

QUEL PEUT ETRE L'APPORT DE LA GRAVIMETRIE A LA TECTONIQUE RECENTE ET ACTUELLE EN BELGIQUE ?

par

C. POITEVIN

(6 figures, 4 tableaux)

RESUME.- Les méthodes actuelles d'interprétation d'anomalies gravimétriques constituent un outil puissant pour l'étude structurale du sous-sol. Cependant elles requièrent d'autres données géophysiques pour fournir des résultats non équivoques et ne s'appliquent généralement qu'à des régions limitées en étendue. Nous envisageons plutôt ici, compte tenu de l'évolution technique et des données disponibles, les apports possibles à l'échelle de la Belgique de la gravimétrie considérée en tant que discipline autonome.

En premier lieu, il importe de savoir si l'on peut raisonnablement suspecter une variation séculaire de la pesanteur ou des variations rapides par exemple pré- ou post- séismiques en Belgique. Plusieurs éléments laissent penser que si ces phénomènes existent, leur amplitude est telle qu'ils sont actuellement à la limite de la précision des moyens conventionnels de la gravimétrie de terrain. D'autres instruments comme les gravimètres absolus et les gravimètres à supraconductivité semblent plus adéquats pour ce genre d'investigation.

Dans ces conditions, mis à part l'interprétation géophysique ou géologique locale, à quoi peut servir la gravimétrie de terrain? La réponse se trouve dans la remise en valeur d'un concept assez ancien en géodésie: le géoïde. Les techniques de positionnement par satellite sont arrivées à un point tel de précision qu'il est maintenant possible de niveler par satellite à quelques centimètres près sur des distances de l'ordre de 20 km ou plus et de la sorte mettre en évidence des mouvements de terrain à relativement grande échelle. Mais, pour mettre en rapport les altitudes déduites d'observations satellitaires avec les altitudes du nivellement de précision, il est nécessaire de connaître avec une précision comparable une surface conventionnelle de référence: le géoïde. La gravimétrie peut fournir cette surface de référence de façon indépendante des mesures par satellites. Nous faisons le point sur l'état actuel des données disponibles pour la détermination d'un géoïde local le mieux adapté à la Belgique et des données qu'il faudrait acquérir pour arriver au niveau de précision requis.

ABSTRACT.- The technics of interpretation of gravity anomalies are nowadays a very powerful tool for the study of the Earth's interior. Nevertheless they require other geophysical data in order to produce univocal results and they generally apply to limited areas. In this paper we mainly concentrate on possible gravimetric contributions at the Belgian scale taking into account the technical evolutions and data availability.

First question is : «Can we reasonably suspect in Belgium some secular variations of gravity, or rapid variations of pre- or post- seismic origin?». We can believe that if these phenomena are existing, their amplitudes are such that they are not detectable by the conventional methods of field gravimetry. Even if the precision of these technics have dramatically increased in the last few years. Other instruments, e.g. absolute and superconducting gravimeters, seem much more adequate for this kind of investigation.

Second question is : «For which purpose can gravimetry be useful in the future (except of course for geophysical interpretation)?». The answer is contained in a quite old geodetic concept: the geoid. The technics of satellite positioning became so accurate that we can presently level with the precision of a few cm over distances of 20 km or more. This enables us to discover crustal movements on a relatively large scale.

The relation between satellite height determination and precise levelling requires to know the conventional reference surface called «geoid» with the same accuracy. At this moment only gravimetry is able to produce objectively such a surface. This paper gives a summary of the data available in Belgium and those needed in order to reach the level of precision required.

I. INTRODUCTION

La gravimétrie, la mesure de l'intensité de la pesanteur, est dans son principe bien connue de tout ceux qui de loin ou de près sont concernés par les Sciences de la Terre. Ce qui l'est moins sont les progrès énormes que cette discipline a réalisés en quelques décennies, tant sur le plan de l'instrumentation que de la précision. D'autre part, l'utilisation que l'on peut faire de ses résultats s'est étendue ces dernières années au positionnement de haute précision par satellite. Il est maintenant possible de détecter des mouvements verticaux de terrain à la précision du centimètre sur des distances de l'ordre de 20 km. Toutefois pour pouvoir comparer ces mesures avec le nivellement de précision il faut qu'une surface de référence, le géoïde, un des produits dérivés de la gravimétrie, soit disponible.

Ce papier vise principalement à exposer de façon accessible aux spécialistes d'autres disciplines, les progrès et les nouvelles applications de la gravimétrie en les situant plus précisément dans leur domaine d'applicabilité pour l'étude de la tectonique récente et actuelle en Belgique. Vu l'ampleur du sujet, il aurait été illusoire de chercher l'exhaustivité mais les exemples choisis seront chaque fois caractéristiques du domaine abordé.

Une branche très importante de la gravimétrie est passée sous silence: la gravimétrie de prospection. Non pas parce que cette branche a semblé en relative perte de vitesse du fait de la diminution de la demande de l'industrie pétrolière ces dernières années, d'autres applications sont venues contre-balancer cette tendance, mais principalement parce que ses objectifs se limitent en général à des zones peu étendues et que l'interprétation univoque de ses résultats exige la confrontation avec d'autres données géophysiques ou géologiques. Malgré un intérêt certain, elle sort du cadre fixé à savoir la gravimétrie en tant que discipline autonome s'appliquant à l'échelle de la Belgique.

II. EVOLUTION RECENTE DE LA GRAVIMETRIE

La gravimétrie est une discipline relativement ancienne puisque les premières tentatives de détermination de la pesanteur remontent aux années 1700.

Jusqu'à l'introduction du Système International (SI), l'unité fondamentale officielle de la gravimétrie était le gal, en hommage à Galilée. Un gal correspond à l'unité d'accélération dans le système CGS ou encore à la force d'attraction d'une masse unitaire dans le même système.

$$1 \text{ Gal} : 1 \text{ cm sec}^{-2}$$

Depuis, l'unité officielle est devenue le m sec^{-2} moins commode à utiliser si l'on considère la correspondance qui existait entre les échelles absolue et relative dans l'ancien système (table 1).

Ceci explique peut-être pourquoi le gal est resté en vigueur dans le jargon des gravimétristes, convention à laquelle nous nous tiendrons.

La figure 1, tirée de (Torge, 1982) et déjà publiée dans (Tanner & al., 1982), révèle de façon très marquante l'évolution de la précision des mesures de la pesanteur. Il est peu de grandeurs en physique que nous puissions déterminer avec une précision relative de 10^{-8} à 10^{-9} .

Autre particularité, la gravimétrie est une des rares disciplines où les mesures absolues atteignent et même dépassent en précision les mesures relatives. En effet, ces toutes dernières années, les gravimètres absolus sont arrivés à une précision de quelques 10^{-9} sur des mesures effectuées en une station tandis que les gravimètres relatifs de type LaCoste-Romberg se limitent à une précision de l'ordre de 10^{-8} sur des différences de pesanteur ajustées par moindres-carrés entre stations distantes d'une cinquantaine de kilomètres. Pour être complet, il faut mentionner également les tous récents gravimètres à supraconductivité dont la précision relative à court terme est de 10^{-11} (≈ 10 nanogal)

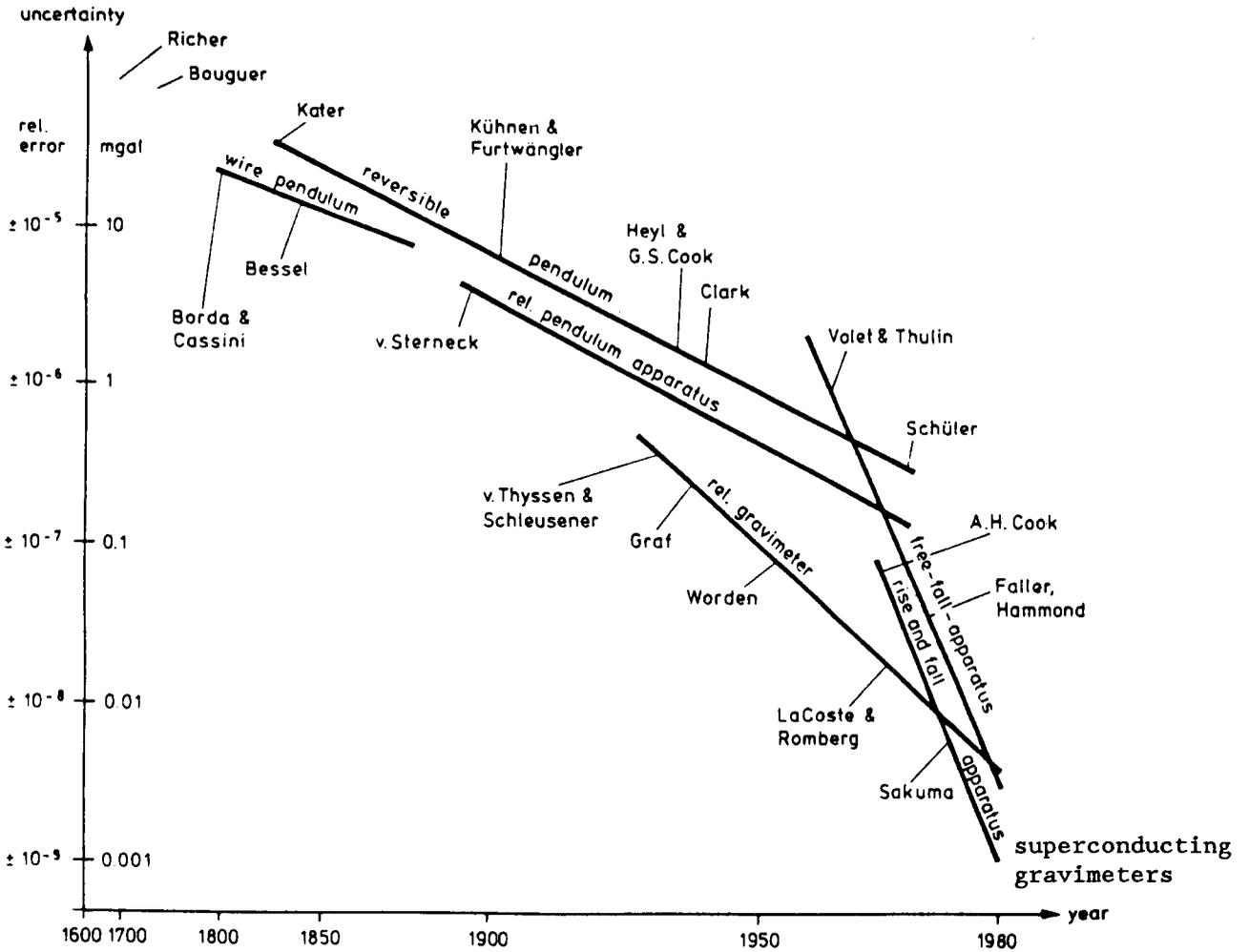


Fig. 1.- Evolution de la précision en gravimétrie.

Table 1.- Correspondance d'échelle

Relative	Absolues	
	CGS	SI (m sec ⁻²)
+ 9.8 m sec ⁻²		
1	Kgal	10
10 ⁻³	gal	10 ⁻²
10 ⁻⁶	mgal	10 ⁻⁵
10 ⁻⁹	μgal	10 ⁻⁸
10 ⁻¹²	ngal	10 ⁻¹¹

et à long terme de 10⁻⁹ (≈ 1 μgal). Il n'en existe actuellement qu'environ une dizaine dans le monde. Ces instruments ne peuvent fonctionner qu'en site fixe, ils n'enregistrent donc que les variations temporelles de la pesanteur en un même endroit. Ceci ne leur ôte nullement leur intérêt comme nous le verrons plus loin.

L'idéal semblerait d'utiliser des gravimètres absolus mais ces instruments sont très coûteux, exigent un personnel extrêmement qualifié et

n'existent qu'en nombre restreint, environ une douzaine dans le monde actuellement. D'autre part, la précision de leurs mesures est fort liée à la qualité du site (niveau de bruit microsismique, stabilité thermique, etc...). Autres handicaps: l'encombrement de l'instrument et la durée des mesures.

Il reste donc que les gravimètres relatifs, encore appelés gravimètres de terrain, demeurent les instruments les plus maniables et les plus économiques. Leurs particularités sont qu'ils ne mesurent que des différences de pesanteur (relatives) entre stations et que leur précision est de l'ordre de 10⁻⁸ (± 10 μgal) suivant les conditions de mesure et la qualité intrinsèque de chaque instrument. Cet ordre de grandeur est à conserver en mémoire pour la suite.

III. GRAVIMETRIE ET TECTONIQUE RECENTE ET ACTUELLE

Il est très difficile de trouver dans la littérature une définition unique de concepts tels que

tectonique récente, tectonique actuelle, néotectonique (Vita-Finzi, 1986, p. 14). Cet inconvénient constitue dans le cas présent un avantage car il permet d'interpréter les qualificatifs récent et actuel en fonction d'une échelle de temps plus appropriée à l'évolution des progrès instrumentaux en gravimétrie et à l'établissement des réseaux nationaux. Dans ce contexte, la tectonique actuelle pour un gravimétriste ne prend cours qu'il y a quelques dizaines d'années, à la fin des années quarante.

A cette époque, la référence gravimétrique en vigueur était le système de Postdam qui s'est avéré être erroné d'environ 14 mgal. Il a été remplacé par IGSN71 (Morelli & *al.*, 1974), un ajustement mondial de la plupart des mesures disponibles à l'époque. Toujours d'application, ce standard possède une précision de ± 50 à $100 \mu\text{gal}$ qui ne correspond plus à ce que l'on peut obtenir aujourd'hui des mesures absolues (± 3 à $10 \mu\text{gal}$). Pour faire des comparaisons de mesures gravimétriques dans le temps, il est donc nécessaire, puisque la majorité des mesures sont relatives, de les rapporter à un même système de référence.

III 1) Gravimétrie et tectonique récente en Belgique.

Si l'on s'accorde sur la définition de tectonique récente comme étant des processus remontant à quelques millions d'années ou plus, l'apport de la gravimétrie se limite à l'interprétation de cartes d'anomalies, peu importe l'année de leur production. Généralement, il s'agira d'anomalies de Bouguer qui reflètent de façon plutôt statique les différences de densité des masses constituant le sous-sol. Plus rarement, on aura accès à des cartes d'anomalies isostatiques dont l'interprétation tend à expliquer le rééquilibrage des masses de surface reposant sur un même substrat en fonction de leur densité (Pratt) ou de leur profondeur d'enfoncement (Airy). En ce sens, les anomalies isostatiques ont un aspect plus dynamique. Les techniques d'interprétation sont celles de la géophysique appliquée. Elles requièrent donc la confrontation des résultats obtenus par la gravimétrie avec ceux obtenus par d'autres méthodes.

La seule carte d'anomalies isostatiques de la Belgique a été publiée par (Jones, 1951a). Même si ce travail était assez exceptionnel pour l'époque, il convient d'en limiter le domaine d'interprétation à la densité des mesures sur lequel il s'appuie. Les principaux essais d'interprétation de cette carte sont redevables à (de Magnée, 1948), (Charlier, Jones, 1951) et tiennent compte de cette restriction. Il n'y a apparemment pas eu de suite publiée à ce travail.

III 2) Gravimétrie et tectonique actuelle en Belgique.

La définition proposée plus haut de tectonique actuelle «au sens de la gravimétrie» ne concerne que ces cinquante dernières années. En 1940, la précision des réseaux gravimétriques atteint le mgal soit 10^{-6} en précision relative ce qui correspond aux normes de la géodésie en vigueur à l'époque. En 1947-1948, (Jones, 1948) réalise un levé gravimétrique de la Belgique comprenant 381 stations. La précision de son réseau de base, 25 stations, était de 0.35 mgal. Il n'a malheureusement pas été possible, faute de documentation précise, de réoccuper exactement les mêmes stations lors de l'établissement du nouveau réseau gravimétrique de 1er ordre, 37 stations, en 1978 (Poitevin, 1979). La précision de ce réseau mesuré par 5 gravimètres LaCoste-Romberg opérant simultanément est comprise entre 8 et $12 \mu\text{gal}$. Dans les limites de validité de la comparaison de deux réseaux gravimétriques de précision aussi différente que ceux de 1948 et 1978, et compte tenu qu'en une même station les mesures n'ont peut-être pas été effectuées exactement au même endroit, on peut malgré tout conclure qu'aucune variation de pesanteur supérieure ou égale à 0.35 mgal n'a été décelée dans notre pays.

Pour mention, il faut signaler qu'un réseau gravimétrique test d'une étendue effectivement très réduite: un triangle d'environ 30 km de côté comprenant les stations d'Uccle, Louvain-la-Neuve et Zaventem, a été mesuré à plusieurs reprises depuis 1977. Il n'a pas été possible sur un laps de temps de dix ans de mettre en évidence des variations significatives de la pesanteur, c'est-à-dire dépassant la précision instrumentale ($\pm 10 \mu\text{gal}$).

III 3) Ordre de grandeur probable des variations de pesanteur en Belgique.

Les variations de pesanteur induites par l'activité de l'homme (affaissements de terrains houillers, pompages, injections de fluide dans le sol, remplissages de barrages, etc...) et celles dues à des phénomènes géologiques locaux (effondrements karstiques, etc...) ne rentrent pas dans le propos de cet article. Bien qu'elles fournissent beaucoup de renseignements sur le taux de variation de la pesanteur en fonction des mécanismes mis en jeu, elles appartiennent plutôt au domaine de la micro-gravimétrie. Une littérature assez abondante leur est par ailleurs consacrée.

Seules les variations de pesanteur d'origine tectonique sont considérées ici, qu'elles soient séculaires ou à plus court terme révélatrices de

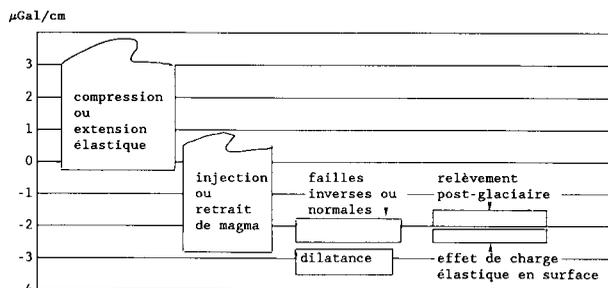


Fig. 2.- Valeurs théoriques du gradient gravimétrique de déformation pour différents processus tectoniques.

déformation pré- ou post-séismiques. Pour envisager un programme de recherche dans cette direction, il faut au préalable estimer un ordre de grandeur pour chacun des paramètres mesurables et le comparer à la précision des instruments disponibles.

Ces variations de pesanteur ne peuvent s'expliquer que par des changements de densité dans la croûte terrestre ou par la modification de l'altitude de la surface topographique provoquée par des phénomènes géophysiques assez complexes. En général, ces deux processus sont concomitants et leur contribution respective à l'effet total est extrêmement difficile à évaluer expérimentalement. Si bien que l'on a été amené à choisir le gradient de la pesanteur $\delta g / \delta h$, c'est-à-dire la variation de la pesanteur avec l'altitude, comme paramètre de base en lui attribuant des valeurs expérimentales et/ou théoriques correspondant aux différents processus tectoniques. La figure 2, inspirée de (Tanner & Lambert, 1987), donne un ordre de grandeur théorique assez bien vérifié en pratique du gradient gravimétrique de déformation. Ces valeurs, pour ce qui concerne la dilatance, les failles inverses ou normales sont tirées de (Rundle, 1978), pour l'effet de charge élastique en surface de (Farrel, 1972) et pour le relèvement post-glaciaire de (Wu & Peltier, 1982). Il va de soi que dans des endroits où la croûte est très fracturée le gradient peut prendre des valeurs parfois très différentes de celles représentées sur la figure. Ce n'est pas le cas en Belgique et des valeurs comprises entre + et -3 μgal par centimètre semblent acceptables. C'est sur cet ordre de grandeur là que nous nous baserons pour la suite.

III 3) a. Variations séculaires (Le cas du nivellement).

Il a été mentionné précédemment qu'aucune variation globale de pesanteur supérieure ou égale à 0.35 mgal n'a été décelée sur l'ensemble du pays depuis trente ans. Il est légitime de se demander quel aurait pu être l'ordre de grandeur de ces variations en fonction des résultats des derniers nivellements.

La comparaison DNG (Deuxième Nivellement Général) 1^e ordre 1948 et NP (Nivellement de Précision) 1892 est la seule publication parue sur le sujet (Jones, 1951b). Il était cependant préférable d'utiliser les résultats (non publiés) de la comparaison du DNG 1948 avec le RDNG 1978 (Réitération du DNG), d'une part parce que les époques auxquelles ont été établis ces réseaux correspondent à peu près à celles des réseaux gravimétriques dont il a été question précédemment, d'autre part parce que les observations brutes étaient disponibles. Tous les calculs ont été refaits avec le même logiciel pour chacun des deux réseaux, ce qui garantit l'homogénéité des résultats.

Ces réseaux ont été ajustés séparément par moindres-carrés suivant la méthode dite d'ajustement libre. La différence par rapport aux moindres-carrés classiques consiste en ce qu'il n'est pas nécessaire de déterminer un point fixe «arbitraire» dont l'erreur est supposée nulle et autour duquel les erreurs sur les autres points (noeuds de nivellement) se propagent de façon croissante mais avec une distorsion imposée par la localisation du point fixe. Mathématiquement, le fait de ne pas imposer de point fixe rend la solution du système d'équations indéterminée. Pour lever l'indétermination, on impose la condition supplémentaire que les erreurs quadratiques moyennes (EQM) sur les paramètres (les noeuds) soient minimales. La solution ainsi obtenue possède en fait un point fixe «virtuel» situé au «centre de masse» du réseau. Autour de ce point fixe «virtuel», les erreurs se propagent de façon croissante mais isotrope. La valeur des paramètres (altitudes aux noeuds) n'est pas différente de celle obtenue par les moindres-carrés classiques mais les EQM sont les plus petits que puisse fournir un ajustement. Ceci possède son importance puisque cette solution optimale est adoptée pour la suite. L'inconvénient est que le point fixe «virtuel» n'est pas connu. Comme le DNG et le RDNG ont exactement la même structure (même matrice de configuration et mêmes poids), les deux réseaux sont comparables; ils possèdent le même point fixe.

Le point fondamental IGNMK (Uccle-Observatoire), voir (---, 1949), est le mieux situé pour la comparaison du DNG et du RDNG. Intuitivement, cela s'explique par la localisation géographique plus ou moins centrale de ce repère dans le réseau et par les 5 polygonales qui y aboutissent. Mathématiquement l'inspection de la matrice variance-covariance confirme sa prépondérance.

En l'absence d'une analyse plus raffinée (étude des vecteurs propres de la matrice variance-covariance a posteriori) on peut considérer que le point fondamental IGNMK n'a pas «bougé» ainsi que le laisse supposer les mesures absolues de la

pesanteur effectuées à Uccle-Observatoire ces dernières années (voir plus loin). D'un autre côté ce repère reste le repère fondamental, et donc supposé fixe, des réseaux DNG et RDNG. La méthode d'ajustement libre permet cependant d'y déterminer un EQM.

D'autres modèles mathématiques ont été développés pour l'étude des variations temporelles de l'altimétrie (Mälzer & *al.*, 1983) mais tel n'est pas l'objectif de ce papier et la méthode utilisée ici est suffisante pour notre propos.

La Table 2 reprend certaines caractéristiques de l'ajustement du DNG et du RDNG.

On constate que sur trente ans, les précisions s'améliorent mais restent comparables. Seule la durée d'établissement des réseaux pourrait devenir un facteur critique dans le cas d'une comparaison temporelle rigoureuse.

La figure 3 montre la répartition géographique des différences entre les deux réseaux. Même si l'on peut constater un certain systématisme entre les différences au nord et au sud du pays, il ne

Table 2.- Principales caractéristiques de l'ajustement des réseaux DNG et RDNG

	DNG 1948	RDNG 1978
Epoque du levé	1947 - 1948	1972 - 1980
Durée	2 ans	9 ans
Précision a posteriori	1.76 mm/km	1.25 mm/km
EQM moyen sur les noeuds		
ajustement libre	± 9.36 mm	± 6.64 mm
(ajustement classique)	(± 11.70 mm)	(± 8.24 mm)

faudrait pas pour autant en tirer de conclusions hâtives; il existe un certain désaccord entre les résultats de la comparaison des DNG, RDNG et ceux de (Jones, 1951b).

D'autre part, il faut garder à l'esprit que les réseaux de nivellement sont les réseaux les moins bien contrôlés en géodésie: de deux (!) à cinq polygonales seulement aboutissent à un même noeud. Le noeud VTUL qui est l'un des points le mieux contrôlé dans le sud du pays (quatre polygonales) ne rentre malheureusement

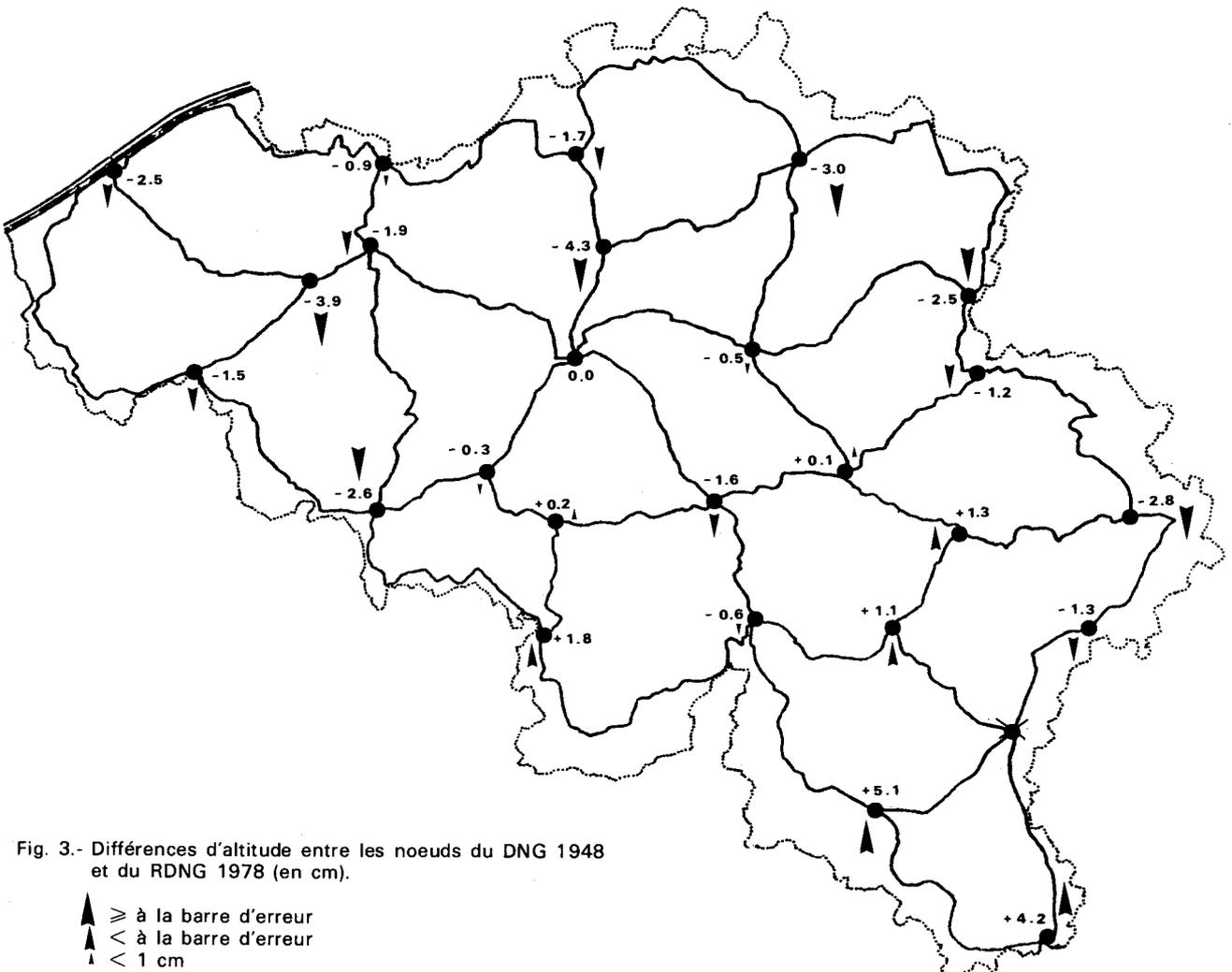


Table 3.- Comparaison entre DNG et RDNG avec EQM sur la différence et équivalent en μgal calculé suivant la valeur du gradient à l'air libre ($-3\mu\text{gal}/\text{cm}$). (Les noeuds sont classés par altitude croissante).

N°	Noeud	$\Delta h(1978-1948)$ en mm	EQM sur Δh en mm	non s i g n i f i c a t i f	variation estimée de la pesanteur en μgal
1	GHB	-17,35	$\pm 11,71$	x	5,2
2	DHG	- 8,75	$\pm 12,26$	x	2,6
3	CFHD	-25,32	$\pm 15,14$	x	7,6
4	GBN	-43,25	$\pm 10,47$		13,0
5	GDE	-38,51	$\pm 12,04$		11,6
6	DGIE	-19,37	$\pm 10,69$	x	5,8
7	CEF	-14,69	$\pm 13,46$	x	4,4
8	NBQH	-30,04	$\pm 10,99$		9,0
9	MNPQ	- 5,26	$\pm 9,28$	x	1,2
10	EIJF	+26,00	$\pm 10,41$		-7,8
11	PHAS	-11,62	$\pm 10,96$	x	3,5
12	PQH	-24,95	$\pm 11,43$		7,5
13	MSPR	+ 1,27	$\pm 8,52$	x	-0,4
14	ORTF	- 6,36	$\pm 9,76$	x	1,9
15	IKJ	- 3,38	$\pm 9,45$	x	1,0
16	IGNMK	0,00	$\pm 7,93$	x	0,0
17	KMRO	-15,97	$\pm 8,16$	x	4,8
18	JKO	+ 2,45	$\pm 9,72$	x	-0,7
19	RUT	+11,34	$\pm 10,77$	x	-3,4
20	JOF	+18,47	$\pm 11,32$	x	-5,5
21	RSU	+12,68	$\pm 10,47$	x	-3,8
22	VFL	+42,38	$\pm 16,61$		-12,7
23	TVF	+51,34	$\pm 13,49$		-15,4
24	UAL	-13,38	$\pm 13,82$	x	4,0
25	SAU	-28,05	$\pm 12,54$		8,4

pas dans la comparaison, le repère ayant été déplacé entretemps.

Les repères sur les polygonales ne sont pas considérés non plus. Ils sont intervenus implicitement dans la sommation des lignes et, contraints ensuite dans la solution de l'ajustement, ne peuvent fournir des informations que sur des variations locales d'altitude.

La table 3 donne les résultats numériques précis des différences d'altitude observées entre 1948 et 1978 et l'EQM sur ces différences. Seuls huit noeuds sur vingt-cinq, soit un tiers, ont des variations d'altitude dépassant leur barre d'erreur. Ces noeuds sont généralement situés à la périphérie du réseau et très mal contrôlés. La dernière colonne de la table 3 fournit l'équivalent en μgal de la variation d'altitude suivant la valeur théorique du gradient de pesanteur à l'air libre c'est-à-dire du changement d'attraction gravitationnelle en fonction de la hauteur. L'amplitude maximale de la variation de pesanteur, sans tenir compte de l'imprécision sur les différences d'altitude, atteindrait $28 \mu\text{gal}$ pour une distance entre stations largement supérieure à 100 km. Il est difficile pour des gravimètres de terrain de mettre clairement en évidence dans un laps de temps raisonnable des variations de la pesanteur de cet ordre de grandeur compte tenu des distances et d'un taux de variations de la pesanteur de cet ordre de grandeur compte tenu des distances et d'un taux de variation moyen de $1 \mu\text{gal}$ par an.

III 3) b. Variations à court terme

Les variations à court terme de la pesanteur se produisent en relation avec des phénomènes géophysiques exceptionnels: tremblements de terre, volcanisme, etc... Ce n'est heureusement pas très fréquent en Belgique, néanmoins pour fixer des ordres de grandeur, certains événements caractéristiques méritent d'être cités.

Le tremblement de terre de Tangshan (R.P. de Chine) en 1976, dont la magnitude est estimée à 7,8, aurait provoqué des variations altimétriques de 50 à 75 cm sur une distance d'environ 50 km (Chen & *al.*, 1979). A notre connaissance, il n'existe pas de mesures gravimétriques publiées, mais la correspondance, suivant la valeur du gradient à l'air libre, s'établit aux alentours de 150 à 225 μgal de variation de pesanteur. Ce phénomène aurait pu être clairement mis en évidence si des mesures gravimétriques précises avaient été disponibles avant le déclenchement du séisme.

Un autre exemple caractéristique, le tremblement de terre de Izu Hanto-oki en 1974 qui atteignit la magnitude de 6,9 est décrit dans un article de synthèse sur les variations de pesanteur au Japon (Hagiwara, 1978). Ce séisme fut accompagné par la formation d'un dôme de surrection dont le rayon moyen était de 10 km et l'amplitude maximale de 10 cm. La répétition des mesures gravimétriques a mis en évidence une décroissance de la valeur de la pesanteur atteignant $31 \mu\text{gal}$. Sa répartition spatiale correspondrait aux contours de la zone de déformation altimétrique. L'accord de ces mesures avec la valeur théorique du gradient à l'air libre est on ne peut plus heureux, l'auteur mentionne cependant des cas où cet accord est moins manifeste et attribue les écarts à des processus tectoniques spécifiques. C'est ainsi qu'une valeur de $-1,7 \mu\text{gal}/\text{cm}$ est citée par (Smith & *al.*, 1989) pour une variation totale de $60 \mu\text{gal}$ en dix ans dans le Parc de Yellowstone-USA.

Si les deux exemples pré-cités sont particulièrement caractéristiques, ils ne possèdent en fait qu'une valeur indicative de la manifestation en surface de phénomènes géophysiques plus profonds dont les mécanismes peuvent être complètement différents: dans le cas présent une relaxation des tensions le long de failles (Tangshan) et une poussée magmatique d'origine volcanique en profondeur (Izu). Il serait donc extrêmement hasardeux de vouloir en extrapoler des ordres de grandeur pour la Belgique où l'activité tectonique est considérablement plus faible.

On peut s'interroger sur les caractéristiques, magnitude et périodicité, du plus «fort» tremblement de terre «à venir» en Belgique. Une réponse est contenue dans (Kijko & *al.*, 1987), elle s'appuie sur des théories statistiques qui sortent du cadre du présent article. Les données de base de ce travail sont les séquences 1801-1900 et 1901-1985 du Catalogue de la Séismicité en Belgique (Centre de Géophysique Interne-ORB), les résultats, pour les hypothèses admises, sont une périodicité de 183 ans pour un tremblement de terre de magnitude maximale 5.3. Si un tel tremblement de terre devait advenir, il se produirait à une profondeur d'environ 20 km et le déplacement «à la source» atteindrait 10 cm (Camelbeeck, Comm. Pers.), les répercussions en surface seraient atténuées au point de n'être plus mesurables en terme de dénivellation ou variation de pesanteur dans les limites de la précision des instruments de terrain actuels.

Un phénomène isolé semble donc inaccessible à la mesure aujourd'hui en Belgique. Par contre, l'intégration d'une succession d'événements *sur une longue période*, c'est-à-dire la mobilité de la croûte, semble possible à détecter grâce au développement des techniques de positionnement précis par satellites (voir plus loin).

Et pourtant des variations de pesanteur assez spectaculaires, $\pm 200 \mu\text{gal}/\text{an}$ sur des distances de 5 à 10 km, sont mentionnées par (Torge, 1980). Mais ces chiffres proviennent de mesures effectuées perpendiculairement à des fissures en formation au nord de l'Islande où les variations d'altitude sont de l'ordre de 50 cm/an. Une situation qui correspond encore une fois bien peu au cas de la Belgique.

III 4) La gravimétrie de très haute précision.

De ce qui précède on pourrait déduire que les variations de pesanteur en Belgique, si elles existent, ne sont pas décelables. Cela était vrai jusqu'au début des années 80, mais depuis appurent successivement:

- les gravimètres absolus de haute précision;
- les gravimètres à supraconductivité;
- les méthodes de zéro pour gravimètres La-Coste-Romberg.

Les méthodes de zéro pour gravimètres La-Coste-Romberg, e.g. (Van Ruymbeke, 1985), permettent de s'affranchir de la plupart des erreurs d'origine mécanique propre à ces instruments et accroissent ainsi leur précision jusqu'à quelques μgal . Actuellement, leur zone de mesure ne dépasse pas 10 mgal ce qui limite leur utilisation à des levés locaux ou le long de profil isogal.

La précision des gravimètres absolus a fait des progrès impressionnants ces dernières années, jusqu'à dépasser celle des gravimètres relatifs. Même s'il existe encore quelques discordances entre instruments de type différent, la cohérence interne des observations est particulièrement stable. L'avantage de ce genre de mesures est qu'elles sont indépendantes d'un système de référence et qu'elles ne sont pas affectées d'une dérive instrumentale. L'inconvénient est la trop grande sensibilité aux conditions particulières du site comme le bruit microsismique, les variations de température, etc... De plus ces instruments sont particulièrement coûteux et exigent du personnel hautement spécialisé. L'Observatoire Royal de Belgique a entrepris un projet de mesures absolues répétées à la station fondamentale d'Uccle dont les premiers résultats sont donnés à la table 4.

La concordance des résultats est remarquable mais demande cependant confirmation par des mesures ultérieures, elle constitue néanmoins un argument objectif en faveur de la stabilité du site.

Le but de ces mesures absolues répétées est de contrôler la dérive instrumentale, pourtant très faible, du gravimètre à supraconductivité installé depuis 1981 à l'ORB (Ducarme & *al.*, 1986) en vue d'extraire du signal le maximum d'information géophysique.

Ce gravimètre est d'un type tout à fait particulier puisqu'il opère à 3° environ du zéro absolu, à la température de l'Hélium liquide. Il n'est pas transportable et donc mesure les variations temporelles de la pesanteur en site fixe, exige aussi du personnel hautement qualifié mais possède la précision relative la plus grande jamais atteinte à ce jour en gravimétrie, c'est-à-dire 10 ngal (10^{-11}) à court terme et 1 μgal (10^{-9}) à long terme. Il enregistre les variations de la force centrifuge dues au mouvement du pôle (déplacement du point de percée de l'axe de rotation de la terre par rapport à une origine fixe conventionnelle) dont l'amplitude ne dépasse pas 8 μgal sur un peu plus d'un an. Sa dérive extrêmement faible et en grande partie modélisable constitue son atout primordial pour l'étude des variations à long terme de la pesanteur.

Il existe à présent trois instruments de ce type en Europe. Ils sont installés à Uccle-ORB (B),

Table 4.- Résultats des mesures absolues à Uccle.

Année	Pesanteur mesurée (μgal)	EQM (μgal)	Instrument	Référence
1976	981 116 662	± 18	IMGC	Camnizzo & al., 1978
1987	981 116 661	± 5	JILAC-3	Torge & al., 1987
1989	981 116 663	± 3	JILAC-5	(résultats préliminaires)
1990	?	?	BIPM	-

Strasbourg (F) et Wetzell (RFA). La Chine, le Japon et le Canada viennent de s'équiper de même.

En 1987, lors de l'Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale (UGGI) à Vancouver, un groupe de travail a été constitué au sein de la Commission Gravimétrique Internationale pour établir ces stations en réseau afin d'étudier les variations à long terme de la pesanteur. Le sous-réseau des trois stations européennes est particulièrement adéquat pour ce qui nous concerne mais plusieurs années d'enregistrement seront encore nécessaires avant d'obtenir des résultats probants.

IV. DETERMINATION PRECISE DU GEOÏDE

L'avènement récent des techniques spatiales de positionnement de haute précision a remis à l'honneur le géoïde; une surface conventionnelle de référence tombée plus ou moins en désuétude et dont certains géodésiens proposaient même purement et simplement l'abolition.

Pour situer plus clairement le problème quelques définitions simplifiées sont nécessaires. Elles sont illustrées à la figure 4.

Le géoïde est la surface équipotentielle correspondant au niveau moyen des mers et prolongée sous les continents. Cette surface est relativement lisse; ses ondulations ne dépassent pas ± 100 m. Elle est représentative sur de grandes distances des variations de pesanteur dues aux hétérogénéités de la croûte. Toute mesure qui se réfère à la verticale locale se réfère au géoïde, en particulier le nivellement de précision dont l'origine est généralement un marégraphe depuis lequel on extrapole, par des dénivellées affectées d'une erreur cumulative, l'altitude de la surface topographique à l'intérieur des terres. Les courbes de niveau déduites du nivellement de précision ont une réelle signification physique: elles indiquent la direction d'écoulement d'un liquide sur une surface libre.

L'ellipsoïde de référence (ou un de ceux-ci) est une surface purement géométrique, un ellipsoïde de révolution, qui approxime au mieux la forme de notre planète. Cette surface de référence a été choisie par les géodésiens notamment pour rendre moins ardu le calcul des coordonnées de la géodésie dite «plane», (x, y) ou (Φ, λ) .

Les hauteurs ellipsoïdales H n'ont qu'une signification géométrique; il se pourrait que l'eau s'écoule d'un point H_1 vers un point H_2 même si H_2 est supérieur à H_1 , cela dépendra des ondulations du géoïde par rapport à l'ellipsoïde. La distance entre le géoïde et l'ellipsoïde est

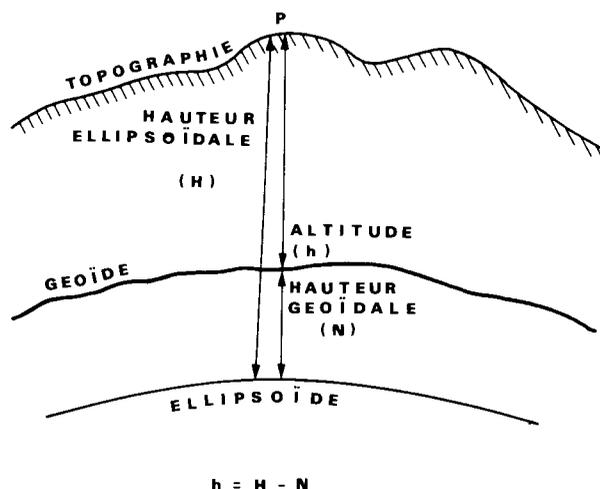


Fig. 4.- Hauteur ellipsoïdale, altitude et hauteur géoïdale.

appelée la hauteur géoïdale N ou plus brièvement «le géoïde».

Les satellites évoluant dans le champ gravitationnel de la Terre ont des orbites dont un des foyers est le centre de masse de notre planète. Ils sont localisés dans un repère triaxial (X, Y, Z) dont l'origine est située à ce centre de masse. Il n'y a donc aucune difficulté à calculer par des formules bien connues les coordonnées (Φ, λ, H) sur l'ellipsoïde d'une station de poursuite de satellite au départ de ses coordonnées (X, Y, Z) . Mais la composante H n'a pas d'intérêt en soi et il faut calculer l'altitude h par la relation simple $h = H - N$, d'où le besoin de connaître le géoïde si l'on désire niveler par satellite.

Les modèles géopotentiels d'ordre élevé, calculés au départ des perturbations d'orbite de satellites artificiels et d'anomalies gravimétriques moyennes ($1^\circ \times 1^\circ$, ou mieux), fournissent une première approximation du géoïde. Le calcul de ces modèles demande des ordinateurs très puissants en raison du nombre impressionnant d'inconnues et d'équations que comportent les systèmes à résoudre. Le résultat se présente sous la forme de longues séries de coefficients C_{nm}, S_{nm} que l'on introduit dans des développements en harmoniques sphériques pour calculer en un endroit quelconque des quantités gravimétriques comme la valeur du potentiel, la hauteur géoïdale, l'anomalie gravimétrique, la déviation de la verticale. La figure 5 représente une carte de la hauteur du géoïde pour la Belgique calculée au départ du modèle géopotentiel GEM10C (Goddard Earth Model 10C) d'ordre 180 ce qui correspond à une longueur d'onde (\sim résolution) d'environ 200 km et à un nombre de coefficients égal à 2 fois 16 471. Les valeurs ont été calculées tous les 0.1° soit en 943 points.

La précision moyenne sur l'ensemble du globe des hauteurs géoïdales déduites de GEM10C est

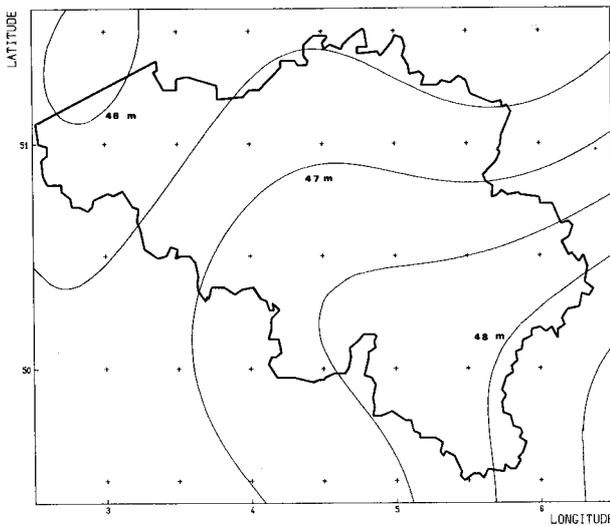


Fig. 5.- Géoïde calculé au départ du modèle géopotential GEM10C (en mètres).

de 1 à 2 mètres, elle dépend bien sûr de la qualité et de la densité locale des mesures qui ont servi à établir le modèle. D'autres modèles sont maintenant disponibles, e.g. IFE88E2, qui atteignent l'ordre 360, soit une longueur d'onde d'environ 100 km, et un nombre de coefficients égal à 2 fois 65 339! Il suffit de retenir de la carte de la figure 5 que l'ondulation du géoïde sur la Belgique est de l'ordre de 2 mètres dans une direction Sud Est - Nord Ouest.

Ces définitions posées et les ordres de grandeur déterminés, il convient maintenant d'examiner la précision des techniques spatiales de positionnement et les exigences qui en découlent pour la détermination du géoïde en Belgique.

IV 1) Positionnement précis par satellites (Le GPS).

Dans les années 60-70 apparut le concept d'un système mondial de positionnement par satellites: le Global Positioning System (GPS), aussi appelé NAVSTAR/GPS (NAVigation Systems by Timing And Ranging). Initialement à but militaire, cette technique a été conçue et réalisée par le DOD (Département américain de la défense) pour fournir en temps réel, partout et à tout instant les positions, vitesses et temps de l'utilisateur. Le système aurait dû être complètement opérationnel en 1989-1990, mais son installation a enregistré quelques retards suite à l'accident de la navette spatiale Challenger. Il comprendra au total 21 satellites dont 3 de secours. Les orbites seront réparties suivant 6 plans et parcourues en à peu près 12 heures à une altitude d'environ 20 000 km. A cette distance de la Terre, le freinage dû à l'atmosphère de même que les irrégularités du potentiel

gravitationnel terrestre sont faibles. Cette configuration d'orbites permettra d'observer de 4 à 7 satellites à tout instant et en tout point du globe. Actuellement, seuls 7 satellites sont sur orbite et les observations peuvent être effectuées avec 4 ou 5 satellites dans une fenêtre de 2 à 3 heures par jour. Le lecteur plus particulièrement intéressé par le GPS, sa conception et sa mise en oeuvre trouvera dans (Wells & *al.*, 1987) une introduction déjà très approfondie sur le sujet.

Le positionnement relatif par GPS, c'est-à-dire la mesure des différences de coordonnées entre deux récepteurs permet d'éliminer sans devoir les modéliser les effets perturbateurs communs aux deux stations. C'est le mode de positionnement le plus précis. L'équation qui relie les hauteurs géoïdale N , ellipsoïdale H et l'altitude h devra donc être comprise en terme de différences: $\Delta h = \Delta H - \Delta N$, ce qui a également pour avantage d'éliminer certaines complications lors du calcul d'un géoïde maintenant relatif.

Suivant le type de récepteur, le positionnement différentiel atteint des précisions de $\pm 1.6 \cdot 10^{-6}$ à $\pm 0.4 \cdot 10^{-6}$ soit 1 cm sur 20 km en moins d'une demi heure d'observation. Possédant une telle technique, on peut maintenant imaginer avec une certaine chance de succès des projets comme:

- l'étude des mouvements tectoniques dans des zones à déformation lente par des mesures GPS répétées sur de longues époques;
- la détermination des variations séculaires du niveau moyen des mers par rattachement GPS des marégraphes à des stations spatiales de référence (laser, VLBI, ...);
- l'homogénéisation des réseaux de nivellement, etc...

Rappelons toutefois que l'interprétation géophysique des déplacements mesurés par les techniques spatiales requiert l'étude concomitante des variations de la pesanteur (fig. 2). D'autre part, chaque fois qu'il faudra convertir des différences de hauteurs ellipsoïdales ΔH en différences d'altitudes Δh , il sera nécessaire de connaître les différences de hauteurs géoïdales ΔN , le géoïde, à la précision requise pour la transformation.

En pratique, le problème se pose de la façon suivante: sachant que le géoïde est une surface relativement lisse et donc facile à interpoler, connaissant H_P en un point P quelconque, en déduire h_P .

D'après l'équation $h = H - N$, on peut imaginer deux cas de figure:

- A. le géoïde (gravimétrique) n'est pas connu mais il existe un réseau de nivellement de

précision $h_{i(i=1,\dots)}$ assez étendu dans la région avoisinant le point P.

En mesurant par GPS en chaque point i les H_i , on peut obtenir par les différences $H_i - h_i$ une «surface géoïdale» N_i , appelée par la suite géoïde GPS, sur laquelle on interpolera la valeur manquante N_p pour déduire h_{pa} .

B. le géoïde gravimétrique est connu.

On calcule la différence $H_p - N_p = h_{pb}$.

Théoriquement h_{pa} devrait être égal à h_{pb} mais en général cela ne se vérifie pas. L'origine de cette inégalité provient de la méthode utilisée pour le calcul des géoïdes GPS et gravimétrique.

Dans le premier cas, le géoïde GPS reflètera exactement les mêmes erreurs, cm pour cm, que le réseau de nivellement dont les erreurs s'accumulent au fur et à mesure que l'on s'éloigne du repère origine, sans autre possibilité de contrôle que l'ajustement du 1er ordre. En ce sens h_{pa} sera probablement plus cohérent avec les h_i que ne le serait h_{pb} ce qui ne constitue pas une garantie de précision (externe).

Dans le second cas, le géoïde gravimétrique aura été déterminé presque indépendamment du réseau de nivellement et peut être considéré comme une donnée indépendante. En fait il s'y réfère au travers des anomalies de pesanteur mais la précision exigée sur les altitudes pour leur calcul est suffisamment faible que pour ne pas être critique. En contrepartie il faudra mesurer des valeurs de la pesanteur mais ici aussi la précision nécessaire est largement à la portée des instruments de terrain. C'est ce qui donne un regain de faveur au géoïde gravimétrique, dans la suite du texte et sans autre spécification : géoïde.

IV 2) Conditions d'Établissement d'un géoïde précis

En Europe, au début des années 80, la précision du géoïde obtenu par combinaison des anomalies de la pesanteur et des déviations de la verticale atteignait 50 cm à 1 m ce qui était beaucoup trop faible pour les performances annoncées du positionnement par GPS.

Des travaux ont été alors entrepris pour évaluer les exigences sur les données gravimétriques et leur précision afin de déterminer un géoïde à quelques cm près.

Les exemples qui suivent ont été réalisés sur des réseaux tests existant en République d'Allemagne Fédérale, ils sont significatifs des progrès réalisés pour le calcul du géoïde (gravimétrique). (Engelis & *al.*, 1985) fait état d'un écart quadratique moyen (EQM) de ± 3.3 cm entre les ondulations des géoïdes GPS et gravimétrique sur des distances moyennes de 13 km. Deux ans

après, cet EQM se réduit à ± 2 cm sur 50 km (Denker & *al.*, 1987). Dans une publication plus récente, (Denker, 1988) confirme un EQM de ± 2 cm mais cette fois sur une distance de 400 km.

La démonstration est établie qu'avec des données adéquates, il est possible de calculer un géoïde qui satisfasse les besoins du nivellement par GPS. (Denker & *al.*, 1988) ont défini dans ce but une stratégie et les prérequis sur les observations pour la détermination d'un nouveau géoïde européen. Deux aspects sont à prendre en compte : la capacité de l'ordinateur utilisé et la qualité des données.

Parmi les techniques de calcul, la collocation par moindres-carrés demeure la méthode en faveur parce qu'elle permet d'une part de traiter des observations d'origines diverses (anomalies gravimétriques, hauteurs ellipsoïdales, etc...) par le même algorithme, d'autre part parce qu'elle fournit une estimation de l'erreur sur les paramètres calculés. En contrepartie, la collocation est très gourmande en mémoire d'ordinateur ce qui restreint son domaine d'application à des superficies assez réduites.

En se limitant à un système d'environ 1000 équations on peut définir les hypothèses de travail suivantes :

- la portion de géoïde utile est comprise dans un quadrilatère de 100 km de côté;
- un débordement de 100 km est nécessaire pour éviter des effets de bord intempestifs. Bien que les exigences sur les données frontières soient moins contraignantes, une anomalie moyenne environ tous les 10 km, la zone de calcul s'étend à 300 x 300 km;
- la précision requise sur le géoïde gravimétrique est de 5 cm pour 100 km.

Pour une surface plus grande on procèdera par juxtaposition de blocs de 100 x 100 km.

Les données sont composées de trois sous-ensembles suivant leur contribution respective à la résolution du géoïde exprimée en longueur d'onde :

- pour les grandes longueurs d'onde, $\lambda \geq 200$ km, il est nécessaire de disposer d'un modèle géopotentiel de haut ordre: 180 ou 360, incluant un maximum d'information sur la zone considérée;
- la résolution moyenne, $200 \text{ km} > \lambda > 20 \text{ km}$, sera obtenue grâce à des anomalies gravimétriques espacées de 10 en 10 km ou moins ayant un EQM inférieur à 1 mgal, ce qui n'est guère restrictif. La plupart des mesures gravimétriques effectuées depuis les années 1950 possèdent la précision requise, le problème majeur reste la disponibilité de ces données et leur validation;

- les courtes longueurs d'onde, $\lambda < 20$ km, peuvent être déduites de modèles digitaux de terrain caractérisés par un EQM inférieur à 5 m et une distribution spatiale d'une valeur par km² (ces DTM existent pour la Suisse, l'Autriche et la RFA) ou, lorsque disponibles, d'anomalies gravimétriques dont l'espacement serait d'environ 2 km. L'erreur commise dans ce cas, estimée d'après (Tscherning & *al.*, 1974), serait d'à peu près 0.3 cm.

Bien entendu, ces chiffres ne sont qu'une estimation. Il est certain que dans des régions fortement escarpées les contraintes seront plus drastiques, tout comme elles le seront moins dans des contrées moins accidentées, par exemple en Belgique.

IV 3) Etablissement d'un géoïde en Belgique.

Dès son instauration, en 1983, le Centre de Géophysique Interne (CGI) a entrepris la création d'une banque de données gravimétriques pour la Belgique. L'objectif est de collecter, de valider et

d'homogénéiser dans un même système de référence toutes les données gravimétriques comprises entre 49 et 52° de latitude Nord et 2 et 7° de longitude Est de façon à disposer d'une couverture qui serve aussi bien les besoins de la géodésie que de la géophysique. Dans certains cas, le CGI organise aussi des levés gravimétriques en vue de compléter cette couverture.

De quelques centaines à l'origine, le nombre de données sur la Belgique et le Grand Duché de Luxembourg est passé aujourd'hui à environ 13000 (fig. 6) et plusieurs milliers de mesures sont en cours d'encodage et de validation. Disposant d'une telle monnaie d'échange, des contacts ont été établis avec des institutions étrangères et des organismes internationaux pour l'obtention des observations nécessaires sur les pays limitrophes et la Mer du Nord. Ces observations devront être converties dans le système de référence de la banque de données gravimétriques belge. Le CGI dispose en outre de modèles géopotentiels d'ordre élevé (180, 360) et

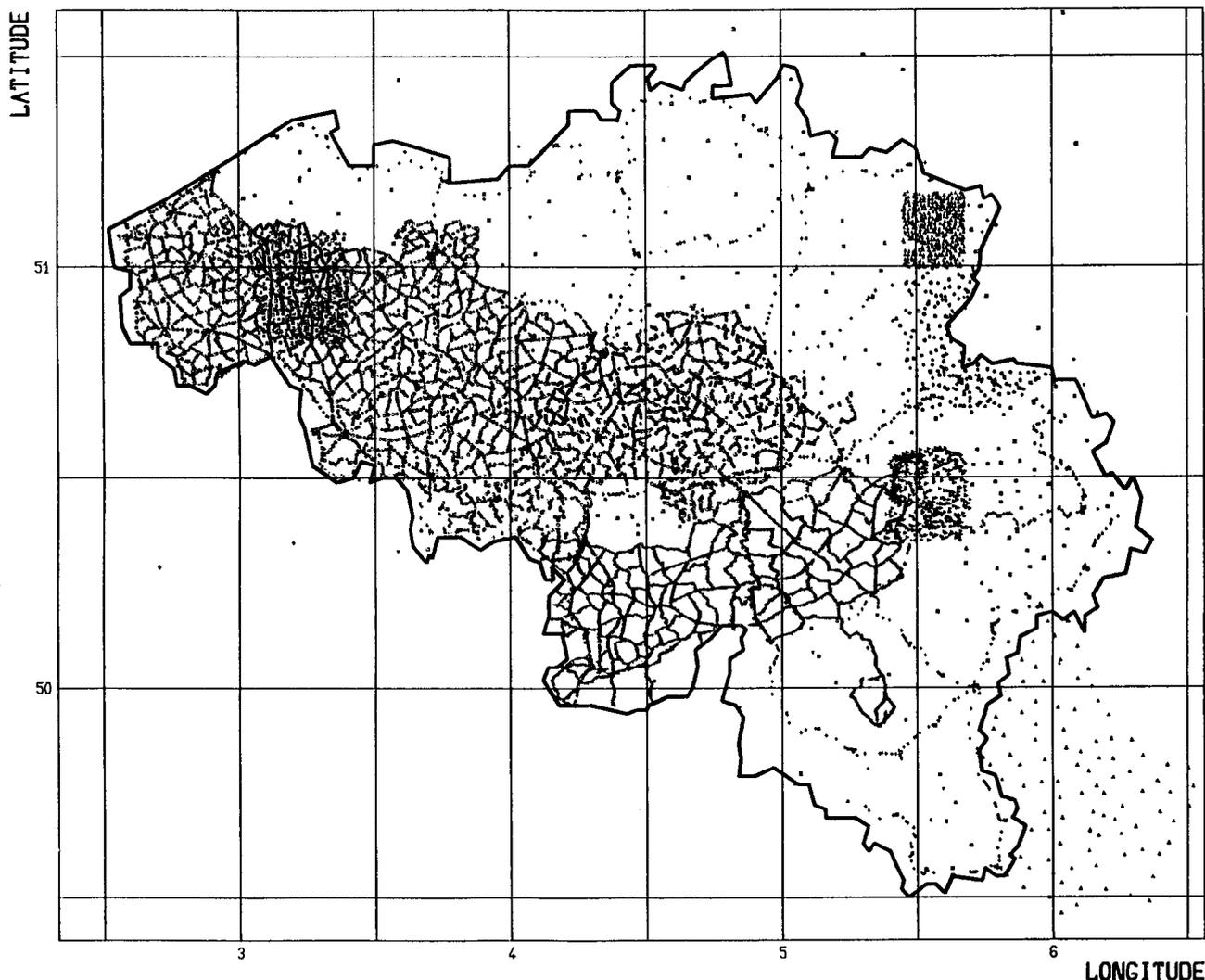


Fig. 6.- Répartition des 13 000 mesures gravimétriques actuellement contenues dans la banque de données du CGI.

d'un modèle digital de terrain pour la zone concernée avec une résolution de 5' x 5'.

Actuellement, les mesures gravimétriques sont toujours dans la phase de validation mais les conditions sont maintenant réunies pour qu'un ensemble de données homogènes soit prochainement utilisable pour le calcul d'un premier géoïde belge. Cette version zéro du géoïde belge satisfera très probablement les exigences du nivellement par GPS dans certaines régions où les mesures sont suffisantes. Elles permettront surtout de mettre en évidence les lacunes de l'ensemble de données original. La comparaison des figures 5 et 6 montre clairement que si l'allure générale du géoïde calculé au départ de GEM10C devait se confirmer, la ligne de plus grande pente de ce géoïde, un axe Limbourg-Liège-Luxembourg, serait très mal déterminée en raison de la faible densité des mesures gravimétriques dans cette zone.

Sur le plan géophysique, cette absence de données constitue également une carence importante. La région la plus sismique du pays, le Sud-Limbourg et la province de Liège, ne possède aucune couverture gravimétrique valable susceptible de fournir des éléments d'information précis sur la structure du sous-sol.

V. CONCLUSIONS

La précision de la gravimétrie de terrain ne semble actuellement pas suffisante pour permettre la mise en évidence des variations de pesanteur d'origine tectonique en Belgique étant donné la relativement faible activité décelable par d'autres moyens, e.g. le nivellement de précision, la séismologie... Les gravimètres absolus ou les gravimètres à supraconductivité sont plus adéquats pour ce genre d'investigation pourvu que les programmes de mesures à long terme soient poursuivis ou mieux, intensifiés. Cela est d'autant plus nécessaire que l'interprétation des mouvements tectoniques exige la connaissance des variations de la pesanteur.

Complémentaire à l'augmentation de la précision des techniques de positionnement par satellite, les données de la gravimétrie de terrain connaissent actuellement un regain de faveur. Elles permettent en effet de calculer le géoïde, surface indispensable pour la mise en relation des altitudes du nivellement de précision avec les hauteurs ellipsoïdales mesurées par satellite. Il faut cependant reconnaître les insuffisances de la couverture gravimétrique de la Belgique: les provinces du Limbourg, de Liège et du Luxembourg. Cette carence est d'autant plus regrettable qu'elle concerne la zone de plus grande variabilité du géoïde et la région sismique la plus active du pays.

BIBLIOGRAPHIE

- CANNIZZO, L., CERUTTI, G., MARSON, I., 1978.- Absolute Gravity measurements in Europe. *Il Nuovo Cimento*, 1C (1).
- CHARLIER, Ch., JONES, L., 1951.- L'apport de la Séismologie, de la Gravimétrie et de la Géodésie dans la connaissance actuelle de l'écorce terrestre en Belgique. Concordance remarquable des résultats. *Acad. Roy. Belgique, Bull. Classe Sc.-Obs. Roy. Bel. Publ. Serv. Seismolog. et Grav. Sér. S* - (15).
- CHEN, Y.T., LIN, B.H., WANG, X.H., HUANG, L.R., LIN, M.L., 1979.- The dislocation model of the Tangshan earthquake of 1976 from the inversion of geodetic data. *Acta Geophysica Sinica*: 22 (3), 201-217. Translated in: *Chinese Geophysics*, 2 (1), *Earthquake Research in China*: 3, AGU, 1982.
- de MAGNEE, I., 1948.- Commentaire géologique sur la nouvelle carte gravimétrique de la Belgique. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, LVII (3).
- DENKER, H., WENZEL, H.G., 1987.- Local geoid determination and comparison with GPS results. *Bulletin Géodésique*, 61: 349-366.
- DENKER, H., 1988.- Regional quasigeoid determination in Northern Germany and comparison with GPS. Proc. Chapman Conf. on Progress in the determination of the Earth's gravity field. Sep. 13-16, 1988. Fort Lauderdale, Florida: 121-124.
- DENKER, H., TORGE, W., WENZEL, H.G., LELGEMANN, D., WEBER, G., 1988.- Strategies and requirements for a new European geoid determination. *Bollettino di Geodesia e Scienze affini*, Anno XLVII, (1).
- DUCARME, B., VAN RUYMBEKE, M., POITEVIN, C., 1986.- Three years of registration with a Superconducting Gravimeter at the Royal Observatory of Belgium. Proc. 10th Int. Symp. on Earth Tides. Madrid, Sept. 23-27, 1985. Sc. Ed.: *R. Vieira. Consejo Superior de Investigaciones Científicas*: 113-129.
- ENGELIS, T., RAPP, R.H., BOCK, Y., 1985.- Measuring orthometric height differences with GPS and gravity data. *Manuscripta Geodetica*, 10: 187-194.
- FARRELL, W.E., 1972.- Deformation of the earth by surface loads. *Review of Geophys. and Space Phys.*, 10, 761-797.
- HAGIWARA, Y., 1978.- Gravity changes associated with seismic activities. Proc. US-Japan Seminar on theor. and exp. invest. of Earthquake precursors. AEPS 2. *Suppl. issue of Journal of Physics of the Earth. Center for Acad. Publ. Japan*.
- JONES, L., 1948.- Le levé gravimétrique de la Belgique (1947-1948). *Institut Géographique Militaire*, Bruxelles.
- JONES, L., 1951a.- Les anomalies isostatiques en Belgique. *Institut Géographique Militaire*, Bruxelles.
- JONES, L., 1951b.- Les premiers résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement Général (1948) avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, LIX, (1 et 2), 1950.
- KIJKO, A., TEISSEYRE, R., DE BECKER, M., 1987.- Seismic hazard evaluation from incomplete data files. Tremblement de terre. Evaluation du risque, mesure de prévention et d'aide. Brigue, 7-10 avril 1986. *Com. Nat. suisse pour l'Unesco. Com. suisse de géoph.*
- MAELZER, H., HEIN, G., ZIPPELT, K., 1983.- Height changes in the Rhenish Massif: Determination and analysis. Plateau Uplift, ed. K. Fuks & al., *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, 1983.
- MORELLI, C., 1974.- The International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71). *UGGI-IAG, Publ. Spéc.* (4), 194.
- MULARGIA, F., BOSCHI, E., 1983.- The 1908 Messina Earthquake and related Seismicity. Earthquakes: observation, theory and interpretation. *Proc. Int. Scholl of Physics: «Enrico Fermi»*. Course LXXXV. Kanamori, H., Boschi, E., ed., *North-Holland Pub. Comp.*, Amsterdam.
- POITEVIN, C., 1979.- Le nouveau réseau gravimétrique belge. Ciel et Terre, *Bull. Soc. Roy. Belge Astr. Geod. Phys. du Globe*: 95 (1).
- RUNDLE, J.B., 1978.- Gravity changes and the Palmdale uplift. *Geophysical Research Letters*: 5, 41-44.

- SMITH, R.B., REILINGER, R.E., MEERTENS, C.M., HOLLIS, J.R., HOLDAHL, S.R., Dzurisin, D., Gross, W.K., KLINGELE, E.E., 1989.- What's moving at Yellowstone? The 1987 crustal deformation survey from GPS, leveling, precision gravity and trilateration. *EOS, Trans. AGU*: 70 (8).
- TANNER, J.G., TORGE, W., NAGY, D., 1982.- Modern gravimetry and its role in geodesy. *The Canadian Surveyor*.
- TANNER, J.G., LAMBERT, A., 1987.- Gravity and crustal movements: The Canadian experience. In: A.M. Wassef, A. Boud, P. Vyskocil, Recent Crustal Movements in Africa. *Journ. of Geodynamics*: 7 (3/4), 329-338.
- TORGE, W., 1980.- Gravity variations with time in Northern Iceland. *Mobile Earth: Internat. Geodynamics Project; final report of the FRG. Dt. Forschungsgemeinschaft. Ed. by H. Closs & al. Boppart: Bold*.
- TORGE, W., 1982.- The present state of relative gravimetry. Proc. General Meeting IAG, Tokyo, May 7-15, 1982. *Spec. Issue Journal Geod. Soc. Japan*: 319-324.
- TORGE, W., ROEDER, R.H., SCHNUELL, M., WENZEL, H.G., FALLER, J.E., 1987.- First results with the transportable absolute gravimeter JILAG-3. *Bulletin Géodésique*, 61: 161-176.
- TSCHERNING, C.C., RAPP, R.H., 1974.- Closed covariance expression for gravity anomalies, geoid undulations and deflections of the vertical implied by anomaly degree variance models. *The Ohio State University, Dept. of Geodetic Science, Report N° 208, Columbus, Ohio*.
- VAN RUYMBEKE, M., 1985.- Transformation of nine LaCoste-Romberg gravimeters in feedback system. *Bull. Inf. Marées Terrestres*, (93): 6202-6228.
- VITA-FINZI, C., 1986.- Recent Earth Movements: an introduction to neotectonics. *Academic Press, London*: 226.
- WELLS, D.E., BECK, N., DELIKARAOGLOU, D., KLEUSBERG, A., KRAKIWSKY, E.J., LACHAPELLE, G., LANGLEY, R.B., NAKIBOGLU, M., SCHWARZ, K.P., TRANQUILLA, J.M. and VANICEK, P., 1987.- Guide to GPS Positioning. 2nd printing with corrections, Canadian GPS Associates, Fredericton, N.B., Canada, May.
- WU, P., PELTIER, W.R., 1982.- Viscous gravitational relaxation. *Geophys. J.R. Astro. Soc.*, 70: 435-486.
- , 1949.- Deuxième Nivellement Général. Répertoire des définitions et des altitudes des repères. Fasc. 1. *Institut Géographique Militaire, Bruxelles*.