

Les variations temporelles du champ de gravité terrestre : océans, atmosphère, eaux continentales

Guillaume Ramillien

Notes de cours, Toulouse, septembre 2002

(Ecole d'été du Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale - Forcalquier – 02-06 Septembre 2002)

1. Pourquoi étudier les variations temporelles du champ de gravité ?

A cause des transferts de masse au sein de notre planète au cours du temps, le champ de gravité de change. Cependant, l'un des principaux objets de la géodésie spatiale est la détermination du champ de gravité terrestre « stationnaire » la plus précise possible, plutôt que ses variations temporelles. Ces dernières doivent donc être prises en compte lors de la réduction de données satellites puis l'estimation de paramètres géodésiques.

Afin d'extraire cette partie « statique », les effets non stationnaires, dont l'énergie ne représente que ~1% du champ de gravité total, sont retirés du signal mesuré par le satellite, en utilisant les simulations de ces changements temporels. De meilleures corrections permettent ainsi de déterminer le meilleur champ de gravité terrestre de référence.

2. Le contexte scientifique

Actuellement, une nouvelle génération de satellites géodésiques CHAMP-GRACE-GOCE est en train d'être placée à basse altitude (300-500 km) autour de notre planète. L'objectif de ces missions est de cartographier de manière globale les variations du champ de gravité avec une meilleure résolution et une meilleure précision (amélioration de plusieurs ordres de grandeur du géopotentiel).

Parmi elles, la mission GRACE (*Gravity Recovery & Climate Experiment*), mise en orbite le 17 mars 2002 avec succès, est plus particulièrement dédiée à la mesure des VARIATIONS TEMPORELLES du champ de gravité terrestre. La précision de ce satellite va permettre de détecter les variations infimes de la gravité liées aux redistributions de masse dans les

enveloppes fluides à la surface de notre planète : les océans, l'atmosphère, les stocks d'eau continentaux, et sur des échelles de temps allant du mois à la décennie.

3. Identification des mécanismes responsables

Les principaux processus physiques liés à des redistributions de masse, et donc responsables des variations temporelles du champ de gravité terrestre sont les suivants :

- Les marées :
 - directes dites « astronomiques »,
 - indirectes océaniques et atmosphériques, et les effets de charge,
 - de la Terre solide, du pôle terrestre, et des forces de friction,
- La topographie dynamique des océans, les courants océaniques, les tourbillons,
- Effet de charge des océans et les variations de la pression atmosphériques,
- Les bilans de masse des calottes polaires, le rebond post-glaciaire,
- L'hydrologie continentale,
- La tectonique des plaques (longues périodes), les tremblements de terre (ponctuels).

Les variations temporelles de ces phénomènes correspondent à une large gamme de longueurs d'onde spatiales et de périodes temporelles qui vont de quelques minutes (ex. changements météorologiques) à des millions d'années (ex. tectoniques des plaques).

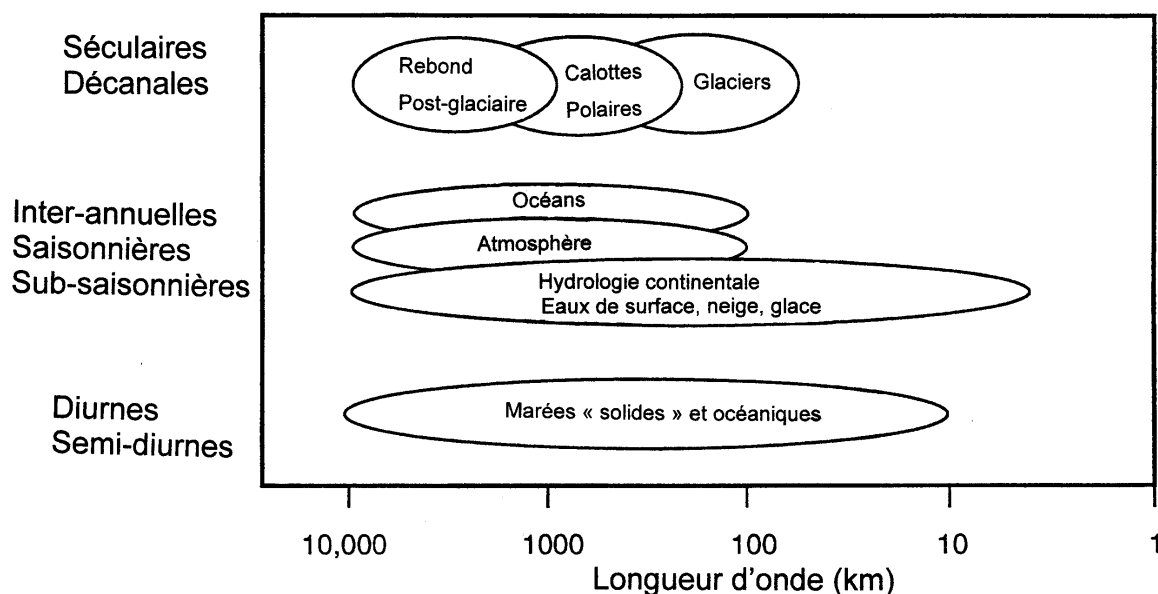


Figure 1. Echelles spatio- temporelles des mécanismes responsables des variations de la hauteur du géoïde.

Les variations diurnes et semi-diurnes des masses terrestres dues aux marées ont fait l'objet du cours précédent. Maintenant, on s'intéresse plus particulièrement aux variations plus lentes (annuelles et inter-annuelles) du champ de gravité liées aux redistributions des masses dans les grands réservoirs d'eau : les océans, l'atmosphère et les stocks d'eau continentaux.

◆ *Remarque sur les « marées » solaires* : Pour l'atmosphère, la majeure partie du signal de marée n'est pas due à l'attraction gravitationnelle de la Lune et du Soleil, mais des cycles de la température diurnes, semi-diurnes et saisonniers qui induisent des fluctuations de l'humidité de l'air. La quantité de vapeur d'eau est fonction de la température de l'air.

4. Les mesures disponibles des variations temporelles des masses fluides

◆ *Atmosphère* : il s'agit des variations de la pression atmosphérique (fluctuations de la masse dans la colonne d'air intégrée verticalement) qui sont mesurées par les réseaux de baromètres des stations météorologiques dispersées sur les continents.

◆ *Eaux continentales* : il n'existe pas de mesures *in situ* globales du contenu en eau des sols, et très peu de données satellites d'imagerie sauf dans les canaux du visible, de l'infrarouge, et d'interférométrie passive (micro-ondes).

◆ *Océans* : les mesures des variations temporelles du niveau de la mer sont réalisées par :

- les marégraphes, mais seulement le long des côtes,
- les satellites altimétriques (ex. Topex/Poseidon, Envisat, Jason,...) qui fournissent une cartographie globale des variations temporelles de la hauteur de la surface marine à une précision centimétrique.

Il n'existe pas d'observations globales, homogènes et précises des variations spatio-temporelles des masses d'eau dans l'atmosphère, les océans et sur les continents.

Les seules informations disponibles sur les variations de masse d'eau dans ces réservoirs sont les sorties de modèles hydrologiques/climatologiques.

Les variables pronostiques de ces modèles permettent de réaliser les simulations des contributions globales de ces réservoirs d'eau au signal gravimétrique, en terme de hauteur du *géoïde*.

5. Problème direct : le calcul de la contribution d'un grand réservoir d'eau

Il existe deux types d'approches pour déterminer la contribution globale d'un réservoir d'eau en terme de hauteur du *géoïde*, et qui tiennent compte de l'effet de charge de ces masses fluides sur la Terre solide (i.e. déformation élastique via les nombres de Love K'_n) :

♦ *par intégration numérique* : La couche fluide est divisée en cellules géographiques de masse volumique ρ_w constante ($\sim 1000 \text{ kg.m}^{-3}$). Dans chaque cellule i , à l'instant t , la masse correspond à une hauteur d'eau équivalente $h_i(t)$. Si G est la constante de gravitation ($\sim 6,67.10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$), M la masse de la Terre ($\sim 5,9742.10^{24} \text{ kg}$), et Ω l'élément de surface sur la sphère de rayon r , la hauteur élémentaire du *géoïde* δN_i créée par la masse contenue dans la cellule i s'écrit (cf. rapport ESA, 2000) :

$$\delta N_i(\theta, \lambda, r) = \frac{GM\gamma(\theta, r)}{R} \sum_{n=1}^N \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=-n}^n c_{nm,i} R_{nm}(\Omega)$$

$$c_{nm} = \frac{3\rho_w(1+K'_n)}{4\pi\rho_{Terre}(2n+1)(n+3)} \sum_i \left[\left(1 + \frac{h_i(t)}{R}\right)^{n+3} - 1 \right] I_{nm}(\Omega)$$

après intégration entre $r_1=R$ et $r_2=R+h_i$, avec :

$$I_{nm}^C = \begin{cases} J_{nm}(\theta_1, \theta_2) \frac{1}{m} (\sin(m\lambda_2) - \sin(m\lambda_1)), m \neq 0 \\ J_{n0}(\theta_1, \theta_2) (\lambda_2 - \lambda_1), m = 0 \end{cases}$$

$$I_{nm}^S = \begin{cases} J_{nm}(\theta_1, \theta_2) \frac{1}{m} (\cos(m\lambda_1) - \cos(m\lambda_2)), m \neq 0 \\ 0, m = 0 \end{cases}$$

et :

$$J_{nm}(\theta_1, \theta_2) = \int_{\theta_1}^{\theta_2} P_{nm}(\cos\theta') \sin\theta' d\theta'$$

Si la hauteur d'eau $h_i(t)$ dans la cellule i est petite par rapport au rayon de la Terre, l'expression des coefficients harmoniques de l'anomalie du géoïde se simplifie :

$$c_{nm}(t) \approx \frac{3\rho_w}{\rho_{Terre}} \frac{1+K'_n}{2n+1} \frac{H_{nm}(t)}{R}$$

où ρ_{Terre} est la masse volumique moyenne de la Terre, $\gamma(\theta, r)$ est la valeur de l'accélération de la pesanteur normale à la latitude θ et à la distance radiale r du centre de notre planète, ($\sim 9,78-9.81 \text{ ms}^{-2}$ à la surface de la Terre).

♦ *à partir des densités de surface* : Pour un satellite gravitant autour de notre planète, l'épaisseur de la tranche d'eau est négligeable par rapport à l'altitude de ce satellite. Presque la totalité des masses d'eau de ce réservoir est concentrée à la surface de la Terre.

A l'instant t , les variations de masse d'eau sont représentées par la carte de densité surfacique équivalente $\mu(\theta, \lambda, t)$, qui est le produit de la masse volumique de l'eau et de la hauteur équivalente d'eau $h(\theta, \lambda, t)$. L'anomalie de hauteur du géoïde correspondante est déduite des coefficients harmoniques $\delta C_{nm}(t)$ et $\delta S_{nm}(t)$ de cette hauteur d'eau équivalente $h(\theta, \lambda, t)$ (Wahr et al., 1998) :

$$\delta N(\theta, \lambda, t) = \frac{3\rho_w}{\rho_{Terre}} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1+K'_n}{2n+1} \sum_{m=0}^n P_{nm}(\cos\theta) [\delta C_{nm}(t) \cos(m\lambda) + \delta S_{nm}(t) \sin(m\lambda)]$$

♦ *Application au calcul de la contribution de l'atmosphère*

Les cartes globales de la hauteur d'eau qui représentent la masse totale de l'atmosphère (air sec + vapeur d'eau) sont estimées à partir des grilles de la pression atmosphérique $\delta p(\theta, \lambda, t)$:

$$\delta \eta(\theta, \lambda, t) \approx \frac{\delta p(\theta, \lambda, t)}{\rho_w \gamma}$$

Ces grilles de pression de surface sont fournies par les modèles climatiques (ex. ECMWF, NCEP) de ré-analyse d'observations au sol et des équations d'état de l'air en mouvement. Elles sont calculées toutes les six et douze heures, et sur une période de plusieurs années.

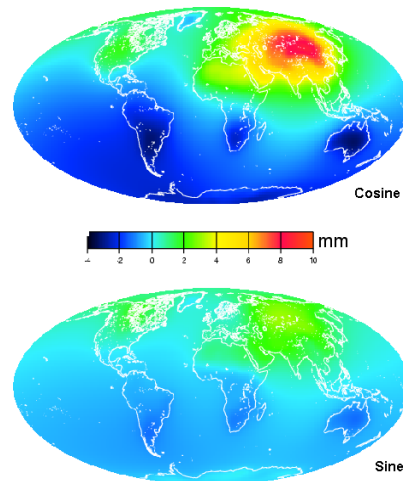


Figure 2. Exemple de la contribution annuelle de l'atmosphère au champ de gravité (mm de géoïde) calculée à partir des grilles de pression de surface ECMWF/NCEP entre 1993 et 1995 (d'après Wahr et al., 1998).

La contribution de l'atmosphère au géoïde est déterminée en utilisant la seconde méthode de calcul. L'erreur moyenne sur les valeurs prédites de la pression est de l'ordre de ~ 1 mbar (soit environ une hauteur équivalente d'eau de 1 cm).

Mais cette incertitude est plus importante dans des régions comme l'Antarctique où il y a très peu de stations météorologiques.

Les variations saisonnières de la pression atmosphérique est typiquement de 10-20 mbar aux latitudes moyennes et hautes, alors que les tropiques sont relativement calmes (~ 1.4 mbar).

♦ Le calcul de la contribution de la variabilité océanique

Les hauteurs d'eau $h(t)$ sont celles de la surface océanique mesurées globalement par les satellites altimétriques comme *Topex/Poséidon* (T/P) avec une précision de quelques centimètres, ou bien des cartes globales de la topographie dynamique prédites par les modèles globaux de circulation océanique (ex. modèles POCM, POP).

Dans la pratique, on considère des cartes moyennes $h(t)$ calculées à partir d'une dizaine de jours de données T/P et des sorties de modèles pour déterminer la contribution de la variabilité océanique suivant la seconde méthode de calcul.

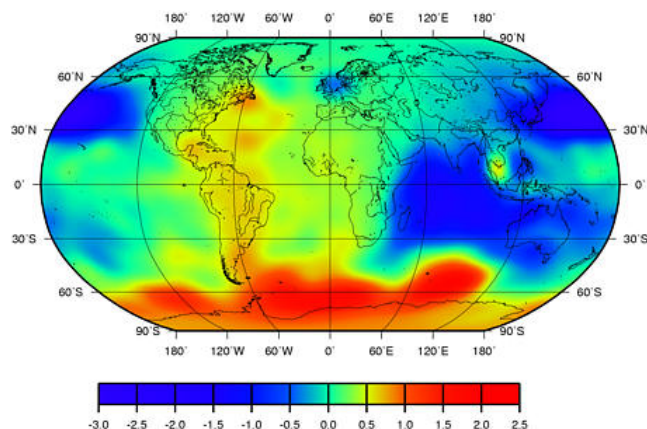


Figure 3. Anomalie de la hauteur du géoïde (en mm) due à la composante océanique déterminée à partir du modèle de circulation POCM pour février 1979 (source : GHOS-LEGOS, Toulouse)

L'influence de la variabilité océanique, du moins pour les grands bassins océaniques, reste mal décrite par les modèles : dans le cas de la circulation moyenne, la différence entre modèle et observations satellites peut dépasser 16-20 cm dans le Pacifique tropical; et les amplitudes du cycle saisonnier peuvent être sous-estimées.

◆ Application à l'hydrologie continentale

L'humidité des sols comme la couverture neigeuse, constitue un paramètre pronostique important car ses fluctuations saisonnières et inter-annuelles représentent l'essentiel des variations de masse d'eau sur les continents.

Les cartes mensuelles de ces paramètres sont directement fournies par les modèles hydrologiques globaux en terme de hauteur d'eau équivalent (ex. LaD de Princeton; ISBA de Météo-France).

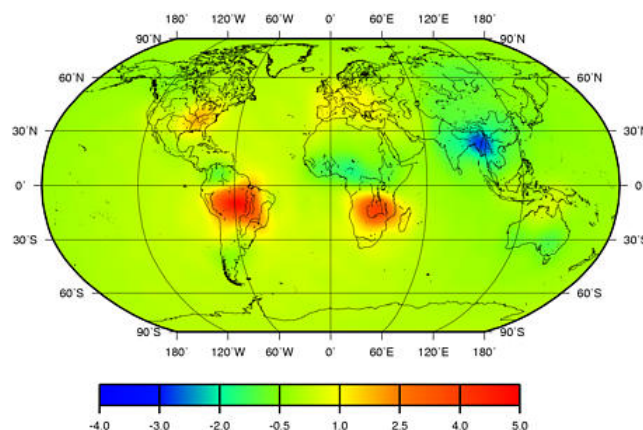


Figure 4. Exemple de l'anomalie de la hauteur du géoïde (en mm) correspondant à l'humidité des sols durant février 1987 fournie par le modèle hydrologique LaD (Source : GHOS-LEGOS, Toulouse).

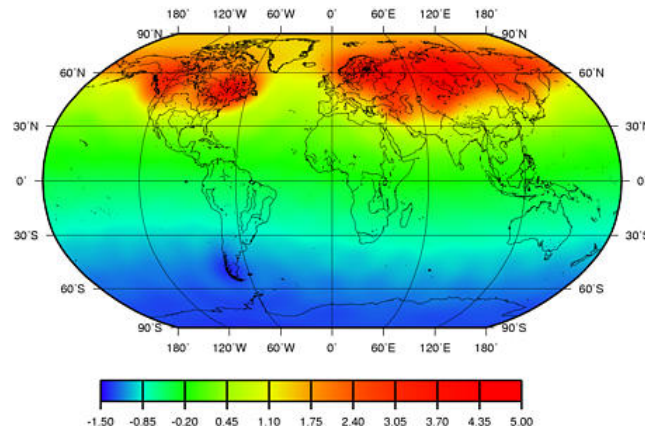


Figure 5. Anomalie de la hauteur du géoïde (mm) due à la couverture neigeuse pour le mois de février 1987 du modèle LaD (source : GHOS-LEGOS, Toulouse).

Les contributions de ces signaux continentaux au géoïde sont calculées en utilisant la deuxième méthode (cf. Figures 4 et 5).

A part les marées « solides » et océaniques (cf. cours précédent), la signature gravitationnelle des redistributions non-tidales des masses d'eau (atmosphère, océans, eaux continentales), ne représentent en fait que quelques mm de géoïde.

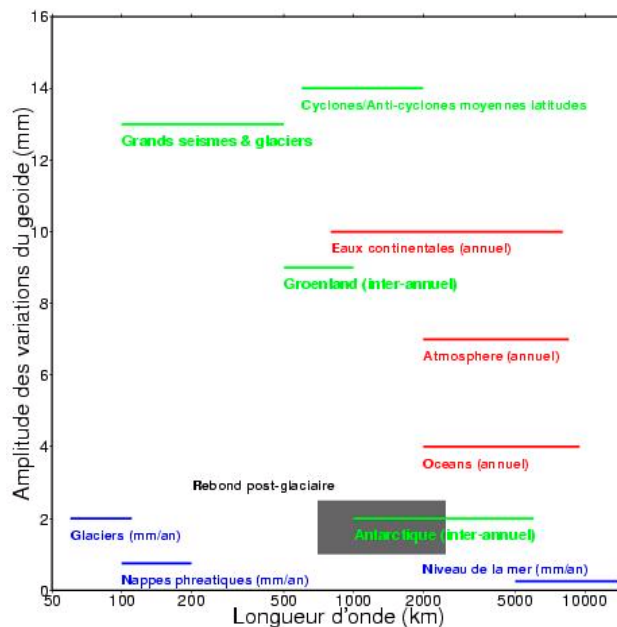


Figure 6. Amplitudes et échelles spatiales des contributions non-linéaires (en rouge et vert) aux variations temporelles de la hauteur du géoïde.

Le système GRACE va mesurer la somme de toutes les contributions des grands réservoirs d'eau et de la Terre solide sans pouvoir les distinguer les uns des autres.

Une étape importante pour étudier un réservoir d'eau en particulier (ex. les eaux continentales) est d'extraire la contribution correspondante au géoïde total mesuré.

6. Problème inverse : la séparation des différentes contributions des réservoirs d'eau

Pour isoler une contribution, l'approche la plus simple consisterait à retirer toutes les autres contributions au géoïde total observé.

Malheureusement, cette méthode de séparation suppose que l'on dispose assez d'informations sur tous les réservoirs d'eau, et c'est rarement le cas. De plus, on ne tiendrait pas compte des erreurs qui peuvent être importantes dans les données de départ.

Une nouvelle approche de type « méthode inverse généralisée », basée sur le critère des moindres carrés, est en cours de développement au LEGOS à Toulouse pour le traitement des données GRACE.

Cet ajustement d'une composante du géoïde tient compte des erreurs de départ sur les observations et les fonctionnelles via des matrices de covariances. Le but est d'ajuster au sens des moindres carrés la contribution au géoïde d'un réservoir d'eau en particulier à partir des hauteurs de géoïde mesurées. Sans trop rentrer dans les détails de calcul, il s'agit de résoudre successivement deux systèmes linéaires :

$$\delta N_j = \delta N_{j,0} + C_j u$$

$$\begin{bmatrix} D + A C_j A^T \end{bmatrix} u = \begin{bmatrix} N - A \delta N_{j,0} \end{bmatrix}$$

où A est la matrice de séparation composée de blocs identité, C_j est la matrice de covariance a priori associée à la contribution du réservoir d'eau numéro j , et D est celle associée aux hauteurs du géoïde observées.

La base de données climatiques GEOFLUIDES du LEGOS est utilisée pour déterminer les solutions initiales δN_j et les covariances C_j associées.

Dans la pratique, c'est un problème sous-déterminé qui n'admet pas de solution unique (problème classique de gravimétrie classique). Mais numériquement, la structure en blocs diagonaux des matrices de covariance permet de mieux conditionner ces deux systèmes.

7. Les apports de la nouvelle mission géodésique GRACE

A condition que l'on puisse séparer efficacement toutes les composantes des grands réservoirs d'eau, les mesures spatio-temporelles des redistributions de masse à la surface de notre planète réalisées par GRACE ouvrent de nouvelles perspectives en sciences de la Terre (*cf. NRC, 1997*) :

♦ *En géodésie :*

Les mesures de GRACE vont permettre de caractériser les redistributions de masse de surface et ainsi de mieux comprendre leur forçage au cours du temps sur des paramètres géodésiques comme le mouvement du « géocentre » et la dérive de l'axe de rotation de la Terre.

♦ *Pour l'atmosphère* qui est à l'heure actuelle le réservoir d'eau le mieux connu : des contraintes supplémentaires sur les variations mensuelles de la pression atmosphérique.

♦ *En océanographie :*

GRACE va mesurer les variations de la masse de l'océan au cours du temps.

Le satellites altimétriques comme Topex/Poséidon ont mis en évidence l'augmentation du niveau moyen des océans (de l'ordre de 2-3 mm par an).

Les variations de la surface marine est la somme de deux contributions :

- l'expansion thermique (composante stérique),
- le terme d'échange de masses d'eau avec les autres réservoirs (ex : précipitations, fonte des calottes polaires, débits des fleuves,...)

En combinant ces mesures altimétriques à celles de GRACE, on va pouvoir isoler la première composante thermique de l'océan pour connaître son importance et son évolution par rapport au changement climatique.

En mesurant les variations de pression au fond des océans, les données de GRACE vont permettre de vérifier l'*hypothèse du baromètre inverse (IB)*.

Au niveau de l'interface océan/atmosphère : la réponse de l'océan compense exactement les variations de pression atmosphérique : pour une augmentation de la pression atmosphérique d'un millibar, la surface océanique s'abaisse de ~ 1 cm. Dans ces conditions, le changement net vertical de masse (atmosphère + océan) est nul sur tous les océans.

Ceci n'est plus le cas près des côtes et pour des périodes de temps inférieures à quelques jours. Dans ce cas, ces écarts au modèle du baromètre inverse qui ne concerne que le domaine côtier sont difficiles à modéliser, et ils sont négligés dans les simulations.

♦ *En hydrologie continentale :*

La branche continentale du cycle de l'eau fait intervenir des mécanismes de transfert d'énergie latente et de masses d'eau comme les précipitations, l'évapotranspiration du sol et des végétaux, les écoulements de surface et les variations de niveau des nappes phréatiques.

Les mesures de GRACE sont des données indépendantes qui constitueront des contraintes supplémentaires aux modèles hydrologiques/climatiques globaux pour mieux initialiser les simulations des transferts d'eau et donc d'améliorer les pronostics, mais également valider les pronostics des modèles.

Pour la cryosphère, combinées aux mesures de la future mission d'altimétrie laser ICE-Sat qui fournira une topographie précise de la surface de la Terre, les données GRACE vont permettre de réaliser des bilans de masse sur les calottes polaires de l'Antarctique et du Groenland.

Les données de GRACE vont aussi permettre un suivi des stocks d'eau souterrains qui constituent la réserve d'eau douce la moins connue à l'heure actuelle, et dans des régions sensibles du globe (*Rodell et al., 1999*).

Références

European Space Agency, (ESA), 2000, **From Eötvös to Milligal**, Final Report, No. 13392/98/NL/GD.

National Research Council, (NRC), 1997, **Satellite Gravity & the Geosphere**, National Academy Press, Washington, DC.

Rodell M. and J.S. Famiglietti, 1999, "Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field", *Water Resources Research*, **35**, No. 9, 2705-2723.

Wahr J., M. Molenaar, and F. Bryan, 1998, "Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE", *J. Geophys. Res.*, **103**, B12, 30205-30229