

# LA MESURE DE LA TERRE EST UNE DES BASES DE SON ÉTUDE PHYSIQUE

Michel Van Camp et Olivier de Viron  
Observatoire Royal de Belgique

## Introduction

La prévision des successions des jours et des nuits, mais aussi des lunaisons et des saisons, a été un enjeu critique pour l'humanité, c'est la raison pour laquelle l'astronomie est souvent qualifiée de « plus vieille science du monde ». La régularité des phénomènes astronomiques fut aussi source de questions : la plupart des astres se meuvent sur des voies circulaires centrées sur la Terre, mais quelques autres ont un mouvement différent, tels la Lune et les planètes. Avec les questions viennent les tentatives de réponse, c'est ainsi que naquit la science. La géodésie - la science qui étudie la forme de la Terre, ses déformations, ainsi que son champ de pesanteur - est issue de considérations tout aussi pragmatiques.

Dans les premières sociétés sédentarisées, l'agriculture exigea de repérer les limites d'une parcelle. Depuis les premiers arpentages, que de chemin parcouru, ce qui n'a bien sûr pas été sans difficultés! Si la vitesse du vent, le niveau d'une rivière ou la détermination d'un type de roche sont directement mesurables, le repérage de points à la surface terrestre est, en général, un problème difficile.

Prenons le cas de la mesure de la pesanteur, c'est-à-dire l'accélération que subit un corps au repos à la surface de la Terre. Le terme dominant,  $9,81 \text{ m/s}^2$  sous nos latitudes, est assez simple à mesurer. Toutefois, vu le rapport entre la masse colossale de la Terre et celle des anomalies de masse présentes à l'intérieur ou à sa surface, les variations locales et temporelles que l'on veut étudier sont très

inférieures, ce qui nécessite des mesures d'une grande précision. De la même manière, mesurer les positions relatives de 2 stations à la surface de la Terre, ou la topographie d'une montagne, relèvent aussi de l'exploit, puisqu'on doit mesurer des quantités qui ne sont pas à l'échelle de l'homme... mais qui, par ailleurs, restent parfois très petites par rapport aux mesures de la Terre. Sur un dessin où notre Globe ferait 12 cm de diamètre, les reliefs représentent moins que l'épaisseur du trait du crayon : la topographie varie de 12 km dans les fosses abyssales à 9 km au sommet de l'Everest, alors que le rayon terrestre moyen égale 6371 km.

Pour mesurer ces reliefs, une foule de questions se posent, dont « par rapport à quelle référence » n'est pas la plus simple. Supposons que ce soit par rapport au centre de la Terre; comment savoir où j'en suis par rapport à ce point quand je fais la mesure de hauteur? Pendant de nombreuses années, la topographie fut mesurée par rapport au niveau moyen de la mer; ce qui a posé le problème de la cohérence de ces références. Une conséquence est l'existence d'un saut de 2 mètres entre la Belgique et ses voisins, car pour éviter les altitudes négatives, notre pays a pris comme référence le niveau de la mer à marée basse<sup>a</sup>. Étudier les variations de la rotation de la Terre n'est pas plus aisé, car cela nécessite une horloge plus précise que la rotation de la Terre, dont le « balancier » supposé maintenir la régularité est de quelque  $10^{25} \text{ kg}$ . Et comment situer la Terre dans l'espace? Dès lors, le géodésien a dû développer tout un arsenal

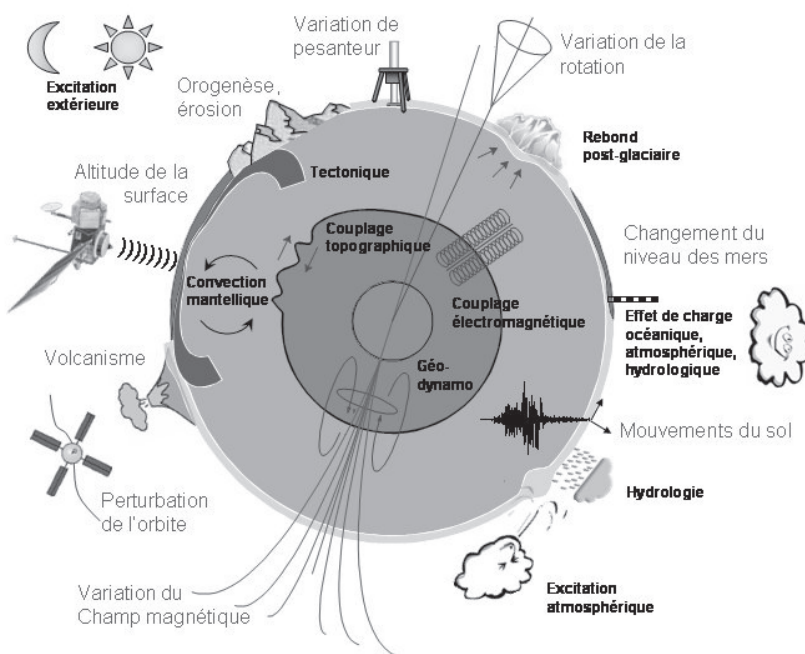


Figure 1: Les différents phénomènes qui affectent la forme et la rotation de la Terre (voir également page 2 de couverture pour une version en couleurs)

de ruses de Sioux afin de pouvoir « promener » des quantités absolues non préhensibles.

Cet article présente tout d'abord la géodésie et ses techniques. Ensuite, illustré des recherches menées à l'Observatoire Royal de Belgique, il présente les apports de la géodésie dans les études physiques de l'intérieur et de la surface de la Terre (Figure 1).

## Les techniques géodésiques

### *L'aube de la géodésie : la géodésie par comparaison*

Les premières mesures de la taille de la Terre datent de l'Antiquité, entre 300 et 200 années avant notre ère. Le défi est important : on doit mesurer une sphère astronomiquement plus grande<sup>b</sup> que l'homme, à partir de mesures faites à sa surface. Ce n'est possible que si l'on dispose de repères extérieurs, tels la Lune et le Soleil, sachant que la Terre est sphérique. C'est ce que feront Aristarque de Samos et Eratosthène en se basant sur leurs connaissances astronomiques. Le premier se base uniquement sur l'astronomie, sans aucune mesure terrestre, il peut donc uniquement trouver des rapports. Il en déduira que le diamètre du Soleil est 7 fois plus grand que celui de la Terre, elle-même trois fois plus grande que la Lune. Ces conclusions sont erronées (le rapport diamètre solaire/diamètre terrestre est d'environ 100 et le rapport diamètre Terre/diamètre Lune est proche de 3,6), mais les techniques étaient astucieuses. Il n'avait malheureusement pas de trigonométrie à sa disposition. Eratosthène, lui, ajoute une donnée terrestre : il compare les ombres entre deux points de la Terre, qui sont quasiment dans le même méridien et dont il connaît la distance. Les ombres lui donnent l'angle dont

l'arc correspond à cette distance, et une règle de trois lui permet de calculer l'arc correspondant à un angle de 360 degrés. Les erreurs de mesure cumulées avaient tendance à s'annuler, ce qui lui permit d'obtenir la valeur à 2% près.

Cette astuce sera reprise pendant une grande partie de l'histoire de la géodésie : on prend une référence connue par ailleurs, et on la « propage » aussi précisément que possible. C'est ce qu'applique la triangulation : pour mesurer de grandes distances, on se contente d'en mesurer une plus petite, et à en déduire, de proche en proche, la distance totale recherchée. Autres exemples, le champ de potentiel gravitationnel fut mesuré par rapport à des stations de référence, la topographie par rapport à des points de hauteurs connues et la forme de la Terre, par la mesure d'arcs de méridien.

### *La géodésie d'aujourd'hui : le règne de la précision*

Avec le temps, les méthodes de mesure ont évolué vers plus de précision. Depuis le lancement des premiers satellites artificiels, on a progressivement développé les mesures spatiales, qui permettent une observation plus globale de la Terre. Les moyens de calcul

ont également permis d'améliorer de façon significative l'interprétation des observations. Nous illustrons ces deux aspects par deux exemples précis : la mise en évidence des mouvements de l'axe de rotation de la Terre et l'interprétation de données fournies par le satellite GRACE.

### La rotation de la Terre

La mécanique céleste prévoit avec une précision remarquable les positions dans le ciel de la Lune et du Soleil. Ces positions sont aussi observées par des télescopes, à des heures de mieux en mieux définies grâce à des horloges performantes. On constate que non seulement les observations par télescopes et horloges ne collent pas, mais qu'en plus, elles diffèrent de la théorie de façon similaire pour les astres du jour et de la nuit (Figure 2). Cette différence fut attribuée par Brown en 1926 à une variation de vitesse de la rotation de la Terre. C'est probablement l'une des premières mesures directes de ce type. Elle est représentative de ce que fait la géodésie moderne, à savoir la mise en jeu d'une théorie élaborée, des mesures de haute précision, et l'interprétation de résidus entre modèle et observation. Si l'on a mesuré avec une précision suffisante, la seule possibi-

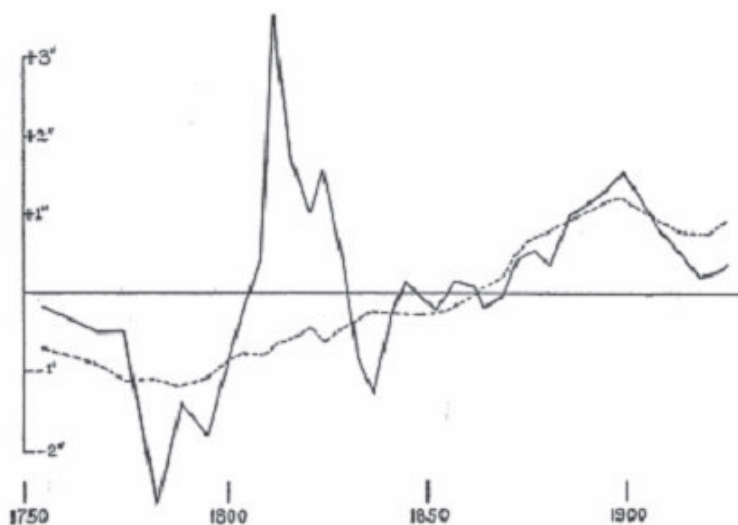


Figure 2 : Anomalie dans la longitude de la Lune (trait pointillé) et du Soleil (trait plein) par rapport aux prédictions de mécanique céleste (Brown, 1926)

lité pour expliquer une différence entre le modèle et l'observation, c'est qu'un paramètre supposé constant dans le modèle est en réalité variable, et l'on peut estimer cette variation en modifiant la théorie. L'interférométrie à très longue base (VLBI), technique fondamentale pour déterminer les variations de la vitesse de rotation de la Terre utilise une mesure assez similaire. Toutefois, pour augmenter la précision, on choisit des objets suffisamment lointains pour que leur mouvement apparent soit pratiquement nul, ce qui évite les problèmes de modélisation de ce mouvement : les quasars, sources très lointaines d'ondes radio sont fixes<sup>c</sup> dans le ciel. Si l'on observe une rotation d'ensemble des sources, elle ne peut donc être due en principe qu'à la rotation de la Terre.

#### **GRACE**

Une approche comparable est utilisée dans l'interprétation des données du satellite de gravimétrie spatiale GRACE. Si l'on peut calculer l'orbite d'un satellite pour une distribution de masse donnée et que l'on peut mesurer cette orbite avec la précision requise, tout écart de l'orbite par rapport au modèle résulte en principe d'une erreur dans la distribution de masse présupposée. On peut en déduire ainsi la distribution réelle de masse. Cela a l'air simple, mais ce satellite doit mesurer, depuis son orbite à 500 km de la surface terrestre, l'effet des variations du contenu en eau des sols de l'ordre du litre par mètre carré.

La mesure géodésique est presque toujours indirecte et intègre de multiples phénomènes et bruits divers, qu'il faut comprendre et corriger. L'interprétation des données et l'étude de la Terre nécessitent un constant aller-retour entre les modèles et les mesures, comme souvent en science.

#### **Les mesures de positionnement et leurs applications**

Avec l'ère spatiale sont venus les satellites géodésiques - tels le système de positionnement global GPS - et la radioastronomie. C'est une révolution fondamentale, puisque l'on peut enfin observer tous les continents par rapport au même repère, mesurer les hauteurs d'eau ou les variations de la pesanteur globalement à la surface de la Terre. Grâce à la géodésie, il est possible de déterminer sa position, partout sur Terre, avec une précision proche du millimètre. C'est utile aux géomètres et cartographes, mais c'est aussi précieux pour de nombreux géophysiciens. D'une part cela leur permet de mesurer les déformations tectoniques et d'autre part, cela permet de définir un système de référence terrestre. Avant, on donnait les positions par rapport à l'équateur et au méridien de Greenwich. De nos jours, on donne la position d'un point à la surface par rapport à un réseau de stations qui définissent un repère de référence, appelé International Terrestrial Reference System (ou ITRS), et sa réalisation l'International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Pour les études à l'échelle continentale, il existe également des réseaux régionaux de référence, tel l'EPN (European Reference Frame [EUREF] Permanent Network), géré par l'Observatoire Royal de Belgique<sup>d</sup>.

#### **Les mouvements des stations**

On dispose, à la surface de la Terre, d'un réseau de stations, dont on surveille les positions au cours du temps. Dans un monde idéal, rigide, les positions ne varient pas au cours du temps. Dans le monde réel, elles varient constamment : par exemple, à l'échelle locale, le bâtiment qui abrite la station peut s'enfoncer dans le sol, s'il est meuble. En outre, il peut y avoir une charge,

locale ou régionale, qui déforme le terrain comme un barrage qui se remplit d'eau, une nappe phréatique qui se vide, ou une zone de haute ou basse pression atmosphérique qui passe sur la station, ce qui représente jusqu'à un cm sous nos latitudes. Aux plus hautes latitudes, les variations de pression sont telles qu'on peut observer des déformations crustales de 3 cm. Près de l'équateur, par contre, les variations restent faibles. Un autre effet de charge provient des marées océaniques qui créent un déplacement des stations proches des océans. Cet effet atteint 12 cm le long des côtes des Cornouailles.

Si deux stations sont situées de part et d'autre d'une faille, les changements de leur distance relative reflètent les mouvements des plaques. Près d'un volcan, l'étude des déformations du sol permet d'observer les phénomènes précurseurs d'éruption. Si l'on passe à l'échelle régionale, on peut constater que les réseaux continentaux se déplacent également les uns par rapport aux autres, ce qui permet d'observer « en direct » les mouvements relatifs des plaques tectoniques. A l'échelle globale, la rotation du réseau indique la rotation de la Terre, et sa translation le mouvement du géocentre, c'est-à-dire le mouvement du centre de masse de la Terre solide par rapport au centre de masse de la Terre globale. Mais ce n'est pas tout, le signal des satellites GPS a traversé l'ionosphère et l'atmosphère, ce qui l'a perturbé et peut être faussement interprété comme un mouvement de la station. C'est aussi, si on arrive à l'isoler, une source d'informations sur le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère ou le contenu électronique total de l'ionosphère le long de la ligne satellite - station, ce qui intéresse fortement les météorologistes et les ionosphéristes.

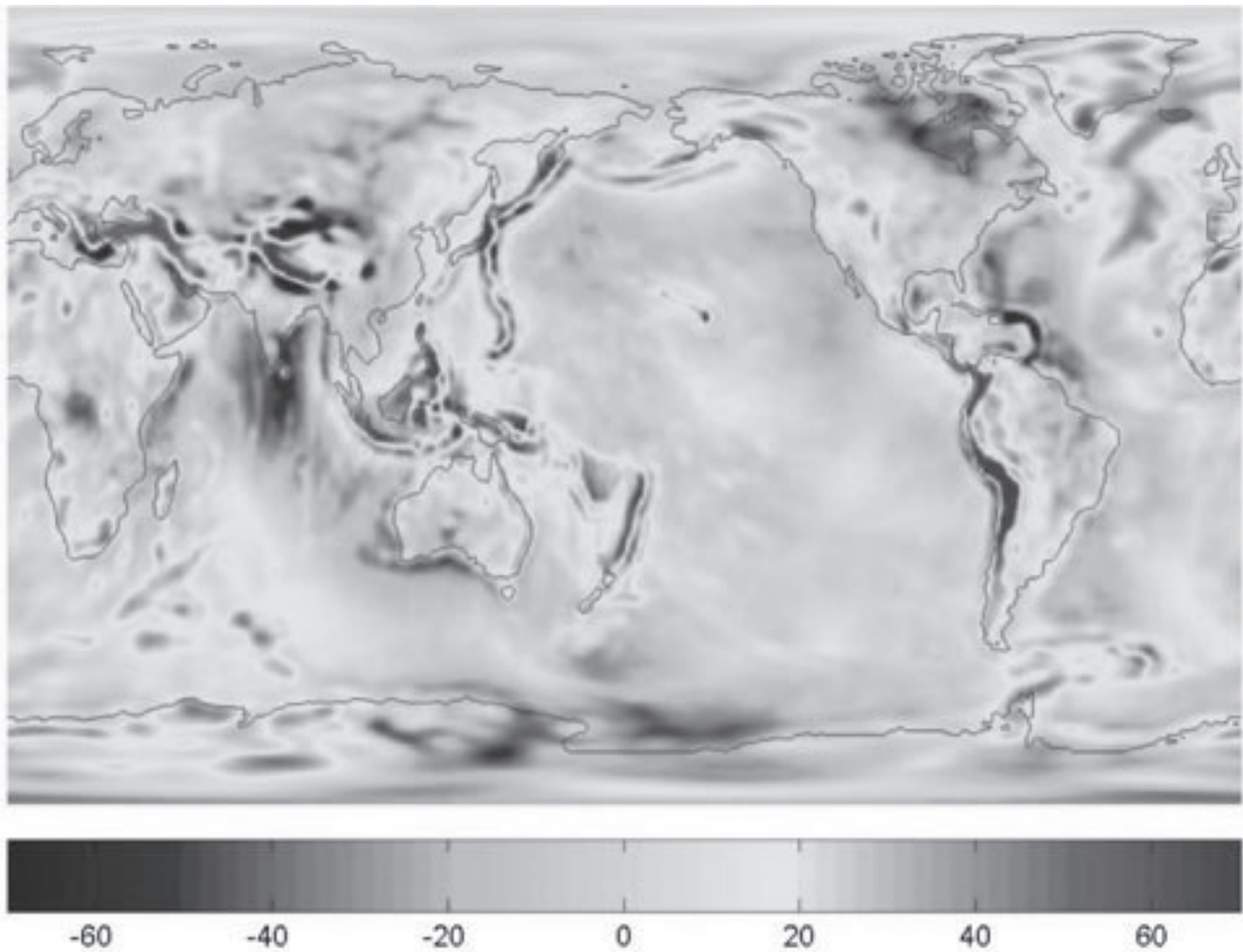


Figure 3 : Anomalies de pesanteur (par rapport à un modèle moyen de Terre) révélées par la mission GRACE. On observe une anomalie positive dans l'Himalaya, due à l'accumulation rapide de roches denses. L'anomalie négative en zones de subduction (Chili, Japon, Kermadec, Sumatra...) est entre autres due à l'accumulation de sédiments peu denses dans les fosses océaniques. On voit également une anomalie positive à Hawaï, provoquée par les intrusions basaltiques denses. [http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/ggm02/ggm02\\_03.jpg](http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/ggm02/ggm02_03.jpg) (voir également page 2 de couverture pour une version en couleurs)

Cet inventaire montre à la fois la puissance de la géodésie et en même temps le défi sous-jacent : si le mouvement des stations permet à la fois toutes ces choses, cela implique aussi que toutes ces signatures sont entremêlées dans le signal de position des stations. Le géodésien doit s'attacher à séparer le signal qui l'intéresse des autres.

### **Les mesures de pesanteur et leurs applications**

La pesanteur est l'accélération que subit un corps au repos à la surface de la Terre. Comme l'a déduit Newton, il y a fort longtemps, deux masses s'attirent mutuellement en raison de leur masse et en raison inverse du carré de

la distance qui les sépare.

En première approximation, on peut supposer que la Terre est une sphère homogène. À sa surface, l'accélération de la pesanteur ( $g$ ) approche  $9,8 \text{ m/s}^2$ . Cependant, il faut considérer la forme complexe de la Terre et la distribution inhomogène des masses en son sein :  $g$  dépend entre autres de la latitude, de la répartition des masses à l'intérieur de la Terre, de la rotation de la Terre sur elle-même (vitesse et position de l'axe de rotation), ainsi que de la position relative de la Lune et du Soleil, qui génèrent les forces de marée. La pesanteur est également influencée par les déformations tectoniques, le rebond postglaciaire, l'atmosphère et l'hydrosphère, ainsi

que la structure du globe depuis la graine jusqu'à la croûte terrestre. Par exemple, il existe une résonance, liée à la présence du noyau liquide, qui perturbe l'onde de marée diurne. Des variations de pesanteur se produisent bien sûr sur les autres planètes : par exemple, on mesure les variations de pesanteur sur Mars pour comprendre sa météorologie, via l'effet de condensation/évaporation de près d'un tiers de son atmosphère dans les calottes polaires au cours des saisons.

Les variations du champ de pesanteur s'étudient aussi depuis l'espace : on envoie un satellite en orbite autour d'un astre, et on le regarde tourner. Dans un monde képlérien, avec uniquement deux

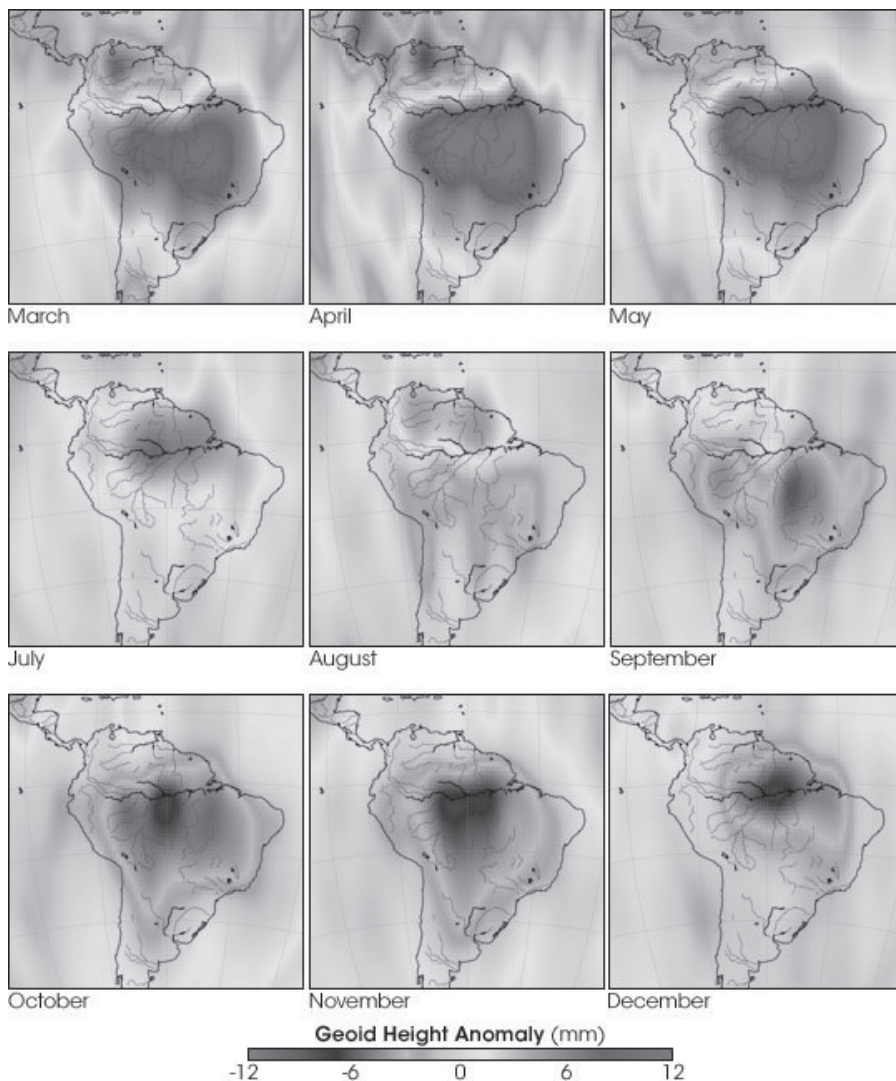


Figure 4 : Effet des variations hydrologiques dans le bassin amazonien sur les mesures de GRACE. Notez que, à certaines périodes, le comportement de l'Orénoque diffère de celui de l'Amazonie. [http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img\\_id=16664](http://earthobservatory.nasa.gov/Newsroom/NewImages/images.php3?img_id=16664) (voir également page 2 de couverture pour une version en couleurs)

corps ponctuels, ce serait vite lassant : le satellite décrirait une orbite elliptique constante autour de l'astre. En réalité, le satellite décrit une orbite complexe. Par exemple, si le corps présente un excès de masse à l'équateur, ce qui est le cas de la Terre, le nœud ascendant de son orbite subit un mouvement de précession au cours du temps, c'est-à-dire que l'ellipse sur laquelle bouge le satellite tourne le long de l'équateur. Plus le champ de pesanteur du corps sera complexe, plus l'orbite le sera également. Donc, en analysant l'orbite, on peut déduire le champ de pesanteur du corps. On peut même étudier comment

ce champ de pesanteur varie au cours du temps. Dans les années 70, cette méthode, appliquée aux satellites de positionnement par tir au laser, a permis de montrer l'effet du rebond postglaciaire sur le champ de pesanteur global de la Terre. Lorsque la dernière glaciation s'est terminée il y a environ 10 000 ans, le nord de l'Europe et du Canada ont été libérés d'une couche de glace épaisse de plusieurs kilomètres. Libérée de ce poids gigantesque, la lithosphère qui s'était enfoncée dans le manteau déformable sous-jacent, est remontée. Cependant, vu la grande viscosité du manteau, le rebond n'est pas instantané et

ses effets se font toujours sentir. L'analyse orbitographique est maintenant appliquée, de façon plus évoluée, pour déduire les variations locales des masses à la surface de la Terre par le satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) et sera utilisée pour déterminer le champ de pesanteur avec une précision inégalée par le satellite GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer).

Un premier succès de GRACE est l'observation des variations saisonnières de la pesanteur dues aux mouvements hydrologiques dans des grands bassins hydrographiques tels l'Amazonie, et la cartographie du champ de pesanteur global de la Terre avec une résolution spatiale et temporelle sans précédent (Figures 3 et 4). On attend avec impatience les premiers résultats de l'effet du rebond postglaciaire ou des variations des calottes glaciaires. Enfin, les champs de pesanteur de Vénus et de Mars ont également été étudiés par orbitographie.

### Les mesures altimétriques

La géodésie satellitaire permet aussi de mesurer l'altitude de la surface avec une précision vertigineuse. Le satellite altimétrique TOPEX-POSEIDON, lancé en 1992, et son successeur JASON, lancé en 2001, cartographient la hauteur des océans au cours du temps, pour étudier la dynamique océanique et les variations du niveau moyen des mers, enjeu important des études climatiques et source d'information essentielle pour la modélisation océanique. Un des premiers succès de TOPEX/POSEIDON a été une estimation précise des marées océaniques (avant l'avènement de ces satellites, elles n'étaient connues précisément que sur les côtes). A l'instar d'autres satellites de télédétection, JASON a même pu observer le tsunami du

26 décembre 2004 dans l'océan Indien<sup>c</sup>.

Les données de ces missions océanographiques sont assimilées dans des modèles de circulation océanique globale dont le projet pilote MERCATOR qui doit faire de la prévision océanique pour aider, par exemple, la navigation (principalement les courants, qui sont déjà exploités lors des régates, afin de choisir la meilleure route). Une autre mission altimétrique est ICESat, qui mesure la hauteur des glaciers et des calottes polaires. Ce sont des outils très précieux pour mesurer le niveau moyen des mers, les courants océaniques ou la fonte des grands glaciers. L'énorme avantage de JASON ou d'ICESat est de cartographier régulièrement les continents et les mers dans leur entièreté, au centimètre près.

### La géodésie à l'Observatoire Royal de Belgique

La géodésie, étude de la forme de la Terre, permet d'aborder de nombreux domaines de la géophysique. Nous avons déjà levé le voile sur les applications de certaines missions géodésiques comme le GPS, GRACE ou JASON. Nous poursuivons l'illustration sur base d'études menées à l'ORB. Nous montrerons l'apport de la géodésie à la géodynamique, en particulier la sismologie, le rebond postglaciaire, le niveau des mers, la tectonique des plaques, la rotation de la Terre, l'intérieur du Globe voire même d'autres planètes. Nous abordons aussi les contributions à la géophysique externe par l'étude de l'hydrologie, des glaces antarctiques, de la climatologie et de la météorologie ; d'autre part nous discuterons brièvement des liens entre géodésie, météorologie et physique fondamentale.

### Géodésie et sismologie

Longtemps, les plaques tectoniques ont été considérées comme des grands ensembles homogènes qui se meuvent de manière rigide, la plus grande partie des déformations, de la sismicité, du volcanisme ou de la topographie se produisant à leurs frontières. Cependant, contrairement à ce qu'on pourrait penser, les plaques ne sont pas parfaitement rigides et les effets des collisions produisent des déformations parfois jusqu'à plusieurs centaines ou milliers de kilomètres de la frontière interplaque. La géodésie spatiale, combinée avec les données sismiques, géologiques et topographiques, a permis un pas de géant dans la compréhension de ces zones de déformation. Loin des limites des plaques, des séismes sont possibles et l'Europe, en particulier, n'est donc pas exempte d'aléas sismiques : on connaît la forte activité sismique diffuse dans le bassin méditerranéen due à la collision de l'Afrique avec notre continent, mais de grands tremblements de Terre destructeurs de magnitude supérieure à 6 se produisent également dans nos régions (Camelbeeck et al., 1999).

Jusqu'il y a peu, la seule possibilité d'observer les déformations était donnée par les mesures de nivellement effectuées à l'aide de théodolites depuis la fin du XIX<sup>e</sup> siècle. Cependant, il est illusoire d'appliquer ces techniques pour détecter des variations inférieures au centimètre par an. Heureusement, depuis 10 ans, la géodésie spatiale permet d'étudier les déformations crustales avec une précision sans précédent. Par exemple, on sait maintenant que les plaques tectoniques se comportent en général de manière relativement rigide, car les taux de déformations internes y sont inférieurs au millimètre par an. En parti-

culier, les mesures GPS et VLBI ont montré que les mouvements relatifs horizontaux entre l'Europe centrale et l'ouest du Graben du Rhin doivent être inférieurs à 0,6 mm/an. S'ils étaient plus grands, ils devraient déjà avoir été détectés. Afin de préciser ces taux de déformation, l'Observatoire a entrepris des projets à très long terme (plus de dix ans)(Figure 5) :

- 1) Au voisinage du Graben de la Roer, mesure continue des mouvements relatifs de part et d'autre de la faille du Feldebiss. Pour ce faire, deux stations GPS ont été implantées, l'une à Bree dans le Graben de la Roer et l'autre à Meeuwen, sur le plateau de Campine. Après 5 ans de mesures, il n'y a pas de mouvements relatifs observables entre ces deux stations, distantes de 7,5 km. La qualité des mesures est telle que des mouvements relatifs supérieurs à 0,5 mm/an auraient dû être détectés. Cette valeur s'accorde parfaitement aux taux donnés par l'analyse de réseaux GPS européens cités ci-dessus.
- 2) Nous effectuons depuis 1999 un profil de mesures absolues de la pesanteur en huit stations à travers l'Ardenne et le Graben de la Roer (Van Camp et al., 2004). Ce profil, long de 140 km, est parcouru deux fois par an et devrait permettre de détecter l'extension spatiale du soulèvement et de le distinguer de phénomènes à plus grande échelle tels le rebond postglaciaire.

Les premiers résultats du profil indiquent qu'il n'y a pas de variation de la pesanteur supérieure à 13 nm/s<sup>2</sup> par an, ce qui est équivalent à 6,5 mm/an si l'on considère qu'un soulèvement ou un enfoncement de

5 mm modifie la pesanteur de  $10 \text{ nm/s}^2$ , à savoir un milliardième de g. Notre expérience a permis de calculer qu'il faudra 15 à 25 ans pour connaître les taux de variation de la pesanteur avec une incertitude de  $1 \text{ nm/s}^2$ , équivalente à 0,5 mm de mouvement vertical.

Les mesures absolues de la pesanteur ne peuvent contraindre que les mouvements verticaux. Cependant, vu leur caractère absolu, ces mesures ne dépendent d'aucun système de référence. On peut donc refaire des mesures pertinentes dans toutes les stations qui n'auront pas subi de modifications, même après un siècle. Ce n'est pas aussi sûr pour les autres techniques géodésiques car elles sont basées sur des repères qui ne sont pas parfaitement stables.

A l'heure actuelle, si les déformations intraplaques sont trop lentes pour pouvoir être observées, des moissons de résultats géodésiques impressionnants ont déjà été engrangées en zones interplaques, où les déplacements peuvent atteindre 10 cm par an. De nos jours, on observe littéralement « en direct » la dérive des continents, voire même les variations de ces mouvements, ce qui permet de comprendre l'évolution des déformations en bordure des plaques.

Il faut noter que les déplacements tectoniques fournis par les géodésiens s'accordent très bien avec les mouvements généraux liés à la tectonique des plaques déduits des observations géologiques. En d'autres termes, la géodésie permet d'observer à une échelle de temps humaine un processus en cours depuis plusieurs millions d'années et réalise le rêve d'Alfred Wegener, père de la théorie de la dérive des continents, qui ne

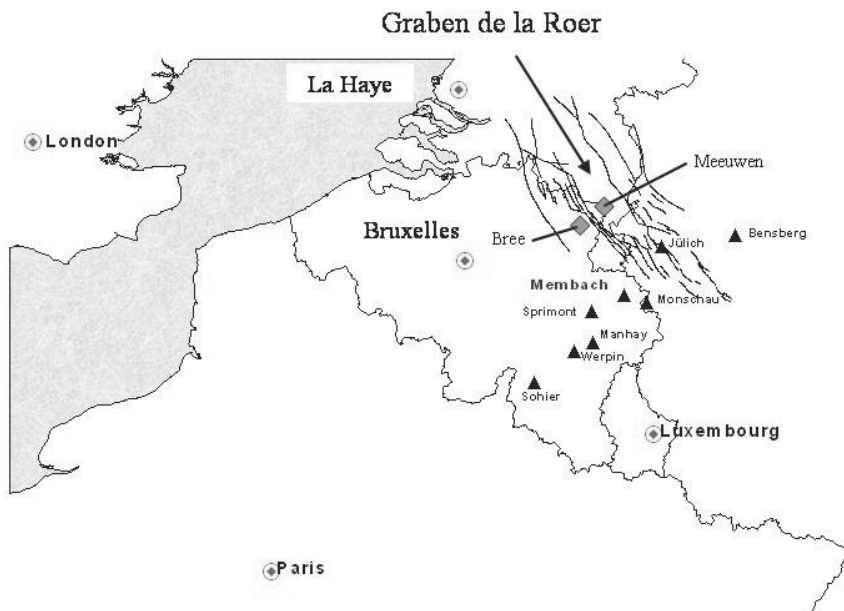


Figure 5: Profil de mesure absolue de la pesanteur à travers l'Ardenne et le Graben de la Roer. Stations GPS de Bree et Meeuwen de part et d'autre de la faille bordière du Feldebiss.

doutait pas, en 1929, qu'un jour, la géodésie pourrait mesurer précisément la dérive de l'Amérique du Nord par rapport à l'Europe.

### Le rebond postglaciaire et le niveau moyen des mers

Les modèles prévoient que la Belgique se trouve sur le rebord périphérique du rebond postglaciaire et prédisent que la Belgique devrait s'enfoncer à une vitesse de  $-0,9 \text{ mm/an}$ . Cette vitesse n'a pas encore pu être mesurée, contrairement au rebond au nord du Canada et de l'Europe, où les taux de déformation atteignent le centimètre par an. Les mesures gravimétriques et GPS contribueront à contraindre les estimations du rebond postglaciaire, paramètre encore mal modélisé sous nos latitudes.

Mesurer le rebond postglaciaire est important pour connaître la viscosité du manteau et la rigidité de la lithosphère. C'est aussi important pour surveiller le niveau moyen des mers : si nous mesurons une élévation du niveau d'eau au pied de l'estacade à Ostende, est-ce vraiment

l'océan qui s'élève, ou bien est-ce Ostende (ou l'estacade) qui s'enfonce (Figure 6) ? Pour répondre à cette question, tout point de mesure du niveau de la mer doit être contrôlé par des mesures géodésiques, c'est pourquoi, à l'instar de nombreux collègues à l'étranger, l'Observatoire effectue une fois par an une mesure absolue de la pesanteur à Ostende à l'Administration des Affaires Maritimes et Littorales, où se trouve également une station GPS.

### Hydrologie et constante de Planck

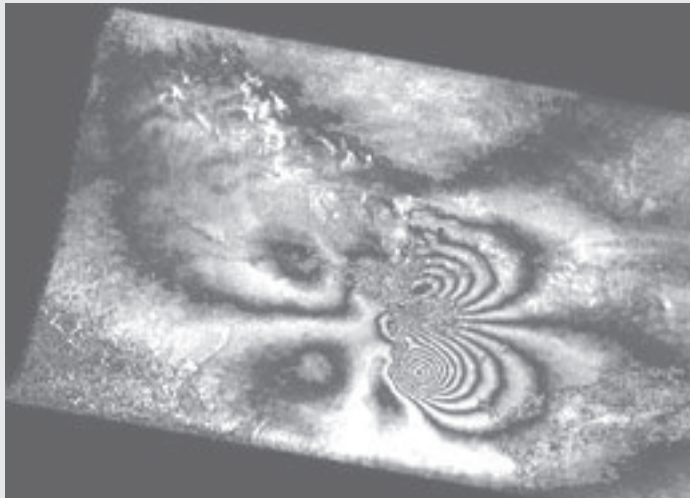
Revenons en Ardenne, à la station de Membach près d'Eupen (Van Camp et Camelbeeck, 2004). C'est une station sismique mais on y trouve aussi un gravimètre à supraconductivité qui enregistre en continu les variations de la pesanteur les plus infimes ( $10^{-10} \text{ g}$ ). Membach est également le port d'attache du gravimètre absolu de l'ORB. La comparaison des deux types de gravimètre est un moyen de contrôler l'étalonnage du gravimètre absolu et à ce titre, Membach remplit un rôle en matière de métrologie et constitue

## Techniques de mesures géodésiques (I)

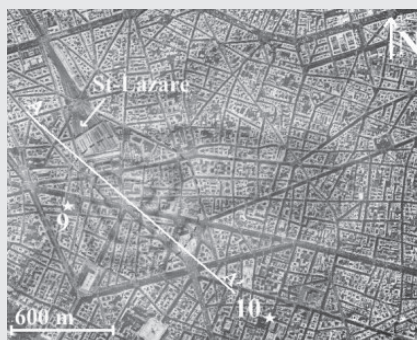
**Théodolite** : Cet instrument permet de mesurer des angles horizontaux et verticaux. Il s'agit d'un petit télescope sur trépied tournant autour d'un axe horizontal et d'un axe vertical, doté par ailleurs de deux cercles gradués en degrés, minutes et secondes. Le théodolite se fixe au sommet d'un trépied et les modèles récents permettent également de mesurer une distance. Les origines du théodolite remontent à la Renaissance. Sa mise au point a été une étape importante dans les méthodes de mesures d'arpentage. Bien que toujours utilisés, ils sont de plus en plus remplacés par le GPS.

L'étymologie de ce mot est incertaine. Il est possible que son inventeur, Diffes, ait repris le mot grec « theorein » « regarder vers », mais le terme « dolite » reste mystérieux.

**InSAR** : La technique d'interférométrie SAR (InSAR) consiste à effectuer la différence entre 2 images radar (satellitaires ou aéroportées) acquises soit de 2 points de vue différents soit à des instants différents. L'hypothèse fondamentale est que la contribution interne, liée aux propriétés physiques, géométriques et diélectriques des cibles, demeure stable entre les deux prises de vue. Si cette hypothèse est vérifiée, alors l'interférogramme révèle des systèmes de franges liés à la topographie (sensibilité de quelques dizaines de mètres dépendant de l'écart orbital entre les prises de vue) ainsi qu'à la déformation de surface (précision de quelques mm). Depuis 1992 l'InSAR a donné des images surprenantes des déformations sismiques, volcaniques ou liées aux mouvements de terrain induits par l'homme (Figures A, B).



*Figure A*: Déformation liée au séisme de Bam (Iran, 26 déc. 2004). Chaque frange correspond à un mouvement de 2,8 cm. [http://www.esa.int/export/esaEO/SEM4J0W4QWD\\_index\\_1.html](http://www.esa.int/export/esaEO/SEM4J0W4QWD_index_1.html)



*Figure B*: Soulèvement de 1,3 cm, s'étendant sur plusieurs centaines de mètres, au sud de la gare St-Lazare à Paris à la fin d'un important chantier souterrain. La déformation est probablement liée au pompage de l'eau souterraine. Une frange représente 3 mm de déplacement vertical (Le Mouélic et al., Geophys. Res. Lett. 2002). [http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/U?MR6112/Persnl/Lemouelic\\_recherche.htm](http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/U?MR6112/Persnl/Lemouelic_recherche.htm) (voir également page 2 de couverture pour une version en couleurs)



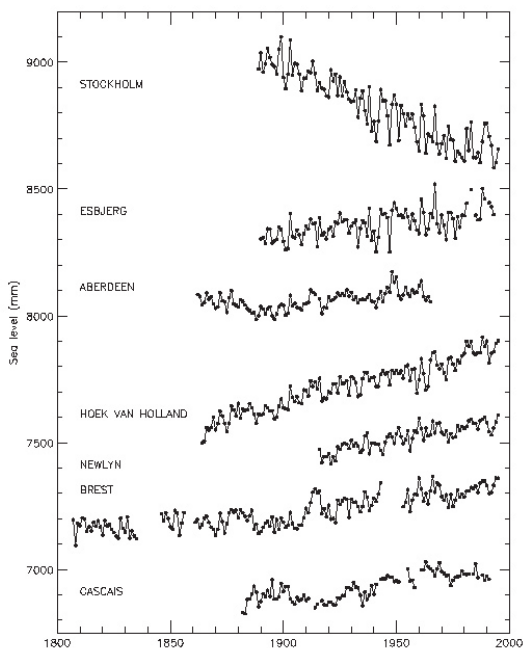


Figure 6 : Effet du rebond postglaciaire sur la mesure du niveau de la mer en différentes villes d'Europe. A Stockholm, ce n'est pas la mer qui descend mais la capitale suédoise qui monte. <http://www.pol.ac.uk/psmsl/images/geology.trends.gif>

le point de référence de la mesure de la pesanteur en Belgique. C'est primordial, car  $g$  intervient dans la détermination d'unités dérivées de la masse, et est appelé à jouer un rôle clé dans la nouvelle réalisation du kilogramme à l'aide d'une balance de Watt qui devrait le relier des constantes fondamentales de la physique (Van Camp et al., 2004).

Depuis 1996, on mesure une baisse de la pesanteur de  $-0,4 \text{ nm/s}^2$  par an à Membach, ce qui pourrait être équivalent à une élévation de la station de 2 mm par an. Ce taux, en contradiction avec les observations sismiques et géologiques, sera à confirmer dans les années à venir par les mesures à Membach et le long des sept stations du profil de mesure absolue de la pesanteur. Si l'on regarde de plus près l'évolution des enregistrements de la pesanteur, on observe des variations

saisonniers voire plus courtes, lors de chaque chute de pluie, liées à l'effet des masses d'eau dans le sol. Pour mieux comprendre ces effets, l'ORB collabore avec les hydrogéologues de l'ULg et de l'UCL.

L'une des stations du profil se trouve à Jülich (Allemagne), où l'on observe également des effets saisonniers mais surtout une augmentation de la pesanteur de  $23 \text{ nm/s}^2$  par an, causée par la subsidence de plus d'un centimètre par an due aux pompages de la nappe phréatique effectuées par les sociétés minières depuis plus de 50 ans (Figure 7). Ces mesures sont confirmées par GPS et par interférométrie radar InSAR.

### Eau, glace et feu

Membach est loin d'être insensible

à l'effet des marées qui déplacent des grandes masses océaniques et dont les surcharges déforment la croûte terrestre. Il en va de même avec les mouvements des masses atmosphériques et glaciaires, même lorsqu'elles ont disparu depuis longtemps. Les enregistrements de Membach permettent aux scientifiques d'améliorer les modèles de charge océanique ou le rebond post-glaciaire. En outre, si les effets glaciologiques, hydrologiques sur la forme de la Terre et son champ de pesanteur affectent les mouvements des satellites, ces mesures restent peu sensibles aux effets locaux pour lesquels la précision est de plusieurs ordres de grandeur inférieure aux mesures au sol, et la résolution spatiale encore limitée : il est par exemple exclu actuellement de mesurer les variations hydrologiques du bassin de la Meuse ou d'une nappe phréatique. A l'heure actuelle, seuls les grands bassins fluviaux, tel l'Amazonie, peuvent être étudiés par GRACE. Les mesures terrestres, comme à Membach, permettent par contre d'étudier ces effets très locaux (Figure 8).

Si, comme nous l'avons dit, la géodésie satellitaire permet

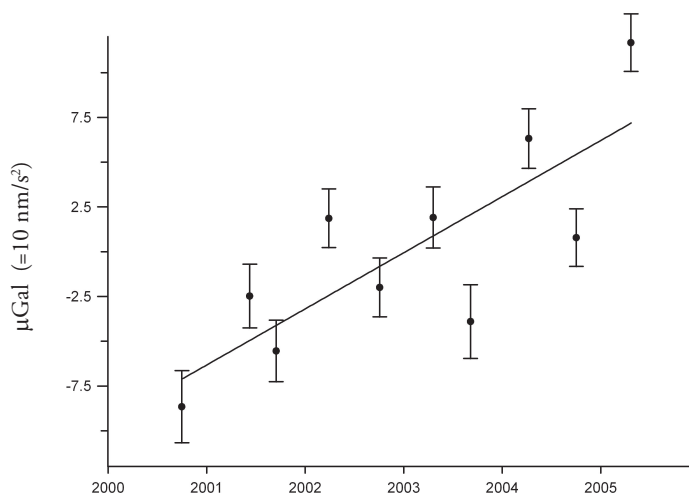


Figure 7 : Variation de la pesanteur à Jülich due à la subsidence induite par les pompages miniers. On observe une augmentation de la pesanteur de  $23 \pm 6 \text{ nm/s}^2$  par an, ainsi qu'une variation saisonnière due aux variations hydrologiques.

## Techniques de mesures géodésiques (II)

**VLBI** : La radiointérométrie à très longue base est une technique géométrique, qui mesure la différence de temps d'arrivée en deux antennes réparties à la surface de la Terre d'ondes électromagnétiques émises par des quasars distants (Figure C). La quarantaine de stations VLBI permet d'étudier les changements d'orientation de la Terre dans l'espace. Comme la différence des temps d'arrivée se mesure avec une précision de quelques picosecondes ( $10^{-12}$ ), le VLBI donne la position relative des antennes à quelques mm près et permet de mesurer la dérive des continents, les variations de la vitesse de rotation terrestre, les mouvements des pôles et l'oscillation de la Terre dans l'espace. C'est la seule technique scientifique qui embrasse presque tout l'univers, dans le temps et l'espace. Elle permet de lier la Terre, qui change de façon fluide, à un référentiel inertiel parfaitement stable.

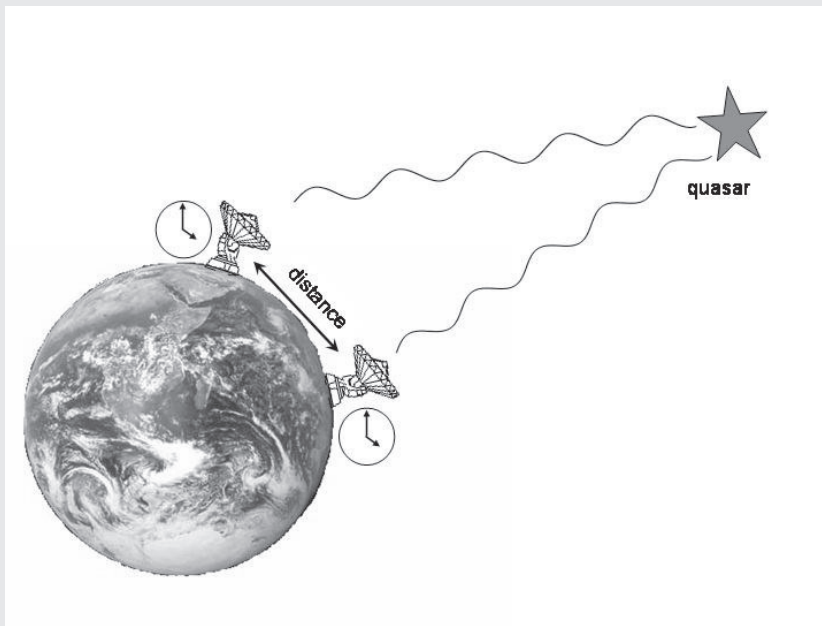


Figure C : Principe du VLBI : en comparant les signaux enregistrés par les deux radiotélescopes on peut calculer la distance qui les sépare.

**GPS** : En 1968, le Pentagone imagine un système de localisation géographique composé d'une constellation de satellites en orbite autour de la Terre qui pourrait lui fournir la position d'un point partout sur la planète. Successeur du système Transit, le Global Positioning System, basé sur la mesure de la propagation des signaux radio entre un récepteur et les satellites, a été déclaré opérationnel en 1995. Il comporte un segment de contrôle des orbites et 28 satellites en orbites quasi circulaires autour de la Terre formant un angle de  $55^\circ$  avec l'équateur et de  $60^\circ$  avec chacune des autres orbites à une altitude de 20200 km. Ce système sera complété prochainement par le système européen Galileo. Tous ces satellites forment une constellation d'astres artificiels vers lesquelles chacun peut pointer une antenne, à l'image des marins qui, jadis, pointaient leur sextant vers les astres.

**GRACE (2002)-GOCE (2006)**: GRACE consiste en deux satellites identiques (dénommés Tom et Jerry) parcourant la même orbite à une altitude de 300 à 500 km. Ils se suivent à une distance de 220 km. Lorsque les jumeaux tournent autour de la Terre, les zones où la pesanteur est plus forte affectent d'abord le premier satellite, l'éloignant du second. En mesurant les variations de distance entre les orbiteurs, GRACE détecte les fluctuations du champ de pesanteur et partant, les différences de densité à la surface de la Terre sous les satellites. Contrairement à GRACE, GOCE ne consistera qu'en un seul satellite muni d'accéléromètres qui détecteront les variations de mouvement induites entre autres par les fluctuations de densité.

**TOPEX-POSEIDON (1992)-JASON (2001) /ICESat (2003)**: Ces missions altimétriques mesurent l'altitude des satellites par rapport à la surface des océans et des glaciers. TOPEX et JASON utilisent un radar qui émet des ondes et analyse le signal réfléchi par la surface. Le temps de trajet aller-retour de l'onde est estimé très précisément afin de calculer la distance satellite – surface. ICESat, lui, se base sur la mesure du temps de parcours d'une impulsion laser réfléchi par les glaces.

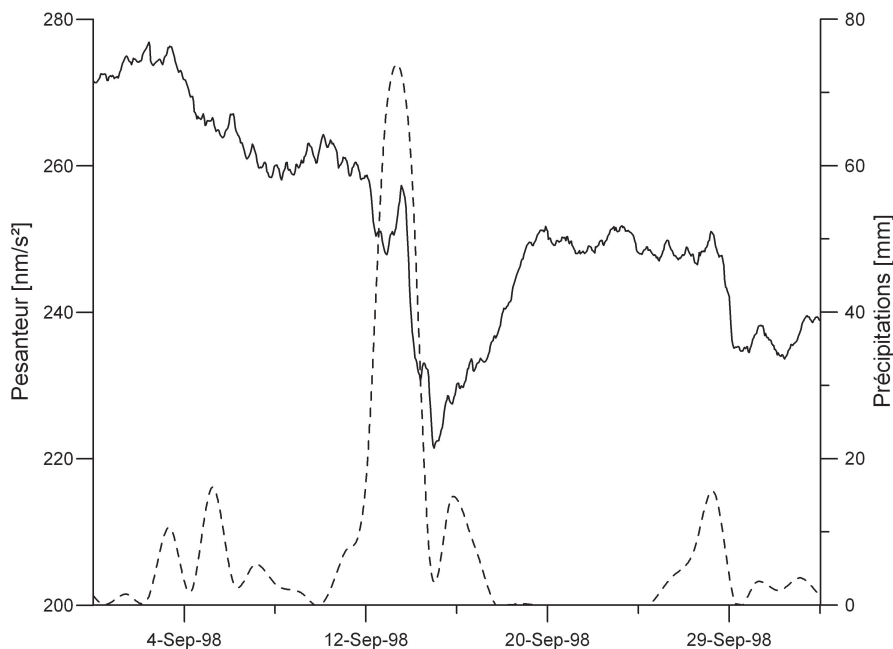


Figure 8 : Influence des précipitations sur la pesanteur à Membach : baisse de la pesanteur de  $15 \text{ nm/s}^2$  (trait plein) enregistrée par le gravimètre à supraconductivité le 14 septembre 1998 due à de fortes chutes de pluie (en pointillé)

d'observer avec une grande précision les variations de position, de hauteur, par exemple de la glace (ICESAT) et de l'eau (TOPEX/POSEIDON et JASON), les mesures effectuées au sol ne doivent pas être négligées pour autant : elles permettent de remonter parfois plus de deux siècles en arrière, mais également de valider les mesures satellitaires. Dans le cas particulier des glaciers, l'ORB projette, avec le Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie (ECGS) au grand-duché de Luxembourg, d'effectuer des mesures couplées

GPS/pesanteur dans la future base belge en Antarctique pour étudier la dynamique des glaces antarctiques. L'ECGS participe déjà à un tel projet au Groenland.

La géodésie permet également d'étudier les volcans. En particulier, les géodésiens mesurent très régulièrement les variations de pesanteur et de position liées aux mouvements magmatiques et donc, dans les zones à risque, la géodésie apporte une contribution importante pour prévoir les éruptions. A Membach, bien

que les modèles prévoient un effet trop faible pour être observé, on ne peut totalement exclure de mesurer les mouvements magmatiques liés au panache volcanique sous l'Eifel.

### ***L'orientation de la Terre dans l'espace et l'astronomie fondamentale.***

On sait que l'orientation de la Terre est perturbée par de multiples causes (Figure 9). En premier lieu, la Terre ralentit au cours du temps à cause des effets de marée lunaires, ce qui relie la mécanique céleste à la géodésie. La dynamique du noyau liquide, composé de fer, perturbe également la rotation de la Terre à un niveau observable, de même que la répartition des masses dans la Terre, ou encore le mouvement de la graine. Donc, il est nécessaire de connaître la dynamique de l'intérieur de la Terre pour comprendre sa rotation. En outre, la circulation globale de l'atmosphère et de l'océan agit également sur la rotation. Saviez-vous, par exemple, que l'oscillation climatique El Niño, en 1997, a allongé les journées de 0,6 milliseconde (de Viron et al., 2004)? Les répartitions des masses d'eau et de glace sont également des facteurs non négligeables. Une modélisation précise n'a de sens qu'avec des mesures qui le sont également. En particulier, la mesure de la rotation de

## Techniques de mesures géodésiques (III)

### Gravimétrie Absolue et Relative (voir aussi Van Camp et al, 2004a)

Dans un gravimètre relatif, le déplacement d'une masse en suspension est proportionnel aux variations de  $g$ . Dans la plupart des cas, il s'agit d'instruments mobiles destinés aux mesures de terrain. A côté de ces gravimètres qui ne mesurent que les variations de  $g$ , le gravimètre absolu donne directement la valeur de la pesanteur avec une précision de  $10^{-9} \text{ g}$  et permet notamment de contrôler les gravimètres relatifs. Dans un gravimètre absolu, la mesure de la distance parcourue en fonction du temps d'une masse en chute libre dans le vide fournit la valeur de la pesanteur  $g$ . Le facteur d'étalonnage des gravimètres relatifs à ressort n'est pas toujours stable et les mesures dérivent fortement dans le temps. Ces problèmes ont été améliorés par le gravimètre à supraconductivité dans lequel la suspension par ressort est remplacée par la lévitation magnétique d'une sphère, engendrée par les courants permanents circulant à l'intérieur de deux bobines. L'ensemble, rendu supraconducteur et maintenu à une température de  $-269^\circ\text{C}$ , assure une grande stabilité qui permet de mesurer les variations temporelles de  $g$  avec une précision cent fois plus élevée que celle des gravimètres à ressort conventionnels, et garantit une très faible dérive à long terme. Cependant, contrairement aux gravimètres à ressort, le gravimètre à supraconductivité n'est pas transportable.

la Terre utilise, en plus du GPS, la technique VLBI, pour en déduire le mouvement de la Terre. La mesure met donc en œuvre de l'astrométrie et même de l'astrophysique, puisque la stabilité des sources est aussi un problème. A la fin d'un traitement de données remplies de corrections qui font frémir, on se retrouve avec 3 angles d'orientation de la Terre dans l'espace. Les variations temporelles de ceux-ci sont liées à la somme des effets susmentionnés, et le travail d'interprétation peut commencer.

Si l'on observe à plus long terme la vitesse de rotation de la Terre, on trouve une variation importante à l'échelle de quelques dizaines d'années. Cette variation est corrélée avec l'intensité du dipôle du champ magnétique terrestre. La comparaison entre ces deux quantités, additionnée de théorie magnétohydrodynamique (laisser mijoter quelques heures), a permis d'obtenir une modélisation des mouvements du noyau. A plus courtes échelles, les variations de la nutation, également détectées par les gravimètres, ont permis de contraindre l'aplatisse-

ment de la frontière noyau manteau.

L'observation des étoiles nous a permis d'établir les dimensions de la Terre, sa forme, le déplacement de son axe de rotation et les accélérations et ralentissements de sa vitesse de rotation. Ces observations indirectes de l'intérieur de la Terre, c'est-à-dire via ses effets sur les paramètres géodésiques, sont très importantes pour notre compréhension de sa structure.

La rotation de la Terre a également été utilisée pour tester différentes paramétrisations de schéma d'assimilation de données dans un modèle océanique afin qu'il explique au mieux la rotation de la Terre. De la même manière, la rotation de la Terre, le mouvement du géocentre et les variations à grande échelle du potentiel gravitationnel sont des tests utiles pour des modèles d'hydrologie.

## Conclusion

Notre but était de montrer la richesse, la difficulté, mais aussi le côté fascinant de la géodésie. Notre Terre est vivante : en son sein, les courants de convection contrôlent la tectonique des plaques (et inversement) et provoquent séismes et éruptions volcaniques. A sa surface, les océans, l'atmosphère, les glaciers, les fleuves ou les nappes aquifères ne trouvent jamais le repos. Tous ces déplacements modifient la forme et la rotation de la Terre, ainsi que son champ de pesanteur, et résultent d'une foule de causes physiques variées. Leur mesure est perturbée par un ensemble important de phénomènes tout aussi variés. Une partie importante du travail de modélisation du géodésien est de séparer le signal du bruit, et les effets qui résultent des différentes causes. Quand il sera finalement parvenu à expliquer le signal, il aura, en chemin, appris maintes

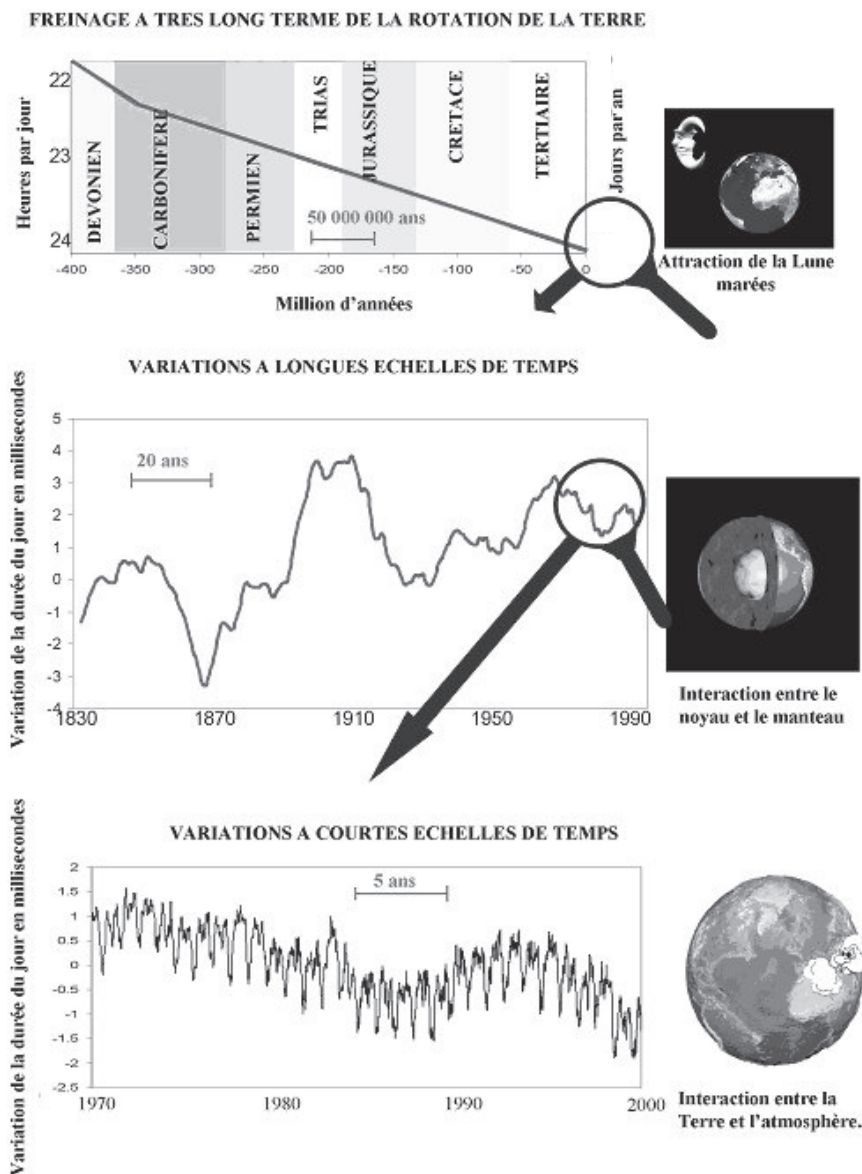


Figure 9 : Les variations de la rotation de la Terre à différentes échelles de temps.

choses sur les sources d'erreurs et sur tous les phénomènes qui ont un effet sur l'observation.

Le géodésien a la grande chance de pouvoir collaborer avec des collègues d'horizons très différents : la tectonique des plaques, les déformations sismiques, la vulcanologie, l'océanographie, l'hydrologie, la glaciologie, le géomagnétisme, la climatologie, la météorologie, la planétologie, voire même la métrologie ou l'astronomie fondamentale. Alors qu'étymologiquement géodésie signifie partager la Terre », cette science est devenue essentielle à toutes les branches de la géophysique et, à la croisée de nombreux projets, elle rassemble les géophysiciens d'horizons divers.

**Remerciements :** Les auteurs remercient chaleureusement Véronique Dehant et Thierry Camelbeeck pour leur relecture attentive et remarques constructives sur ce manuscrit.

### **Bibliographie :**

Brown, E.W., The evidence for changes in the rate of rotation of the earth and their geophysical consequences, with a summary and discussion of the deviations of the Moon and Sun from their gravitational orbits, Trans. Astronomical Observatory of Yale Univ. 3, pp.205-238, 1926

Camelbeeck, T., Vanneste, K. et Alexandre, P., L'Europe occidentale n'est pas à l'abri d'un grand tremblement de Terre, Ciel et Terre 115 (1), 13-23, janvier-février 1999.

de Viron, O., Dickey, J.O., Marcus, S. L., Dehant, V. et Defraigne, P., La rotation de la Terre, Ciel et Terre 120 (5), 143-148, septembre-octobre 2004

Van Camp, M., Camelbeeck, T., et Richard, P., Le kilogramme, la constante de Planck et le soulèvement de l'Ardenne, Ciel et Terre 120 (1), pp 5-11, janvier-février 2004.

Van Camp, M. et Camelbeeck, T., Histoire des stations sismiques belges : de la station « Solvay » au réseau national de surveillance sismique, Ciel et Terre 120 (6), pp 162-176, novembre-décembre 2004.

InSAR : <http://www.sciencesnaturelles.be/geology/research/satellite/>

Traité d'Aristarque de Samos sur les grandeurs et les distances du soleil et de la lune, Fortia d'Urban, Agricola-Joseph-François-Xavier-Pierre-Esprit-Simon-Paul-Antoine (1756-1843). Traducteur, Paris : Firmin Didot père et fils, 1823

### **Projet de la balance de Watt**

Ce dispositif a déjà fourni la meilleure mesure à ce jour de la constante de Planck  $h$ , pour laquelle il est incontournable de connaître  $g$ . En effet, la balance de Watt permet de relier les puissances électrique  $VI$  et mécanique  $mgv$ . Comme les mises en œuvre des unités électriques de résistance Ohm ( $\Omega$ ) et de tension Volt (V) s'effectuent à l'aide d'effets quantiques, le développement de la relation

$$VI = mgv$$

mène à

$$h = k/mgv$$

où  $k$  est une constante,  $m$  une masse connue et  $v$ , la vitesse de la balance en mode dynamique (Van Camp et al., 2004)

<sup>a</sup> Voir : <http://www.ign.be/Common/articles/G/reseauxnivellement.pdf>

<sup>b</sup> Typiquement 7 ordres de grandeur

<sup>c</sup> En réalité, si le mouvement du quasar lui-même dans le ciel peut être considéré comme inexistant, la source, c'est-à-dire la partie de l'objet qui émet le rayonnement, peut, pour certains, sembler se déplacer à l'intérieur du quasar, donnant un petit mouvement propre de l'ordre de quelques dizaines de microsecondes de degré.

<sup>d</sup> Voir : [http://www.gps.oma.be/fr/euref\\_fr\\_ok\\_css.htm](http://www.gps.oma.be/fr/euref_fr_ok_css.htm)

<sup>e</sup> Ces satellites bougent par rapport à la Terre et ne constituent en aucun cas un système opérationnel d'observation de tels phénomènes brusques et rapides. Rappelons que :

- Le tsunami se propage en plein océan à une vitesse de l'ordre de 800 km/heure,
- Chaque satellite JASON-1 et TOPEX/POSÉIDON effectue environ 13 révolutions par jour, ce qui conduit à une séparation des traces au sol d'environ 2700 km en longitude.
- Le temps de traitement des données est difficilement compatible avec le délai nécessaire, qui se compte en minutes

Ces chiffres permettent de se rendre parfaitement compte de la faible probabilité d'observation du phénomène par des satellites non géostationnaires. Cependant, ces mesures sont précieuses pour améliorer les modèles de propagation des tsunamis.