

Tremblements de Terre dans l'ionosphère

Philippe Lognonné, Raphael Garcia
*Département de Géophysique Spatiale et Planétaire,
Institut de Physique du Globe de Paris
Saint Maur des Fossés, France*

Juliette Artru,
*Seismological Laboratory
California Institut of Technology
Pasadena, USA.*

Le 29 juin 2004, un missile intercontinental Satan SS18 reconverti était tiré d'un silo de Baikonour. Son objectif : la mise en orbite du premier micro-satellite Myriade du CNES, DEMETER, chargé de traquer dans l'ionosphère terrestre des signaux électromagnétiques associés aux séismes. Avec le satellite DEMETER, mais aussi avec le développement de sondeurs ionosphériques toujours plus performants et sensibles, l'ionosphère terrestre intéresse de plus en plus les sismologues. Cette dernière se révèle être un amplificateur naturel des signaux émis par la croûte terrestre, qu'ils soient électromagnétiques, comme certains signaux pré-sismiques peut-être générés par les processus de pré-rupture des failles, ou qu'ils soient acoustiques, comme les signaux post-sismiques générés par les ondes du séisme.

Les signaux électromagnétiques précurseurs sont les plus intrigants, et se manifestent, par exemple, par des augmentations très importantes du bruit électromagnétique dans la gamme ELF/VLF, soit entre 100 Hz et quelques Mhz. Les quelques dizaines d'observations les plus étonnantes ont été réalisées à bord d'une demi douzaine de satellites de géophysique externe et ont mis en évidence des augmentations du bruit ELF/VLF au dessus de zones où un séisme devait avoir lieu quelques heures après, avec des niveaux parfois 10 fois plus important que la normale. Si la rareté des observations démontre que la génération de tels signaux par la future zone de rupture ne peut en aucun cas être systématique, les observations répertoriées excluent un problème instrumental et confortent l'idée qu'ils émanent réellement de cette zone. S'agit-il de champs créés par des phénomènes piezo-électriques, par des phénomènes de circulation dans les failles, par des émanations de radon influençant directement l'ionosphère ? Le débat fait rage et la mission DEMETER vient à point nommé pour effectuer, pour la première fois, une analyse statistique des signaux ELF/VLF électromagnétiques ionosphériques et confirmer ou infirmer un lien statistique entre ces signaux et les séismes. Il faudra cependant attendre un ou deux ans avant d'avoir les premières conclusions de cette mission et envisager ou non l'utilisation de tels signaux dans une stratégie de réduction des risques sismiques.

Les signaux acoustiques post-sismiques sont par contre plus faciles à expliquer. Ils offrent des nouvelles perspectives dans l'étude de la structure de la Terre, en particulier dans sa tomographie sismique.

Les signaux post-sismiques ionosphériques sont associés aux ondes sismiques de surface, appelées ondes de Rayleigh. Ces ondes, fortement excitées par les séismes superficiels, se propagent à une vitesse de 3.4 à 4 km/s. Elles produisent des oscillations verticales de la surface terrestre avec des amplitudes pouvant dépasser le mm à 10 000 km de la source pour

les séismes les plus importants (Magnitude supérieure à 8). Par continuité du déplacement, l'atmosphère est alors entraînée et une onde acoustique est générée à la surface de la Terre. La différence de vitesse de propagation entre les ondes de Rayleigh (4 km/s) et les ondes sonores (330 m/s) est telle que l'onde acoustique se propage presque verticalement, montant progressivement vers l'ionosphère terrestre, cette partie de l'atmosphère terrestre ionisée par le rayonnement solaire et située au delà de 120 km d'altitude. Pour de longues périodes ($T > 10-20$ sec), ces ondes infrasoniques sont assez peu sensibles à la viscosité de l'atmosphère: elle se propagent en conservant en moyenne leur énergie cinétique et leur amplitude augmente au fur et à mesure que la densité décroît, c'est à dire de façon exponentielle. Comme le montre le profil de densité de l'atmosphère (Figure 1), la densité décroît de 10 ordres de grandeur entre le sol et 200 km d'altitude. Les mouvements ionosphériques peuvent donc atteindre des amplitudes d'une dizaine de m/s et les déplacements associés quelques centaines de mètres.

Les premières observations de la composante ionosphérique des ondes de surface furent obtenues après un très fort séisme en Alaska, en 1964. A cette époque, la surveillance des ondes sismiques et atmosphériques produites par les explosions nucléaires mégatonniques avait fait en effet l'objet d'intenses activités et de nombreux laboratoires de recherche avaient développé les premières théories permettant de modéliser les ondes de gravités générées, en particulier au Laboratoire de Sismologie du California Institute of Technology (Caltech) [Figure 2]. Les fluctuations de pression générées par les séismes sont beaucoup plus faibles [Figure 3]. La source se trouve en effet dans la partie solide de la Terre et le couplage entre la Terre solide et l'atmosphère n'y transfère que 10^{-4} à 10^{-5} de l'énergie [2]. Même pour un séisme de magnitude 8, les fluctuations n'atteignent alors que quelques microbar et nécessitent des dispositifs de mesure complexes protégés du vent. L'amplification naturelle de l'ionosphère permet cependant d'accroître l'amplitude des ondes et dès 150 km d'altitude, les signaux ont de fortes amplitudes, même pour des séismes de magnitude 7. La mesure se fait alors avec des sondeurs Doppler, à même de sonder ces altitudes où la masse volumique est inférieure à 10^{-12} g/cm³. Complémentaires des réseaux de micro-baromètres, ces instruments permettent de mesurer la vitesse verticale de l'ionosphère par effet Doppler grâce à l'émission d'une onde électromagnétique d'une fréquence de 5 à 10 Mhz. Cette dernière, en raison de son interaction avec le plasma ionosphérique, ne s'y propage que lorsque sa fréquence est supérieure à la fréquence propre des oscillations de plasma, laquelle dépend de la densité électronique. L'onde est donc réfléchiée dès que sa fréquence est inférieure à la fréquence de plasma du maximum d'ionisation situé vers 350 km d'altitude. Les sondeurs modernes permettent de détecter des mouvements verticaux de l'ionosphère d'une dizaine de cm/s, enregistrant ainsi les ondes de surface de tous séismes de magnitude supérieure à 7 [Figure 4]. Cette mesure s'effectuant à distance, ils ouvrent la voie de la télé-détection en sismologie.

La télé-détection fut l'une des grandes avancées des techniques spatiales et semble encore un rêve bien lointain en sismologie. Les méthodes de tomographie actuelle de la croûte et de la lithosphère, permettant d'imager les variations tri-dimensionnelles des vitesses sismiques et de les interpréter en fonction de la géodynamique et de la tectonique locale sont toutes limitées par le nombre de stations sismiques. Même si les réseaux mondiaux comptent maintenant plusieurs centaines de stations large-bandes, et que des projets très ambitieux sont proposés aux USA avec un millier de stations (USArray), les tomographies sismiques sont encore très loin d'imager des structures de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres au niveau d'un continent. Seule cette résolution permettrait une imagerie de toutes les structures tectoniques et géomorphologiques de la croûte et de la lithosphère, bassins, zones de

subductions et de collisions, frontières de plaques, etc. Elle serait d'autre part compatible avec la résolution spatiale des mesures de gravité qui seront réalisées par la mission de gravimétrie GOCE de l'ESA, dont l'objectif est une mesure très fine de la gravité terrestre et qui sera lancée d'ici quelques années. Comme il est vraisemblablement vain d'imaginer le déploiement d'un réseau sismique de quelques dizaines de milliers de stations sismiques large bande en Europe, sur Terre et sous la Mer, les perspectives d'une télédétection sismique n'en sont que plus intéressantes.

Les récentes études menées par le Département de Géophysique Spatiale et Planétaire (UMR7096 CNRS-IPGP-Paris7) de l'Institut de Physique du Globe de Paris, en collaboration avec des chercheurs du Caltech, du CEA, de l'Onera et d'une PME Toulousaine, Noveltis, précisent cette perspective. Afin d'observer l'ionosphère simultanément en plusieurs points, une technique différente de sondage de l'ionosphère fut développée, basée sur les réseaux de récepteurs GPS et permettant d'imager en 3D [5] les perturbations de la densité électronique de l'ionosphère. Typiquement, ces dernières atteignent quelques pourcents de la densité électronique locale de l'ionosphère, pour les plus gros séismes [Figure 5]. Cette technique d'imagerie a permis de mettre en évidence la propagation du front d'onde, tant horizontalement que verticalement. Ainsi, avec le réseau GPS de Californie du Sud et pour un fort séisme en Alaska, le front d'onde fut détecté entre 200 et 400 km d'altitude [6]. L'analyse de la propagation horizontale de ce front d'onde a permis également de mesurer la vitesse de groupe du signal, conforme aux valeurs prédites par les modèles tomographiques, au large des côtes californiennes [6].

La seconde avancée fut obtenue avec les données GPS du réseau dense du Japon, riche de plus de 1000 récepteurs GPS. Les signaux observés sont cette fois associés aux ondes de tsunamis et aux ondes acoustiques générées à proximité de la source. Dans le cas du séisme du Pérou du 23 juin 2001, où un tsunami de 10-30 cm fut observé sur les côtes du Japon après 22 heures de propagation trans-océanique, une onde de gravité dans l'ionosphère fut identifiée et corrélée positivement avec le temps d'arrivée et l'azimut du tsunami [8]. Un des modes de fonctionnement du satellite Déméter sera dédié à la caractérisation de telles perturbations ionosphériques de tsunami.

Mais l'étape ultime, à savoir l'imagerie très fine des fronts d'ondes de surface dans l'ionosphère reste encore à faire. Elle bénéficiera peut-être des retombées technologiques des méthodes de détection et d'alerte basses fréquences, mise en œuvre par l'ONERA avec le radar trans-horizon Nostradamus [9]. Ce radar, fonctionnant dans la même bande de fréquence que les sondeurs Doppler, permet, grâce à la réfraction des ondes électromagnétiques dans l'ionosphère, de voir les aéronefs et navires au delà de l'horizon, jusqu'à des distances de 3500 km. Mais il permet également de mesurer la vitesse verticale de l'ionosphère, avec une résolution spatiale de l'ordre de 5 km sur une zone de 500x500 km² et dont la position peut être choisie sur quasiment toute l'Europe. Début 2005, ce radar sera couplé aux réseaux d'alertes sismiques mondiaux et trouvera ainsi une application civile et scientifique dans la traque ionosphérique des ondes de Rayleigh au dessus de l'Europe...

Références

- [1] Harkrider, D.G., Theoretical and observed acoustic-gravity waves from explosive sources in the atmosphere, *JGR*, **69**, 5295, 1964.
- [2] Farges, T., J. Artru, P. Lognonné, A. Le Pichon, Effets des séismes sur l'ionosphère, **Choc**, CEA, 2002.
- [3] Lognonné, P., C. Clévéde and H. Kanamori, Normal mode summation of seismograms and barograms in an spherical Earth with realistic atmosphere, *Geophys. J. Int.*, **135**, 388-406, 1998.
- [4] Artru, J., T. Farges, P. Lognonné, Acoustic waves generated from seismic surface waves: propagation properties determined from Doppler sounding observation and normal-modes modeling. *Geophys. J. Int.*, **158**, 1067–1077, 2004.
- [5] Garcia, R., F. Crespon, V. Ducic, P. Lognonné, 3D ionospheric tomography of post-seismic perturbations produced by the Denali earthquake from GPS data, *Geophys. J. Int.*, submitted, 2004.
- [5] Un film montrant la propagation peut être visualisé à l'adresse suivante : <http://ganymede.ipgp.jussieu.fr/~garcia/Denali.Vcut.Az2.movie.mpg.gz>
- [6] Ducic, V., J. Artru and P. Lognonné, Ionospheric remote sensing of the Denali Earthquake Rayleigh surface waves, *Geophys. Res. Lett.*, **30(18)**, 1951, doi:10.1029/2003GL017812, 2003
- [7] J. Artru, V. Ducic, H. Kanamori, P. Lognonné and M. Murakami, Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis, submitted to *Geophys. J. Int.*, 2004
- [8] Des Radars à l'écoute des séismes, coup de zoom sur l'actualité scientifique, 10, <http://www.onera.fr/coupdezoom/10-radar-sismologie-ionospherique.html>, 2004.

Figures.

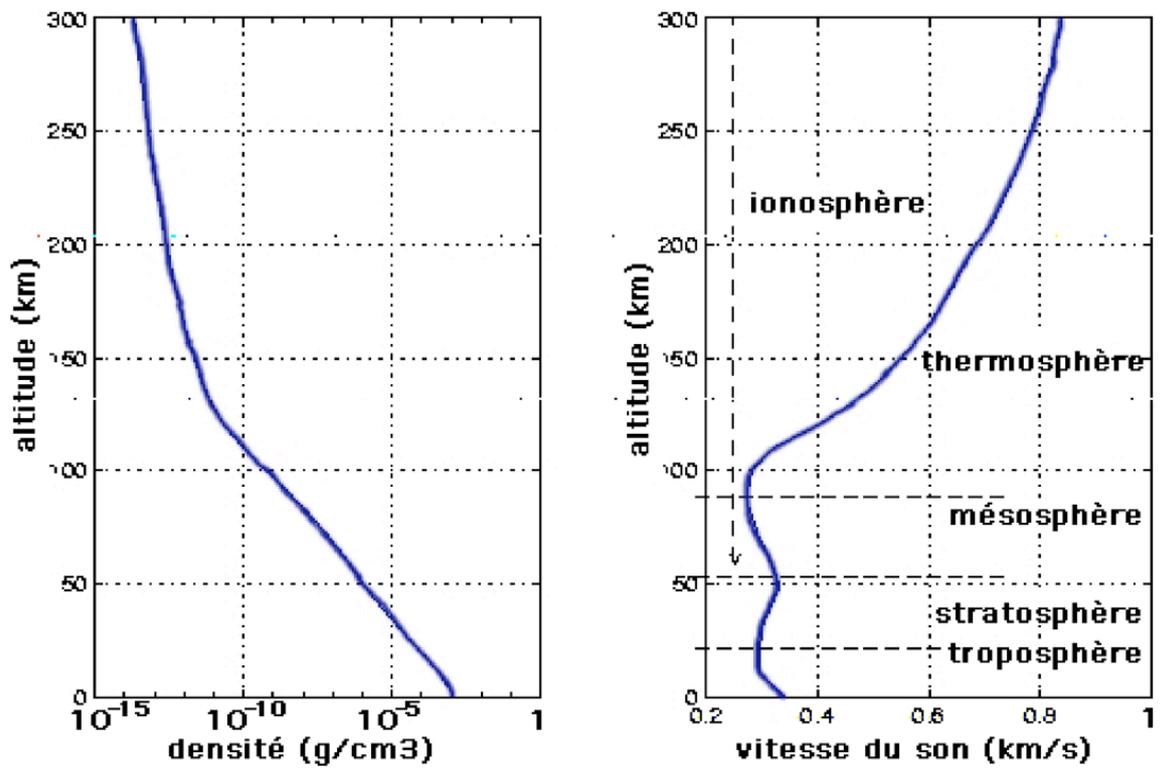


Figure 1 : Profil de densité et de vitesse du son dans l'atmosphère terrestre. L'ionosphère se développe à partir de 120 km environ, pour atteindre un maximum d'ionisation vers 350-400 km d'altitude.

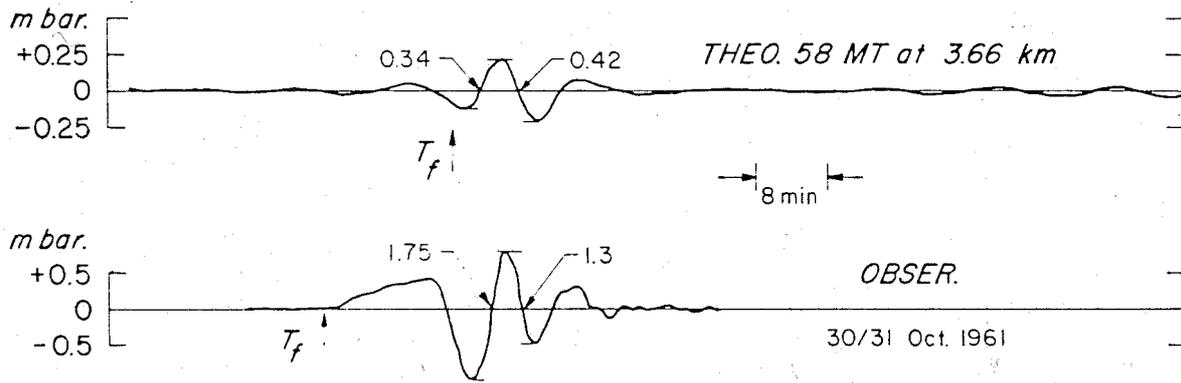


Figure 2: Barogramme observé à la Nouvelle Orléans après l'une des plus fortes explosions thermonucléaires atmosphériques soviétiques, de 58 Mtonnes en équivalent TNT à 3660 m d'altitude sur le site de Novaya Zemlya, le 30 octobre 1961. L'amplitude principale, de 7.75 mbar crête-crête, correspond à une onde de gravité qui s'est propagée depuis le site d'essais soviétique jusqu'à la station de mesure américaine dans l'atmosphère terrestre. Les oscillations dans la queue du train correspondent aux ondes acoustiques [1]. Le signal observé (au centre) est relativement bien modélisé par les barogrammes synthétiques. Les réseaux mis en place dans les années 1960 pour la surveillance de ces essais étaient dotés de micro-baromètres mais aussi de sondeurs ionosphériques. Ils ont permis les premières observations des signaux beaucoup plus faibles associés aux séismes.

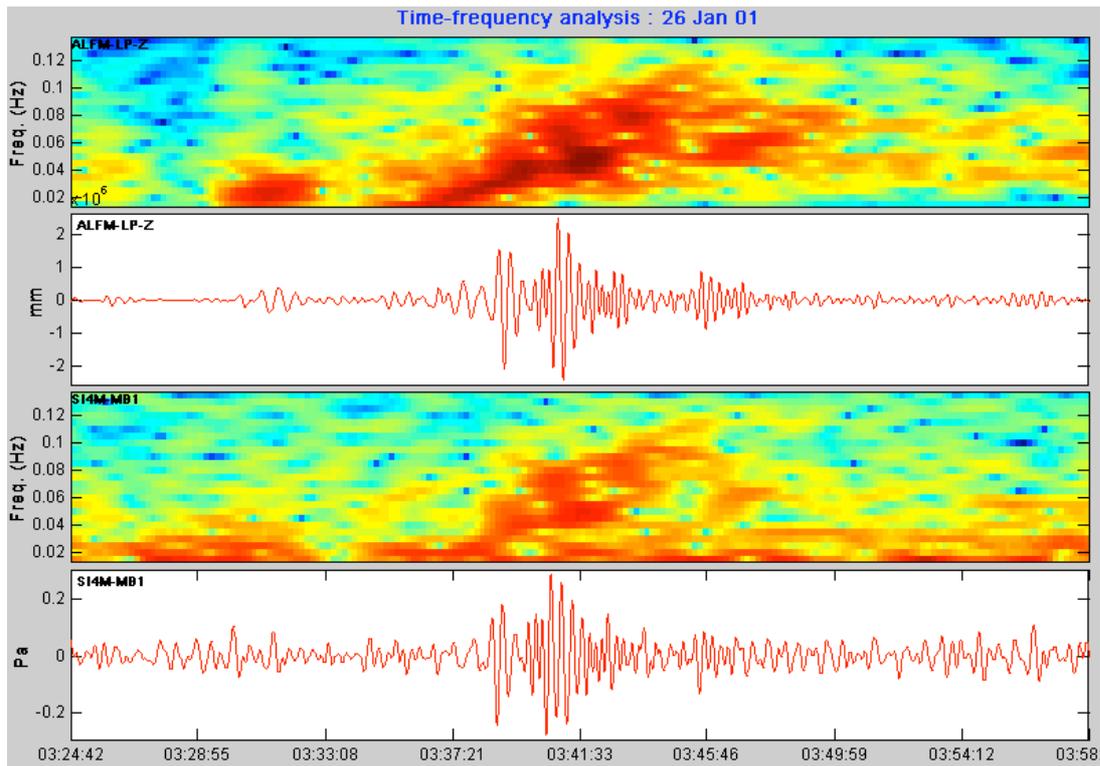


Figure 3: Comparaison des signaux sismique (en millimètres) et des signaux de pression (appelés aussi infrasons) et de leurs spectrogrammes respectifs lors du séisme d'Inde le 26 janvier 2001 de magnitude 8.0 Ms [3]. Les signaux sont observés dans une des stations de mesure du CEA, en Mongolie et le spectrogramme représente le contenu fréquentiel des ondes détectées au cours du temps. Les temps d'arrivée en TU du signal sismique sont de 03:25:48 (onde P), 03:30:08 (onde S) et de 03:37:47 pour l'onde de surface de Rayleigh, moins rapide que les ondes de volume P et S. L'onde de pression, même pour un séisme de magnitude 8, est donc plus de mille fois plus faible que les signaux de la Figure 1. Cette onde de pression et le déplacement de l'air associé se propagent alors verticalement pour atteindre l'ionosphère. Données CEA-DASE [2].

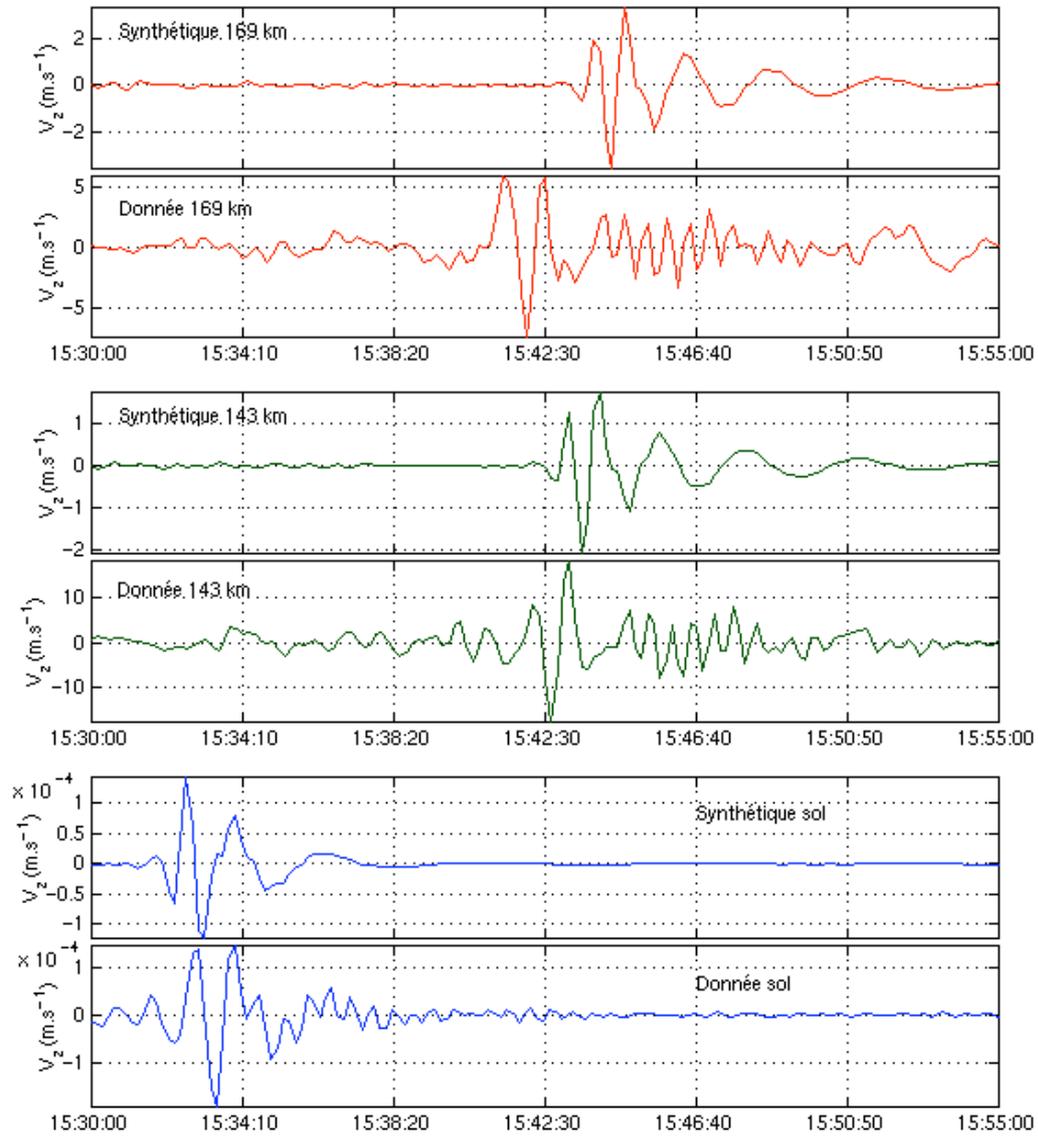


Figure 4 : Données et synthétiques pour le séisme du 18 juin 2000, observés au sol(bas) et à deux altitudes différentes par le sondeur Doppler du CEA [3,4]. On observe un accord globalement bon, compte tenu de la simplicité du modèle (Terre à symétrie sphérique, effets non-linéaires et vents négligés). Les différences entre les observations et le signal modélisé sont d'abord liées à la structure 3D de la lithosphère terrestre: on observe en effet sur le synthétique au sol une sous-estimation de hautes fréquences, une avance des temps d'arrivée et des ondes converties non modélisées dans les synthétiques simulant la vitesse du sol. D'autres erreurs sont engendrées dans la modélisation de l'atmosphère : on observe cette fois-ci un retard des temps d'arrivée, qui peut être lié soit à des erreurs sur le profil de vitesse du son, soit à l'effet du vent. Enfin l'amplification est moins importante sur les synthétiques, ce qui indique que le modèle de viscosité est probablement surestimé. Données CEA-DASE [2]

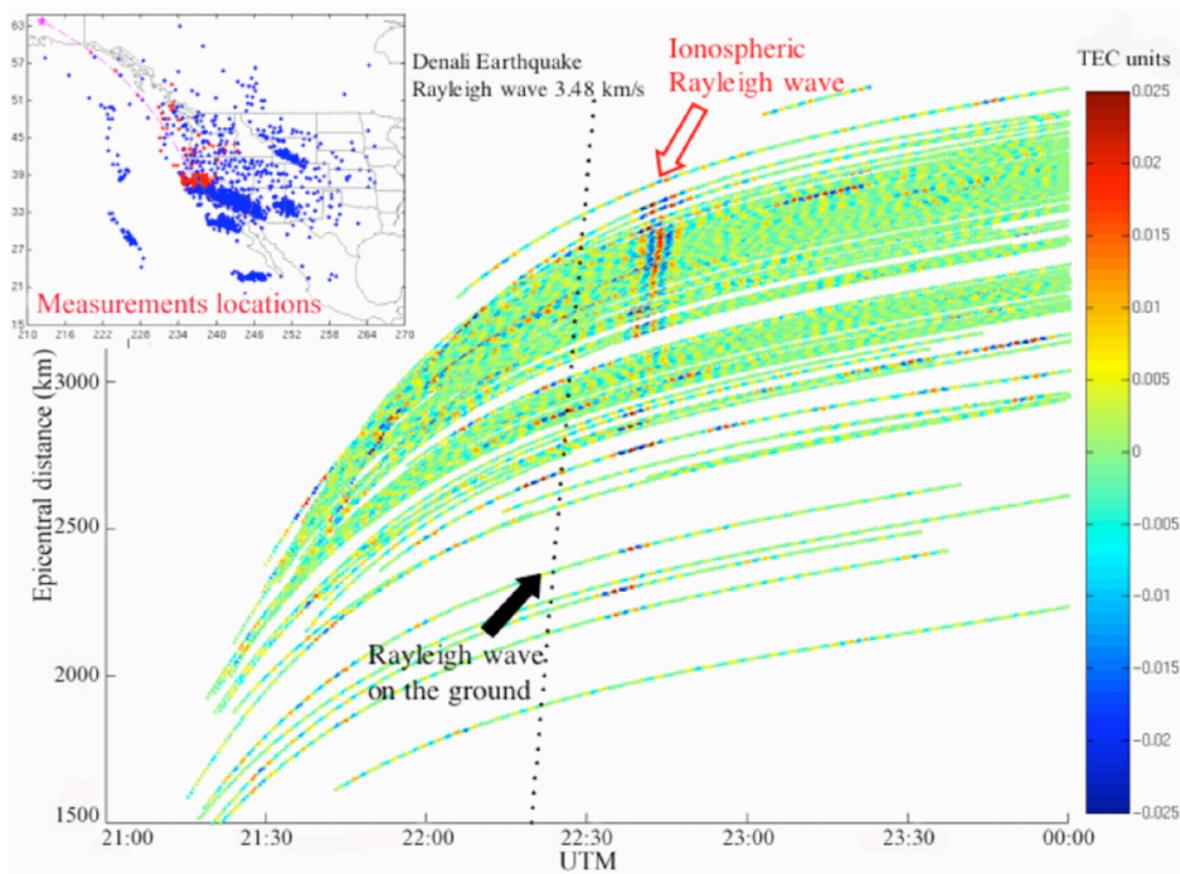


Figure 5 : Observation à plus haute altitude, 280 km, des ondes de surface générées par le séisme de Denali par un des satellites GPS. Le signal correspond aux variations de la densité d'électrons de l'ionosphère, intégrée sur le rai radio. Chaque trace correspond à une des stations du réseau Californien (points rouges sur la carte en haut à gauche) [6]