

Les effets de l'oscillation Nord-Atlantique sur les transferts de masse, vus par géodésie

■ Pierre VALTY - Olivier de VIRON - Isabelle PANET

L'analyse des données de gravimétrie spatiale et des déplacements des stations GPS permanentes dans la moitié Sud de l'Europe nous montre qu'au cours de la dernière décennie, l'oscillation Nord-Atlantique a été le principal facteur de redistribution des masses d'eau à l'échelle inter-annuelle. Son effet a été quantifié. Cette étude est rendue possible par le fait que les mouvements des stations permanentes GPS et que les variations de la pesanteur terrestre sont tous deux affectés par les effets de ces transferts de masse associées au cycle de l'eau. En utilisant une Analyse en Composantes Principales, nous avons trouvé qu'il existait deux modes de variabilité inter-annuels communs entre les déplacements GPS et les variations de la pesanteur terrestre mesurées par la mission GRACE. Le premier, qui est dominant, correspond aux effets de l'oscillation Nord-Atlantique et est actif sur le bassin du Danube et autour de la Mer Noire.

■ MOTS-CLÉS
Climat, GPS, gravimétrie spatiale



Figure 1. Le cycle de l'eau

Les déformations de la Terre touchent des échelles spatiales et temporelles très diverses. Les effets de la tectonique des plaques, du cycle sismique ou encore du rebond post-glaciaire sont largement étudiés, par exemple à partir de mesures de déplacements GPS. Toutefois, la Terre se déforme également sous l'effet des redistributions de masse liées au cycle de l'eau (Figure 1). Ces transferts de masse sont avant tout saisonniers, mais ils touchent également d'autres échelles de temps, et en particulier l'échelle inter-annuelle, c'est-à-dire correspondant à des périodes allant de une à plusieurs dizaines d'années. Utiliser la géodésie pour étudier les redistributions de masse d'eau à l'échelle inter-annuelle n'est pas un gadget. En effet, les techniques géodésiques possèdent l'avantage d'être indépendantes des données et des modèles climatiques habituels. L'analyse des déformations de la Terre à des échelles de temps allant d'un à dix ans est alors une façon alternative et originale d'étudier les transferts de masse à ces mêmes échelles de temps. Or, ceux-ci sont directement reliés à la

dynamique climatique inter-annuelle et correspondent à la partie la moins bien connue des échanges d'eau entre l'atmosphère, les océans et les continents. Mais, pour étudier cette échelle temporelle, l'utilisation de données géodésiques nous renseignant sur les déformations de la Terre est aussi un challenge, car les déformations alors mises en jeu sont très petites et s'approchent des barres d'erreur des différents capteurs géodésiques. Espérer utiliser la géodésie pour étudier certains aspects de la variabilité climatique inter-annuelle n'est possible à l'heure actuelle que parce que, d'une part la qualité des mesures et des traitements permettent d'approcher une précision inégalée, et d'autre part que les séries temporelles deviennent suffisamment longues et dépassent les dix années de mesures (de Viron et al., 2006).

La dynamique climatique inter-annuelle en Europe

L'Europe présente une grande diversité de régimes climatiques moyens, avec la cohabitation de zones sous influence d'un climat océanique, méditerranéen,

continental ou montagnard. Chaque type de climat peut se caractériser à partir des répartitions mensuelles et des cumuls annuels des températures et des précipitations. Mais il ne s'agit là que d'un état annuel "moyen", et le climat européen est aussi soumis à des fluctuations inter-annuelles. Celles-ci sont majoritairement associées aux variations inter-annuelles de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Europe et de l'Atlantique Nord, qui est caractérisée (Cassou, 2004) par l'alternance de plusieurs régimes de temps. Deux de ces régimes correspondent aux phases positive et négative de l'oscillation Nord-Atlantique, appelée ici NAO (North Atlantic Oscillation). La NAO est associée au dipôle de pression Nord-Atlantique, constitué par l'anticyclone des Açores et la Dépression d'Islande. Lorsque la différence de pression entre ces deux entités est supérieure à la moyenne, la NAO est en phase positive (Figure 2). La circulation atmosphérique géostrophique (d'Est en Ouest) est alors déviée vers le Nord, avec pour conséquences un temps plus doux et plus humide que la moyenne sur l'Europe du Nord-Ouest, et, au contraire,

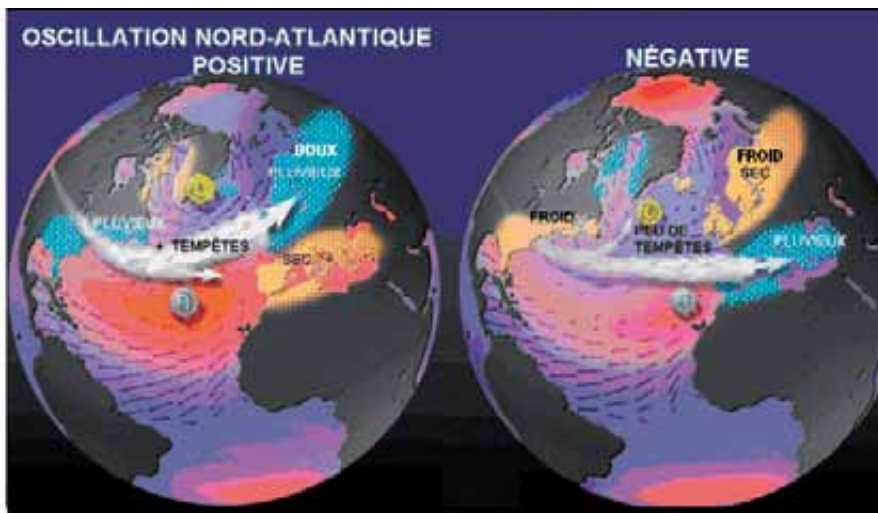


Figure 2. Les modes positif et négatif de l'oscillation Nord-Atlantique

un temps plus sec que la moyenne sur l'Europe du Sud. Lorsque la différence de pression entre les Açores et l'Islande est négative, la NAO est négative, le flux zonal est dérivé vers le Sud. Le temps est alors plus sec et surtout plus froid que la moyenne sur le Nord de l'Europe, notamment en Scandinavie, dans les îles Britanniques ou sur les bords de la Baltique, et il est, au contraire, plus humide sur la péninsule ibérique, l'Italie ou la bordure occidentale des Balkans. Les effets de la NAO sont davantage marqués en hiver, et son état est associé à un indice mensuel normalisé, correspondant à la moyenne mensuelle de l'anomalie de pression entre Açores et Islande. Cet indice est soumis à des variations à basses fréquences, caractérisées par l'alternance de phases positives plus ou moins longues. Celles-ci, comme par exemple la longue phase positive qui a marqué le début des années 1990, ont directement été reliées à la dynamique climatique inter-annuelle en Europe, avec, par exemple, des hivers plutôt doux et humides en Europe du Nord-Ouest à cette époque.

Pourquoi et comment la géodésie nous permet-elle d'étudier la dynamique climatique ?

Nous nous focalisons ici sur deux techniques de géodésie : le GPS et la mission de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment).

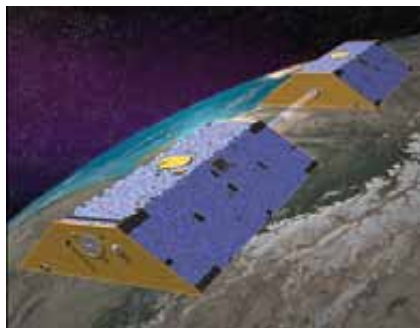


Figure 3. Les satellites GRACE-A et GRACE-B

La mission GRACE

Lancée en 2002, cette dernière est constituée de deux satellites qui se suivent en orbite basse (450 km) autour de la terre, à une distance d'environ 220 km (Figure 3). C'est justement la mesure très précise des variations de cette inter-distance, associée à la

connaissance des positions de chacun des deux satellites ainsi que des forces non gravitationnelles auxquelles ceux-ci sont soumis, qui permet de reconstruire les variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestres, avec une résolution spatiale de l'ordre de 400 kilomètres et une résolution temporelle de 10 jours environ. Or, les variations temporelles du potentiel de pesanteur terrestre sont largement reliées aux variations temporelles de la masse d'eau, appelée surcharge. Ainsi, une diminution de la charge en eau contenue dans le sol, l'atmosphère ou les océans a pour conséquences une déviation de la trajectoire des satellites de gravimétrie spatiale, et une diminution du potentiel de pesanteur terrestre (Figure 4).

■ Deux mesures et un signal commun : les variations temporelles de la masse d'eau

Mais une perte de masse d'eau a aussi pour conséquences une déformation de la Terre et un déplacement, principalement vertical, de la station GPS permanente matérialisée (Figure 5). En effet, ce déplacement traduit la réponse élastique de la Terre au retrait d'une charge surfacique. Cette réponse est décrite par la théorie de Love (Love, 1909, Farrell, 1973). Elle correspond donc à un déplacement vertical positif. Les déplacements latéraux associés aux transferts de masse d'eau existent, mais ils sont plus faibles, et c'est pourquoi nous nous focalisons ici uniquement

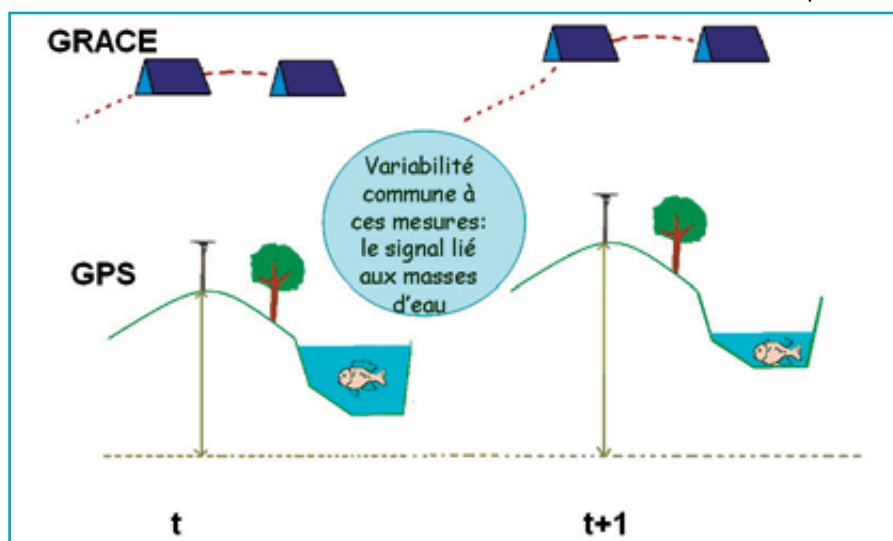


Figure 4. Les variations temporelles de masse d'eau : un signal commun aux mesures GRACE et GPS

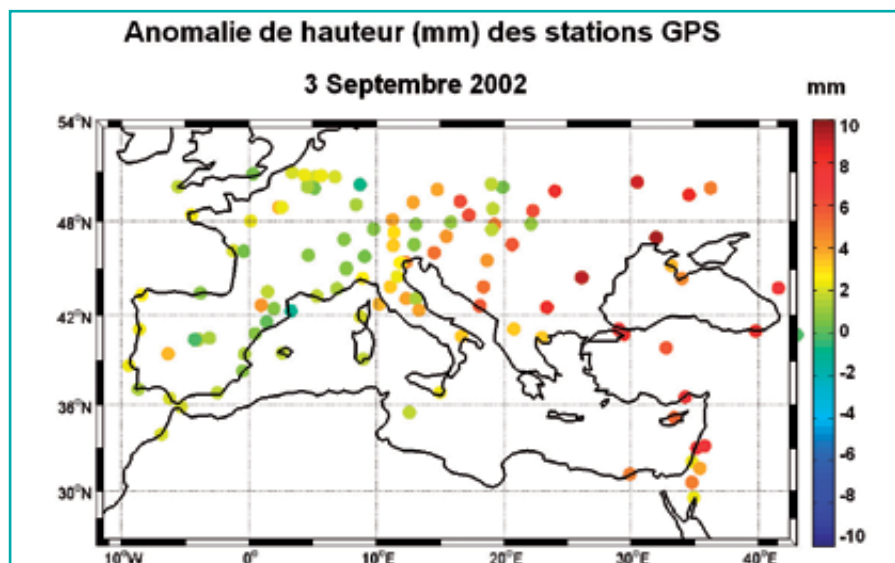


Figure 5. Les stations GPS de notre réseau européen

sur la composante verticale. Ainsi, il apparaît que les transferts de masse ont des conséquences à la fois sur les déplacements verticaux des stations GPS permanentes et sur les variations temporelles de la pesanteur terrestre dérivées des mesures de la mission GRACE. Ainsi, bien qu'étant des techniques indépendantes puisque leurs observables associés sont très différents, les mesures associées à ces deux techniques contiennent une partie de signal en commun : le signal associé aux transferts de masse d'eau.

Toutefois, les effets de ces transferts de masse d'eau ne se retrouvent pas de la même façon dans les mesures géodésiques. Une fonction de transfert inconnue, dépendant à la fois de l'observable (coordonnées de l'antenne GPS ou potentiel de pesanteur) et des résolutions spatiale et spectrale des instruments de mesure, existe entre les variations temporelles de surcharge et, d'une part, les séries temporelles de déplacement des stations GPS permanentes, et d'autre part, les séries temporelles de variations du potentiel de pesanteur issues de la mission GRACE.

D'autre part, ce signal commun est, dans les mesures, superposé à un certain nombre d'autres contributions géophysiques, et à divers systématismes. Notre but, ici, est de tirer le meilleur de chaque technique en isolant la contribution inter-annuelle des échanges de masse d'eau dans les séries géodésiques, et

de les relier à la dynamique climatique afin d'évaluer quel est l'apport de la géodésie. Nous considérons une zone test, qui correspond à la moitié Sud de l'Europe (Figure 4). Cette zone a l'avantage de posséder un nombre important de stations GPS permanentes, et, de plus, l'étude des mécanismes inter-annuels du climat, que ce soit à l'échelle régionale ou locale, y est un sujet de recherche développé (comme le projet Hymex).

Comment comparer deux techniques indépendantes, ne mesurant pas la même chose ?

■ Conversion en déplacement

Pour pouvoir comparer les données issues de la mission GRACE et celles provenant de mesures GPS, il est nécessaire d'exprimer leurs séries temporelles associées dans une unité commune.

Nous disposons pour GRACE de solutions à l'échelle globale. Il s'agit en l'occurrence des solutions calculées tous les 10 jours par le GRGS (Groupement de Recherche en Géodésie Spatiale). Ces solutions se présentent sous la forme de fichiers de développement du potentiel de pesanteur en harmoniques sphériques, et il est possible de convertir ces données en surcharge associée (en kg/m^2), puis en déplacement associé. Pour cela on utilise la théorie de Love (voir la section précédente). Nous avons donc calculé, aux coordonnées des stations GPS de notre réseau (voir section suivante), les déplacements de la croûte terrestre associés aux variations du potentiel de pesanteur déduit des mesures GRACE.

■ Utilisation d'une solution GPS globale suffisamment dense

Si l'on désire isoler des signaux extrêmement fins dans les séries temporelles de géodésie, il convient d'utiliser un réseau de stations GPS très dense. Il faut également apporter un soin particulier au traitement et à la mise en référence des séries temporelles de déplacement (Figure 6).

Pour le GPS, ce sont les données d'une réanalyse du réseau permanent Européen EPN (European Permanent Network) que nous avons alors choisi d'utiliser. Pour éviter que les effets des transferts de masse sur les déplacements des stations ne soient absorbés par les paramètres d'alignement des solutions hebdomadaires de ce réseau régional sur l'ITRF 2008, la solution EPN doit être mise en référence à l'échelle globale. Nous nous appuyons pour cela sur une réanalyse de l'IGS. Les discontinuités présentes dans les

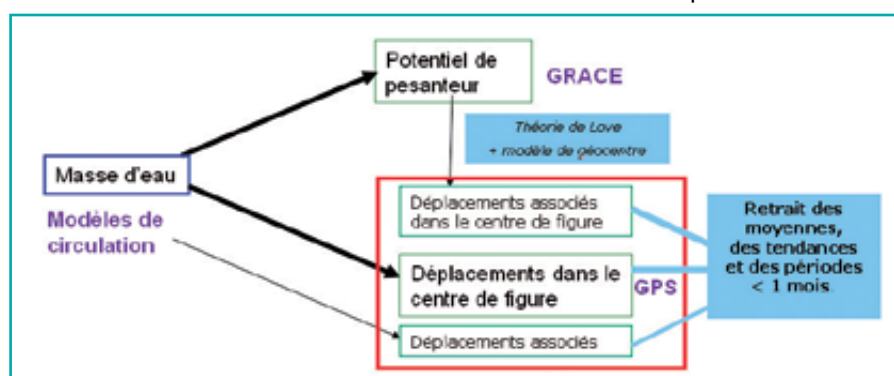


Figure 6. Homogénéisation du jeu de données



séries de coordonnées résiduelles, et associées à des changements de matériel ou à des séismes, sont au préalable retirées semi-manuellement. Nous conservons alors uniquement les séries avec au moins 75 % de données disponibles sur la période 2002-2012, ce qui équivaut à 110 stations.

■ Homogénéisation des données

Etant donné la faible amplitude des signaux que nous recherchons, il convient d'être particulièrement rigoureux lorsque l'on compare les déplacements GPS à ceux déduits des mesures de la mission GRACE. Il est alors nécessaire :

- D'exprimer les déplacements dans un système de référence cohérent. En particulier, il faut les exprimer par rapport à une origine commune. En effet, de par la stratégie de mise en référence utilisée, chaque solution GPS hebdomadaire est exprimée dans un repère centré sur le centre géométrique du réseau d'alignement (l'IGS "core"), qui, de par la répartition très homogène des stations de ce réseau à la surface de la Terre, est très proche du centre de figure de la Terre. Au contraire, la gravimétrie spatiale fournit des mesures exprimées par rapport au centre de masse de la Terre. En utilisant un modèle calculé à partir de mesures de télémétrie laser décrivant le mouvement du centre de figure par rapport au centre de masse, les déplacements associés à GRACE peuvent

eux aussi être exprimés par rapport au centre de figure.

- D'homogénéiser la résolution temporelle des séries en retirant de celles-ci toutes les périodes inférieures à un mois.
- De retirer les moyennes et surtout les tendances des séries. En effet, celles-ci sont associées, pour le GPS, aux effets tectoniques ou, sur la composante verticale, aux effets résiduels du rebond post-glaciaire.

Un bon accord entre le GPS et la gravimétrie spatiale

■ Domination des effets de surcharge, y compris à l'échelle inter-annuelle

Les déplacements verticaux ainsi obtenus, par exemple sur la station de Wettzell, en Allemagne, (Figure 7) sont alors globalement très cohérents entre GRACE et le GPS (Figure 8). La

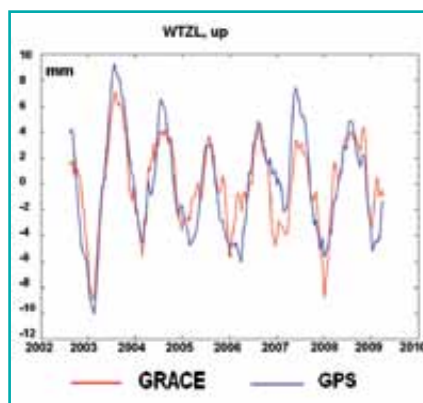


Figure 7. Déplacements verticaux en mm sur la station de Wettzell

présence d'une large partie de signal commun entre les deux techniques montre qu'une majeure partie des déplacements verticaux sont, comme à Wettzell, associés aux variations. Cette assertion est vérifiée à l'aide de modèles de circulation spécifiques décrivant les variations de masse des trois enveloppes fluides de la terre : atmosphère, océans et hydrologie continentale.

Les séries temporelles sont dominées, sur la grande majorité des stations, par un signal saisonnier fort. Or, le signal climatique qui nous intéresse se trouve "caché" sous cette composante annuelle. Nous estimons donc ce signal saisonnier, le retirons, et après avoir filtré le signal résultant de façon à ne garder que les périodes supérieures à 6 mois, nous obtenons ce que nous nommons désormais les déplacements inter-annuels verticaux (Figure 9). Ceux-ci sont d'amplitude 3 à 10 fois plus faible que le déplacement total, et malgré une cohérence moindre que sur le signal total, il semble encore subsister globalement une partie significative de signal commun entre les déplacements GRACE et GPS à basses fréquences, que ce soit à Wettzell (Figure 9) ou sur l'ensemble de l'Europe (Figure 10). Ce signal commun est alors associé aux transferts de masse d'eau à l'échelle inter-annuelle, et donc peuvent être potentiellement reliés à la dynamique inter-annuelle à décennale du climat européen.

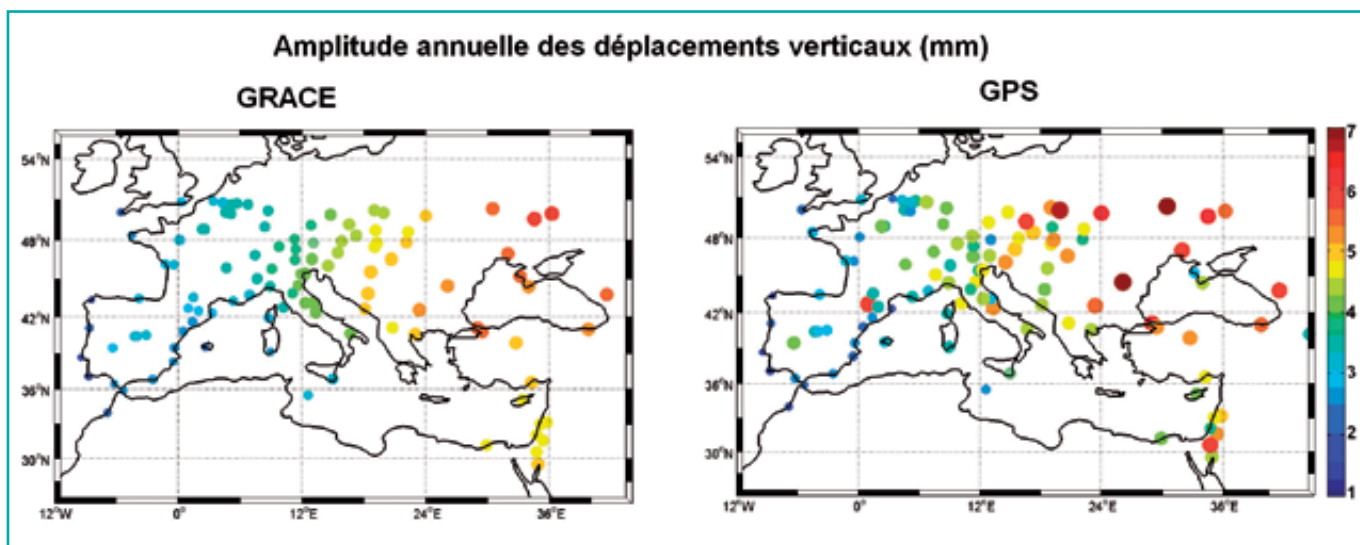


Figure 8. Amplitude annuelle des déplacements verticaux associés à GRACE (gauche) et au GPS (droite)

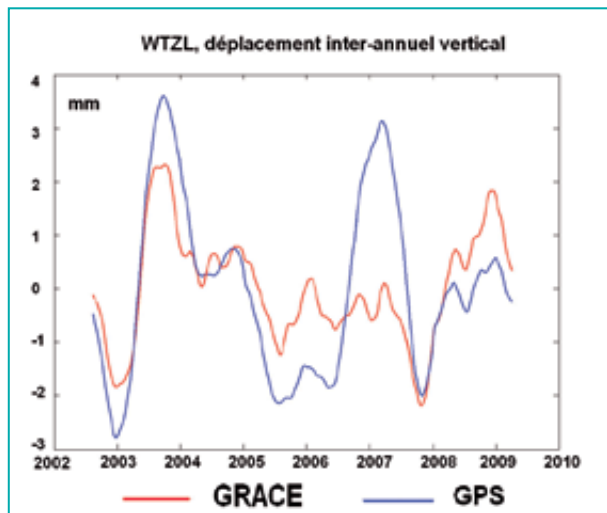


Figure 9. Déplacements inter-annuels verticaux en mm sur la station de Wettzell

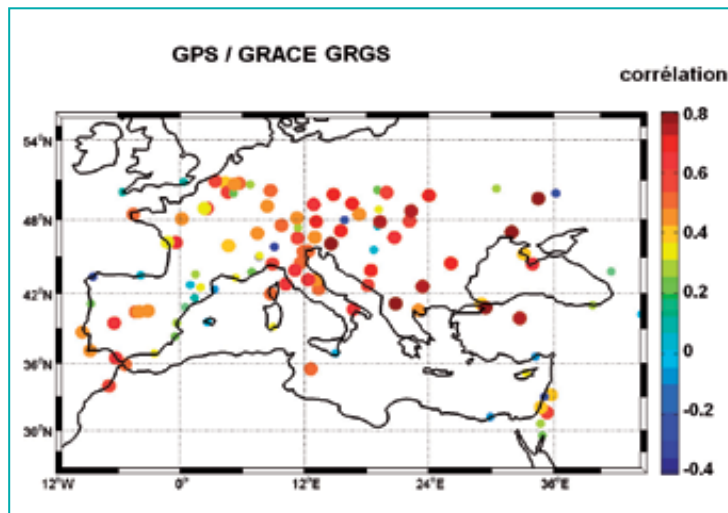


Figure 10. Corrélations entre les déplacements inter-annuels verticaux du GPS et déduits des mesures de GRACE

■ Quelle est la précision d'estimation des déplacements associés aux transferts de masse ?

L'une des étapes préalables à l'extraction dans les séries de signaux climatiques consiste à estimer l'amplitude maximale des déplacements que l'on peut espérer mettre en évidence. La méthode du tricorné (Valty et al., 2013) a permis de montrer que la précision du GPS pour estimer les déplacements associés aux variations temporelles de surcharge était de l'ordre de 2 mm, et de 1 mm à l'échelle inter-annuelle. Cette estimation de la barre d'erreur des déplacements verticaux est aussi une estimation assez proche de la précision des déplacements verticaux tout court, la contribution de la surcharge étant dominante sur une large partie des stations GPS. En effet, les autres contributions aux déplacements n'étant pas associées à des erreurs sont soit :

- absentes ou très improbables dans notre zone d'étude : c'est le cas des effets post-sismiques dans les séries GPS ou des effets co et post-sismiques dans GRACE qui ne sont susceptibles d'exister que dans le cas de séismes de magnitude supérieure à 8.6 (de Viron et al., 2006) ;
- susceptibles d'avoir une signature principalement locale, bien que potentiellement forte, comme c'est le cas d'un certain nombre de déplacements locaux, qu'ils soient d'origine

hydrologique ou non (mouvements de terrain) ;

- secondaires, comme le sont, en moyenne, les effets sur les déplacements verticaux de la différence de résolution spatiale entre GRACE et le GPS. En effet, les déplacements sont davantage sensibles aux grandes longueurs d'onde de la charge qu'aux effets locaux. Le résultat est que les effets en terme de déplacement différence de résolution originelle entre GRACE (400 km) et le GPS (local) sont moindres qu'ils pourraient l'être en terme de surcharge.

■ Comment isoler la signature spatiale et temporelle d'un signal climatique ?

Ceci étant quantifié, il est nécessaire de démêler, dans les séries, le signal d'origine climatique des autres contributions inter-annuelles. Pour cela, nous utilisons une méthode dite de séparation des sources : l'Analyse en Composantes Principales. Elle permet d'isoler des séries temporelles, appelées sources, qui sont linéairement indépendantes les unes des autres, et qui expliquent chacune une part de variance des séries temporelles d'origine. Cette technique permet alors de réduire la dimension du signal et de mettre en évidence ses principaux modes de variabilité (un mode est la combinaison d'une série temporelle et d'une carte, correspondant à la projection des données sur la source temporelle).

Recherche de signaux climatiques dans les séries inter-annuelles de déplacement

Nous appliquons dans un premier temps une Analyse en Composantes Principales indépendamment :

- d'une part aux déplacements GPS inter-annuels verticaux sur les 110 stations de notre réseau,
- d'autre part aux déplacements inter-annuels verticaux déduits des mesures de la mission GRACE, et calculés eux-mêmes aux stations GPS, comme il est possible de le faire à partir d'un champ développé en harmoniques sphériques.

■ Un mode de variabilité dominant et cohérent entre GRACE et GPS

Le premier mode ainsi calculé explique plus de 40 % de la variance des déplacements GPS inter-annuels sur l'ensemble des stations, et plus de 60 % de la variance des déplacements verticaux inter-annuels déduits de la solution GRACE. La série temporelle qui lui est associée (Figure 11, gauche) est bien corrélée entre GRACE et GPS, sauf au début 2007 : le coefficient de corrélation dépasse 0.75. De plus, on y voit nettement la signature de plusieurs événements climatiques, comme la sécheresse de l'été 2003 qui se traduit par un déplacement positif, et celle, par exemple, des grandes inondations du printemps 2005 qui ont touché une majeure partie des

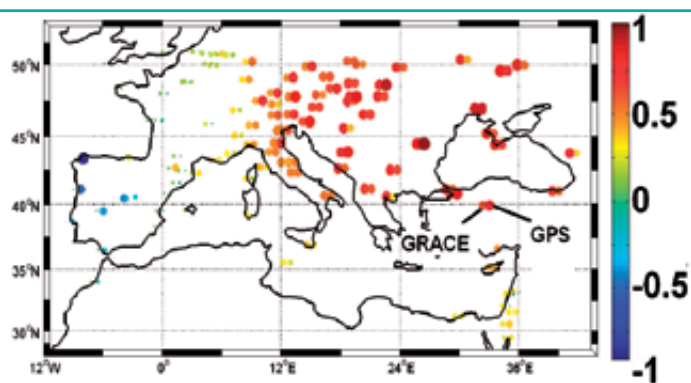
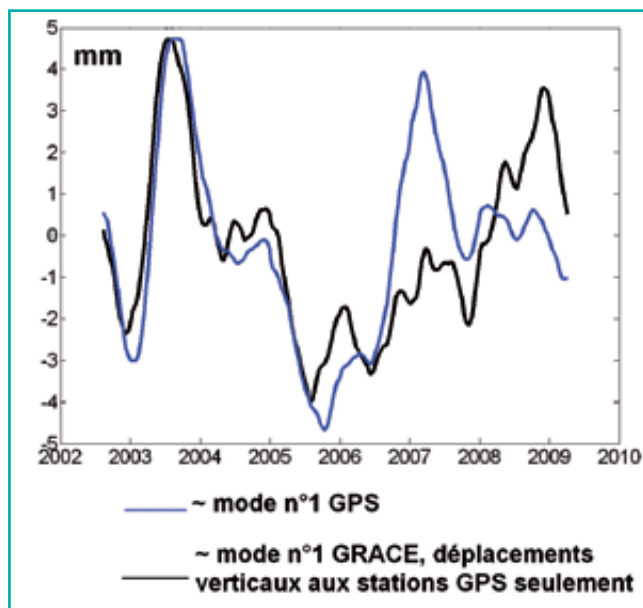


Figure 11. Les signatures temporelles (gauche) et spatiales (droite) du premier mode de déplacement inter-annuel. Lorsque les points de droite et de gauche ont, pour une station donnée, la même taille ou la même couleur, ce mode est significatif à la fois pour GRACE et GPS



Balkans, et qui correspondent à un déplacement négatif. De plus, pour les stations affectées, la signature de ce mode dans les déplacements est assez cohérente entre GRACE et GPS : les points (Figure 11, droite) ont des tailles et des couleurs proches. Ce mode dominant, que nous appelons désormais Mode n°1, affecte donc les déplacements verticaux des stations autour de la Mer Noire, et particulièrement dans une zone qui semble en partie correspondre aux bassins du Danube et du Dniepr, qui sont les

deux plus grands bassins fluviaux d'Europe en terme de superficie, et qui alimentent tous deux la Mer Noire. L'effet de ce Mode n°1, obtenu en multipliant la signature spatiale (Figure 11, droite) par l'amplitude de la série temporelle (Figure 11, gauche), atteint sur les stations les plus affectées, comme celle du Bucarest en Roumanie, près de 1 cm de déplacement pic à pic. Les écarts-types des déplacements associés à ce mode n°1 restent supérieurs à 2 mm, et donc significatifs, sur plus d'une trentaine de stations.

■ Un mode correspondant aux effets de la NAO

Ainsi, ce mode est donc associé à des transferts de masse d'eau inter-annuels. De plus, sa série temporelle associée est significativement corrélée à l'indice de NAO "basses fréquences", c'est-à-dire duquel les périodes inférieures à 6 mois ont été retirées. Cette corrélation, qui est par exemple de 0.42 avec la série temporelle du mode n°1 pour le GPS (la courbe bleue de la Figure 11) est significative à plus de 95 % : cela signifie que le Mode n°1 mis en

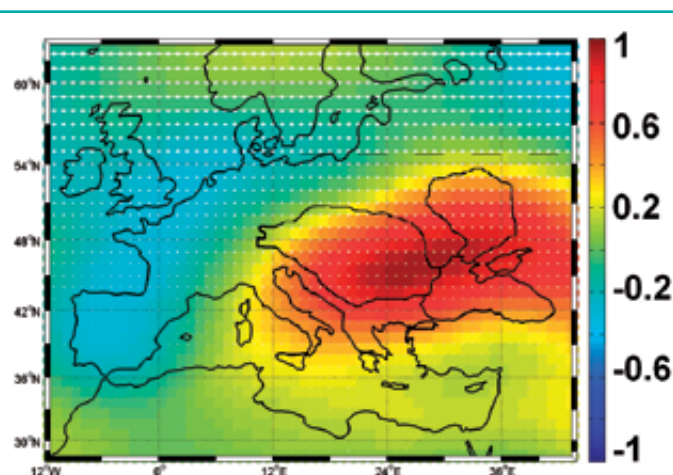
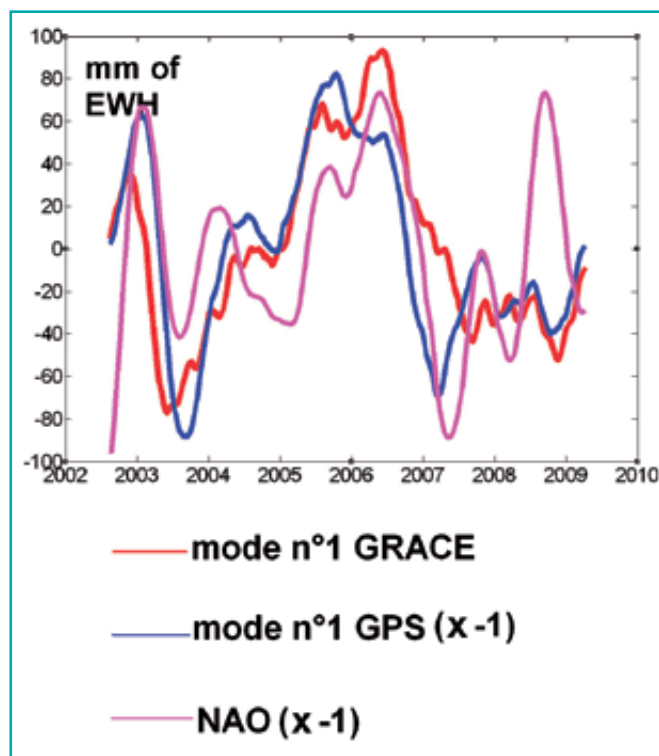


Figure 12. Les signatures temporelles (gauche) et spatiales (droite) du premier mode de surcharge inter-annuelle déduit des mesures GRACE. En bleu, le premier mode inter-annuel de déplacement GPS (courbe bleue de la Figure 11, ici multipliée par un facteur aléatoire négatif), et en magenta l'indice de la NAO (multiplié là encore par un facteur négatif aléatoire)

évidence dans les séries de déplacements GPS et de déplacements déduits des mesures GRACE correspond aux effets de l'oscillation Nord-Atlantique sur les déplacements verticaux associés aux transferts de masse.

■ Mise en évidence des effets de la NAO sur l'ensemble de l'Europe

Nous sommes toutefois limités, pour interpréter ce résultat d'un point de vue climatique, par deux choses :

- la répartition hétérogène des stations
- la nécessité de quantifier les effets de la NAO sur les transferts de masse en termes de hauteur d'eau équivalente (et non en termes de déplacement).

Pour y pallier, la même stratégie que précédemment est appliquée, mais cette fois-ci aux séries temporelles inter-annuelles de surcharge déduites de GRACE, et calculées sur une grille régulière couvrant l'Europe. Le premier mode alors mis en évidence par l'Analyse en Composantes Principales est largement dominant, et explique près de 60 % de la variance du signal. Surtout, sa série temporelle associée est cohérente avec celle du Mode n°1 mis en évidence uniquement sur les déplacements aux stations GPS (Figure 12), à un signe près. Ceci est tout à fait normal : en effet, rappelons-le, un excédent de masse correspond à un déplacement vertical négatif. De plus, cette série temporelle est significativement anticorrélée à l'indice de NAO, avec un délai optimal de trois mois. Ce délai est cohérent avec le fait que, si

les effets de la NAO sur les températures ou les précipitations peuvent être instantanés ou décalés de quelques jours, son effet sur les redistributions d'eau peut prendre quelques mois, via les processus de ruissellement entre l'amont et l'aval d'un même bassin versant. C'est ainsi la signature de l'oscillation Nord-Atlantique sur les redistributions de masse d'eau que nous avons ainsi mis en évidence, et son effet (Figure 12, droite) est important autour de la Mer Noire, et notamment au Nord et à l'Ouest de celle-ci. Ces zones correspondent en grande partie aux bassins du Danube et du Dniepr.

Interprétation et apports des résultats d'un point de vue climatique

Ainsi, la NAO est le principal facteur des redistributions de masse en Europe à l'échelle inter-annuelle, et son effet est majeur sur la Mer Noire et ses deux principaux bassins versants (le Danube et le Dniepr), et son effet en terme de surcharge atteint 17 cm d'eau équivalente pic à pic. Nous trouvons ainsi que les effets de la NAO sur la charge d'eau sont maximaux dans une zone qui ne correspond pas à la région où les effets de la NAO sur les précipitations ou les températures sont attendus comme étant les plus importants. En effet, la NAO reste avant tout un régime de circulation océanique, et, dans le Sud et le Centre de l'Europe, c'est surtout

en Espagne, en Italie ou sur la bordure occidentale des Balkans (dans sa partie qui longe la côte adriatique) que, ces trente dernières années, les effets de la NAO sur les précipitations ont été les plus marquées. Or, si l'on regarde plus en détails, il apparaît que les effets de la NAO sur les précipitations des dix dernières années uniquement ont été très forts sur l'ensemble des Balkans et non uniquement sur leur bordure occidentale, dans une zone qui correspond largement au bassin du Danube (Figure 13).

L'influence de la NAO s'est donc largement déplacée vers l'Est, allant jusqu'aux pourtours de la Mer Noire et au bassin du Dniepr, des zones qui, lors des décennies précédentes, n'avaient pas été soumises aux effets de l'oscillation Nord-Atlantique. C'est la combinaison de deux facteurs qui explique que nous trouvons les effets de la NAO majeurs autour de la Mer Noire :

- des précipitations largement anticorrélées à l'indice de NAO sur le bassin du Danube, et dans une moindre mesure, sur celui du Dniepr
- la grande superficie des bassins concernés, qui crée un effet de concentration de masse.

La géodésie a donc permis de mettre en évidence que la dynamique du climat jouait un rôle important dans les variations de la forme de la Terre à l'échelle inter-annuelle. La question est alors maintenant de savoir qu'est-ce que la

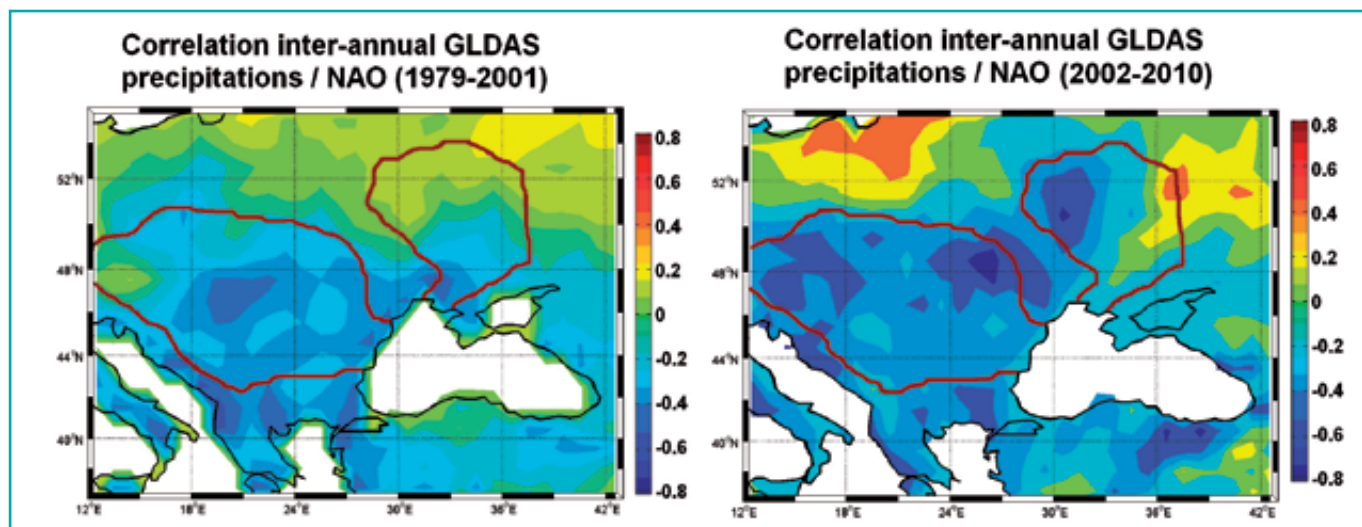


Figure 13. Corrélations entre l'indice de NAO et les précipitations inter-annuelles dans les bassins du Danube et du Dniepr (délimités par des traits continus rouges).



géodésie apporte d'un point de vue de l'étude de la dynamique décennale du climat ?

Apport de la géodésie par rapport aux modèles

La réponse vient en partie de la comparaison par rapport aux modèles, qui, eux, permettent également de connaître la dynamique des transferts de masse d'eau. Ainsi, les variations temporelles de masse d'eau contenue dans chacune des grandes enveloppes fluides de la Terre (atmosphère, océans, hydrosphère continentale) sont décrites par des modèles spécifiques. Ceux-ci n'assimilent pas de mesures de géodésie à proprement parler. Par exemple, les modèles d'hydrologie continentale, comme GLDAS (Global Land Data Assimilation System) sont basés sur l'équation du cycle de l'eau et utilisent comme données en entrée des mesures de précipitation, de température, de caractéristiques des sols, et permettent de calculer de nombreux paramètres dont celui du stockage hydrologique qui correspond à la contribution de l'hydrologie continentale à la masse d'eau totale. Cette dernière correspond alors à la somme de l'hydrologie continentale, de l'atmosphère et des océans. Lorsque l'on applique exactement la même stratégie aux données issues des modèles que celle appliquée aux données GRACE, le premier mode, correspondant toujours aux effets de la NAO sur les transferts de masse, est significatif sur le bassin du Danube (comme pour le GPS et GRACE), mais ne l'est ni en Mer Noire, ni sur le bassin du Dniepr, contrairement à ce qui est trouvé avec GRACE.

En Mer Noire, nous montrons alors à l'aide de données indépendantes que c'est le modèle océanique qui est "faux". Le GPS et la gravimétrie par satellite, qui sont par ailleurs en accord correct dans cette région, mettent donc en évidence les limites du modèle océanique en Mer Noire. N'utiliser que les modèles ne donne accès qu'à une information limitée, et la géodésie permet de montrer que les effets de la NAO ne sont pas seulement

concentrés dans le bassin du Danube, mais concernent une zone beaucoup plus large dont les variations inter-annuelles de masse sont cohérentes, et largement influencées par les effets de la NAO.

Conclusion

Nous avons montré en comparant les séries temporelles de déplacement vertical de 110 stations GPS en Europe avec celles déduites des mesures de la mission GRACE, que plus de 40 % de la variance inter-annuelle des déplacements sur la période 2002-2010 était associée à un mode régional centré sur la Mer Noire et ses principaux bassins fluviaux, à savoir le Danube et le Dniepr. Ce mode semble correspondre aux effets de la NAO sur les transferts de masse d'eau, et est capté de manière relativement cohérente par la mission GRACE et le GPS. Ceci montre que les variations inter-annuelles de la forme de la Terre sont, en Europe, en grande partie associée à la dynamique climatique de la région, et que ce signal est mesuré de manière fiable par deux techniques géodésiques indépendantes.

Au final, bien que restant une technique secondaire pour l'étude de la dynamique du climat sur des échelles de temps allant de une à plusieurs dizaines d'années, la géodésie a montré qu'elle est un outil efficace permettant, de par son indépendance, d'être complémentaire des modèles et données existants. Les séries temporelles qui s'allongent, la précision des mesures et des traitements qui s'améliorent, ainsi que le développement de réseaux GPS permanents denses permettront sans doute de généraliser ce genre d'études, et de montrer que l'analyse des petites variations temporelles de la forme de la Terre, de l'ordre de quelques millimètres par an, sont nécessaires afin de mieux comprendre la dynamique climatique. ●

Contacts

Pierre VALTY, docteur en géophysique, chercheur au Laboratoire de Recherches en Géodésie de l'IGN.
pierre.valty@ign.fr

Olivier de VIRON, Université de la Rochelle, Institut de Physique du Globe de Paris
Isabelle PANET, IGN

Bibliographie

- de Viron O., I. Panet, M. Diament, 2006. *Extracting low-frequency climate signal from GRACE*, eEarth, vol. 1, page 9-14
- de Viron, O., Panet, I., Mikhailov, V. Van Camp, M. & Diament, M., 2008. *Retrieving earthquake signature in GRACE gravity solutions*, Geophysical Journal International, 174(1), 14-20.
- Farrell, W.E., 1972. *Deformation of the earth by surface loads*, Reviews of Geophysics and Space Physics, 10(3), 761-797.
- Love, A., 1909. *The Yielding of the Earth to Disturbing Forces*. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character (1905-1934). 1909-02-16. 82 (551):73-88
- Valty, P., de Viron, O., Panet, I., Van Camp, M., & Legrand, J. *Assessing the precision in loading estimates by geodetic techniques in Southern Europe*. Geophysical Journal International., 2013

ABSTRACT

Using geodetic data over southern Europe, we show that, during the last decade, the North Atlantic Oscillation (NAO) has been the main source of inter-annual water mass changes over that region, and we quantified its effect. Indeed, as GPS station positions and satellite time variable gravity are both affected by the space-time dynamics of the water load, they bring information about the surface water mass distribution variations. In this study, we focus on the interannual time scale from 2002 to 2010. Using Principal Component Analysis, we isolate two large scale coherent variability modes between GPS and GRACE loads. The first mode, which is dominant, is centered over the Black Sea and its two main basins, the Danube and the Dnieper, and its associated time series is correlated to the NAO index.