

DEMETER – Contexte scientifique

Perturbations de l'ionosphère

De nombreuses perturbations de la densité électronique dans l'ionosphère après des tremblements de terre de grande amplitude ont été rapportées par Blanc (1985). Ces observations peuvent être interprétées, au moins jusqu'au niveau du maximum de la région F, comme le résultat de la propagation dans la haute atmosphère d'ondes de gravité ou d'ondes acoustiques engendrées par les mouvements du sol non seulement au voisinage de l'épicentre mais également à grande distance lorsque les ondes sismiques se propagent autour de la Terre (Artru, 1998). Il est beaucoup plus difficile de comprendre les perturbations ionosphériques observées quelques jours ou quelques heures avant les tremblements de terre (Parrot et al., 1993).

Outre l'émission pré-sismique d'ondes acoustiques, d'autres hypothèses ont été avancées faisant appel par exemple à la redistribution des charges électriques à la surface de la terre, puis dans la haute atmosphère (Pulinets et al., 1994). La mesure du Contenu Electronique Total (CET) a permis de mettre en évidence des perturbations notables de l'ionosphère consécutives à un tremblement de Terre (Calais et Minster, 1995). Cette étude a été étendue par Zaslavsky et al. (1997) qui ont analysé en fonction de l'activité sismique, les données du CET obtenues entre le satellite [TOPEX-POSEIDON](#) et le sol grâce aux balises [DORIS](#).

Des études de cas particuliers montrent une perturbation ionosphérique quand le satellite passe au-dessus de l'épicentre d'un séisme. Mais les variations naturelles du CET sont sujettes à de nombreux paramètres dans l'ionosphère, et une étude statistique a donc été effectuée en considérant 706 séismes. Le nombre de perturbations correspondantes qui sont corrélées dans le temps (entre 0 et 48 heures avant le séisme), et dans l'espace (modification quand le satellite est au-dessus de l'épicentre) est de 238. Ces perturbations de CET se présentent sous forme d'augmentation aussi bien que de diminution. Elles ont été étudiées et comparées avec les variations naturelles du CET. Les résultats montrent par exemple qu'il n'y a pas d'augmentation des anomalies autour de midi en heure locale comme cela aurait pu être le cas si ces anomalies avaient été mélangées à des variations naturelles.

	Nombre	Perturbations %
Séismes	706	238
Cas au hasard	540	85

Étude statistique sur la corrélation entre les séismes et le CET

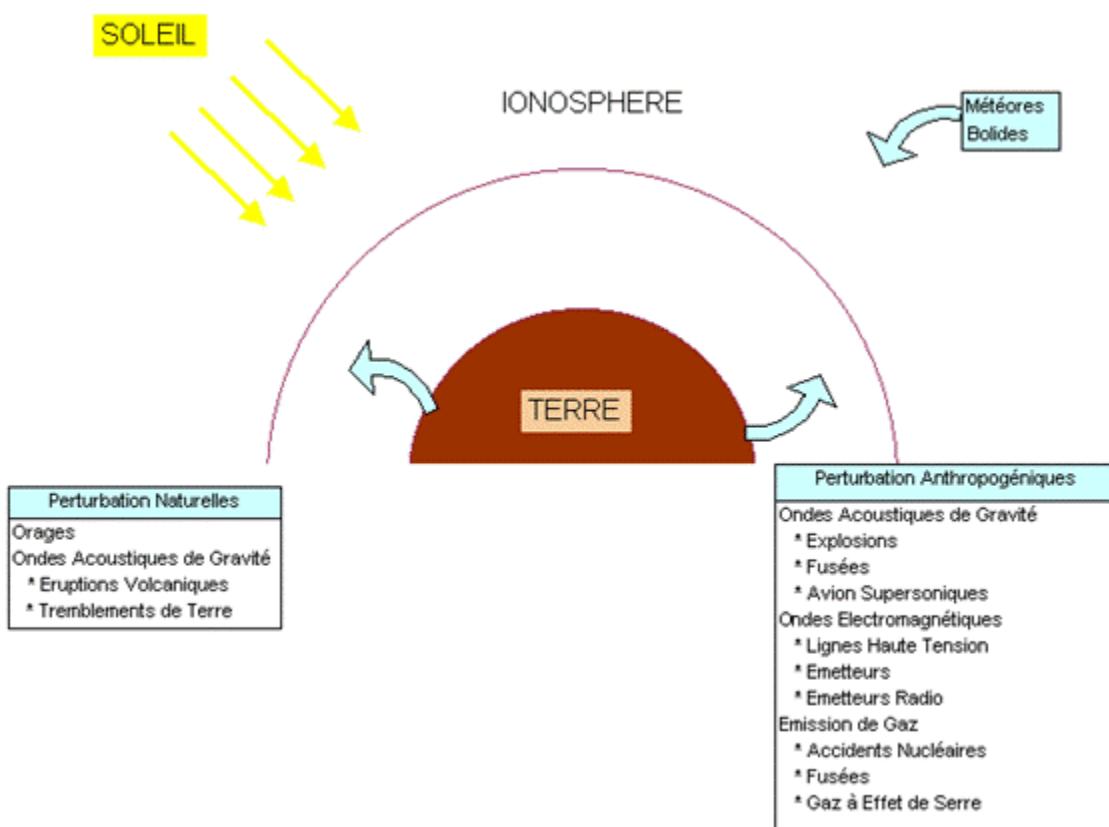
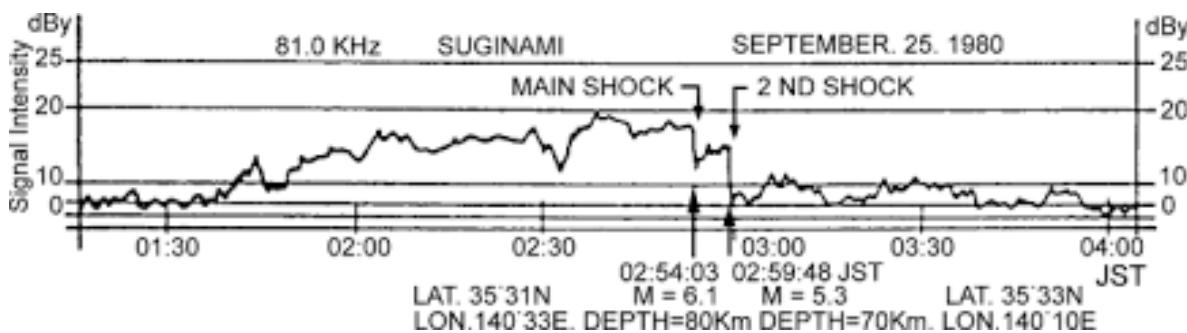


Schéma montrant les différentes perturbations pouvant affecter l'ionosphère (la perturbation principale étant due au Soleil). © LC-ISR.

Émissions électromagnétiques au sol

Gokhberg et al. (1982) ont été les premiers à présenter l'observation d'une émission d'onde électromagnétique avant un tremblement de terre avec un récepteur à bande étroite (centré sur 81 kHz) et un récepteur à bande large dont la fréquence maximum était 8 kHz.

Typiquement, l'émission observée à 81 kHz augmente graduellement environ une à deux heures avant le choc et décroît brutalement au moment du tremblement de terre (voir figure). Avec le récepteur à large bande de 0 à 8 kHz, réservé à l'origine à l'étude de la propagation des « sifflements », des bruits impulsifs sont vus à 1.5 kHz, environ 30 minutes avant le choc.



Augmentation du bruit naturel autour de 81 kHz observée lors d'un tremblement de terre. © S. Uyeda et al., livre **Extreme Environmental Events**, R. A. Meyers, 2011.

Warwick et al. (1982) ont réanalysé les observations faites par des radiotélescopes américains durant les semaines qui ont précédé le séisme du Chili de 1960. Ils ont mis en évidence l'existence, six jours avant le choc, d'un signal à 17.4 MHz probablement associé au séisme.

Suite à ces premières observations, Parrot et al. (1985) ont étudié les données qui étaient à leur disposition en France. Des émissions électromagnétiques Très Basse Fréquence (TBF), entre 500 et 3600 Hz, ont été enregistrées par la station géophysique des TAAF aux îles Kerguelen en association apparente avec le second et le troisième choc d'une série de tremblements de terre de magnitude modérée (entre 4.6 et 4.9). Ces séismes qui ont eu lieu les 24 et 25 avril 1980 étaient situés à environ 100 km de la station.

- La première émission a été enregistrée pendant une période d'observation d'un bruit à bande étroite ; elle démarre lentement 1 heure et demie avant le second choc et se termine 1 heure après.
- La deuxième émission a été enregistrée pendant une période de bruits très impulsifs ; elle commence brusquement environ 14 minutes avant le troisième choc et se termine 25 minutes après.

Pendant tout ce temps, les données du sondeur ionosphérique montrent une ionosphère perturbée avec des augmentations de la fréquence critique f_0E_s au moment des chocs.

Lors du tremblement de terre de Loma Prieta (Californie) du 17 Octobre 1989, Fraser-Smith et al. (1990) ont observé une variation de l'intensité du signal Ultra Basse Fréquence (UBF). Le système de mesure était situé à 7 km de l'épicentre et les enregistrements montrent une exceptionnelle augmentation de l'intensité dans la gamme 0.01 - 0.5 Hz environ 3 heures avant le séisme.

Émissions électromagnétiques observées par satellite

Les premières observations sur satellite ont été effectuées par Larkina et al. (1983). Elles concernent principalement des études de cas quand le satellite INTERKOSMOS-19 passe au-dessus de l'épicentre d'un tremblement de terre. Les principaux résultats de ce travail montrent :

- Une augmentation de l'intensité des ondes Très Basse Fréquence entre quelques dizaines de minutes et quelques heures avant et après un séisme,
- Une extension en longitude de la zone où les ondes sont intensifiées qui peut être reliée à la dérive longitudinale du plasma ionosphérique.

Des études ont été effectuées en France à partir des données ondes des satellites GEOS. Basée sur un test de comparaison des niveaux moyens d'intensité avant et après la secousse séismique, une étude statistique des données GEOS-2 a été faite, les tremblements de terre considérés ayant une magnitude de l'ordre de 5. Afin d'avoir un élément de comparaison, le même test a été appliqué à un ensemble de données choisies au hasard et enregistrées sur des intervalles de temps où l'activité séismique était nulle. Les constatations sont les suivantes :

- Le pourcentage de tests positifs est approximativement le même (44%) que celui des données de comparaison lorsque la distance en longitude entre l'épicentre et le satellite est supérieure à 30°,
- Il croît jusqu'à 54% lorsque la distance en longitude est ramenée à moins de 20° et lorsqu'un tri est effectué entre les tremblements de terre ayant leur épicentre sur un continent (favorable) ou sous la mer (défavorable).

Des études de cas faites à partir des données des satellites GEOS-2 et AUREOL-3 ont mis en évidence :

- La détection simultanée d'augmentation d'intensité du signal électromagnétique sur les antennes de GEOS-2, et de perturbations visibles sur les enregistrements ionosondes au sol de la densité électronique de la couche E sporadique, lors de tremblements de terre dont l'épicentre est voisin de la station ionosphérique de Djibouti (11.52°N, 42.83°E) et de la position géographique de GEOS-2 (00.52°N, 37.64°E),
- L'observation de sauts d'intensité des signaux recueillis, entre 10 Hz et 15 kHz, à la sortie des filtres d'AUREOL-3, lorsque le satellite passe au-dessus d'une zone d'activité séismique.