

Rotations à la surface de la Terre

Robert PILLET

UMR GéoSciences Azur
250, rue A. Einstein, Sophia-Antipolis
06560 VALBONNE (France)
Mail : pillet@geoazur.unice.fr

1. Résumé

Après une description du champ sismologique, le problème des rotations en sismologie est abordé. Le développement des théories en sismologie conclut généralement à l'absence d'énergie sismique transmise par rotations. Malgré leur présence plus discrète que les mouvements de translation, les mouvements de rotation sont parfois mis en évidence.

Quatre cas sont étudiés dans cet article : *(i)* les très faibles rotations engendrées par le passage d'un train d'ondes sismiques sont mis en évidence avec un interféromètre laser hautement performant ; *(ii)* en champ proche la présence des rotations perturbe les enregistrements sismologiques et leur comportement désordonné pourrait correspondre à un processus de mécanique non-linéaire ; *(iii)* à plus longue période, les tilts dominent totalement les enregistrements sismologiques et leur corrélation avec la pression atmosphérique explique leur présence ; *(iv)* par contre, les rotations longue période autour de l'axe vertical ont une origine encore mystérieuse.

2. Description du champ sismologique

En sismologie, le mouvement du sol à la surface de la Terre se décompose en : *(i)* trois mouvements de translation selon les axes vertical, horizontal nord-sud et horizontal est-ouest. Ce sont les trois mouvements liés à un transfert d'énergie sismique ; *(ii)* et trois mouvements de rotation : torsion : rotation autour de l'axe vertical, tilt nord-sud : rotation autour de l'axe horizontal est-ouest et tilt est-ouest : rotation autour de l'axe horizontal nord-sud. Il n'y a pas (ou peu) de transfert d'énergie sismique lié aux rotations à la surface de la Terre et généralement les sismologues n'en tiennent pas compte.

Le champ sismologique est donc défini uniquement comme une zone où seuls les mouvements périodiques de translation existent.

Le champ sismologique est le lieu qui permet de prendre en considération l'amplitude et la fréquence des vibrations sismiques (figure 1). Le bruit de fond minimal à la surface de la Terre, défini par le NLNM (New Low Noise Model) de Peterson (1993) en fixe la limite inférieure en amplitude. La limite supérieure est fixée par les plus fortes accélérations observées (4 g par Tobita et al., 2010). L'échelle en fréquence commence à la fréquence d'échantillonnage (~100 Hz) jusqu'aux ondes de marées.

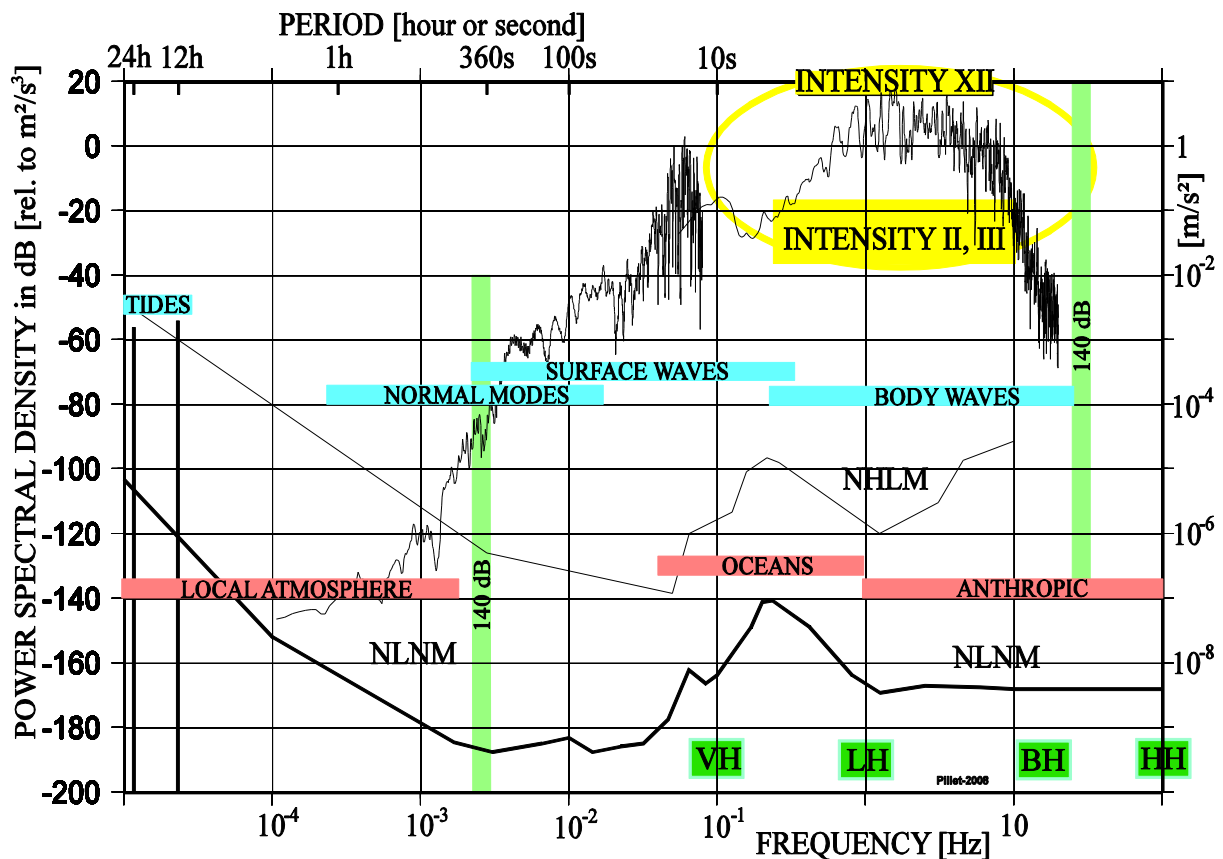


Figure 1. Le champ sismologique. Les fréquences en Hertz sont représentées sur l'axe des abscisses (en bas) et les périodes (en haut) sont exprimées en heures (24, 12 et 1 heure) puis en seconde. Les amplitudes des signaux sismiques sont exprimées en décibel 'dB' de la densité spectrale de puissance (PSD : Power Spectral Density), relatif à des m^2/s^3 (à gauche) et en accélération exprimées en m/s^2 (à droite).

2.1 Les ondes en fonction des fréquences

- De 20 Hz jusqu'à environ 0.2 Hz (5 secondes) nous observons les ondes de volume des séismes (body waves, en bleu, sur la figure 1).
- Entre 0.2 et 0.002 Hz (500 et 5 secondes) ce sont les ondes de surface (Rayleigh et Love) qui dominent cette fenêtre fréquentielle (surface waves).
- Les modes normaux ou vibrations propres de la Terre (normal modes), s'échelonnent de 0.3 à 20 mHz (~54 mn à 10 mn). Le champ sismologique devrait en toute logique s'arrêter à 54 minutes, le mode le plus grave, mais il peut englober les ondes de

marées car l'instrumentation pour les mesures gravimétriques et sismiques est la même.

- A 12 et 24 heures de période, les ondes de marée dominent les mouvements de la surface de la Terre, mais nous entrons dans un autre domaine qui n'est plus uniquement élastique. Les deux principaux modes de la marée Terrestre (12 et 24 heures) générés par l'attraction de la Lune et du Soleil, sont représentés par deux barres verticales notées 'TIDES' qui culminent aux valeurs maximales de ces ondes.

A l'autre extrémité de cette échelle, aux hautes fréquences, c'est le pas d'échantillonnage qui en fixe les limites. Les convertisseurs analogique/numérique échantillonnent généralement à 100 mesures ou coups par seconde (souvent dit 100 Hz), ceci correspond à des données notées HH* dans les banques de données (* correspond aux trois composantes Verticale, Nord-Sud et Est-Ouest). Si l'on souhaite travailler sur une très longue fenêtre temporelle de signal, il est judicieux d'utiliser des données qui ont une fréquence d'échantillonnage moins grande. Il s'agit des bande BH* à ~20 coups/s, LH* à 1 cp/s et VH* à 0.1 cp/s, soit une mesure chaque 10 secondes. Les gravimétriciens utilisent un point par minute et même parfois un point horaire.

Finalement, l'échelle en fréquence du champ sismologique, étendue à la gravimétrie, va de 100 Hz à 10^{-5} Hz (~27 heures) soit 7 décades.

2.2 Amplitude des vibrations

Le mouvement de vibration du sol s'exprime soit en déplacement du sol (mètre), soit en vitesse du sol (m/s) soit en accélération du sol (m/s^2). On passe aisément de l'un à l'autre par dérivation ou intégration temporelle. Poincaré (1888) et Lippmann (1890) avaient réfléchi sur la possibilité du passage de l'une à l'autre de ces grandeurs par intégration ou différentiation temporelle bien avant que les premiers sismogrammes existent.

En champ proche, très près de l'épicentre d'un séisme, les accélérations du sol atteignent parfois +/- 10 m/s^2 (souvent exprimé en +/- 1 g, avec $g=9.81 m/s^2$). Dans des sites particulièrement calmes et à longue période (entre 500 et 50 secondes de période) le bruit de fond est de l'ordre de 10^{-9} - $10^{-10} m/s^2$.

Le champ sismologique s'étend sur toute cette gamme d'amplitude soit 11 décades.

Cette échelle d'amplitude s'exprime en densité spectrale de puissance dont l'unité est le décibel : $dB = 10 \log(A^2 / \Delta f)$. A est l'amplitude spectrale de l'onde et Δf est la largeur de la bande de fréquence sur laquelle la mesure est valide.

2.3 En champ proche

Les différentes échelles des intensités sismiques (Mercalli, Shindo...) peuvent être simplement ramenées à des valeurs d'accélération du sol. Les humains ressentent des accélérations supérieures à 10^{-2} m/s². Les accélérations maximales enregistrées sont de l'ordre de 10 m/s². La zone macro-sismique ou zone associée au risque sismique s'étend seulement sur 3 décades. D'autre part, les ondes sismiques agissantes en champ proche sont centrées autour de 1 hertz. Cette petite zone, par rapport au champ sismologique, est entourée en jaune sur la figure 1.

2.4 Contenu spectral des séismes

Pour illustrer le champ sismologique (figure 1), les spectres de deux séismes majeurs ont été représentés : à courte période, le spectre du signal d'une station 'strong motion' (accéléromètre) à Taïwan, du Chi-Chi earthquake (20/09/1999, Mw 7.6, +/- 1g à quelques km de la faille) et à longue période, le spectre du séisme de Sumatra du 25 décembre 2004 enregistré à la station Geoscope RER de la Réunion à environ 5000 km de l'épicentre. Les forts séismes 'remplissent' bien le champ sismologique sauf à longue période où dominent les ondes de marées.

2.5 Le bruit de fond sismique

Pour avoir un meilleur rapport signal sur bruit, et donc, pour enregistrer le plus de séismes possibles, les sismologues installent leurs stations dans des zones calmes, avec un faible bruit de fond. Ils évitent donc les activités humaines et les océans. Éviter les océans est très difficile car une couverture la plus homogène possible de la Terre est souhaitable. Les îles sont donc instrumentées malgré le bruit de fond, comme par exemple les îles Kerguelen (TAAF, Terres Australes et Antarctiques Françaises, Roullet et al., 2010).

Sur toute la bande de fréquence qui concerne la sismologie (7 décades entre 10^{-5} et 100 Hz) le bruit de fond de la Terre n'a pas partout les mêmes origines :

- Des hautes fréquences jusqu'à environ 1 Hz, c'est l'activité humaine et le vent qui génèrent l'essentiel du bruit de fond. Les sismologues enterrent donc les capteurs dans des zones calmes et inhabitées, loin des arbres qui transmettent les vibrations au sol.
- Entre 0.05 et 1 Hz (de 20 à 1 seconde), c'est l'activité océanique qui forme deux bosses centrées vers 0.2 et 0.08 Hz (5-6 et 12 secondes). Les sismologues évitent donc de mettre des capteurs sur les côtes et dans les îles, mais la couverture de la Terre par les sismomètres est déjà suffisamment inhomogène pour que les sites insulaires soient délaissés.
- Entre 0.001 et 0.05 Hz (de 1000 à 20 secondes) le bruit de fond est minimum (vers -190 dB, presque 10^{-10} m/s²) et l'étude de ce bruit a montré qu'il est constitué par les

vibrations propres de la planète entretenues par les tempêtes océaniques (Suda et al., 1998 ; Tanimoto and Um, 1998).

- Au delà de 10^{-3} Hz (à des périodes supérieures à 1000 secondes) les variations de pression atmosphérique sont le moteur du bruit de fond. Hautes pressions et dépressions en déplacement constant, exercent des charges variables à la surface de la Terre.

Le bruit de fond minimum hypothétique de la Terre à été calculé par Peterson (1993) qui propose la courbe notée NLNM (New Low Noise Model). La courbe NHNM (New High Noise Model) correspond au bruit de fond maximal observé dans l'ensemble des stations sismologiques. Le bruit de fond à une station donnée peut passer du minima au maxima selon les fréquences, comme par exemple à la station Géoscope de PPT (Papeete (Tahiti)) qui a un bruit très fort vers 5-6 secondes dû à l'océan Pacifique et un bruit très bas entre 500 et 30 secondes (figure 2).

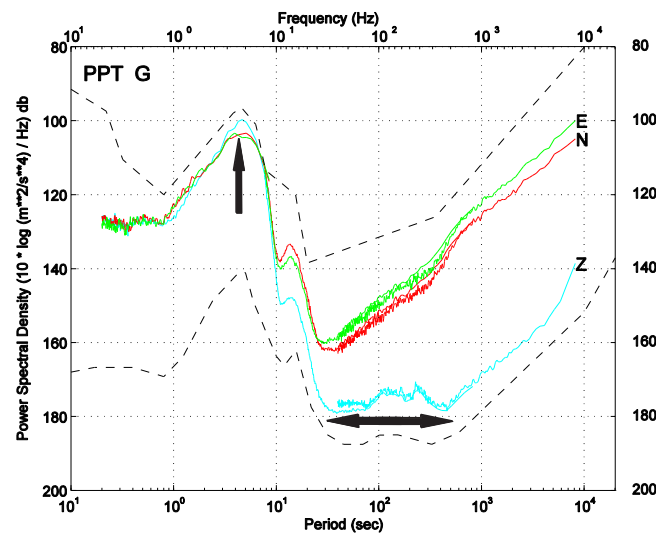


Figure 2. Bruit de fond enregistré à la station Geoscope de PPT (Papeete, Tahiti) d'après Stutzmann et al. (2000). Le bruit de fond est très fort à courte période (5-6 s) à cause de la situation insulaire de la station. A longue période sur la composante verticale, le bruit de fond est très faible, proche de NLNM de Peterson (1993). La composante verticale est représentée en bleu, nord-sud en rouge et est-ouest en vert.

2.6 Dynamique des capteurs et enregistreurs

Aujourd'hui, les sismographes (sismomètre à contre-réaction électronique + convertisseur analogique/numérique) utilisées sont des systèmes totalement contrôlés et dominés par l'électronique. Celle-ci fixe la dynamique de l'enregistrement. La tension électrique minimale mesurable est de $1 \mu\text{V}$, soit 10^{-6} Volt. La tension maximale d'alimentation est d'environ 10 V. Le rapport entre ces deux valeurs, la dynamique du système, est de 10^7 , soit 140 dB ($20 \log_{10}(A)$), soit aussi $\sim 2^{24} = 16\,777\,216 \sim 10^7$ correspondant aux 24 bits de la numérisation. Un bit de numérisation correspond à 6 dB.

Nos appareils ont une dynamique de 140 dB alors que le champ sismologique s'étend sur 220 dB. Il nous est donc impossible à l'heure actuelle d'enregistrer l'ensemble du champ sismologique. Deux niveaux d'enregistrement s'imposent, représentés sur la figure 1 par les deux bandes vertes verticales, notées '140 dB'. En champ proche, les chaînes de mesure seront adaptées (capteur 'strong motion' ou accéléromètre et convertisseur analogique/numérique) pour ne pas saturer les enregistrements des très fortes accélérations proches de +/- 10 m/s². Le bruit de fond sera en dessous du minimum enregistré et certains petits séismes seront perdus. Loin des sources sismiques, les chaînes d'enregistrement (sismomètre, vélocimètre) seront configurées pour enregistrer le minimum du bruit de fond, vers -200 dB. Ces stations pourront saturer sur certains séismes forts inhabituels. Par exemple, le séisme d'Algérie (Boumerdés, 21 mai 2003) dont les ondes de surface ont saturé l'enregistrement de la station de Calern (TGRS) située à ~800 km.

3. Rotations

Si les mouvements de translation sont bien étudiés depuis près d'un siècle, les mouvements de rotation à la surface de la Terre sont ignorés car ils sont théoriquement inexistant en sismologie.

Avant d'étudier les rotations, il nous faut passer en revue les instruments qui mesurent ces rotations. Ils sont nombreux et nous nous bornerons à une approche qui ne prend en compte que des mesures très précises liées à la sismologie, par opposition à des mesures de géotechnique et de guidage dynamique, par exemples, qui demandent moins de précision. Nous nous plaçons à la surface de la Terre où les mouvements restent faibles.

3.1 Capteur d'accélération angulaire (AAS pour Angular Acceleration Sensor)

Le premier de ces capteurs de rotation est ancien et ressemble à la balance de torsion de Coulomb (1785) qui mesure les forces du champ électrique et reprise par Cavendish (1798) qui mesure la constante de gravitation universelle. Le centre de gravité de la masse d'inertie est en coïncidence avec l'axe de rotation. Moyennant quelques modifications, ce capteur peut avoir un axe vertical et sera appelé: balance de torsion, ou un axe horizontal et devenir un capteur d'accélération angulaire de tilts. Citons quelques réalisations modernes de ces capteurs: Speake and Newell, 1990; Luiten et al., 1996; Willemenot, 1997 et Zhou et al., 2006 qui restent des réalisations 'confidentielles' de prototype pour des mesures de physique, jamais utilisées dans une approche géophysique.

3.2 Gyroscope

La mesure des angles à la surface de la Terre peut se faire aussi à l'aide d'un gyroscope installé en parallèle avec des accéléromètres pour avoir les 6 degrés de liberté du mouvement

du sol. Les mesures sont rares (Nigbor, 1994 Takeo, 1998) et la précision de la mesure des angles n'est pas très bonne $\sim 10^{-3}$ rad/s avec l'appareil employé par Nigbor. Cette faible résolution limite les mesures au champ proche, où les rotations sont les plus fortes. La rotation de la masse d'inertie du gyroscope génère un bruit de fond bien supérieur au bruit de fond sismique, ce qui limite ce genre de mesure.

3.3 Mesure différentielle

Souvenez-vous de votre jeunesse, ou vous avez reçu une ardoise magique à Noël. Deux boutons : un pour aller de droite à gauche et l'autre pour monter ou descendre. Comment faire une courbe et un beau dessin ? Car on arrive à faire des courbes et des beaux dessins comme sur la figure 3.



Figure 3. Exemple de courbes réalisées avec une ardoise magique qui n'autorise que deux mouvements de translation pour déplacer le crayon (photo Games and Geeks).

Un séisme produit essentiellement des mouvements de translation. Considérons le plan horizontal et les mouvements nord-sud et est-ouest. La combinaison de ces mouvements crée

un mouvement de rotation autour de la verticale de la forme :
$$\omega_z = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_x}{\partial y} - \frac{\partial U_y}{\partial x} \right) \quad (1).$$

Cette rotation, de très faible amplitude, est difficile à mesurer. Une solution possible est l'utilisation de quatre sismomètres horizontaux : deux parallèles selon la direction nord-sud qui nous fournissent par différence le premier terme de l'équation (1) et deux autres sismomètres selon l'axe est-ouest donneront le deuxième terme. La distance entre les sismomètres peut-être variable. Très proche, la mesure de la rotation est très précisément localisée mais la différence des deux signaux est très petite et donc mal résolue (Brokesova, and Malek, 2010). Par contre si la distance est grande, la différence est de meilleure qualité, mais la rotation est mesurée sur une très grande surface (Castellani et Boffi, 1986).

3.4 RLI (Ring Laser Interferometer)

Un troisième type de capteur est construit à partir des parcours, en sens inverse, de deux rayons laser. Quand les miroirs liés au sol se déplacent, un des rayons voit son parcours allongé et l'autre le voit diminué. La mesure fine par interférométrie des deux rayons permet d'avoir une mesure de la différence de parcours (effet Sagnac) et de la vitesse de rotation du sol (avec une résolution remarquable de $\sim 10^{-10}$ rad/s). C'est le cas du Ring Laser Interferometer (RLI) en place en Allemagne à Wettzell et géré par une équipe dynamique emmenée par H. Igel (Igel et al., 2007).

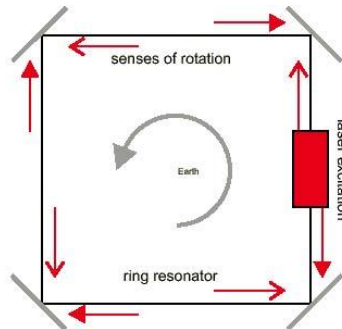


Figure 4. Schéma d'un Ring Laser Interferometer (RLI). Deux rayons laser parcourent en sens inverse un chemin de quatre miroirs.

Cette mesure de la vitesse de rotation autour de la verticale est mise en corrélation avec les enregistrements sismiques (composantes horizontales). Les signaux sont parfaitement superposables (Igel et al., 2007) et permettent le calcul de la vitesse apparente (pour les ondes de volume) ou la vitesse de phase (pour les ondes de surface). La vitesse de phase est un paramètre important pour la connaissance de la structure de la Terre et le RLI permet sa mesure locale, contrairement aux autres méthodes qui en donnent une valeur moyenne le long d'un trajet. La rotation mesurée est celle de l'équation (1), tout à fait équivalente à la mesure différentielle du paragraphe précédent (Suryanto et al., 2006).

4. Rotations sur les sismomètres

Les sismomètres horizontaux (figure 5), capteurs dédiés à la mesure des accélérations de translations horizontales sont des capteurs doubles qui enregistrent aussi les tilts définis comme des rotations autour d'un axe horizontal, et ceci au premier ordre (Rodgers, 1968). Cette proposition est réversible et les inclinomètres (pendule de Blum, niveau à bulle...etc.) sont aussi des sismomètres.

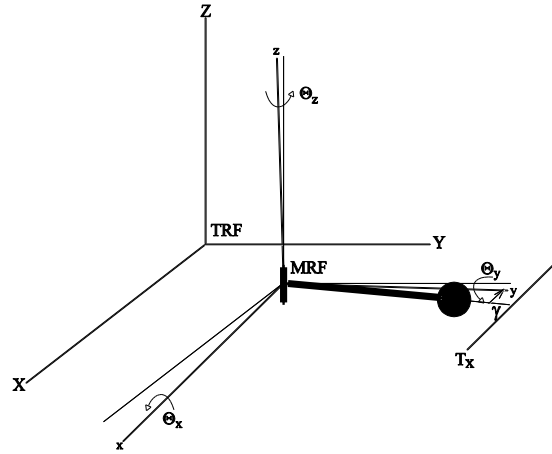


Figure 5. MRF (Moving Reference Frame) et sismomètre garden-gate par rapport à TRF (Terrestrial Reference Frame) qui ne subit pas les vibrations terrestres.

L'équation générale de tous les capteurs horizontaux s'écrit :

$$\ddot{T}_x + 2\beta\omega_0\dot{T}_x + \omega_0^2 T_x = -\ddot{U}_x + g\Theta_y + g\Psi_x\Theta_z + \dots \quad (2)$$

La partie gauche de cette équation décrit le sismomètre avec ' T_x ' qui est la mesure effectuée entre la masse d'inertie et le châssis. ' β ' et ' ω_0 ' sont l'amortissement et la pulsation propre du pendule. La partie droite décrit les entrées énergétiques qui agissent sur le pendule : une accélération de translation horizontale perpendiculaire au bras du pendule ' \ddot{U}_x ', un tilt équivalent à une rotation autour du bras du pendule noté ' Θ_y ' et un troisième terme décrit par Pillet et Virieux (2007) qui autorise l'enregistrement du mouvement de rotation autour de l'axe vertical ' Θ_z '.

Dans certaines conditions, les sismomètres vont produire des enregistrements qui correspondront à des rotations alors que les sismologues attendent des mouvements de translations (Pillet et Virieux, 2007; Pillet et al., 2009; Pillet, 2010). Les inclinomètres, pendules de Blum (1958) ou niveaux à bulle, sont des appareils basés sur le même principe que les sismomètres horizontaux.

Dans ce paragraphe, nous présentons trois exemples de signaux inattendus qui apparaissent sur les composantes horizontales en relation avec l'équation (2).

4.1 Tilt longue période

A longue période, au-delà de 20/30 secondes, le bruit de fond des deux composantes horizontales se sépare du bruit de fond de la composante verticale (figure 2). Le bruit de fond des composantes horizontales est toujours supérieur à celui de la composante verticale, parfois jusqu'à 40 dB (relatif à des m^2/s^3) soit des traces sismiques dans un rapport d'amplitude de 1 à

100. Le tilt est la raison de ce bruit par l'intermédiaire du terme ' $g\theta_y$ ' de l'équation générale (2).

L'enveloppe gazeuse externe de la Terre est soumise à des variations thermiques et il se crée des zones à haute et basse pression qui se déplacent. Ces charges variables créent un tassement de la surface terrestre en face des hautes pressions et un soulèvement en face des basses pressions comme ceci est schématisé sur la figure 6. En un point donné du globe, un tilt (rotation autour d'un axe horizontal) de quelques microradians apparaît.

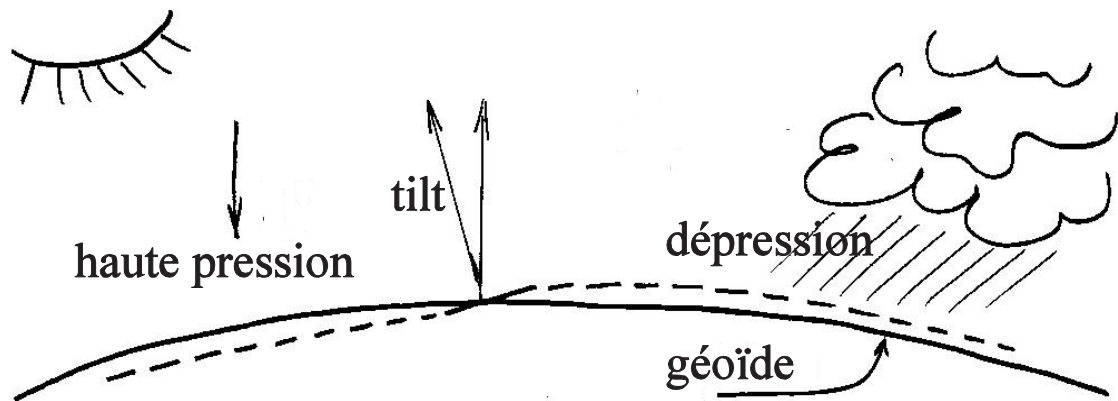


Figure 6. Schéma des déformations et par conséquent tilts à la surface de la Terre par l'effet des hautes et basses pressions atmosphériques.

Les sismomètres horizontaux sont sensibles à ces tilts et ils les enregistrent au premier ordre (Rodgers, 1968) comme les mouvements de translation (équation 2). D'un point de vue purement instrumental, il est rigoureusement impossible de faire la différence entre ces deux entrées énergétiques. C'est seulement la prise en considération d'autres informations qui permet d'en faire la différence. La très forte corrélation entre les bruits sismiques horizontaux et les mesures ponctuelles de la pression atmosphérique, permet de dire que les signaux observés sont des tilts (Beauduin et al., 1996 ; Roult and Crawford, 2000 ; Zürn et al., 2007). D'autre part, d'un point de vue mécanique des sols, rien ne peut expliquer que le bruit de fond de translation des composantes horizontales soit systématiquement plus fort que le bruit de fond de la composante verticale. Au contraire, ces trois niveaux de bruits devraient être égaux. Il s'agit bien de tilts dont le bruit de fond prend des valeurs moyennes de 10^{-10} rad vers 20/30 secondes jusqu'à 10^{-7} rad vers 1000 secondes.

Le bruit de fond de la composante verticale, au-delà de ~500 secondes suit la même pente que le bruit de fond des composantes horizontales (figure 2). Les équations du sismomètre vertical montrent un signal de sortie qui dépend des tilts nord-sud et est-ouest. Les facteurs d'atténuation des tilts sont fonction de la qualité de l'installation du sismomètre par rapport à la verticale du lieu. Une précision de 10^{-3} radians est en général obtenue selon les deux tilts et les stations mondiales équipées de sismomètres STS-1V 'décrochent' toutes vers la même valeur de 500 secondes, zone au-delà duquel, le signal visualisé est celui d'une fonction du tilt et non plus le signal de translation comme attendu. La forte corrélation entre ces signaux et les

enregistrements de pression atmosphérique viennent confirmer cette hypothèse (Zürn and Widmer, 1995; Crawford and Webb, 2000).

Pour confirmer ce paragraphe, il manque une mesure unique et rigoureuse des tilts avec un capteur du type AAS (Angular Acceleration Sensor), voir § 3.1, mis en parallèle avec un sismomètre. La résolution du capteur AAS doit être importante, comparable à celle du sismomètre pour faire apparaître par différence le signal de translation non pollué.

La connaissance du champ de pression dans un large périmètre autour du point de mesure sismique permet de calculer les déformations de la Terre et donc localement, le tilt. Ce calcul est lourd et de plus, les tilts sont certes essentiellement produits par les variations de la pression atmosphérique mais probablement pas uniquement. D'autres paramètres entrent sûrement en jeu et il semble plus raisonnable d'enregistrer directement le tilt 'in situ' avec un appareil adéquat.

4.2 Tilts en champ proche

Les enregistrements sismologiques en champ proche sont généralement réalisés avec des appareils adaptés aux fortes accélérations appelés 'strong motion' ou improprement 'accéléromètres'. Parfois des sismomètres large bande (STS-1, STS-2, CMG3,... etc.) enregistrent eux aussi les forts mouvements du champ proche. Si le signal obtenu n'est pas saturé, soit par le capteur soit par l'acquisition numérique, il présente souvent une forme asymétrique inhabituelle. Une demi-oscillation très longue période se superpose aux vibrations sismiques (figure 7). Nous allons voir qu'il s'agit d'un tilt.

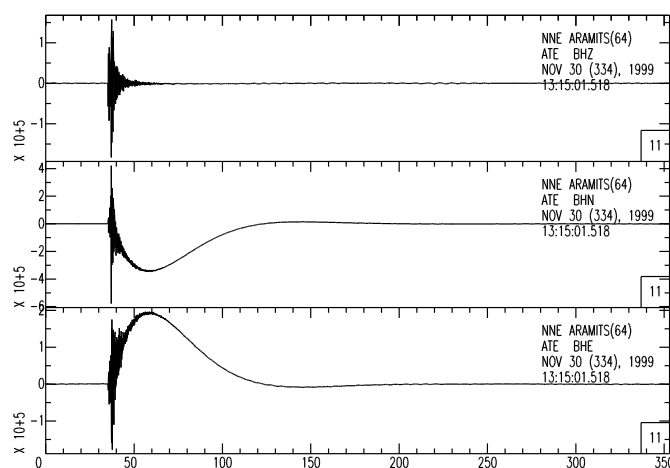


Figure 7. Exemple d'un signal brut, exprimé en digits, enregistré par un sismomètre large bande en champ proche (station d'Aramits, sismomètre STS-2 gérée par l'OMP (Observatoire Midi-Pyrénées de Toulouse). De haut en bas : composantes verticale, nord-sud et est-ouest. Ce signal reste inférieur à $\pm 2^{23}$ digits et n'est pas saturé ni par le capteur sismique, ni par le module de numérisation des données. Par contre il présente une oscillation longue période inhabituelle qui rend le signal asymétrique. Ces exemples sont

rare car il y a peu de stations sismologiques situées très près des séismes et dans cette occurrence, le signal est souvent saturé. Il s'agit du séisme du 30/11/1999, 13h 15min 34.2s, lat = 43.153N, lon = 0.652W, prof = 11km, $M_l = 3.3$. La distance épicerale à la station d'Aramits (ATE) est de 8 km. Les sismomètres large bande fournissent des données proportionnelles à la vitesse du sol et d'amplitude constante entre la fréquence de Nyquist jusqu'à environ 100 secondes de période.

Les enregistrements accélérométriques ou strong motion en champ proche sont a priori de bonne qualité (figure 8) et les valeurs des amplitudes des signaux en accélération sont traitées sans aucun problème. La représentation de ces enregistrements en vitesse après une intégration temporelle donne un résultat incompréhensible avec la physique la plus élémentaire. Après le séisme, les vitesses du sol, surtout celles des composantes horizontales, ne sont plus nulles (figure 8). Les équations des sismomètres (2) nous montrent que 'g' fois le tilt est équivalent à une accélération et il est impossible de faire la différence entre accélération de translation et tilt. Nous pouvons donc dire que les oscillations observées sur la figure 7 et les pentes observées sur la figure 8 sont le reflet des tilts. Ces valeurs de tilts (figure 8) sont fortes et incompatibles avec les tilts calculés en champ proche à partir du gradient vertical du champ de déplacement (Bouchon et Aki, 1982).

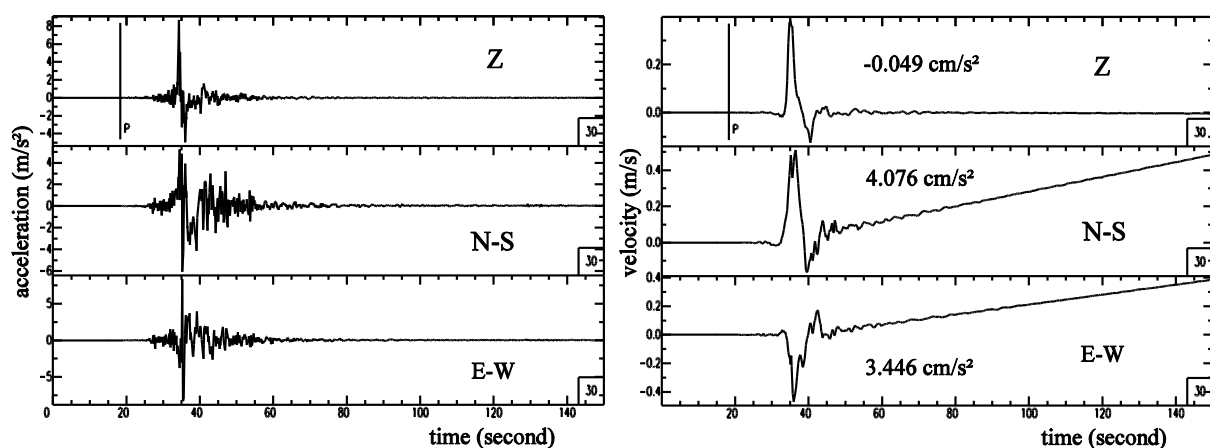


Figure 8. Enregistrements accélérométriques en champ proche du Chi-Chi earthquake (Taiwan, 1999, M_w 7.6, station TCU068 du TSMIP (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program)). Les trois enregistrements exprimés en accélération du sol présentent un tracé parfaitement habituel (à gauche), mais leur représentation en vitesse du sol (à droite) montre une vitesse du sol non nulle, sans réalité physique.

Les enregistrements 'strong motion' ou accélérométriques effectués en champ proche présentent tous cette même particularité.

Evidemment, le déplacement du sol, calculé par la double intégration temporelle diverge et ce paramètre important de la source sismique échappe aux mesures sismiques. Il nous est fournie par les mesures GPS (par exemple, Calmant et al., 1997) ou interférométrie radar (par exemple, Delouis et al., 2010).

En champ proche, pour des raisons que nous ignorons encore, le capteur enregistre un tilt co-sismique au travers du terme $g\Theta_y$ (équation 2). Ce tilt ‘ $g\Theta_y$ ’ est petit en amplitude et insignifiant devant le terme de translation \ddot{U}_x qui lui est très énergétique.

Le tilt Θ_y n’est pas un signal à moyenne nulle comme les signaux sismiques. Il représente, le plus souvent, le passage d’un état à un autre : de Θ_1 à Θ_2 , par un chemin que nous ne pouvons pas connaître à partir de ces enregistrements. Le signal transitoire de tilt est inconnu et nous avons accès uniquement à l’information statique $\Theta_2 - \Theta_1$ qui peut se résumer à un saut en accélération sur nos enregistrements originaux.

Les enregistrements sismiques nous permettent d’accéder seulement à la différence des tilts avant et après le séisme. Mais parfois la trop courte fenêtre d’enregistrement de quelques minutes seulement, ne permet pas d’avoir une vision claire de ces deux états. La fenêtre pré-sismique est trop courte pour faire une mesure fiable de l’état de départ et le tilt n’a pas toujours atteint son état d’équilibre et final avant la fin de la fenêtre d’enregistrement.

Le tilt transitoire qui décrit le passage de l’état pré-sismique à l’état post-sismique est d’amplitude variable. Malgré tous, dans de nombreux cas, nous avons accès au saut de tilt co-sismique (figure 9). Comme ceci a déjà été dit par de nombreux auteurs (par exemple : Berg et Lutschak, 1973) cette mesure ne correspond pas au gradient vertical du champ de déplacement co-sismique. Les valeurs mesurées sont très dispersées avec des amplitudes qui sont 10 à 100 fois supérieures aux valeurs prédites par Bouchon et Aki (1982). De plus les angles ne décrivent pas un champ de déplacement cohérent. Les azimuts sont quelconques et les amplitudes varient de 1 à 100 d’un site à l’autre et ceci parfois pour des sites proches.

Les observations en champ proche montrent des amplitudes et des directions de tilts co-sismiques particulièrement incohérentes. Dans l’état actuel de nos connaissances, l’observation de ces tilts en champ proche aurait tendance à montrer un phénomène très localisé et présentant des caractéristiques non-linéaires (figure 9).

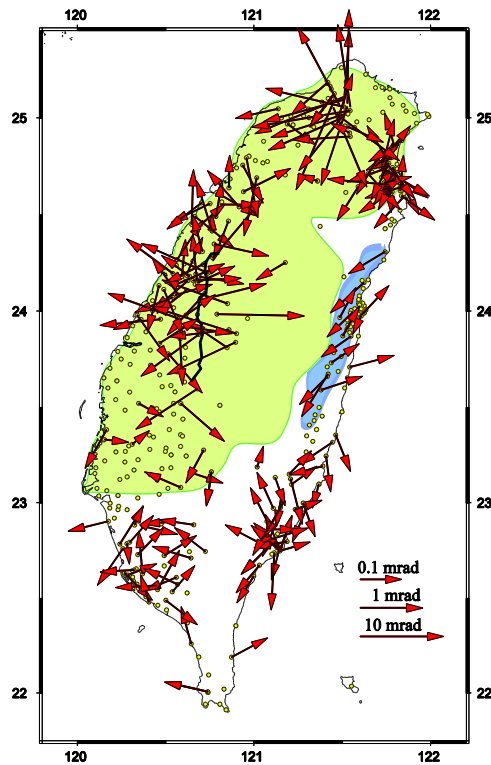


Figure 9. Tilts co-sismiques relevés à Taïwan après le Chi-Chi earthquake (Taïwan, 1999, Mw 7.6, stations du TSMIP (Taïwan Strong Motion Instrumentation Program)). Pour plus de clarté, les amplitudes des tilts sont dessinées en échelle logarithmique. On ne voit apparaître aucune direction privilégiée ni aucune cohérence en amplitude. Notons une légère cohérence des amplitudes et des azimuts des tilts co-sismiques près de Oualien (partie Centre-Est de l'Île de Taïwan, en bleu), sur une structure géologique particulièrement homogène (affleurement de marbre). Notons que la zone d'influence du tilt co-sismique est largement supérieure à la zone d'influence moyenne du déplacement co-sismique (zone colorée en vert sur la figure d'après Shin and Teng, 2001).

Ces mesures de tilts co-sismiques qui ne présentent aucune cohérence entre elles sont peut-être à mettre en parallèle avec un phénomène observé en champ proche et appelé 'monuments tournés'. Il s'agit de parallélépipèdes rectangles avec un centre de gravité plutôt élevé qui après avoir subi les fortes accélérations du champ proche se retrouvent, toujours debout, mais tournés d'un angle important, mesurable en degrés, et d'un azimut quelconque (figure 10).



Figure 10. Photos empruntées à (Tobita and Sawada, 2006) montrant les rotations de parallélépipèdes rectangles à la suite d'une secousse sismique.

Il n'est pas question d'imaginer des accélérations de rotation autour de l'axe vertical (torsion) générées par le séisme qui puissent produire des effets pareils. En plus des amplitudes qui sont de plusieurs degrés, il n'y a pas de cohérence entre les angles. Il faut chercher ailleurs le moteur de ces rotations autour de l'axe vertical.

En champ proche, les mouvements les plus énergétiques sont les accélérations de translation horizontale. Le monolithe, sous l'action de ces mouvements de translation horizontale se met à osciller autour de sa position d'équilibre. Tant que le mouvement d'oscillation est perpendiculaire à l'une des arêtes du monolithe, il n'y a pas de rotation. Par contre quand l'axe de ce mouvement n'est plus perpendiculaire à l'une des arêtes, il se forme un couple de forces entre le centre de gravité du monolithe et le coin sur lequel le monolithe est en appui (Tobita and Sawada, 2006). A partir de cette configuration, le monolithe peut tourner dans n'importe quel sens et d'un angle quelconque. Cette façon de faire est utilisée pour déplacer les charges très lourdes qui ont un centre de gravité un peu haut. La légende veut que les statues de l'Île de Pâques soient venues 'en marchant', de la carrière jusqu'à leur emplacement. Simplement, une fois debout, elles ont été légèrement inclinées de façon à être en appui sur un coin de leur base puis ensuite, sans grand effort, tourner puis reposer après un 'pas'.

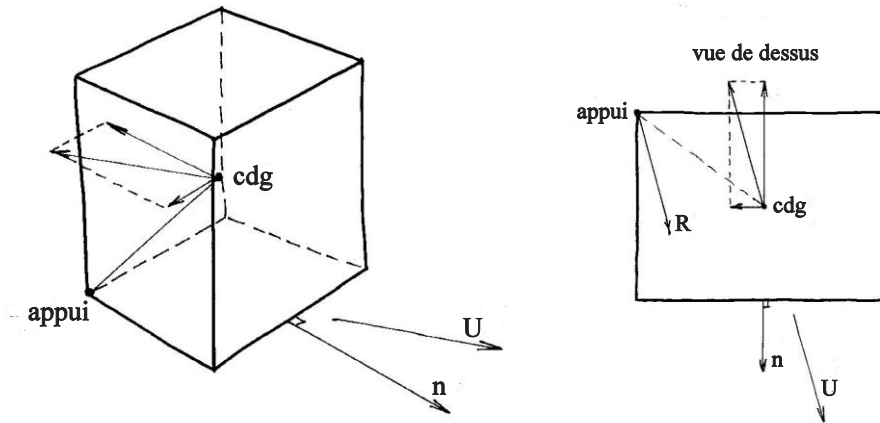


Figure 11. Schémas des forces qui agissent sur un monolithe en champ proche et qui lui permettent de tourner d'un angle conséquent.

Un autre phénomène, lui aussi à mettre en parallèle avec nos observations, est le 'tilt cavity effect' développé par Harisson, 1976, King et al., 1976 et repris par Lambotte, 2007. De façon très résumé et pragmatique, il s'agit de l'effet produit par un train d'onde de translation sur une structure inhomogène, comme par exemple, le passage d'une onde de translation horizontale au travers d'un tunnel. Les deux faces droite et gauche du tunnel en se rapprochant et en s'éloignant déforment la cavité. La mesure des angles de part et d'autre du tunnel conduit à des valeurs de signe opposé (figure 12).

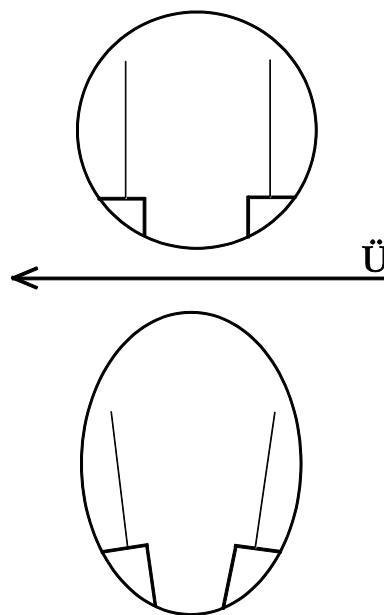


Figure 12. Vue schématique de l'effet d'un train d'onde de translation qui déforme un tunnel. Les deux barres verticales symbolisent des capteurs de tilts qui vont enregistrer des angles de signes opposés.

Ces deux effets : monuments tournés et tilt cavity effect ont la particularité de se résumer à la 'rencontre' de deux grandeurs physiques que nous connaissons bien. Ce sont d'une part les accélérations de translation et d'autre part un volume de géométrie définie. Par contre, la

‘rencontre’ de ces deux grandeurs n’est pas claire et nous pose des problèmes. Cette vision pourrait être utilisée pour expliquer des tilts co-sismiques que nous observons en champ proche, avec nos accéléromètres.

4.3 Rotation autour de l’axe vertical

Les termes du deuxième ordre de l’équation (2) se réduisent à un seul terme : $+g\Psi_x\theta_z$ qui, a priori, n’a pas de raison d’être significatif. En effet, le coefficient Ψ_x (erreur de la verticalité du châssis par rapport à la verticale du lieu) qui accompagne la rotation autour de l’axe vertical est de l’ordre de 10^{-3} m/s². Cependant, dans certaines conditions, quand θ_z est particulièrement fort et que les autres contributions sont plutôt faibles, ce signal peut être prédominant. Les deux composantes horizontales installées à 90° l’une de l’autre vont enregistrer ce même θ_z (rotation autour de l’axe verticale, ou torsion) mais avec des coefficients multiplicateurs légèrement différents, car les tilts d’installation des deux composantes horizontales sont différents. Ainsi va apparaître sur nos enregistrements, ce phénomène très particulier où les deux traces horizontales sont identiques (figure 13).

Ce terme se différencie du terme du premier ordre d’accélération angulaire $h\ddot{\theta}_z$ essentiellement à cause de la bande passante qui lui est associée. Dans ce cas, la bande passante est longue période, comme celle du tilt et le signal caractéristique n’apparaît qu’au delà de 100 secondes de période. Ces deux signaux équivalents produisent une polarisation proche de 45° dans le plan horizontal (figure 13-b). Ce signal de rotation autour de l’axe vertical est à mettre en parallèle avec la seule mesure disponible de cette vibration. Il s’agit des enregistrements du RLI (Ring Laser Interferometer) à Wettzell (Germany) (Igel et al., 2007 for summary). En fixant deux valeurs de tilts d’installation de 10^{-3} et 10^{-4} rad, le mouvement de rotation autour de l’axe vertical à la station de CCM est comparable au bruit de fond de la station RLI de Wettzell (figure 13-d).

Une vérification de ce phénomène a été réalisée en laboratoire. Un accéléromètre Episensor (les deux composantes horizontales sont des capteurs du type garden-gate) est installé sur une table tournante (autour de l’axe vertical) très rudimentaire et le mouvement est simplement appliqué à la main. Ces résultats ont été publiés dans Pillet et al. (2009).

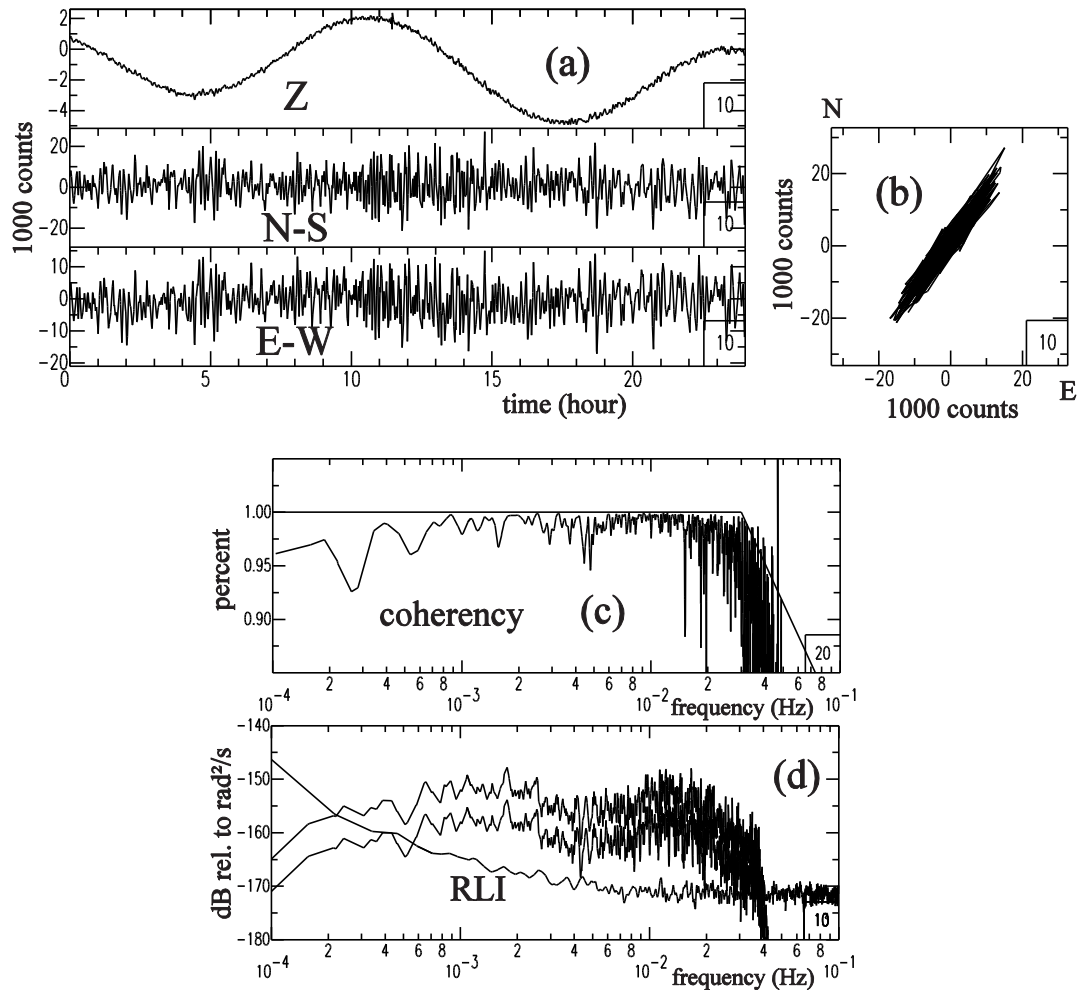


Figure 13. Fenêtre de 24 heures d'enregistrement à la station CCM (Cathedral Cave Missouri) du réseau BILLIKEN (Broadband Intercontinental Large-aperture Low-noise Informational Cooperative Earth-observing Network, Mitchell and Buland (1999)). Sur le signal non-déconvolué exprimé en counts (a), les deux composantes horizontales présentent un signal identique. Le tracé du déplacement de la particule dans le plan horizontal (b) indique une polarisation proche de 45° et la cohérence (c) entre les deux traces horizontales est proche de l'unité sur une très large bande de fréquence longue période. Ce signal est mis en relation avec les enregistrements du RLI (d) (Ring Laser Interferometer) de Wettzell (Igel et al., 2007) après avoir fixé deux valeurs de tilts d'installation : 10^{-3} et 10^{-4} rad.

5. Conclusion

Nous avons vu que les rotations à la surface de la Terre peuvent se classer en quatre catégories : (i) rotations engendrées par le passage d'un train d'onde sismique ; (ii) tilts engendrés par les variations de pression atmosphérique qui agissent à longue période ; (iii) tilts co-sismiques observés sur les capteurs 'strong motion' en champ proche et (iv) rotations longue période autour de l'axe vertical.

Les sismomètres enregistrent aussi des rotations mais il est difficile, voir impossible, de les séparer des mouvements de translation. Il existe très peu de capteurs dédiés uniquement à la mesure des rotations à la surface de Terre et il convient de faire un effort pour ce genre de mesure qui a été trop longtemps ignorée.

6. Bibliographie

Beaudouin, R., P. Lognonné, J.-P. Montagner, S. Cacho, J.-F. Karczewski and M. Morand (1996). The effects of the atmospheric pressure changes on seismic signal or how to improve the quality of a station. *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1760-1769.

Berg E. and W. Lutschak, (1973). Crustal tilt fields and propagation velocities associated with earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 35, 5-29.

Blum P. A. (1958). Sur un pendule pour la mesure des déviations de la verticale en un lieu. *C. R. Acad. Sc. PARIS.* 264, 2389-2390.

Bouchon M. and Aki K. (1982). Strain, tilt, and rotation associated with strong motion in the vicinity of earthquake faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1717-1738.

Brokesova J. and J. Malek (2010). New portable sensor for rotational seismic motion measurements. *Rew. Scient. Instrum.*, 81, 084501.

Calmant S., Pelletier B., Pillet R., et al. (1997). Interseismic and coseismic motions in GPS series related to the Ms 7.3 July 13, 1994, Malekula earthquake, central New Hebrides subduction zone. *Geophys. Res. Let.*, 24, 23, 3077-3080.

Castellani A. and G. Boffi, (1986). Rotational components of the surface ground motion during an earthquake. *Earthquake engineering and structural dynamics*, 14, 751-767.

Crawford W. C. and S. C. Webb (2000). Identifying and removing tilt noise from low-frequency (<0.1 Hz) seafloor vertical seismic data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 4, 952-963.

Delouis B., J.-M. Nocquet and M. Vallée (2010). 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. Let.*, 37, L17305.

Harrison (1976). Cavity and topographic effects in tilt and strain measurement. *J. Geophys. Res.*, 81, 2, 319-328.

Igel H., A. Cochard, J. Wassermann, A. Flaws, U. Schreiber, A. Velikoseltsev and N. P. Dinh (2007). Broad-band observations of earthquake-induced rotational ground motions. *Geophys. J. Int.*, 168, 182-196.

King G., W. Zürn, R. Evans and D. Emter (1976). Site correction for long period seismometers, tiltmeters and strainmeters, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44, 405-411.

Lambotte S. (2007). Vibrations propres basse fréquence et déformation de marée. Impact des hétérogénéités locales et contribution à l'étude de la source de grands séismes. Thèse de doctorat. Université Louis Pasteur. Strasbourg.

- Lippmann (1890). Sur la théorie et le mode d'emploi des appareils seismographiques. *C. r. hebdomadaire des séances de l'Académie des Sciences*, Paris, 110, 440-444.
- Luiten A. N. et al. (1996). Ground tilt seismic spectrum measured with a new high sensitivity rotational accelerometer. *Rev. Sci. Instrum.*, 68, 4, 1889-1893.
- Mitchell B. J. and R. Buland, 1999. BILLIKEN, *Seism. Res. Lett.*, 70, 341-347.
- Nigbor R. L. (1994). Six-degree-of-freedom ground-motion measurement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 5, 1665-1669.
- Peterson J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. *Open-file report 93-322. USGS*, Albuquerque, (N. M.), 92 pages.
- Pillet R. and J. Virieux (2007). The effects of seismic rotations on inertial sensors. *Geophys. J. Int.*, 171, 1314-1323.
- Pillet R., A. Deschamps, D. Legrand, J. Virieux, N. Béthoux and B. Yates (2009). Interpretation of broadband OBS horizontal data seismic background noise. *Bull. Seism. Soc. Am. special Issue on Seismic Rotations*, 99, 2B, p 1333-1342.
- Pillet R. (2010). Instrumentation en sismologie : perspectives. In *5^{ème} Colloque Interdisciplinaire en Instrumentation, C2I 2010*, Hermès. Lavoisier, Paris, p 556-563.
- Poincaré (1888). *Les tremblements de Terre*, Baillière, Paris.
- Rodgers P. W. (1968). The response of the horizontal pendulum seismometer to Rayleigh and Love waves, tilt, and free oscillations of the Earth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 5, 1385-1406.
- Roult & Crawford (2000). Analysis of background free oscillations and how to improve resolution by subtracting the atmospheric pressure signal, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 121, 325-338.
- Roult, G., J.-P. Montagner, B. Romanowicz, M. Cara, D. Rouland, R. Pillet, J.-F. Karczewski, L. Rivera, E. Stutzmann, and A. Maggi, The GEOSCOPE Program: Progress and Challenges during the last 25 years, 2010, *Seism. Res. Lett.*, 81, doi:10.1785/gssrl.81.3.428
- Shin T.-C. and T.-L. Teng (2001). An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 5, 895-913.
- Speake and Newell (1990). The design and application of a novel high-frequency tiltmeter. *Rev. Sci. Instrum.*, 61, 5, 1500-1503.
- Stutzmann E., G Roult and L. Astiz (2000). GEOSCOPE station noise levels. *Bull. Seism. Soc. Am.*; 90, 3, 690-701.
- Suda N., K. Nawa and Y. Fukao (1998). Earth's background free oscillations, *Science*, 279, 2089-2091.
- Suryanto W., H. Igel, J. Wassermann, A. Cochard, B. Schuberth, D. Vollmer, F. Scherbaum, U. Schreiber and A. Velikoseltsev, 2006. First comparison of array-derived rotational ground motions with direct ring laser measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 96, 6, 2059-2071.
- Takeo (1998). Ground rotational motions recorded in near-source region of earthquakes. *Geophys. Res. L.*, 25, 6, 789-792.
- Tanimoto T. and J. Um (1998). Earth's continuous oscillations observed on seismically quiet days. *Geophys. Res. L.*, 25, 10, 1553-1556.

Tobita T. and Sawada S. (2006) Rotation response of a rigid body under seismic excitation. *Journal of Engineering Mechanics*.

Tobita T., S. Iai and T. Iwata, 2010. Numerical analysis of near-field asymmetric vertical motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 4, 1456-1469.

Willemenot E. (1997). Pendule de torsion à suspension électrostatique. *Thèse Paris XI Orsay*. France. 234 p..

Zhou Z. B., S. W. Gao and J. Luo (2005). Torsion pendulum for the performance test of the inertial sensor for ASTROD-I. *Class. Quantum Grav.*, 22, S537-S542.

Zürn W. & Widmer R. (1995). On noise reduction in vertical seismic records below 2 mHz using local barometric pressure, *Geophys. Res. Lett.*, 22 (24), 3537-3540.

Zürn W., J. Exß, H. Steffen, C. Kroner, T. Jahr and M. Westerhaus (2007). On reduction of long-period horizontal seismic noise using local barometric pressure. *Geophys. J. Int.*, 171, 780-796.