Effet des surcharges atmosphériques sur la déformation et la gravité terrestres

Jean-Paul BOY[(1)], Jacques HINDERER et Pascal GÉGOUT

Institut de Physique du Globe (UMR 7516 CNRS-ULP)

5, rue René Descartes 67084 Strasbourg Cedex France

(1) jpboy@eost.u-strasbg.fr

Résumé

L'atmosphère constitue l'une des principales sources de perturbation des données de gravité (Warburton et Goodkind, 1977 ; Müller et Zürn, 1983) et de déplacement en surface (Stolz et Larden, 1979 ; Van Dam *et al.*, 1994 ; Van Dam *et al.*, 1997). Les principaux phénomènes atmosphériques (ondes thermiques S_a ou S_1 ainsi que leurs harmoniques, anticyclones, dépressions, etc.) sont cohérents sur de grandes étendues spatiales (plusieurs milliers de kilomètres) et déforment la Terre solide. Nous modélisons les déformations et

la gravité induites par les surcharges atmosphériques à l'aide du formalisme des fonctions de Green (Farrell, 1972 ; Francis et Dehant, 1985).

Abstract

The atmosphere is one of the major sources of surface gravity perturbations (see for example Warburton and Goodkind, 1977 ; Müller and Zürn, 1983) and surface displacement (see for example Stolz and Larden, 1979 ; Van Dam *et al.*, 1994 ; Van Dam *et al.*, 1997). Atmospheric phenomena such as thermal waves (S_a, S_1 and theirs harmonics) are characterized by large scale coherency (several thousand kilometers) and deform globally the solid Earth. We model deformations and gravity changes induced by atmospheric loading using a Green's function formalism (see for example Farrell, 1972 ; Francis et Dehant, 1985).

1 Variabilité du champ de pression atmosphérique

L'étude des coefficients du développement en harmoniques sphériques du champ de pression permet de déterminer les longueurs d'ondes caractéristiques du champ de pression. En effet, à tout degré n, on peut associer une pseudo-longueur d'onde à l'équateur $\lambda(n)$ égale à :

$$\lambda(n) = \frac{2\pi a}{n}$$

où a est le rayon terrestre. L'importance relative des différents degrés du développement en harmoniques sphériques peut être déterminée au moyen du spectre d'énergie, défini par la relation suivante :

$$R(n) = \sum_{m=0}^{n} \left((p_n^m)^2 + (\tilde{p}_n^m)^2 \right)$$

où p_n^m et $\tilde{p}_n^m$ sont les termes de degré n et d'ordre m du développement en harmoniques sphériques du champ de pression. La figure 1 représente cette énergie pour le champ de pression de l'ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecast) et l'année 1994.

Les degrés 3, 4 et 5, correspondant à des longueurs d'ondes comprises entre 9000 et 8000 kilomètres sont les plus importants. Le degré 3 incluant les ondes thermiques diurne S_1 (Haurwitz et Cowley, 1973) et annuelle S_a présente une grande variabilité saisonnière dans son amplitude.

On peut montrer (Spratt, 1982) que les grandes structures météorologiques (anticyclones et dépressions) sont caractérisées par les degrés 6 à 8 (longueurs d'ondes comprises entre 6500 et 5000 kilomètres) correspondant également à une énergie spectrale élevée.

Par contre, pour des degrés plus grands que 10 (longueurs d'ondes inférieures à 4000 kilomètres), l'énergie est faible.

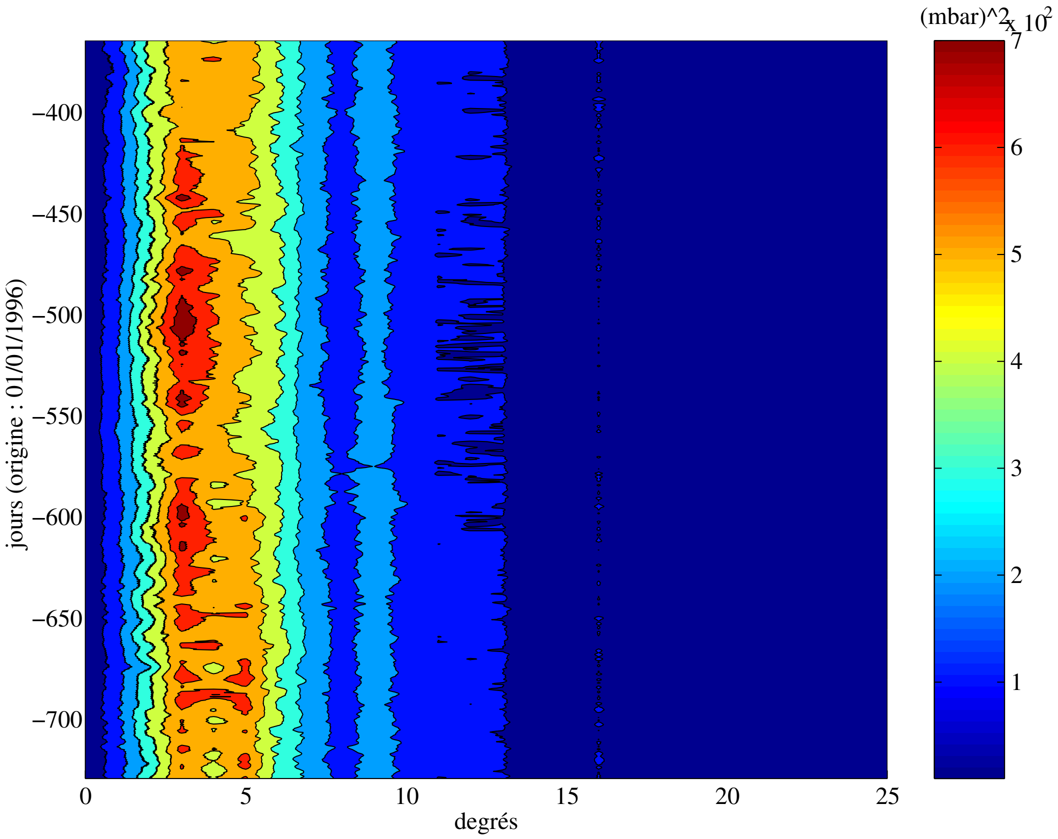

FIG. 1: Spectre d'énergie du champ de pression de l'ECMWF (ECMWF, 1994) calculé pour l'année 1994

2 Modélisation des surcharges atmosphériques

Les effets de surcharges atmosphériques sont modélisés à l'aide des fonctions de Green (Farrell, 1972 ; Francis et Dehant, 1985 ; Merriam, 1992) et des nombres de Love de surcharge h'_n, k'_n et l'_n.

2.1 Déplacement radial et tangentiel

Les fonctions de Green de déplacement sont, respectivement pour le déplacement radial et le déplacement horizontal, égales à :

$$\Delta(\psi) = \frac{G}{g_0^2 a} \sum_{n=0}^{+\infty} h_n^{'} P_n(\cos\psi)$$
$$\Theta(\psi) = \frac{G}{g_0^2 a} \sum_{n=0}^{+\infty} l_n^{'} \frac{\partial P_n(\cos\psi)}{\partial\psi}$$

où G et g_0 sont la constante de gravitation universelle et la gravité en surface.

2.2 Gravité

La fonction de Green de gravité est définie par la relation suivante (Boy *et al.*, 1998) :

$$\Gamma(\psi) = -\frac{G}{g_0 a^2} \sum_{n=0}^{+\infty} n\delta_n^{'} P_n(\cos\psi)$$

où $\delta_n^{'}$ est le facteur gravimétrique de surcharge, égal à :

$$\delta_n^{'} = 1 + \frac{2}{n} h_n^{'} - \frac{n+1}{n} k_n^{'}$$

On peut séparer cette fonction en une partie newtonienne Γ_N, correspondant à l'attraction directe des masses atmosphériques, et une partie élastique Γ_E correspondant aux déformations en surface (nombre de Love $h_n^{'}$) et aux redistributions des masses à l'intérieur de la Terre solide (nombre de Love $k_n^{'}$) :

$$\Gamma_N(\psi) = -\frac{G}{g_0 a^2} \sum_{n=0}^{+\infty} n P_n(\cos\psi)$$
$$\Gamma_E(\psi) = -\frac{G}{g_0 a^2} \sum_{n=0}^{+\infty} \left(2h_n^{'} - (n+1)k_n^{'}\right) P_n(\cos\psi)$$

2.3 Effets locaux / effets globaux

Le déplacement, qu'il soit radial ou tangentiel, est un effet purement élastique, alors que la gravité est la somme d'un effet élastique et d'un effet newtonien. Ce dernier dépend de la distance entre le gravimètre et les masses atmosphériques en jeu ; il dépend donc de la partie locale (angle au centre ψ inférieur à 5 degrés) du champ de pression. Quant aux parties élastiques, les variations des nombres de Love $h_n^{'}$ et $k_n^{'}$ (cf. figure 2) montrent que les

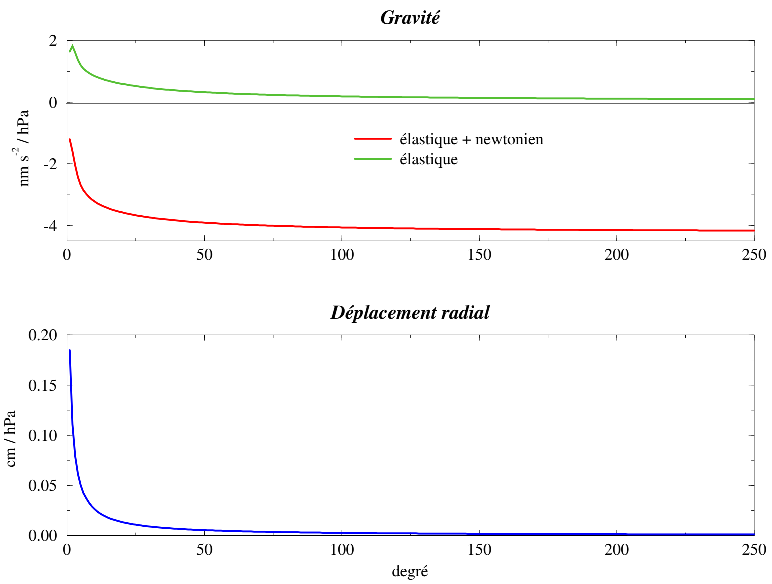

FIG. 2: Contributions des surcharges atmosphériques en fonction du degré harmonique n

effets induits sont surtout dus aux variations de grande longueur d'onde (bas degrés) du champ de pression.

La figure 3 montre, en fonction de l'angle solide ψ, les effets en déplacement radial et en gravité de calottes sphériques. Comme l'indiquait la figure 2,

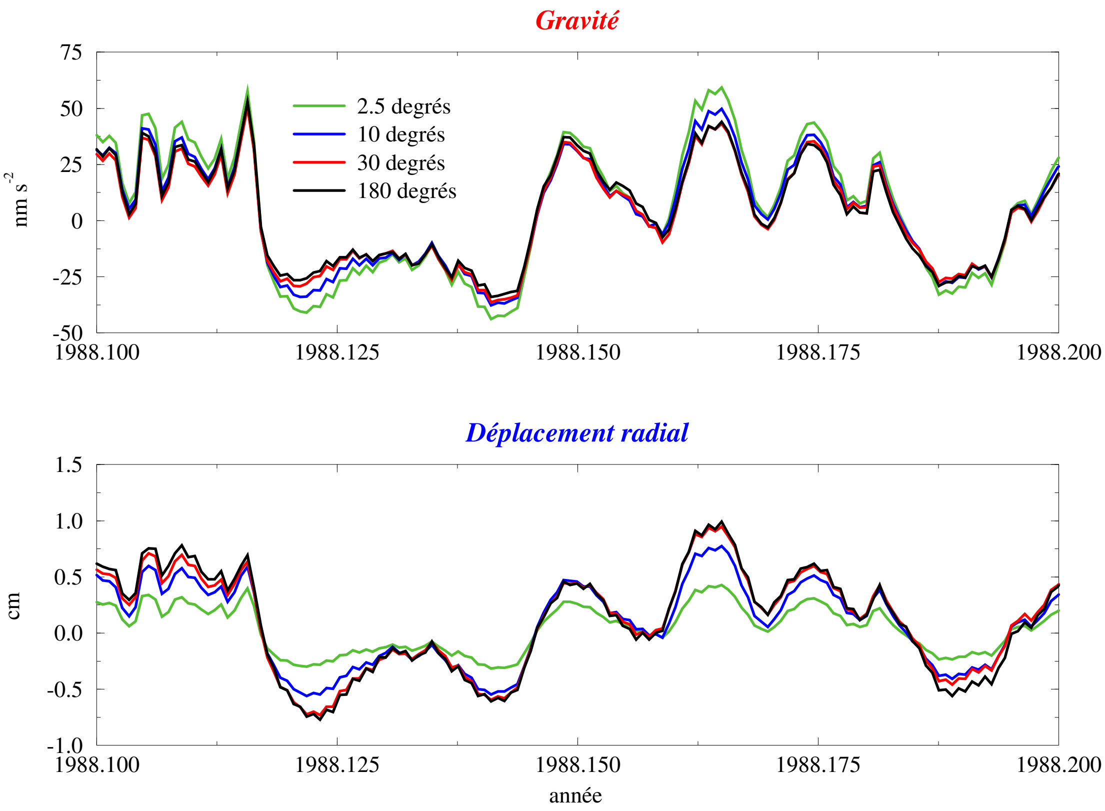

FIG. 3: Effets locaux et effets globaux

il est nécessaire de disposer de l'ensemble du champ de pression pour modéliser les effets en déformation. Par contre, comme le montre la gravité, les effets newtoniens, plus importants que les effets élastiques aux hautes fréquences, sont cantonnés aux premières centaines de kilomètres autour du gravimètre.

La figure 4 montre les variations des effets induits par les surcharges atmosphériques sur le déplacement radial et la gravité sur une période de 2 années (1988-1990), ainsi que leurs spectres. Les variations temporelles montrent des

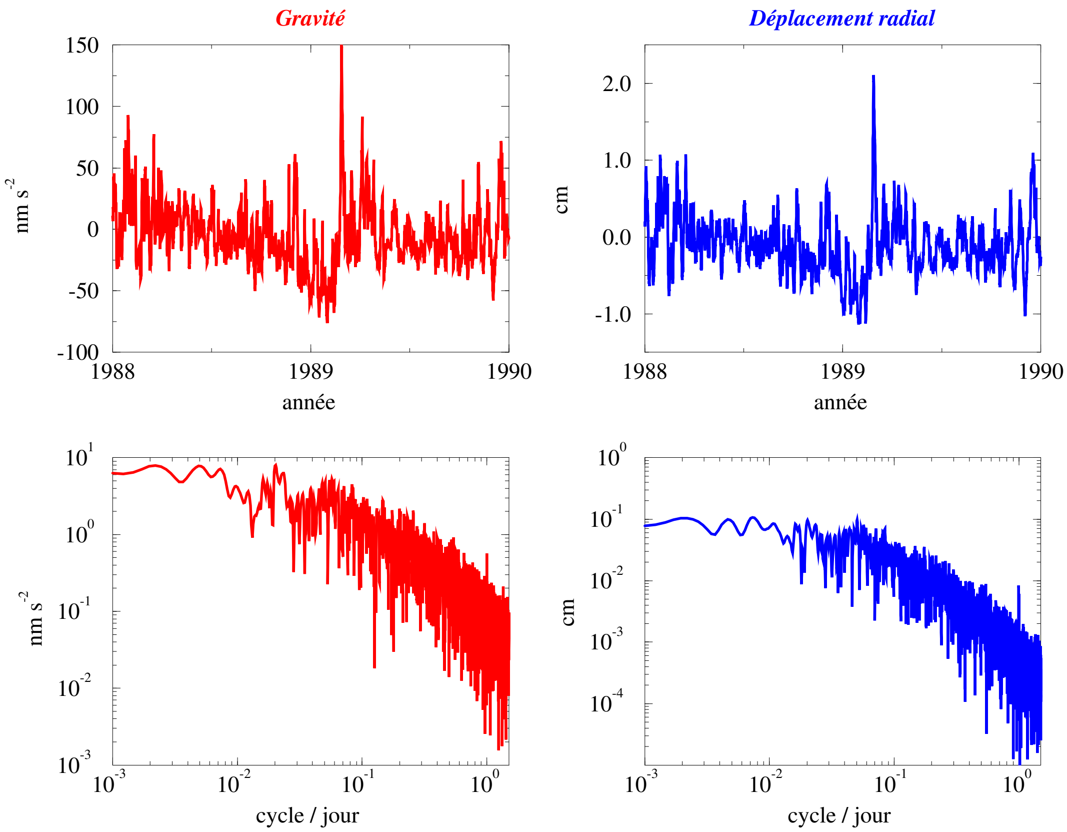

FIG. 4: Surcharges atmosphériques

variations rapides de fortes amplitudes comme le pic de la fin février 1989, correspondant à une variation de pression à Strasbourg de 50 millibars en une dizaine de jours. Les spectres montrent que les surcharges atmosphériques se caractérisent par une grande variabilité saisonnière et annuelle sur laquelle se rajoutent des variations plus hautes fréquences comme l'onde thermique diurne S_1 par exemple. On ne l'aperçoit que faiblement sur l'effet gravifique car elle est masquée par l'effet newtonien local.

3 Limites des modèles atmosphériques et de la modélisation des surcharges

3.1 Modèles météorologiques

Nous disposons des données de pression en surface pour les centres météorologiques européen (ECMWF) et américain (NCEP). Les échantillonnages temporels des deux séries sont de 6 heures. Les pas, en latitude et en longitude, sont pour l'ECMWF et le NCEP respectivement de 1.125^o et de 2.5^o. Ils permettent de modéliser les grandes longueurs d'onde du champ de pression et donc une estimation satisfaisante des déformations. Par contre, il est nécessaire de disposer de données complémentaires (surtout pour le NCEP) locales pour modéliser les effets en gravité.
Les données américaines sont disponibles à l'adresse suivante :

`ftp://archives.cdc.noaa.gov`

Par contre, les données du centre européen ne sont pas disponibles en ligne.

3.2 Modélisation des surcharges

Notre modélisation des surcharges atmosphériques ne prend pas en compte les rhéologies locales. Elle ne tient également pas compte de la réponse dynamique des océans aux surcharges atmosphériques. Celle-ci devient importante pour des périodes inférieures à une dizaine de jours (Wunsch et Stammer, 1997). Au delà, un modèle de réponse statique (Gégout, 1995) suffit.

4 Conclusion

Les effets induits par l'atmosphère ont une amplitude de quelques millimètres pour le déplacement radial et de quelques microgals (1 $microgal$ = 10 $nm\ s^{-2}$) en gravité. Ils présentent une forte composante annuelle et saisonnière avec un bruit haute fréquence élevé. La modélisation des déplacements horizontaux et verticaux nécessite de prendre en compte la globalité du champ de pression, ceux-ci étant induits par les grandes cohérences spatiales des variations de pression. La variation de gravité est induite, pour les effets newtoniens, par la partie locale du champ de pression (quelques centaines de kilomètres autour du gravimètre) et pour la partie élastique par la déformation globale de la Terre induite par les grandes structures atmosphériques cohérentes sur de grandes distances.

5 Bibliographie

Boy, J. P., Hinderer, J. et Gégout, P., 1998, Global atmospheric loading and gravity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 109, 161-177.

ECMWF, 1994, The Description of ECMWF/WCRP Level III-A Global Atmospheric Data Archive.

Farrell, W. E., 1972, Deformation of the Earth by surface loads, *Review of Geophys. Space Physics*, 10, 761-797.

Francis, O. et Dehant, V., 1985, Recomputation of the Green's functions for tidal loading estimations, *Bull. Inf. Marées Terr.*, 100, 6962-6986.

Gégout, P., 1995, De la variabilité de la rotation terrestre et du champ de gravité conséquente aux dynamiques de l'Atmosphère et des Océans, Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Haurwitz, B. et Cowley, A. D., 1973, The diurnal and semi-diurnal barometric oscillations, global distribution and annual variation, *Pageoph.*,102, 193-222.

Merriam, J. B., 1992, Atmospheric pressure and gravity, *Geophys. J. Int.*, 109, 488-500.

Müller, T. et Zürn, W., 1983, Observation of gravity changes during the passage of cold front, *J. Geophys.*, 53, 155-162.

Spratt, R. S., 1982, Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 71, 173-186.

Stolz, A. et Larden, D. R., 1979, Seasonal displacement and deformation of the Earth by the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 84, B11, 6185-6193.

Van Dam, T. M., Wahr, J., Chao, Y. et Leuliette, E., 1997, Predictions of crustal deformation and of geoid and sea level variability caused by oceanic and atmospheric loading, *Geophys. J. Int.*, 129, 507-517.

Van Dam, T. M., Blewitt, G. et Heflin, M. B., 1994, Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations, *J. Geophys. Res.*, 99, B12, 23939-23950.

Warburton, R. J. et Goodkind, J. M., 1997, The influence of barometric pressure variations on gravity, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 48, 281-292.

Wunsch, C. et Stammer, D., 1997, Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect, *Review of Geophys.*, 35, 79-107.