié à un séisme local de M 6.1.

nous avons perdu presque 1 mois en janvier 2009 et 11 jours de données en novembre 2009 sur la station de Neuquen. Egalement un peu plus d'un mois de donnée sur la station de Pisagua. Tout le reste a bien fonctionné. L'ensemble des stations est en marche aujourd'hui, est en particulier nous disposons désormais de 2 inclinomètres longue base sensiblement dans la même direction se trouvant à une distance de 13.5 km l'un de l'autre. Cela nous permettra d'établir une cohérence importante sur les signaux que nous observons sur les 2 inclinomètres. Le début d'enregistrement du second inclinomètre longue base a commencé mi décembre 2009. Les 2 instruments ont une résolution proche de  $10^{-9}$  rad.

## Localisation des instruments géodésiques (GPS) et sismologiques (large bande IPOC et accéléromètres chiliens).



## Le séisme de Tocopilla (Mw 7.8 du 14-Nov-2007) et ses répliques

### Caractérisation du séisme par la géodesie spatiale

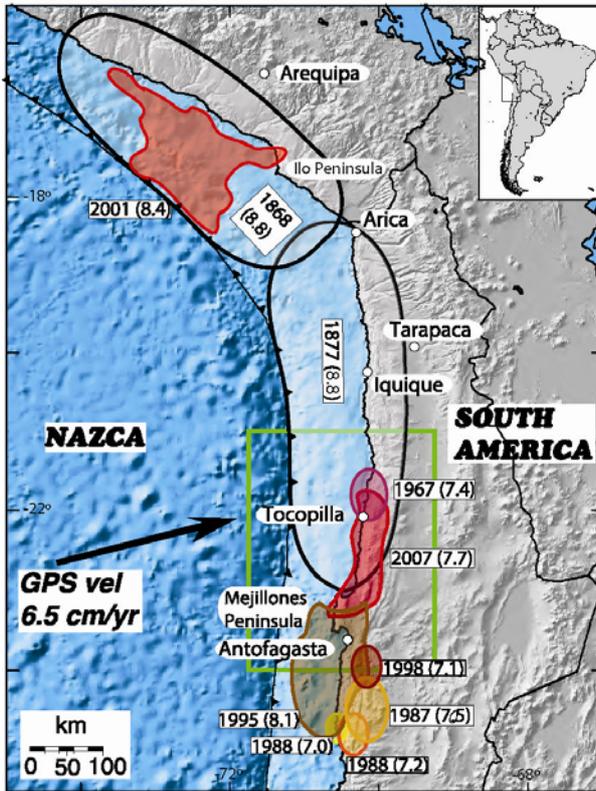


Figure 1 : localisation des différentes ruptures

L'épicentre du séisme de Tocopilla du 14 novembre 2007, Mw 7.8, est situé tout près de la ville de Tocopilla, à la terminaison sud de la lacune sismique du Nord Chili (figure 1). Grâce aux mesures géodésiques (GPS permanent, campagnes de mesures, et INSAR) (figure 2) nous avons pu montrer que ce séisme a rompu la partie profonde de

l'interface de subduction (30-50 km) et n'est pas arrivé en surface. Latéralement, la rupture s'est propagée vers le Sud, depuis l'épicentre jusqu'à la péninsule de Mejillones (à 150 km) qui l'a arrêtée. Cette Péninsule avait déjà été identifiée comme une structure importante, constituant une barrière entre deux segments de la subduction, ce qui est donc confirmé par ce séisme.

Les modèles de la rupture déterminés par la géodésie (figure 3) confirment que le glissement est concentré en deux aspérités principales, comme déjà vu par la sismologie. Du glissement plus superficiel semble apparaître dans la partie sud de la rupture, sous la péninsule de Mejillones. L'analyse de la déformation postérieure au séisme semble montrer qu'il n'y a que très peu de glissement post-sismique qui ne soit pas attribuable aux fortes répliques. L'amplitude totale de post-sismique représente 15 à 20% du co-sismique (à comparer à 100% pour des séismes de subduction classique à Sumatra ou au Japon par exemple), et paraît concentrée là où le glissement co-sismique est faible.

Pour finir, le séisme de Tocopilla n'a relâché que environ 2.5% du déficit accumulé dans la lacune sismique depuis 130 ans (date du dernier grand séisme dans la région). Il n'a donc en rien entamé son potentiel sismique, et peut au contraire être regardé comme un possible précurseur à un séisme plus grand et plus typique (moins profond)

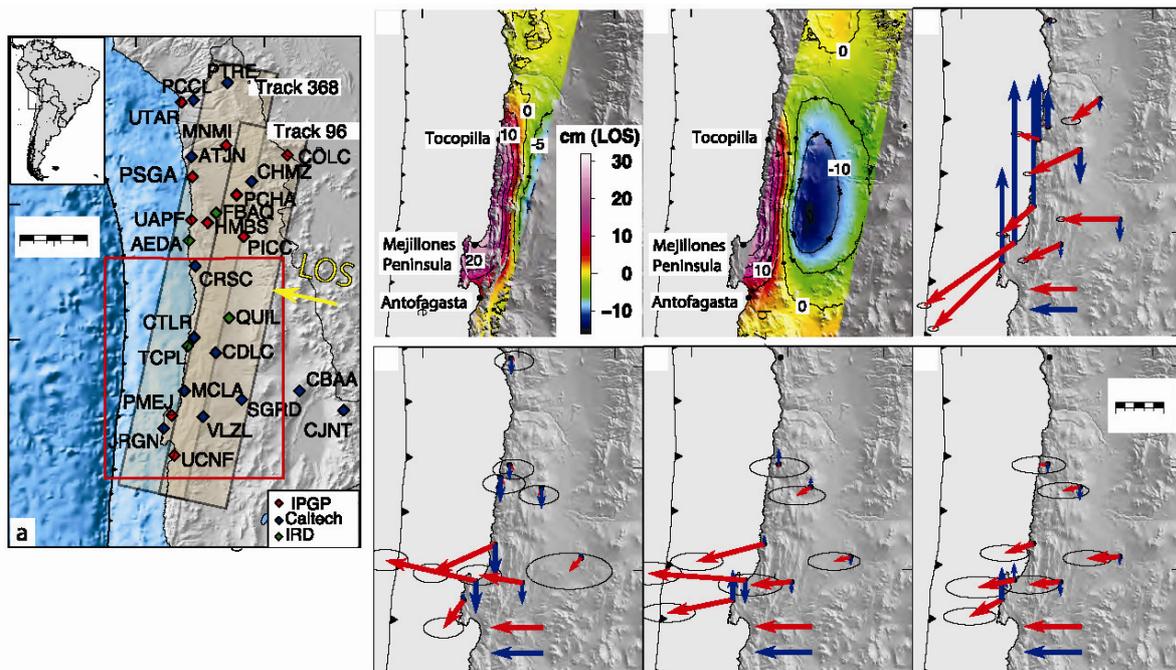


Figure 2 : mesures géodésiques : traces des données SAR et localisation des mesures cGPS dans l'insert de gauche, Données INSAR et GPS co-sismique en haut, puis sur différentes périodes de temps après le séisme en bas; déplacements horizontaux en rouge et verticaux en bleu.

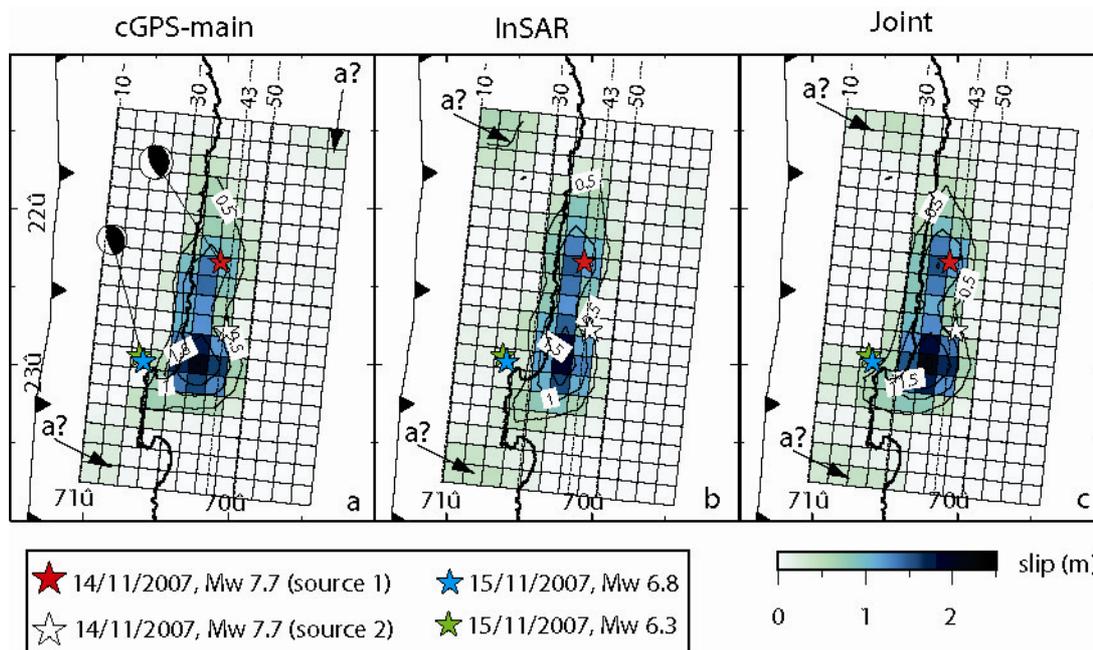


Figure 3 : modèles des ruptures (du 14 novembre et de sa plus forte réplique, du 15 novembre) déterminés par les données géodésiques.

## Alerte précoce et calcul rapide de magnitudes

Nous avons étudié les relations empiriques entre la portion initiale de la phase P and de la phase S et la magnitude finale, sur le séisme de Tocopilla et ses répliques. En littérature ces corrélations ont été étudiées sur différentes bases de données, obtenues en mélangeant tremblements de terres générés en différents environnements tectoniques et enregistrés par différents réseaux. Le séisme de Tocopilla (Mw 7.8) du 14 Novembre 2007, et ses répliques nous donnent l'opportunité de travailler sur un catalogue homogène et complet.

Nous avons recherché les corrélations entre la magnitude finale de un séisme le pic de déplacement, filtré à basse fréquences (PD), l'intégrale de la vitesse au carré (IV2), le période prédominant et le période caractéristique. Notre étude montre une claire corrélation entre la magnitude finale et les paramètres PD et IV2, dans l'intervalle de magnitude [4.0 – 7.8]. Par contre, les périodes caractéristique et prédominant ne sont pas utilisables pour l'estimation de la magnitude des séismes plus fort (M > 5).

Grace au réseau IPOC, nous avons constitué une base de données unique obtenue à partir des enregistrements en continu des deux semaines suivants le séisme de Tocopilla du 14 Novembre. La figure 1 montre les stations qui ont été utilisées (indiquées avec le sigle PB0X), et la distribution spatiale des 69 séismes enregistrés avec magnitude comprise entre 4 and 7.7.

Nous présentons les résultats relatifs à la corrélation entre l'intégrale de la vitesse au carré estimé sur des fenêtres de 2 et 4 seconds de phase P et S. Cette intégrale est l'intégrale de la vitesse au carré, évaluée sur une fenêtre de durée ( $\Delta t$ ) après l'arrivée de la phase P ou de la phase S:

$$IV2 = \int_t^{t+\Delta t} v^2(t)dt$$

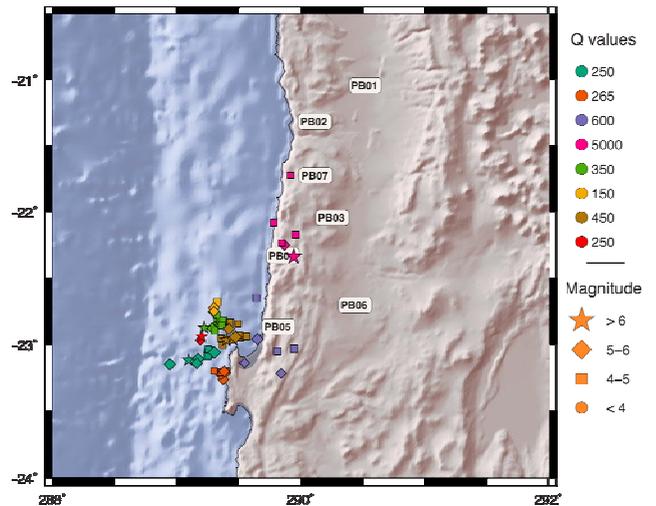


Figure 1 : stations du réseau IPOC et sismicité. Les différents symboles indiquent les magnitudes. Les couleurs indiquent différents cluster de données caractérisés par la même valeur de facteur de qualité (Q).

Le point important est que ce paramètre est corrélé à l'énergie rayonnée par un tremblement de Terre.

Nous avons calculé IV2 pour 4 séismes de différente magnitude, parmi lesquels le séisme principal du 14 novembre. Nous observons que pour le séisme de magnitude 7.8, IV2 monte plus lentement que les séismes de magnitude 6.7 et 4.9, et pourtant son amplitude est plus grande à partir des premières secondes d'enregistrement.

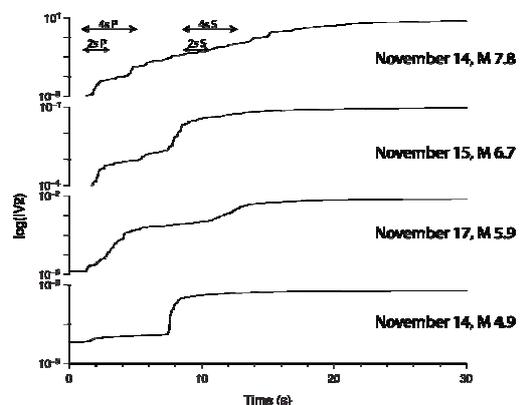


Figure 2 : IV2 pour 4 séismes de la séquence de Tocopilla. Les zones grisées indiquent les fenêtres utilisés pour le calcul de IV2..

Cette observation anticipe le résultat présenté en figure 3, qui montre les corrélation entre

IV2 évalué sur des fenêtres de signal de 2 et 4 des phases P et S, et sur l'entière durée des phases P et S. L'intégrale de la vitesse au carré est bien corrélée à la magnitude finale à partir de 2 secondes de phase P. La corrélation s'améliore lorsqu'on utilise 4 secondes de phase P et de phase S.

L'objectif principal de ce type d'études est de démontrer notre capacité à calculer des magnitudes avec uniquement les premières secondes des formes d'onde, c'est-à-dire pendant que le séisme commence, et bien avant qu'il ne soit fini. Cette capacité commande l'efficacité des systèmes d'alerte précoce.

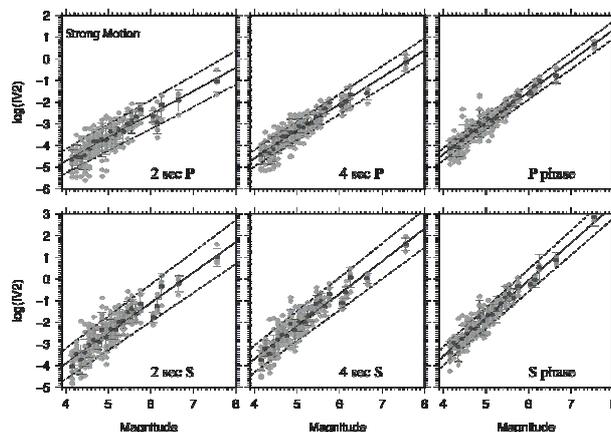


Figure 3 : Corrélation IV2 / magnitude pour différentes fenêtre de temps d'intégration. de droite à gauche : 2s, 4s, la totalité de la forme d'onde ; Onde P (en haut), onde S (en bas).

## Inversion dynamique du séisme du 16 Décembre 2007

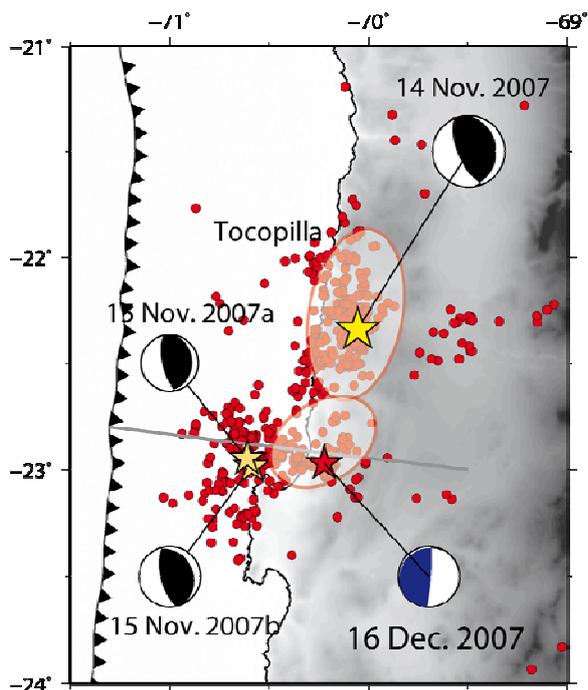


Figure 1 : le séisme de Tocopilla du 14-Nov-2007, et ses répliques, dont le slab-push du 16-Dec-2007 (mécanisme bleu)

En décembre 2007, un séisme de Mw 6.8 s'est produit au sud de la zone de rupture du séisme de Tocopilla, Mw=7.8, du 14 Novembre 2007. Ce séisme est très particulier car il s'agit d'un séisme de type slab push, c'est à dire une rupture presque verticale de la plaque de Nazca immédiatement en dessous de la zone sismogène. Au moment du séisme du 16 décembre plus de 30 stations sismiques de différent type étaient installées dans la région. Nous avons utilisé 11 accéléromètres afin d'inverser la source du séisme du 16 décembre.

La figure 1 montre la zone de rupture et ses deux aspérités déterminées par Peyrat et al (2010) ainsi que les répliques des quinze premiers jours suivant le séisme principal, localisées par Lancieri et al (2010). Les mécanismes du séisme principal ainsi que de ses trois répliques de  $M > 6.3$  sont également portés sur la figure : celui du séisme du 16 décembre est complètement différent de ceux des autres événements.

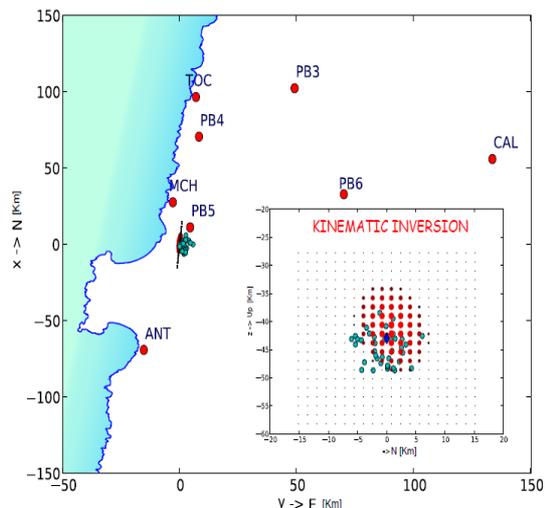


Figure 2. Distribution de stations et position de la faille pour l'inversion dynamique

La figure 2 montre les stations disponibles pour l'inversion du séisme du 16 décembre. Le séisme s'est produit sur une faille presque verticale indiquée par le trait noir. L'insert en bas à droite montre le résultat d'une inversion cinématique (Peyrat, Lancieri et Madariaga). Les points bleus indiquent les répliques qui se sont produit dans la même journée que le séisme principal du 16 décembre 2007.

A partir des données obtenues à ces stations nous avons réalisé une inversion non-linéaire basée sur l'algorithme NA de Sambridge. Le Na est une variante de la méthode de Monte Carlo qui utilise un ensemble de solutions pour proposé de nouveaux modèles au cours de l'inversion. Pour chaque modèle testé nous réalisons une simulation dynamique complète de la rupture du séisme du 16 décembre et nous propageons les ondes depuis la source aux sites d'enregistrement par une méthode numérique par différences finies. Les sismogrammes simulés sont comparés aux observés par une norme L2, la somme des carrées des différences entre observés et calculés. Le calcul est réalisé de façon très efficace dans un cluster acquis sur un projet ANR.

Les résultats de l'inversion sont montrés dans la figure 3. A gauche la convergence des itérations au cours de la progression de

l'algorithme NA. A droite le meilleur modèle de glissement obtenu par l'inversion. Ce modèle de glissement obtenu par modélisation dynamique ressemble beaucoup au modèle cinématique montré en figure 2.

Finalement, la figure 4 montre la comparaison entre les sismogrammes observés et ceux simulés dans une bande de fréquences entre 0.02 et 2 Hz. Cette bande est beaucoup plus large que celle utilisée couramment dans les inversions cinématiques, qui ne dépassent rarement les 0.3 Hz à haute fréquence. L'inversion dynamique a convergé vers un modèle qui explique très bien les données, qui est tout

à fait réalisable et qui est compatible avec tous les autres observables disponibles : Moment sismique, distribution de répliques, durée, etc.

A notre connaissance cette inversion dynamique est la première jamais réalisée sur une aussi large bande passante. Nous avons réalisé une inversion complète de tous les paramètres de la loi de frottement et du champ de contraintes initiales. Cette inversion est intrinsèquement non-unique. Ici nous avons réalisé l'inversion dans le cadre des modèles dits de barrières. Nous réaliserons une autre inversion, de type aspérité par la suite

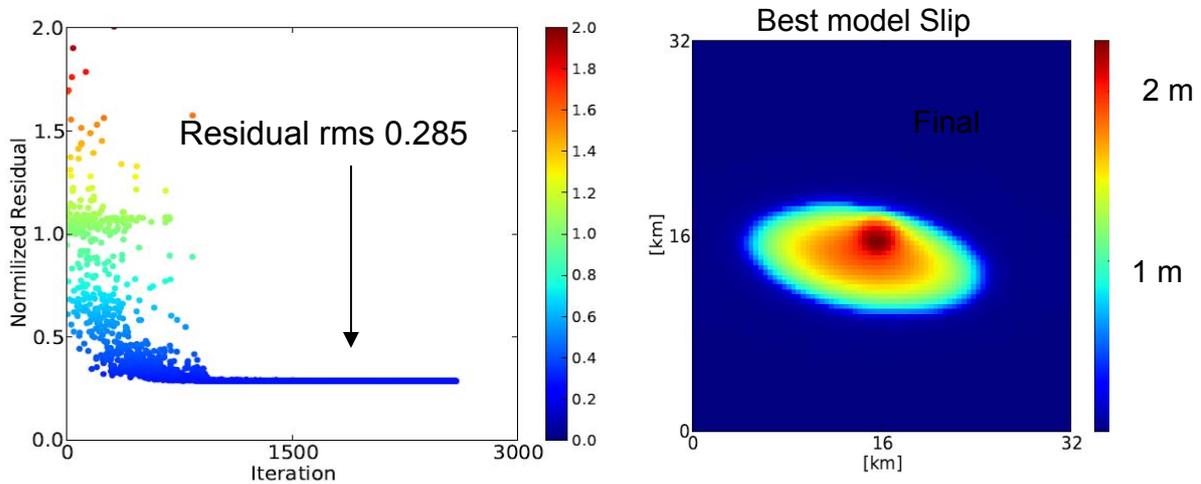


Figure 3. Convergence de l'algorithme d'inversion à gauche. Le résidu final a réduit la norme L2 de près de 70 %. A gauche al distribution de glissement du meilleur modèle inverse.

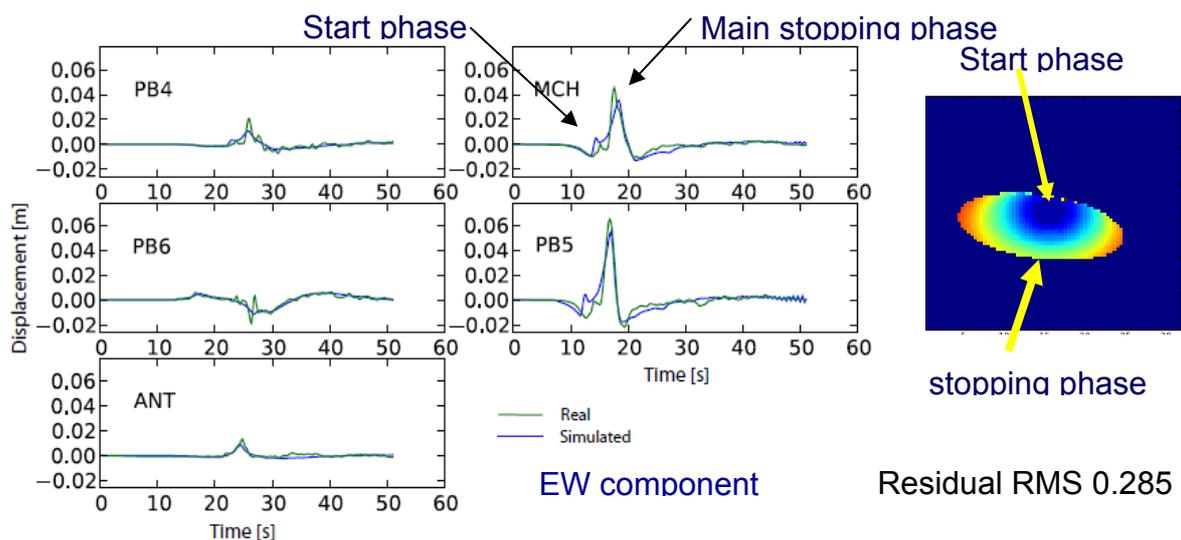


Figure 4. Comparaison entre sismogrammes observés dans la bande passante 0.2-2 Hz (noir) et sismogrammes synthétiques (bleu) pour notre meilleur modèle. A droite le temps de propagation de la rupture. Le signal dominant provient des ondes émises par l'arrêt de la rupture.