



Groupe de travail sur la magnitude de moment (M_w)

Responsable scientifique:

Bertrand Delouis Géosciences Azur, Université de Nice – Sophia Antipolis

Partenaires:

Stéphane Drouet (2), Michel Cara (4), Stéphane Nechtschein (3), Chloé Lesueur (3), Matthieu Sylvander (5), Annie Souriau (5), Olivier Sebe (6), Audrey Tocheport (5)

(2) ITSAK, Institute of Engineering Seismology & Earthquake Engineering,
Thessaloniki, Greece

(3) IRSN, Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire, Fontenay-aux-Roses

(4) EOST, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg

(5) OMP, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse

(6) LDG, Laboratoire de détection géophysique, CEA/DASE, Bruyères-le-Chatel

Introduction

La magnitude de moment, introduite par Kanamori en 1977, est une représentation logarithmique du moment sismique M_0 , qui est lui-même proportionnel à la surface de faille rompue et à l'ampleur du glissement cosismique. M_w est une magnitude basée sur une théorie de la source sismique qui rend le mieux compte de l'importance des séismes. Les autres catégories de magnitude classiquement employées (M_L , la magnitude locale; m_b , la magnitude ondes de volume; M_S , la magnitude ondes de surface), toutes fonction logarithmique de l'amplitude maximale des ondes mesurées sur les sismogrammes, ont une base empirique et ont tendance à saturer pour les forts séismes. De plus, ces magnitudes classiques requièrent l'ajustement de constantes de calibration et montrent fréquemment des divergences importantes dans les valeurs de magnitudes déterminées par différents centres sismologiques pour un même événement.

La magnitude de moment M_w , qui ne sature pas, et qui est directement fonction des paramètres physiques de la rupture sismique, a tendance à devenir la magnitude de référence pour les études sur la source des séismes ainsi que pour l'établissement des catalogues de sismicité instrumentale et historique. Elle fournit des valeurs de magnitude plus homogènes d'un institut à l'autre, et permet la construction de relations fréquence – magnitude des séismes (relations de Gutenberg – Richter) plus fiables pour l'évaluation de l'aléa sismique.

Le moment sismique, nécessaire au calcul de la magnitude de moment, est généralement obtenu de deux façons: par le calcul du spectre des ondes de volume P ou S, ou bien par inversion des formes d'ondes. Cette dernière approche fournit généralement une information plus complète sur les séismes, avec notamment le mécanisme au foyer ou le tenseur des moments sismiques, mais elle est plus lourde à mettre en œuvre. Le groupe de travail sur M_w s'est principalement concentré sur l'approche spectrale qui permet des déterminations systématiques et rapides du moment sismique. Toutefois, des inversions de formes d'ondes ont également été conduites sur certains événements. L'un des principaux objectifs de ce groupe de travail est d'évaluer les possibilités d'obtenir des valeurs fiables et robustes de M_w à partir des données du RAP, avec la mise en œuvre d'approches différentes. Nous présentons brièvement les méthodes utilisées ainsi qu'une comparaison des résultats obtenus pour une série d'événements récents bien enregistrés par le RAP (Table 1). Enfin, nous présentons un exemple d'utilisation des valeurs de M_w pour le recalage de la magnitude des événements historiques.

Déterminations de M_w à partir des spectres

Nous décrivons brièvement ci-dessous les approches suivies pour la détermination du moment sismique à partir du spectre en utilisant le modèle de Brune (1970). L'amplitude spectrale du déplacement du sol de l'onde P ou S peut être décrite par la relation suivante:

$$\text{Spectre}(f) = \Omega_0 \cdot 1/(1+f^2/f_c^2) \cdot e^{-\pi f t/Q} \cdot \text{Site}(f), \quad (1)$$

où f est la fréquence et f_c la fréquence coin. En représentation log-log ce modèle est caractérisé par un plateau à basse fréquence, suivi par une décroissance en f^{-2} au delà de f_c . Les termes d'atténuation anélastique ($e^{-\pi ft/Q}$) et d'effet de site ($Site(f)$), tous deux dépendants de la fréquence, modifient cette forme simple. Pour le terme d'atténuation, t représente le temps de parcours de l'onde et Q le facteur de qualité, lui-même potentiellement dépendant de la fréquence. Le terme Ω_0 représente l'amplitude spectrale à basse fréquence (la valeur plateau):

$$\Omega_0 = M_0 \cdot R^{P \text{ ou } S} \cdot Surf \cdot Propa / 4\pi\rho c^3 r \quad (2)$$

où M_0 est le moment sismique, $R^{P \text{ ou } S}$ le facteur de radiation des ondes P ou S (fonction du mécanisme au foyer et de la direction du rai sismique à la source), ρ la densité, c la vitesse de propagation de l'onde, r la distance parcourue par l'onde, $Propa$ un terme de correction pour la propagation des ondes si celle-ci diffère d'un simple trajet dans un demi-espace homogène, $Surf$ un terme d'amplification liée à la présence de la surface libre. La magnitude de moment est obtenue par la relation:

$$M_w = (2/3) \log M_0 - 6.0 \quad (3)$$

où M_0 est exprimée en N.m. (Kanamori,1977).

Il s'agit là du spectre en champ lointain, défini dans la mesure où seules les ondes P et S sont utilisées. Dans la pratique, une fenêtre de quelques secondes de signal démarrant avec la première onde P ou S est sélectionnée, éventuellement apodisée, puis complétée par des zéros avant d'effectuer une transformée de Fourier numérique rapide (FFT). La valeur plateau Ω_0 du spectre et la fréquence coin peuvent alors être obtenues par ajustement de la fonction ($\Omega_0/(1+f^2/f_c^2)$). La Figure 1 illustre la démarche. En (b) l'atténuation n'est pas prise en compte et la fonction ne permet pas un ajustement correct de la pente du spectre vers les hautes fréquences. En (c), l'utilisation du terme d'atténuation anélastique ($e^{-\pi ft/Q}$) avec un facteur de qualité égal à 200 montre un bien meilleur ajustement pour une fréquence coin de 3 Hz. Notons que tout ce qui est décrit ci-dessus en déplacement peut être exprimé en accélération en multipliant l'expression de Spectre (f) par $(2\pi f)^2$.

Après avoir appliqué cette approche aux données du réseau de la Durance (magnitudes < 2.7) et aux données du LDG pour les séismes métropolitains (rapports IRSN DEI/SARG n° 03-01, 2003 et DEI/SARG/2006-015, 2006), S. Nechtschein, avec la contribution de C. Lesueur, l'a étendue aux données du RAP pour les événements sélectionnés par le groupe. L'approche suivie est de modéliser le spectre à l'aide des relations (1) et (2), avec comme variable d'ajustement le moment sismique, la fréquence coin, et le facteur de qualité. L'effet de site est négligé et le facteur de radiation est supposé égal à sa valeur moyenne sur la sphère focale, c'est-à-dire 0.52 pour les ondes P et 0.63 pour les ondes S. Un modèle de vitesse comportant deux couches pour la croûte et un demi-espace pour le manteau est utilisé, et le terme de propagation ($Propa$) correspond aux coefficients de transmission au niveau des interfaces. L'analyse spectrale est conduite en déplacement dans la bande de fréquence 0.1 à 20 Hz. La durée de la fenêtre temporelle sélectionnée pour les ondes P ou S est choisie de façon à obtenir un spectre bien stabilisé, elle est de l'ordre de quelques secondes.

Une démarche d'inversion a été développée par Stéphane Drouet (2006, 2008) de façon à déterminer les paramètres du spectre en champ lointain à l'aide de nombreux trajets sources – stations. Les paramètres inversés sont M_0 , f_c , Q , Propa , et Site (f) des relations (1) et (2) ci-dessus. Les inversions ont été conduites pour les sous réseaux RAP des Pyrénées, des Alpes, et du Fossé Rhénan. La prise en compte de la propagation n'est pas évaluée à l'aide d'un modèle de vitesse mais le terme $1/r$ est remplacé par $1/r^\gamma$, où γ est une constante pouvant varier entre 0.5 et 1.5. Ceci permet de rendre compte d'une atténuation par expansion géométrique qui pourrait différer du cas $\gamma = 1$ correspondant à un milieu homogène. L'analyse spectrale est conduite en accélération dans la bande de fréquence 0.5 à 30 Hz. La fenêtre temporelle pour les ondes S est de 5 secondes. La Figure 2 montre en (a) un exemple de signaux et de fenêtres temporelles utilisées, en (b) les trajets sources-stations disponibles pour les Alpes, en (c) la réponse de site obtenue pour une des stations alpines (ISOL). Cette réponse est caractérisée par une amplification qui varie en fonction de la fréquence, avec des valeurs plus fortes au-delà de 5 Hz. Les valeurs de magnitude de moment déterminées par S. Drouet pour les événements de la Table 1 tiennent compte des valeurs du facteur de qualité et d'effets de site obtenus par inversion. La bonne cohérence des valeurs de M_w obtenues avec celles déterminées par l'ETH Zurich est montrée en Figure 3a.

Un autre exemple d'application de la méthode des spectres des ondes de volume peut être trouvé dans l'analyse de la séquence du séisme pyrénéen de Lourdes (Novembre 2005, M_w 4.5) pour la détermination des magnitudes de moment des répliques (Sylvander et al., 2008).

Tout ce qui a été présenté précédemment requiert de se placer dans les conditions du champ lointain, c'est-à-dire de sélectionner des stations situées à des distances égales à plusieurs fois la dimension de la source, ce qui n'est pas un problème pour les séismes faibles à modérés. A proximité de la source, d'autres ondes, dites de champs proche et intermédiaire, peuvent affecter le spectre et compliquer l'analyse. En particulier, la relation (2) devient beaucoup plus complexe à proximité de la source, car le sismogramme résulte alors du mélange de différents types d'ondes ayant des vitesses, des facteurs de radiation, et des facteurs d'expansion géométriques différents. Dans le cas d'une rupture assez étendue, des ondes S émises au début du séisme peuvent arriver en même temps, ou même avant les ondes P générées par la partie plus tardive de la rupture, ce qui rend impossible la définition d'une fenêtre temporelle propre à l'onde P ou à l'onde S. Pour étendre la méthode spectrale au domaine proche de la source, nous avons développé une nouvelle approche dite du "spectre complet" (Delouis et al., 2008). Des sismogrammes synthétiques contenant tous les termes en champs proche, intermédiaire et lointain sont calculés pour des sources étendues, des magnitudes de moment variant entre 2 et 8, différents mécanismes au foyer, et des distances épacentrales variant de 1 à 100 km. Le spectre de ces signaux est ensuite calculé en utilisant une fenêtre temporelle de 80s démarrant avec la première onde P et contenant l'ensemble des ondes émises par la rupture. Les valeurs plateaux des spectres synthétiques à basse fréquence sont alors récupérées et moyennées sur les différents mécanismes au foyer. Une fois toutes ces valeurs tabulées, les spectres des signaux "réels" enregistrés sont calculés pour une même longueur de signal de 80s. Finalement, en comparant les valeurs plateaux des spectres réels et synthétiques, nous obtenons la magnitude de moment des séismes par interpolation. Un filtre passe haut optimisé est appliqué avant calcul des spectres de façon à s'affranchir du problème

de bruit basse fréquence associé notamment au décalage de la ligne de base affectant les enregistrements accélérométriques. La méthode a été validée pour des séismes de magnitude comprise entre 3.5 et 7.6 enregistrés par différents réseaux accélérométriques, et en particulier pour les événements récents de la base de données du RAP (Figure 3b).

La table 1 montre la bonne cohérence des valeurs de M_w obtenues par les différentes méthodes spectrales. Seul le séisme de Roulans – Besançon montre un écart important (M_w 4.2 à 5.0) et le groupe de travail reviendra sur l'analyse de cet événement pour en trouver l'origine.

Déterminations de M_w à partir de la modélisation des formes d'ondes

Nous présentons en Figure 4 un exemple d'inversion des formes d'ondes réalisée pour le séisme de Vallorcine (proche de Chamonix) du 08/09/05. Dans ce cas, trois stations du RAP (OGSI, OGTB, OGTI) ont été suffisantes pour bien contraindre le mécanisme au foyer du séisme ainsi que son moment sismique. De nombreux autres séismes du territoire métropolitain ou de la région Guadeloupe – Martinique ont pu ainsi être modélisés de cette façon, démontrant la qualité des formes d'ondes issues des enregistrements du RAP. Certaines de ces études sont consultables sur la page web du laboratoire Géosciences Azur (<http://www-geoazur.unice.fr/SEISME/index.html>) et sur celle de l'Observatoire Midi-Pyrénées (<http://w3.dtp.obs-mip.fr/obs/rap.htm>). La magnitude de moment trouvée pour le séisme de Vallorcine (Figure 4, M_w 4.3) est légèrement inférieure aux autres déterminations (Table 1), mais en général les magnitudes de moment par inversion des formes d'ondes et par analyse des spectres coïncident bien avec des différences inférieures ou égales à 0.2 degrés de magnitude.

M_w et données macrosismiques

L'estimation de la magnitude des séismes historiques du territoire français est basée sur leurs intensités macrosismiques. En supposant ces intensités correctement estimées, le principal problème est de tenir compte des effets d'atténuation avec la distance au foyer. Une très grosse incertitude est en particulier liée à la profondeur du foyer lorsque l'on utilise les intensités de la zone épiscopale. Pour s'affranchir de ces problèmes, une approche robuste consiste à travailler suffisamment loin de l'épicentre par comparaison entre les intensités du séisme historique étudié et celles d'un séisme récent de caractéristiques instrumentales connues et dont l'épicentre est proche de l'épicentre du séisme historique. On peut de cette façon comparer les intensités aux mêmes sites et à distances focales semblables et s'affranchir des problèmes d'atténuation. Cette méthode a été proposée pour la paire Rambervillers 2003 – Remiremont 1682 (Cara et al. 2005). Elle a été testée ensuite sur plusieurs séismes (Cara et al. 2008). Les sources d'incertitude principales sont dans le facteur de proportionnalité entre les écarts d'intensité ΔI et de magnitude ΔM des éléments de la paire. Une limitation est par ailleurs la plage de magnitudes considérée. La relation entre écarts d'intensités et de magnitudes n'est en effet linéaire que pour des intensités relativement faibles ($I < VII$) et à condition que les écarts entre les magnitudes du séisme historique et de référence ne soient pas trop grands. Pour la France métropolitaine, nous considérons que la méthode s'applique pour des écarts de magnitude ΔM d'environ 2 (e.g. 4.5-6.5).

Une illustration de cette approche est présentée pour le séisme du 29 avril 1905 à Chamonix (noté « Emosson » dans la base de donnée SisFrance). Les valeurs de magnitude publiées pour ce séisme, basées soit sur les données macrosismiques soit sur les données instrumentales de l'époque, vont de 5.1 M_w (Bernardini et al., 2005) à 6 Ms (Camassi et al., 1997). Une paire intéressante peut être formée avec le séisme de Vallorcine de 2005 de magnitude 4.5 M_w (cf. table 1) et dont l'épicentre est à moins de 10km de l'épicentre macrosismique du séisme de 1905. D'autres paires peuvent être constituées avec des séismes récents situés à moins de 80km de l'épicentre macrosismique de 1905 (Annecy-Epagny 1996, 4.6 M_w ; Grand Bornand 1994, 4.3 M_w). Les écarts d'intensité ΔI entre éléments des paires ne sont considérés qu'aux distances épacentrales supérieures à 30km et pour des intensités supérieures à III (figure). Ces écarts sont convertis en écarts de magnitudes ΔM avec un facteur de proportionnalité de 2.2 tiré des études régionales en France. Le résultat final donne une magnitude $M_w = 5.6 \pm 0.1$ pour le séisme de Chamonix de 1905, en très bon accord avec une magnitude de moment de 5.5 calculée par modélisation des ondes de surface de deux sismogrammes Wiechert de l'observatoire de Göttingen (Cara et al., 2008).

Conclusions et perspectives

Les différentes approches utilisées par le groupe de travail nous ont permis de vérifier la robustesse des déterminations de M_w par la méthode des spectres, que ce soit en champ lointain ou en champ proche. A une exception près, les valeurs de M_w obtenues à partir des enregistrements du RAP pour les événements communs sont très cohérentes entre elles, ainsi qu'avec les valeurs fournies par d'autres approches et d'autres données (Table 1 et Figure 3). Les méthodes développées sont prêtes pour des applications systématiques qui devraient conduire à l'élaboration d'un catalogue de sismicité plus homogène, avec des valeurs fiables de magnitude qui pourront servir au calage des magnitudes des séismes historiques. Une approche par analyse du signal de coda est également en développement. L'automatisation des méthodes spectrale est en cours; elle permettra une implémentation en routine des déterminations de M_w .

Références

- Bernardi, F., Braunmiller, J. and D. Giardini, 2005. Seismic moment from regional surface-wave amplitudes: application to digital and analog seismograms, *Bull. Seismol. Am.*, 95, 408-418, doi:10.1785/01200440048.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75 (26), 4997-5009.
- Camassi, R. and M. Stucchi, 1997. NT4.1.1, un Catalogo Parametrico di Terremotti di Area Italiana al di Sopra della Soglia del Danno, GNDT, Milan, pp. 95.

- Cara, M., Brüstle, W., Gisler, M., Kästli, Ph., Sira, C., Weihermüller, C. and Lambert, J., 2005. Transfrontier macroseismic observations of the $M_I=5.4$ earthquake of February 22, 2003 at Rambervillers, France, *Journal of Seismology*, 9, 317-328.
- Cara, M., Alasset, P.J. & C. Sira, 2008. Magnitude of historical earthquakes, from macroseismic data to seismic waveform modelling: application to the Pyrenees and a 1905 earthquake in the Alps, in *Historical Seismology Interdisciplinary Studies of Past and Recent Earthquakes Series: Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, Fréchet, J., Meghraoui, M. and Stucchi, M. (eds.), Springer, Vol. 2, 363-378.
- Delouis, B., Charlety, J., and M. Vallée, 2008. Fast determination of earthquake source parameters from strong motion records: M_w , focal mechanism, and slip distribution, *EGU General Assembly 2008, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-04939, 2008 SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-04939
- Drouet, S., 2006. Analyse des données accélérométriques pour la caractérisation de l'aléa sismique en France métropolitaine, *Thèse de doctorat*, Univ. Toulouse III Paul Sabatier, 198 pp.
- Drouet, S., Gueguen, P., Cotton, F., and B. Delouis (2008). Evaluation des magnitudes de moment pour les événements de la base RAP et calcul des réponses de site horizontales et verticales, *Rapport d'activité*, appel d'offre GIS-RAP 2007.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.* 82, 2981-2987.
- Nechtschein, S., 2003. Calcul d'une magnitude de moment M_w pour les séismes enregistrés par le réseau de la Durance, *rapport IRSN DEI/SARG n° 03-01*, 29 pp.
- Nechtschein, S. and A. Lomax, 2006. Calcul de la magnitude de moment des principaux séismes français récents à partir de la base de données sismiques du CEA/LDG, *note technique IRSN DEI/SARG/2006-015*, 19 pp.
- Sylvander M., Souriau A., Rigo A., Tocheport A., Toutain J.P., Ponsolles C., Benahmed S., 2008. The November 2006, $M_L = 5.0$ earthquake near Lourdes (France): new evidence for NS extension across the Pyrenees. submitted to *Geophys. J. Int.*

Séisme	Lat. Long. Prof.	M _w RAP SN & CL	M _w RAP SD	M _w RAP BD	M _w Par inversion automatisée du tenseur des moments sismiques
Aucun-Estaing, 16/05/2002 Pyrénées	42.93° -0.14° 10 km		4.2	4.0	3.9 ETHZ
Rambervillers 22/02/2003, Vosges	48.32° 6.67° 11 km	5.0	4.6	4.7	4.8, 4.8, 5.0 ETHZ, INGV, GCMT
Roulans - Besançon (Rigney) 23/02/2004,	47.30° 6.28° 15 km	5.0	4.2	4.5	4.5 ETHZ
Waldkirch (Colmar) 05/12/2004	48.08° 8.03° 12 km	4.5	4.2	4.4	4.5 ETHZ
Vallorcine 08/09/2005	46.03° 6.88° 7 km	4.4	4.6	4.5	4.5, 4.4, 4.6 ETHZ, INGV, GCMT
Martinique 30/08/2005 (prof. 49 km)	15.01° -60.47° 49 km	4.8		4.8	4.9 GCMT
Lourdes (Argelès - Gazost) 17/11/2006, Pyrénées	43.03° 0.01° 9 km		4.7	4.5	4.5 IGN (Madrid)

Table 1. Événements ayant fait l'objet de multiples déterminations de M_w de la part du groupe de travail à partir des données du RAP. SN & CL: Stéphane Nechtschein et Chloé Lesueur; SD: Stéphane Drouet; BD: Bertrand Delouis. Pour comparaison, les valeurs de M_w diffusées par d'autres organismes basées sur des inversions du tenseur des moments sismiques à partir de données large bande régionales sont données en dernière colonne.

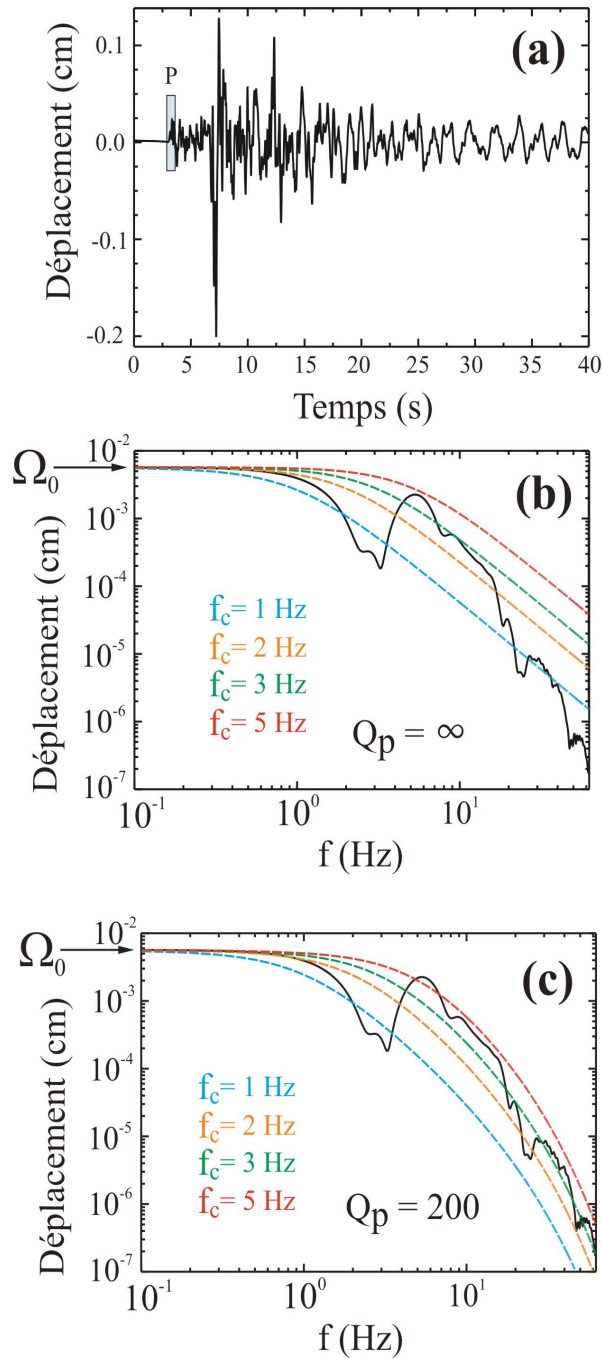


Figure 1. Exemple d'ajustement d'une fonction de type spectre de Brune à un enregistrement du RAP. **(a)** Enregistrement du séisme au large de Nice du 25 Février 2001 (M_w 4.5) à la station NBOR située à 24 km de l'épicentre, intégré en déplacement. La fenêtre temporelle pour le calcul du spectre de l'onde P est indiquée en bleu. **(b)** Spectre(f) de l'onde P en déplacement (noir). Les courbes en couleur sont des fonctions $\Omega_0/(1+f^2/f_c^2)$ pour différentes valeurs de la fréquence coin f_c (1, 2, 3, et 5 Hz). La valeur de Ω_0 est 5.7×10^{-3} cm dans chaque cas. L'atténuation anélastique n'est pas prise en compte, ce qui revient à considérer un facteur de qualité infini. **(c)** Idem (b) mais avec prise en compte du terme d'atténuation anélastique ($e^{-\pi f/Q_p}$) avec $Q_p = 200$. L'effet de site n'est pas pris en compte dans cet exemple.

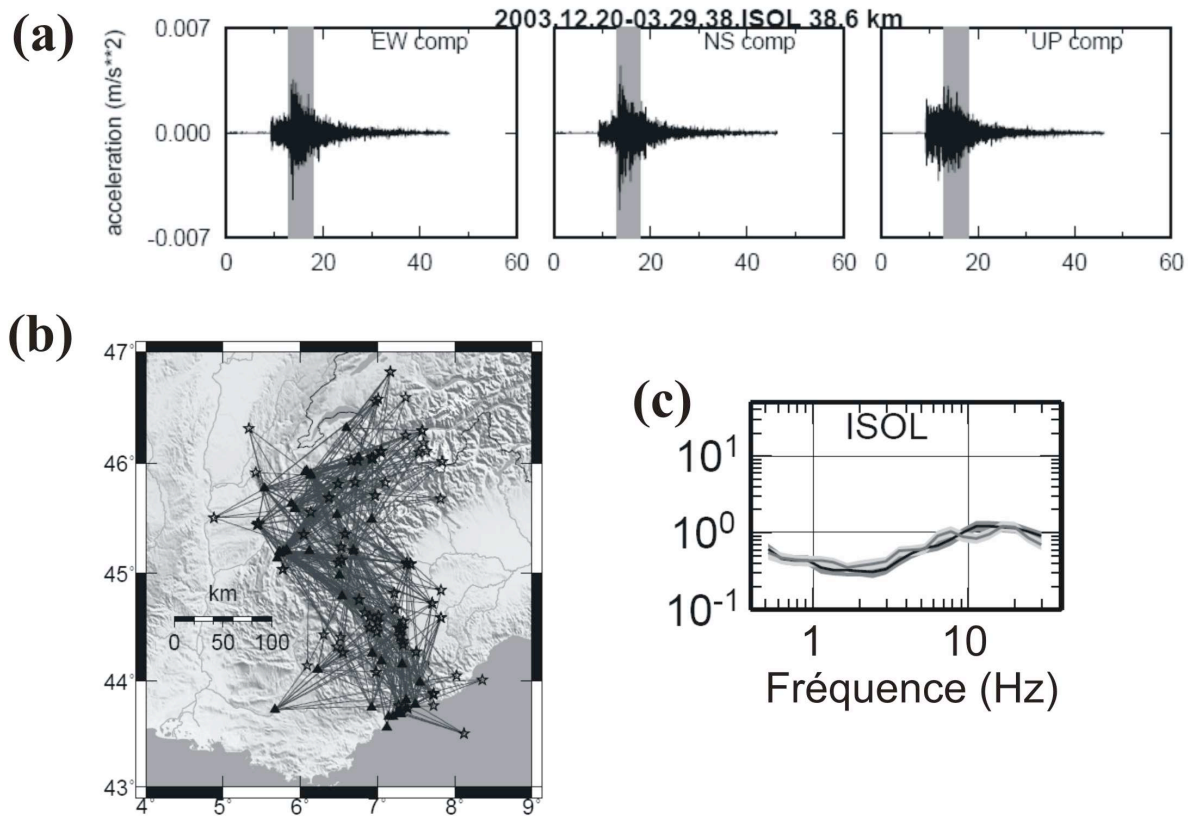


Figure 2. (a) Exemple de sismogrammes (accélération) d'un séisme du 20 décembre 2003 (04h30, $M_w = 3.4$) avec la fenêtre utilisée pour le calcul du spectre des ondes S (station ISOL). (b) Localisation des séismes (étoiles), des stations (triangles), et des trajets (lignes) utilisés par S. Drouet dans son inversion pour les Alpes. (c) Réponse du site horizontale (noir) et verticale (gris) pour la station ISOL. Extrait de Drouet et al. (2008).

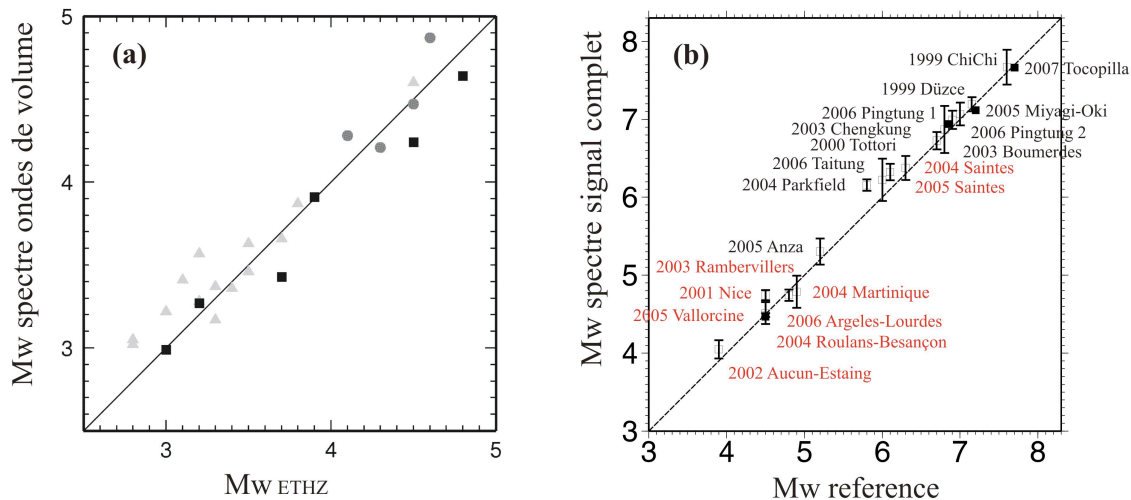


Figure 3. Comparaison des magnitudes de moment obtenues à partir des spectres avec celles déterminées par des inversions de la source. **(a)** En ordonnée M_w obtenue à partir du spectre des ondes de volume (S) avec les données RAP métropolitaines (triangles: Alpes; ronds: Pyrénées; carrés: Fossé Rhénan). La magnitude M_w en abscisse est celle déterminée par l'ETH Zurich par inversion du tenseur des moments sismiques. Figure modifiée d'après Drouet et al. (2008). **(b)** En ordonnée la magnitude obtenue à partir du spectre du signal complet en champ proche, avec les données du RAP en rouge et celles d'autres réseaux dans diverses zones sismiques du globe en noir (Taiwan, Japon, Turquie, Algérie, Chili, Californie). En abscisse, M_w déterminée par des inversions de la source (ETH Zurich, INGV Roma, IGN Madrid, GCMT et études spécifiques publiées). D'après Delouis et al. (2008).

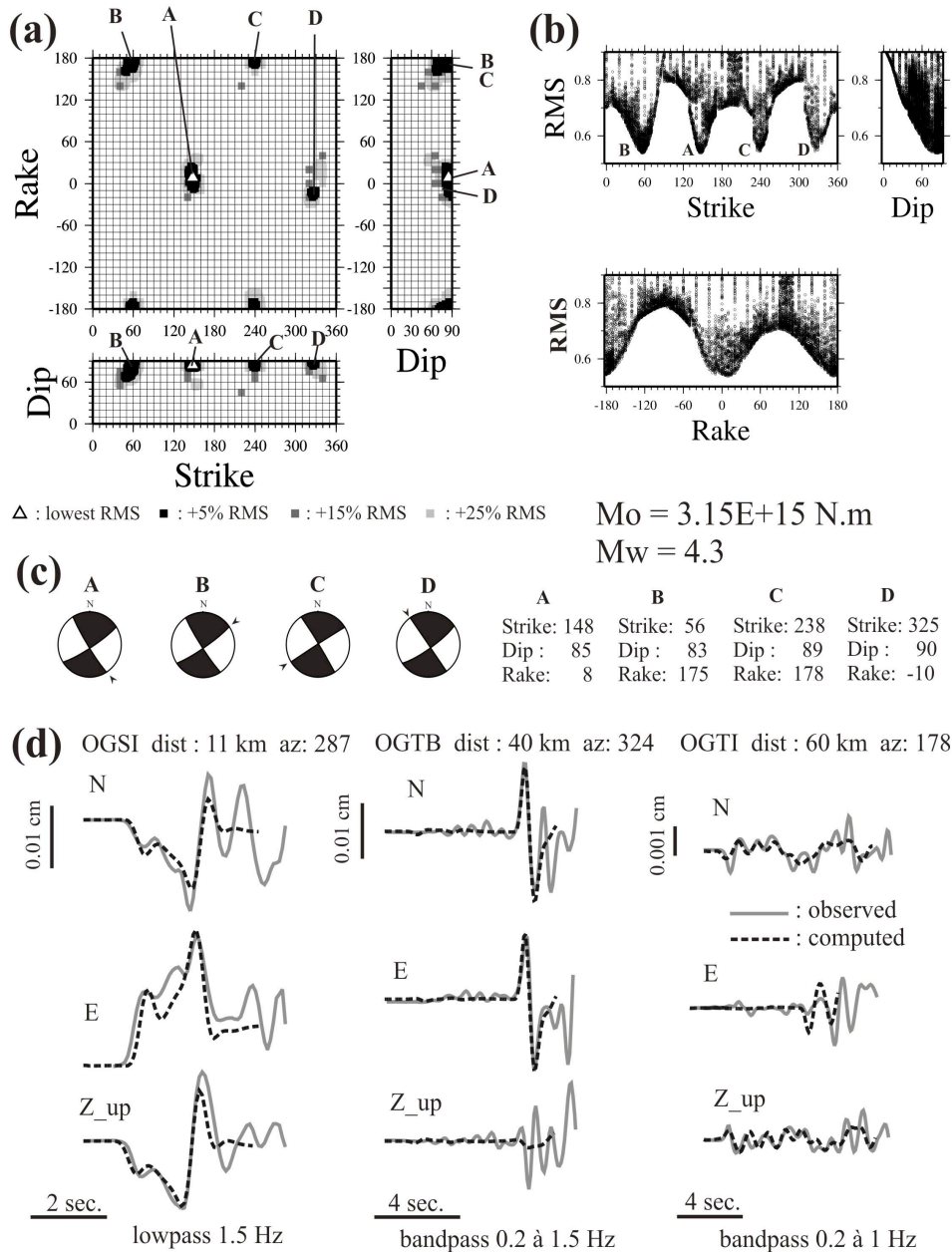


Figure 4. Inversion des formes d'ondes pour le séisme de Vallorcine du 8 septembre 2005 (11h27 UTC) à la frontière franco-suisse (46.03N, 6.9E, Prof. 7km, ReNaSS / SED). Inversion point source avec trois stations RAP proches (OGSI, OGTB, OGTI). **(a)** Meilleures solutions trouvées par exploration de l'espace des paramètres du mécanisme au foyer (strike, dip, rake), représentées dans les plans strike-rake, strike-dip et dip-rake. **(b)** Erreur RMS d'ajustement des formes d'ondes en fonction des valeurs des trois paramètres strike, dip, rake. **(c)** Solutions trouvées pour le mécanisme au foyer. Les quatre triplets (strike, dip, rake) trouvés (A, B, C, D) correspondent au même mécanisme; ce dernier est donc bien contraint. **(d)** Ajustement des formes d'ondes en déplacement. Le filtrage utilisé est indiqué.

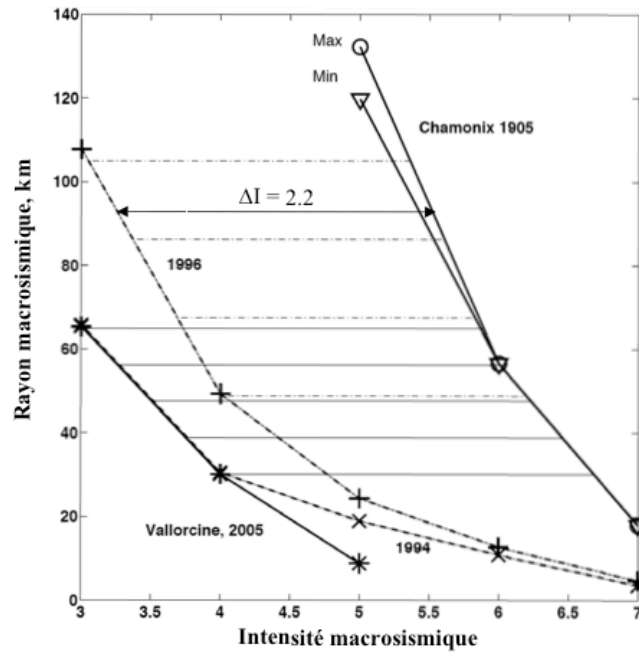


Figure 5. Rayon macrosismique R en fonction de l'intensité I pour 3 paires de séismes constituées d'une part de celui de Chamonix de 1905 (deux estimations Min et Max pour R) et d'autre part de l'un des 3 séismes récents de référence (Vallorcine (2005), Grand Bornand (1994) et Epagny-Annecy (1996)). L'écart ΔI propre à chaque paire est estimé pour plusieurs valeurs de R indiquées par les traits horizontaux (exemple $\Delta I=2.2$). L'écart ΔI moyen de chaque paire est converti en écart de magnitude ΔM qui, ajouté à la magnitude M_w du séisme de référence, permet d'obtenir une valeur M_w du séisme de 1905. La magnitude moyenne du séisme de Chamonix de 1905 estimée à partir des 3 paires est $M_w = 5.6 \pm 0.1$.