

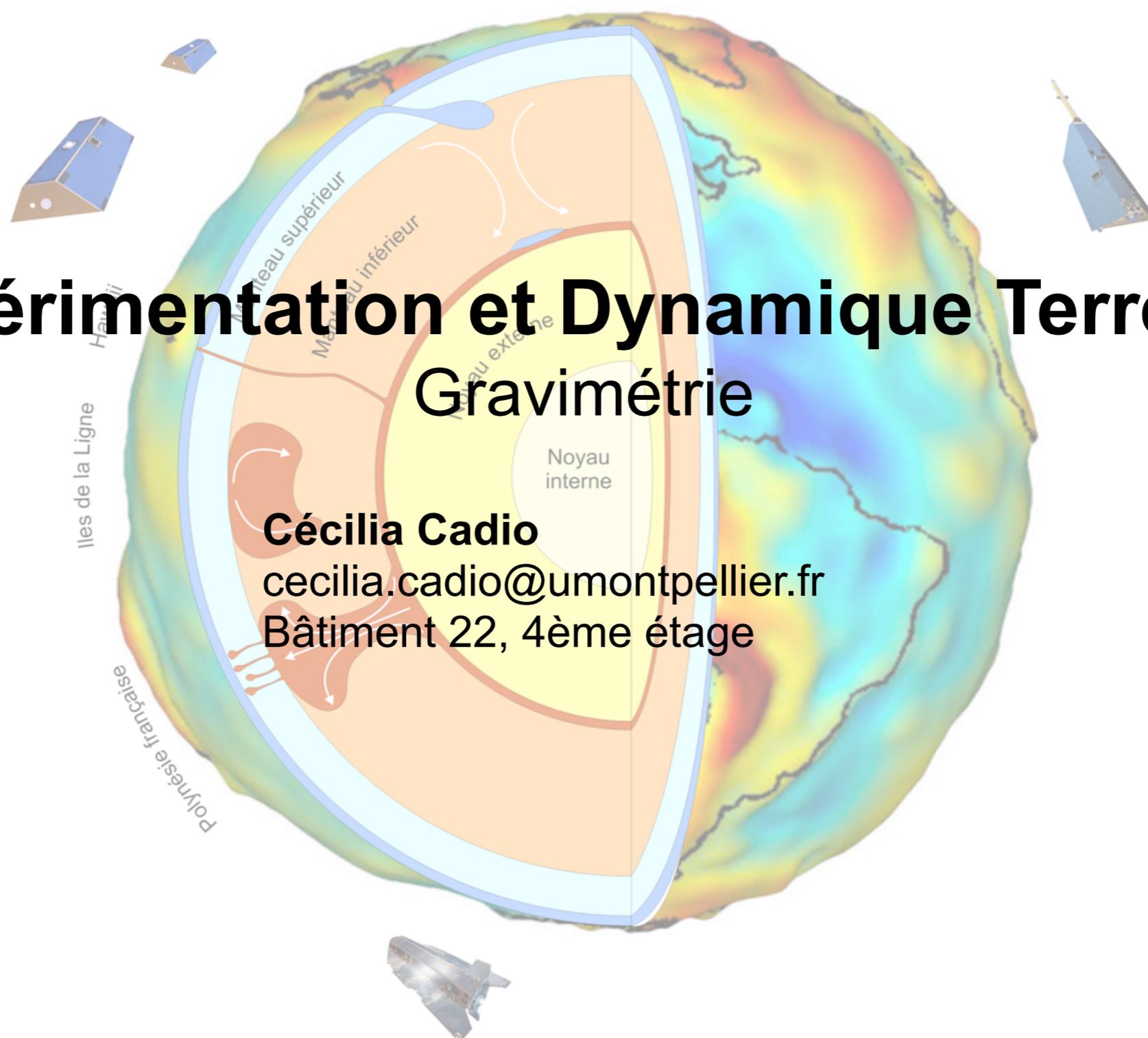
Expérimentation et Dynamique Terrestre

Gravimétrie

Cécilia Cadio

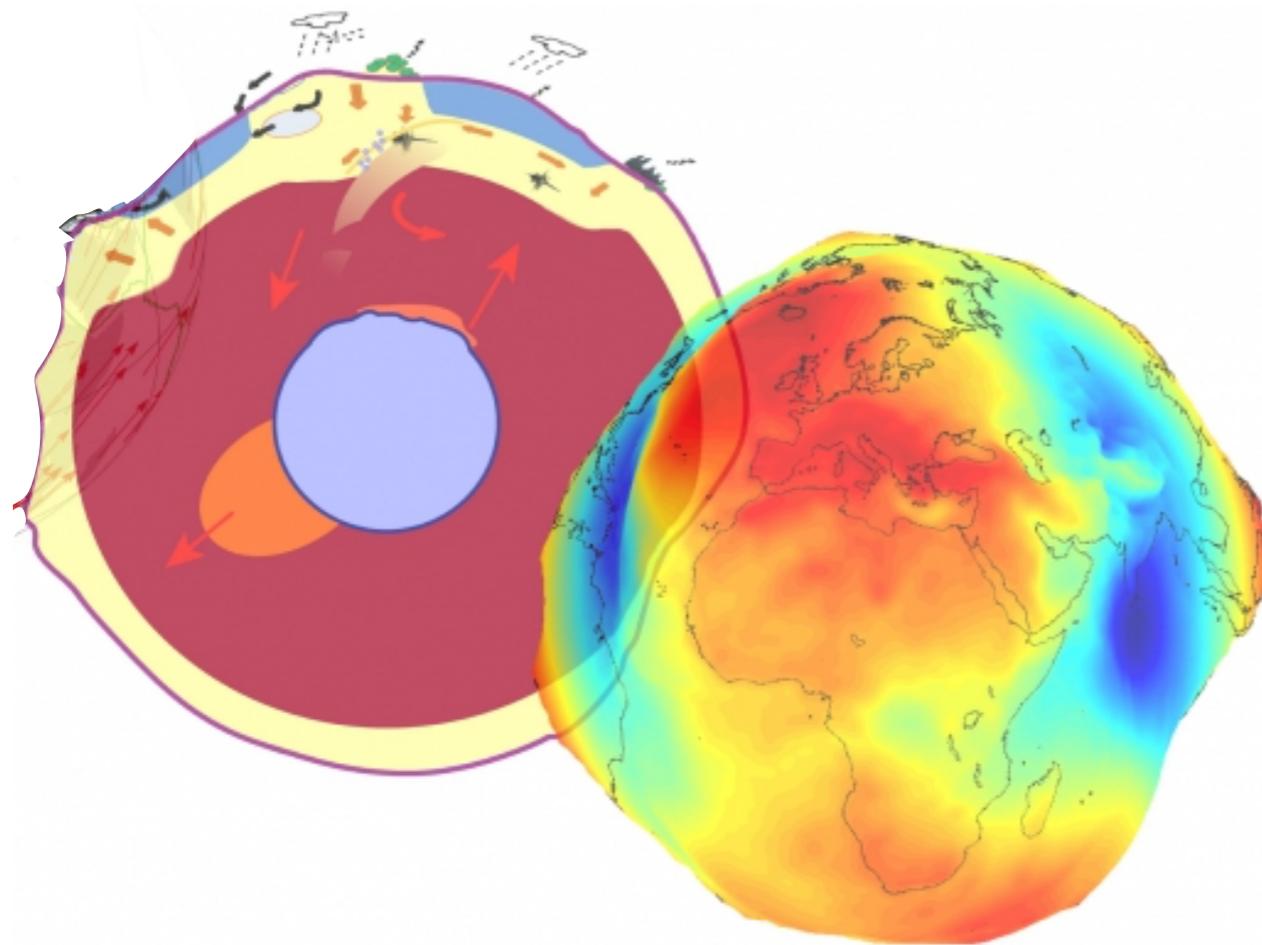
cecilia.cadio@umontpellier.fr

Bâtiment 22, 4ème étage



Gravimétrie

- Mesurer, analyser et interpréter **les variations du champ de pesanteur** terrestre et des autres corps du système solaire.
- Etroitement liée à la **géodésie** (= étude de la forme de la Terre)



Mesure :

*Variations du champ de **pesanteur** dans l'espace et dans le temps*



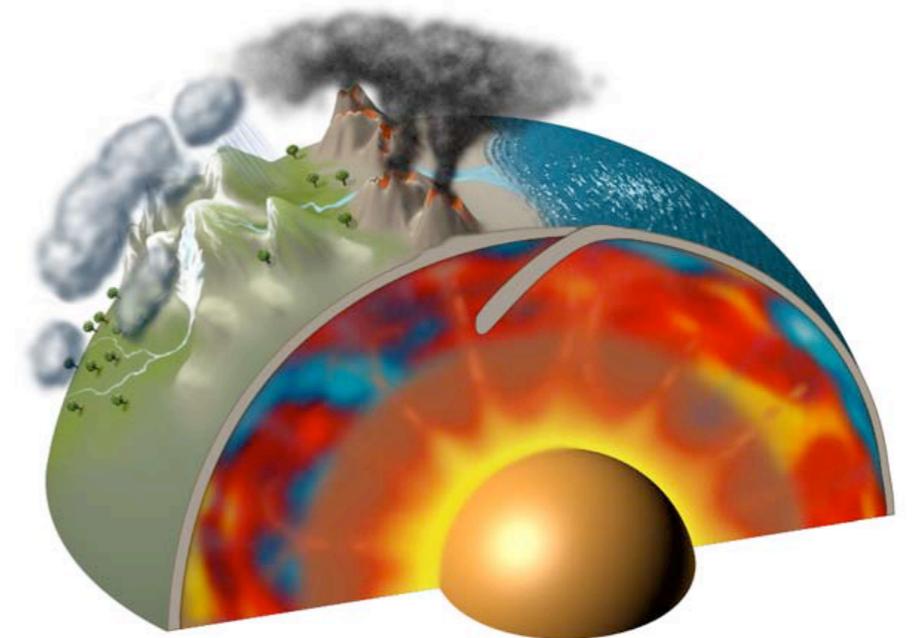
Modèle de structure interne :

*Répartition des **masses** de la surface au noyau et son **évolution** dans le temps*

Domaines d'application

► Géophysique Fondamentale

- Structure & dynamique interne
 - Compréhension des mécanismes physiques
- Sciences de la Terre et planétologie



► Géophysique Appliquée

- Propriétés physiques du sous-sol
- Prospection (eau, ressources minérales, énergie...), génie civil, archéologie



► Observation en Continue

- Etudes géodynamiques (Ex : déplacement cosismique)
 - Observatoire hydrogéologique (Ex: Larzac), volcanologique
 - Climatologie, glaciologie
- Surveillance et prévision



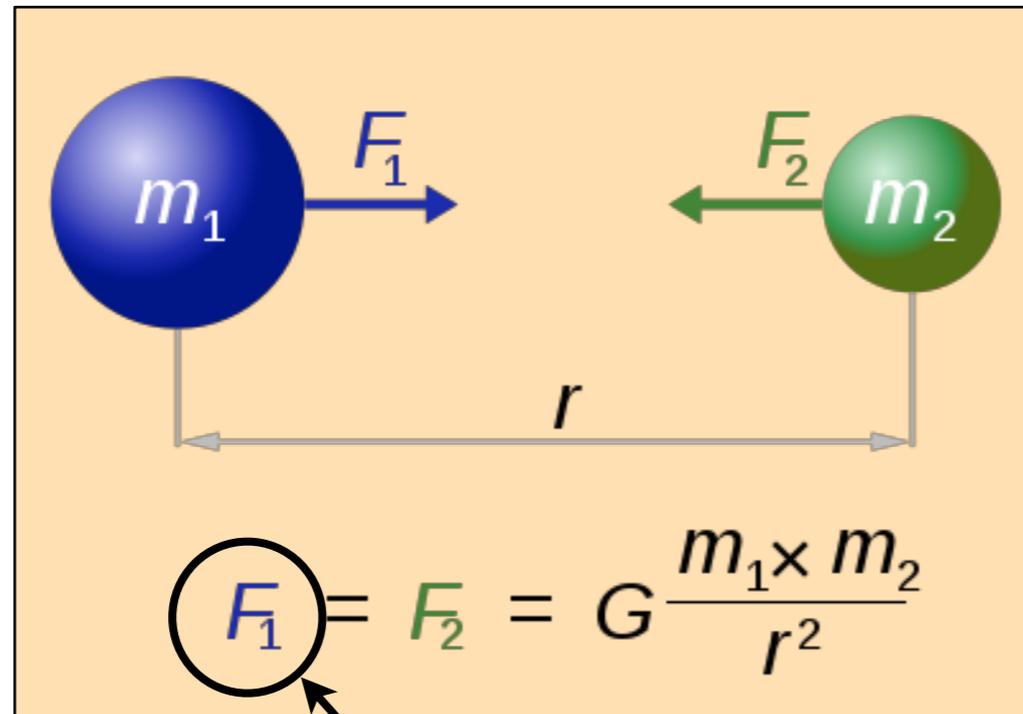
Plan du cours

- ▶ **Partie 1 : Gravité & Pesanteur**
- ▶ **Partie 2 : De la mesure à l'analyse**
- ▶ **Partie 3 : Interprétation et applications**

Partie 1 :

Gravité & pesanteur

a) de la force d'attraction gravitationnelle...



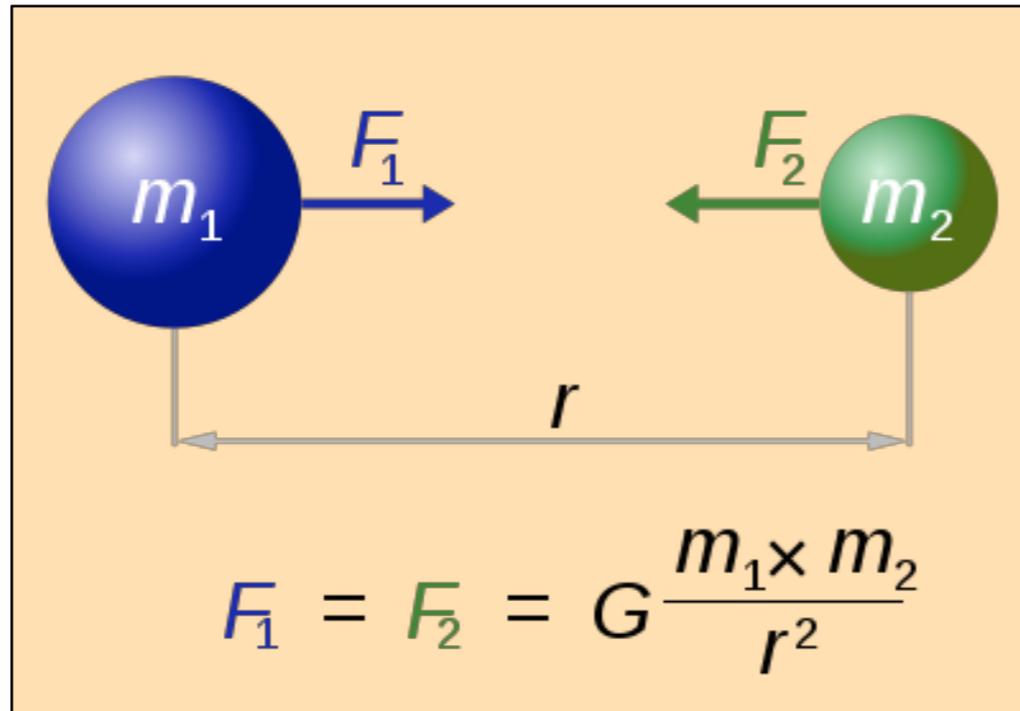
LOI DE GRAVITATION UNIVERSELLE:
3ÈME LOI DE NEWTON

Force gravitationnelle exercée par le corps 2 sur le corps 1 (N).

G, constante universelle de gravitation

$$G = 6.67408 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$$

a) ...à l'accélération gravitationnelle (ou gravité)



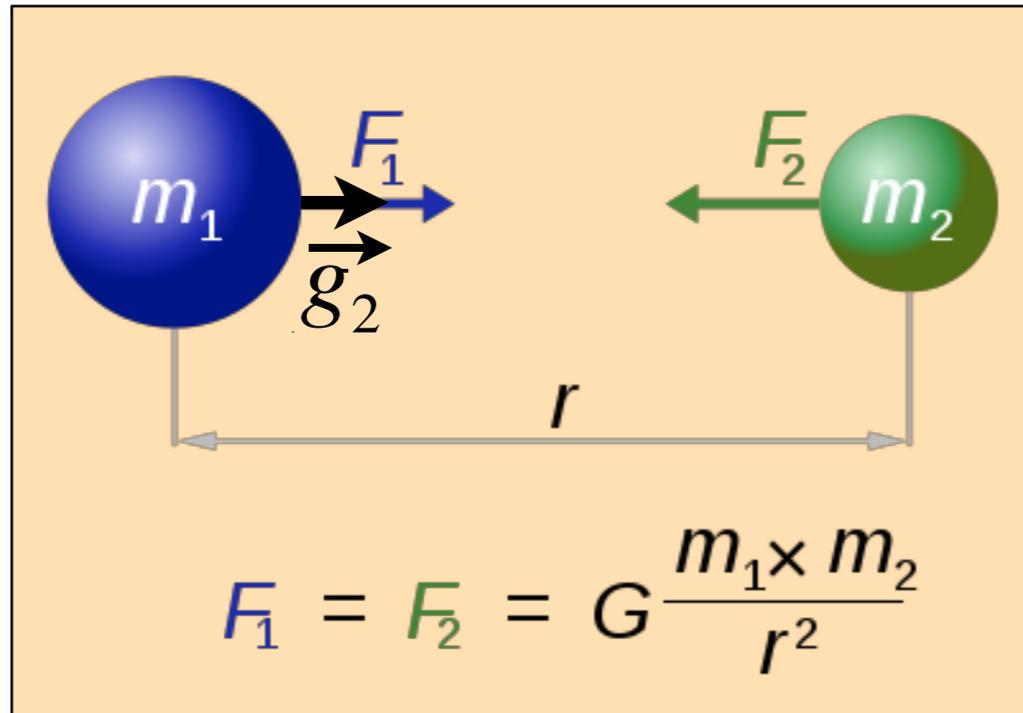
PRINCIPE FONDAMENTAL DE LA DYNAMIQUE

$$\sum \vec{F} = m\vec{g}$$

Appliqué au corps 1

$$\sum \vec{F}_{\text{subit par le corps 1}} = |\vec{F}_1| = m_1 \frac{Gm_2}{r^2}$$

a) ...à l'accélération gravitationnelle (ou gravité)



PRINCIPE FONDAMENTAL DE LA DYNAMIQUE

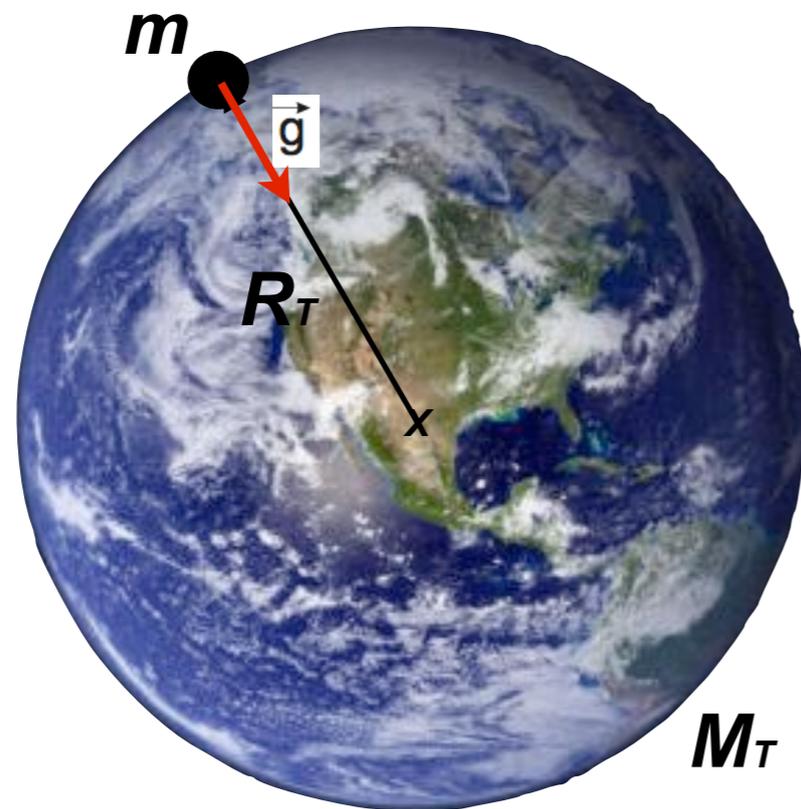
$$\sum \vec{F} = m\vec{g}$$

Appliqué au corps 1

$$\sum \vec{F}_{\text{subit par le corps 1}} = |\vec{F}_1| = m_1 \frac{Gm_2}{r^2} = m_1 g_2$$

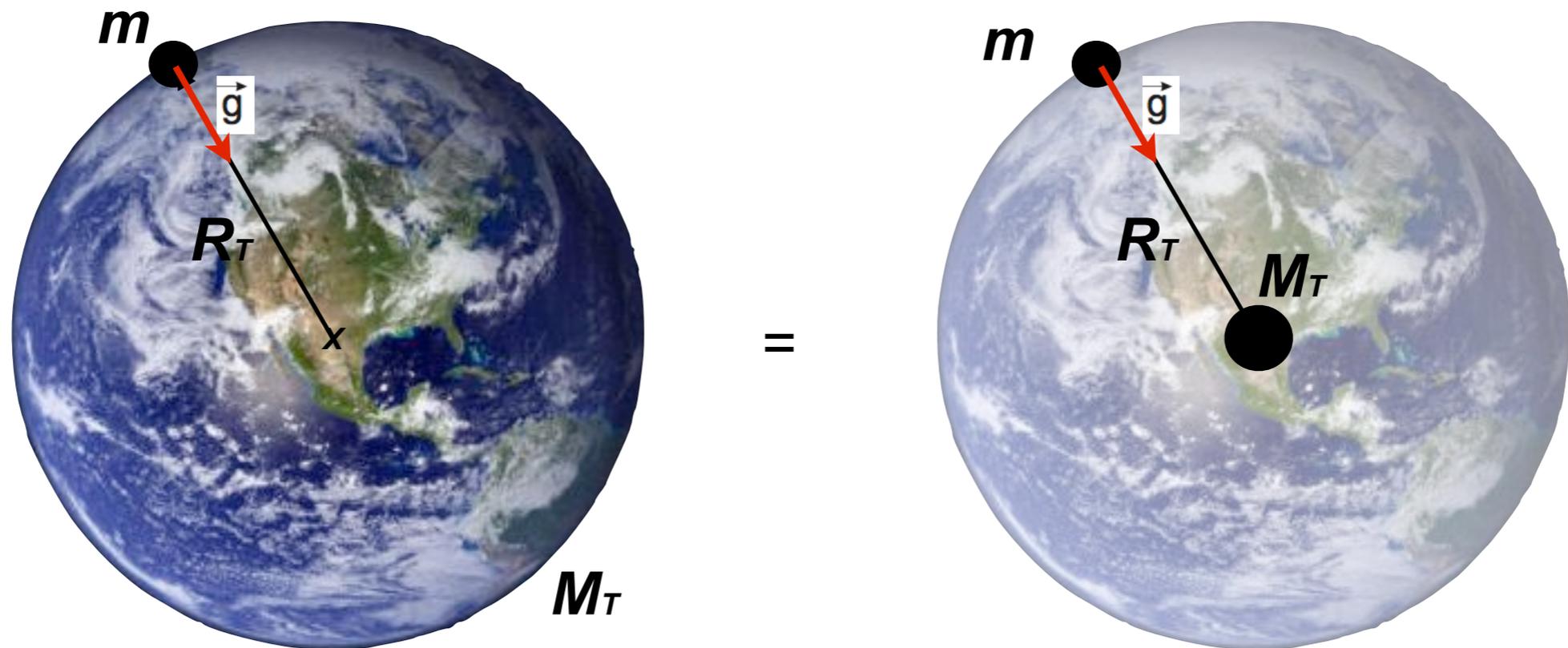
Accélération gravitationnelle subie par le corps 1 et produite par le corps 2 (m.s-2).

b) Accélération gravitationnelle (= gravité)
exercée par une Terre **sphérique, homogène et**
immobile



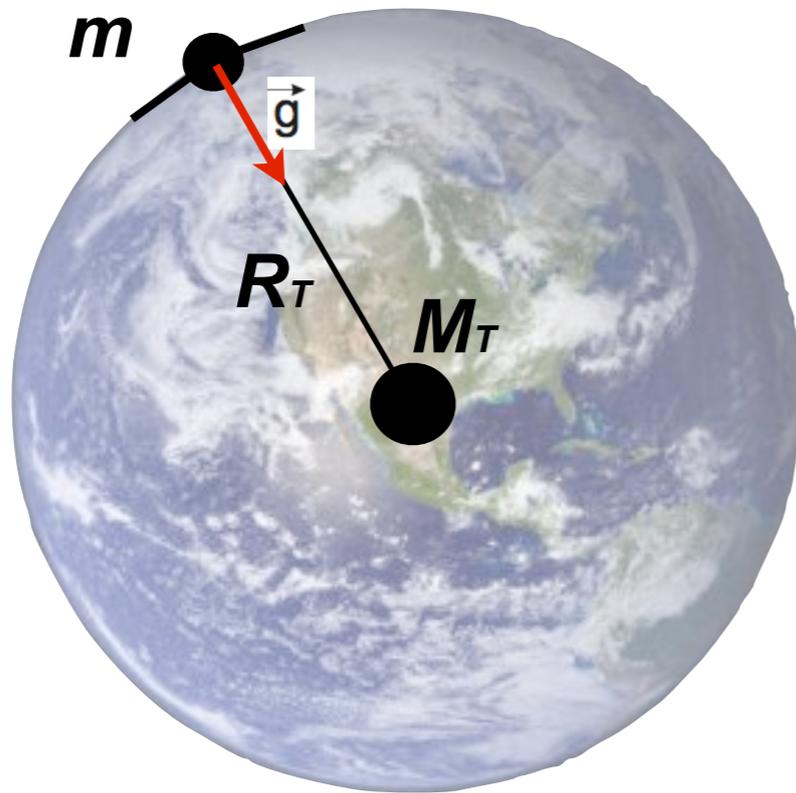
- La gravité \vec{g} exercée par la **Terre** sur un corps de masse m situé à sa **surface** est orientée **vers son centre**.

b) Accélération gravitationnelle (= gravité) exercée par une Terre **sphérique, homogène et immobile**



- \vec{g} est constant quelque soit la position à la surface et identique à l'accélération obtenue en **concentrant toute la masse au centre de la planète (théorème de Gauss)**. Que vaut g ?

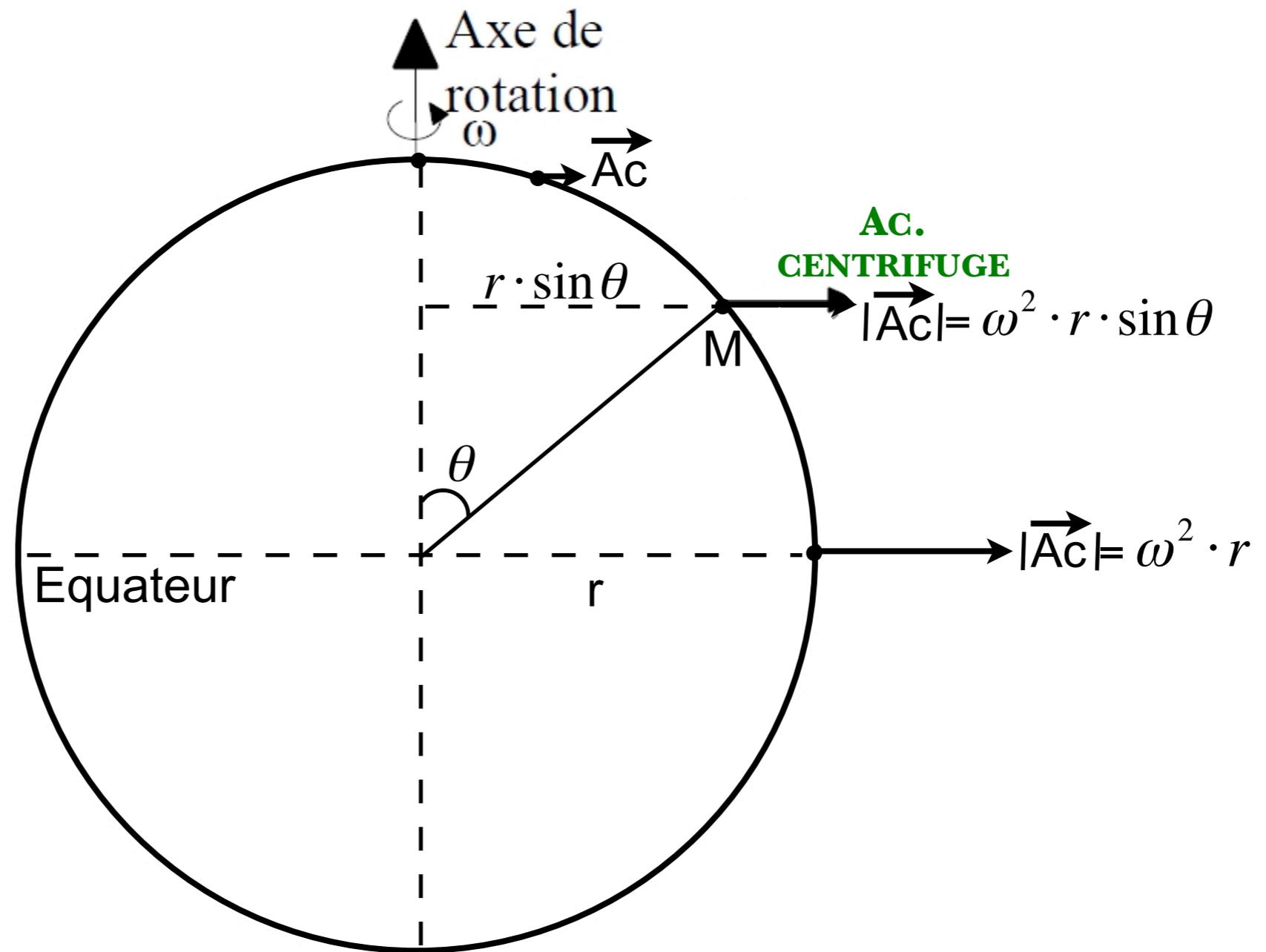
b) Accélération gravitationnelle (= gravité)
exercée par une Terre **sphérique, homogène et**
immobile



$$|\vec{g}| = \frac{GM_T}{R_T^2}$$

- \vec{g} est constant quelque soit la position à la surface et identique à l'accélération obtenue en **concentrant toute la masse au centre de la planète (théorème de Gauss)**. Que vaut g ?

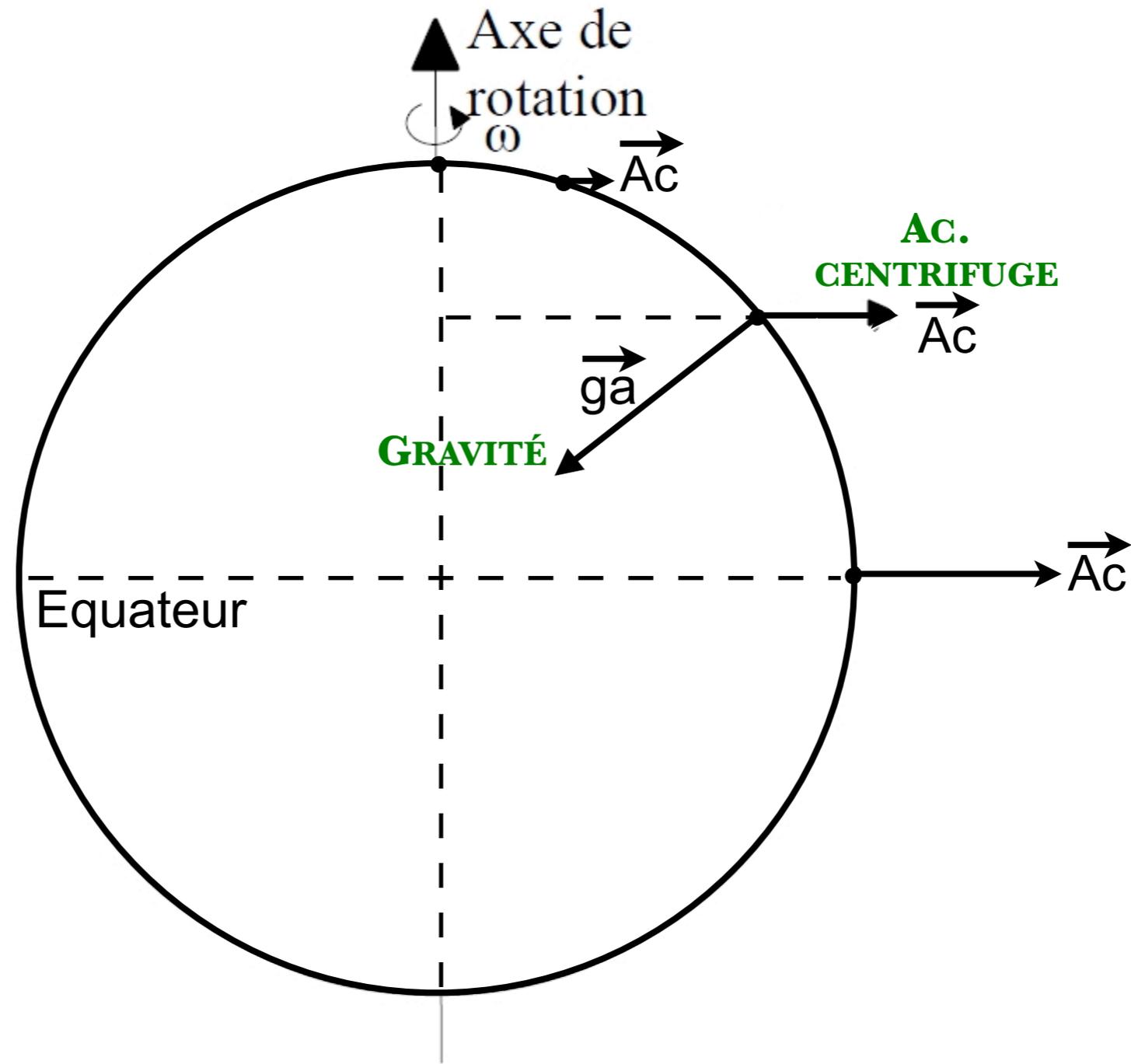
c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène



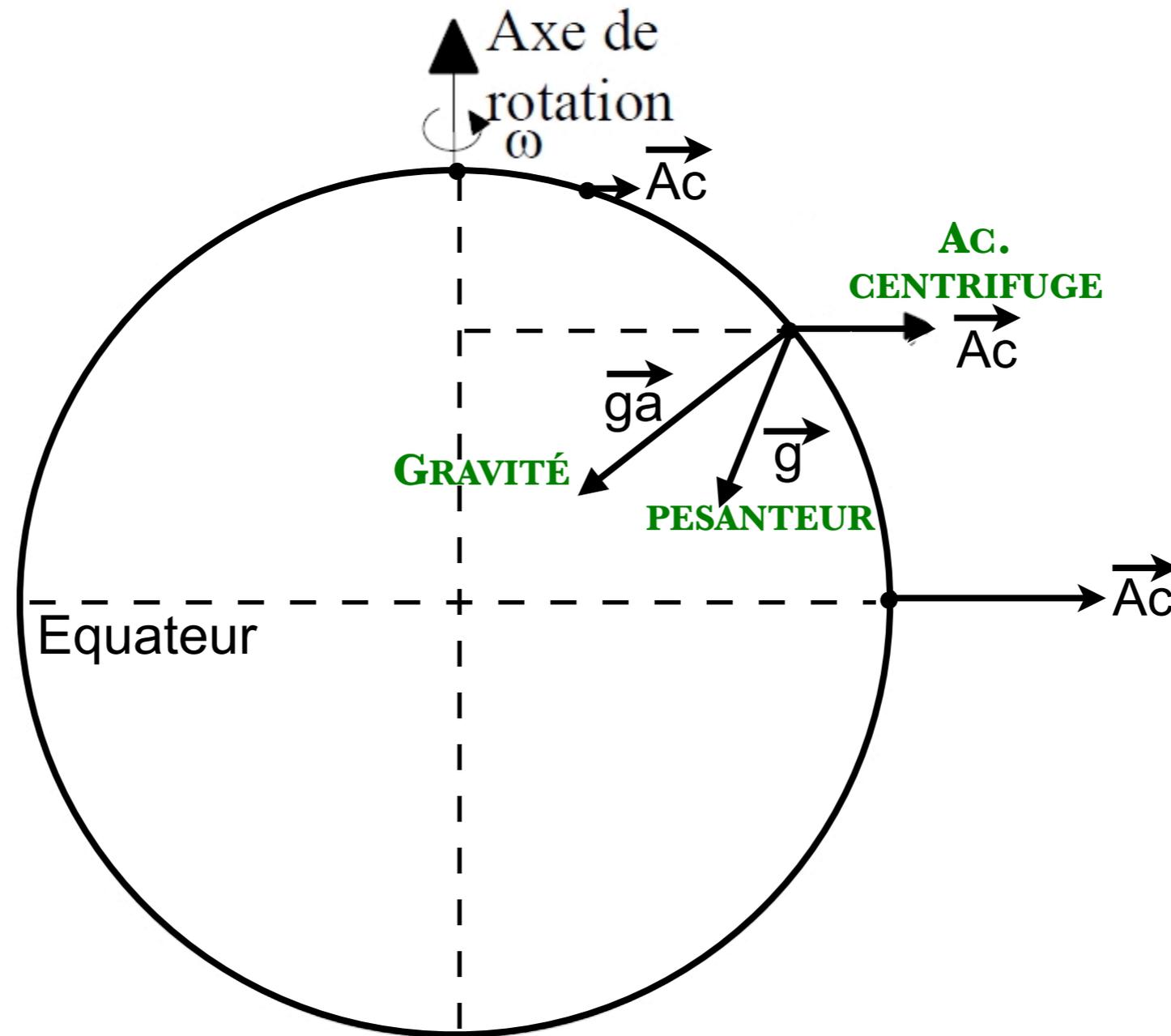
$$|\vec{A}_c| = \omega^2 \cdot \text{distance à l'axe de rotation}$$

Comparer la valeur de \vec{A}_c à l'équateur et aux pôles.

c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène



c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène



Effet de la rotation 1. Il faut donc aussi tenir compte de **L'ACCÉLÉRATION CENTRIFUGE** créée par la rotation des planètes et qui s'oppose à la gravité.

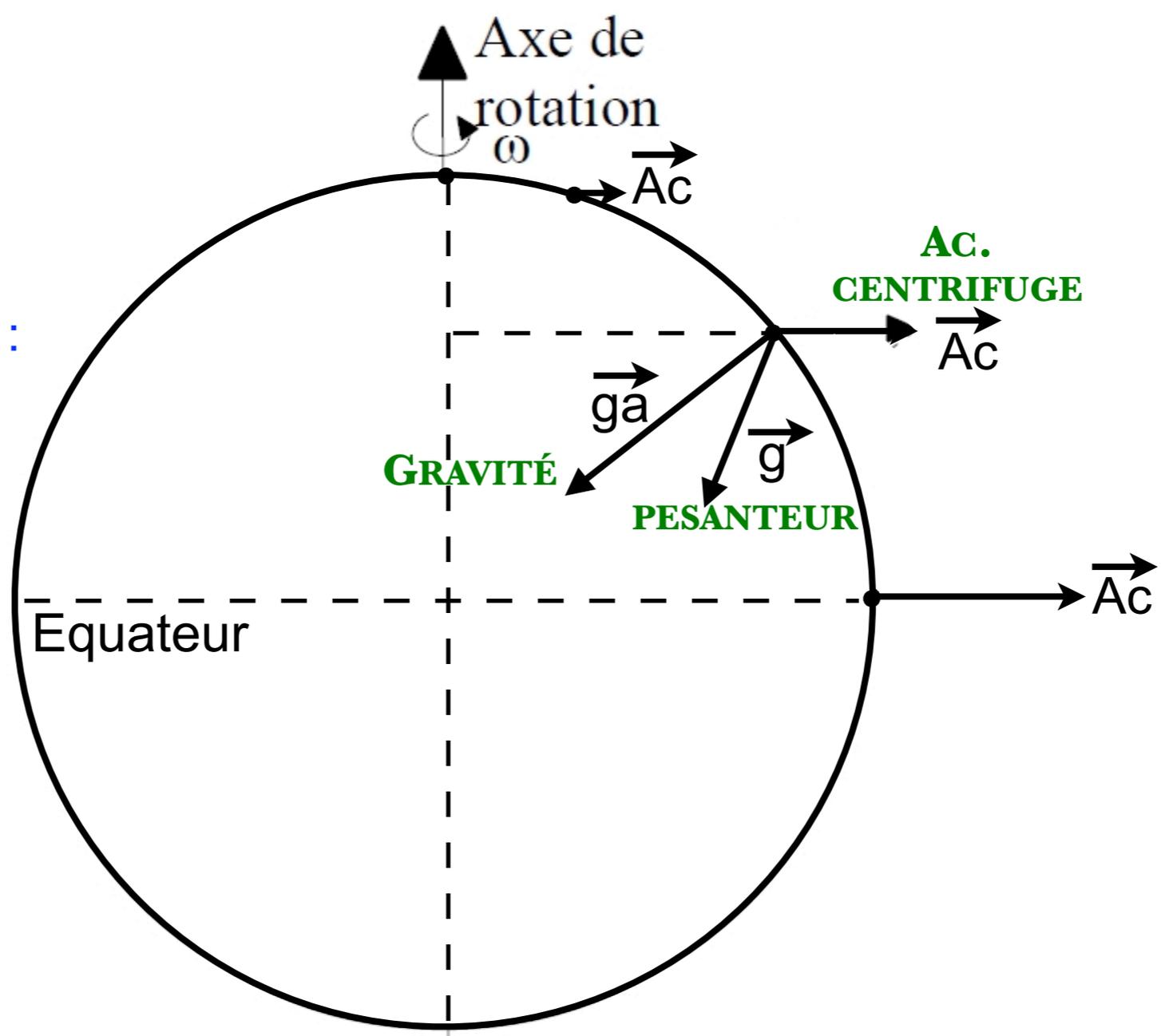
Pesanteur = Gravité + Accélération centrifuge

La pesanteur varie donc avec la **latitude**.

c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène



Exagération pour représentation, la pesanteur est orientée vers le centre de la Terre : $g \gg \gg \gg \gg A_c!$

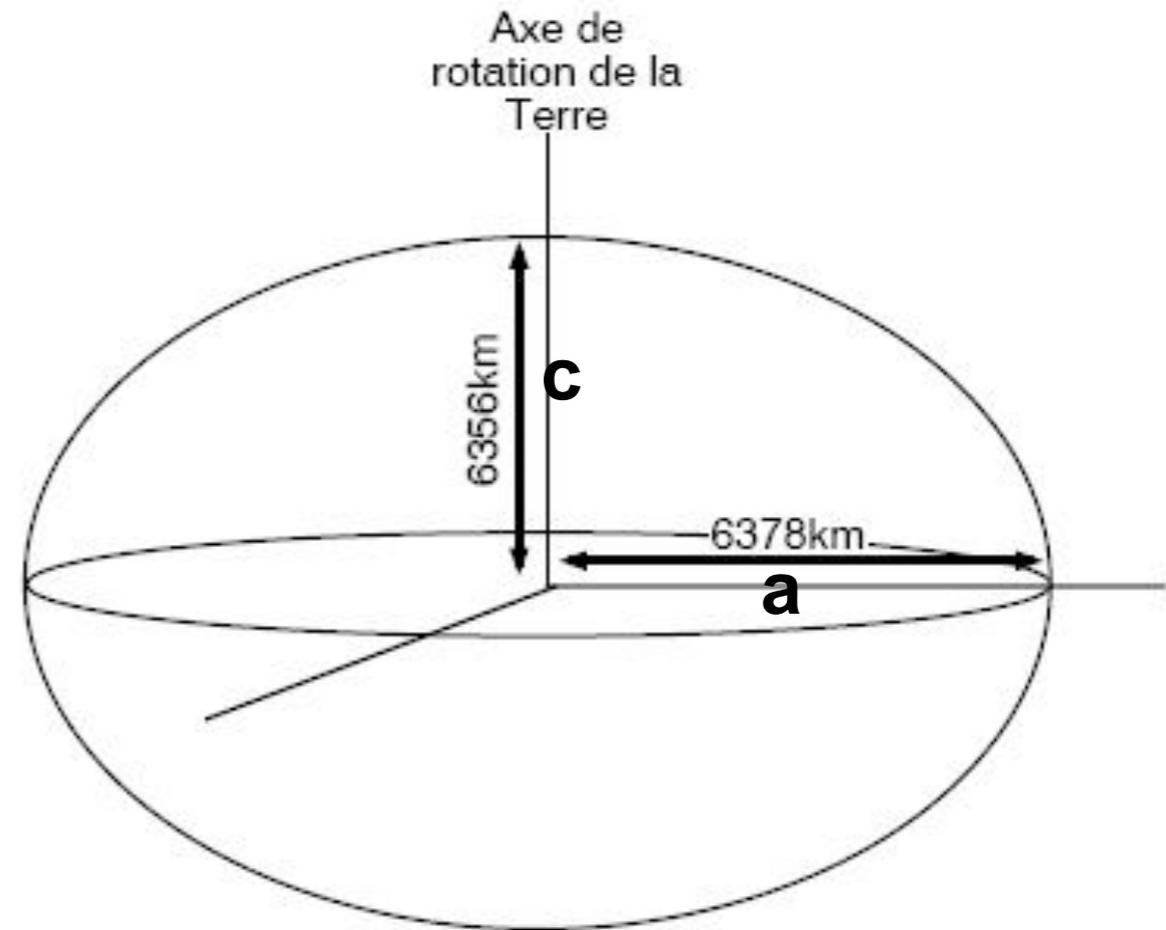


Effet de la rotation 1. Il faut donc aussi tenir compte de **L'ACCÉLÉRATION CENTRIFUGE** créée par la rotation des planètes et qui s'oppose à la gravité.

Pesanteur = Gravité + Accélération centrifuge
La pesanteur varie donc avec la **latitude**.

c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène

Effet de la rotation 2. Parce qu'elles tournent sur elles-mêmes, les planètes sont aplaties aux pôles. Elles ne sont donc pas sphériques. LES PLANÈTES SONT DES **ELLIPSOÏDES DE RÉVOLUTION.**



Ellipsoïde définit par :

- **a**, rayon équatorial (demi grand-axe)
- **c**, rayon polaire (demi petit-axe)
- aplatissement $f = \frac{a - c}{a}$

Ellipsoïde = la forme de la Terre **homogène en rotation**

c) Rotation, **forme** et **pesanteur** d'une Terre **homogène**

Du fait de la rotation, **la pesanteur varie avec la latitude**. Où est-elle la plus forte? Aux pôles? À l'équateur?

c) Rotation, forme et pesanteur d'une Terre homogène

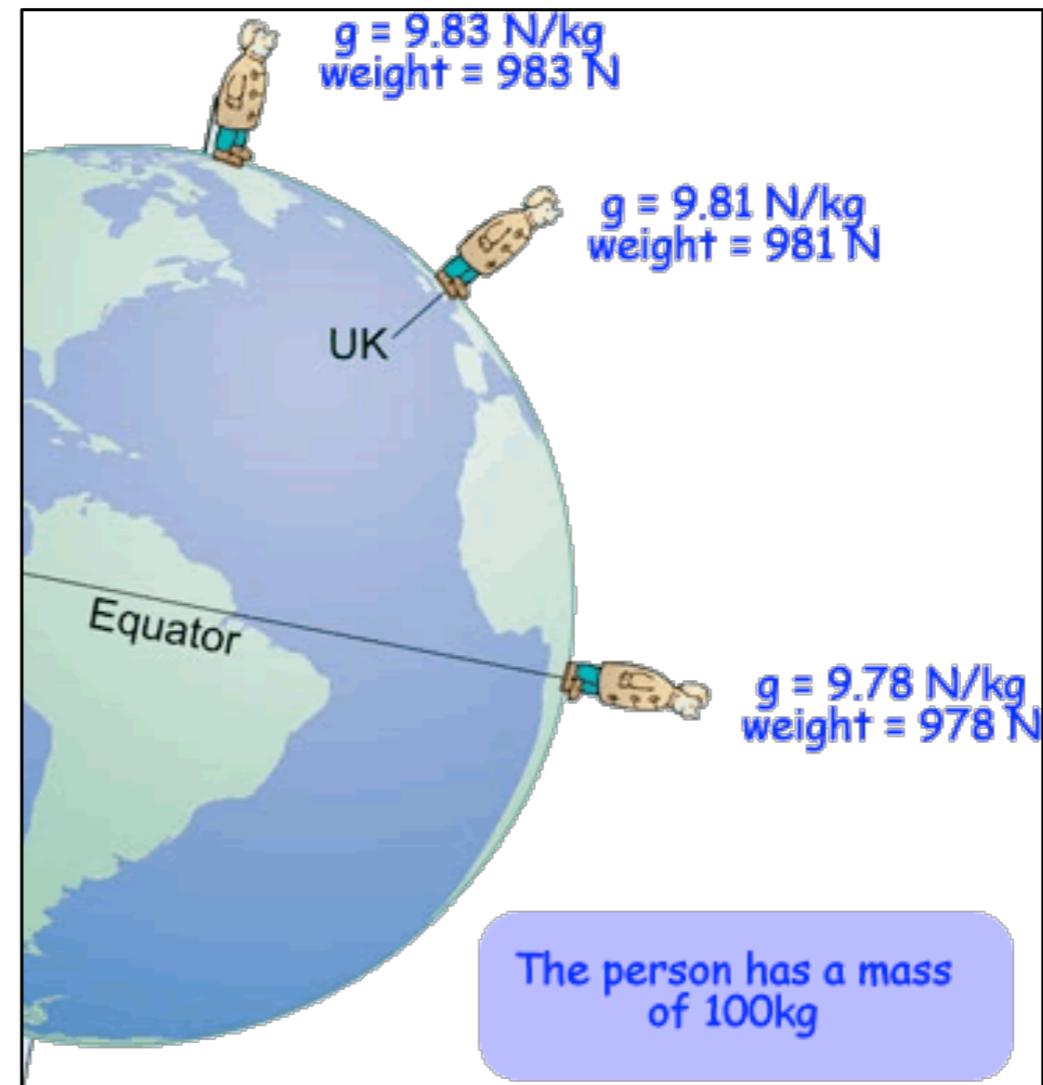
Du fait de la rotation, la pesanteur varie avec la latitude. Où est-elle la plus forte? Aux pôles? À l'équateur?

Campagnes de mesures de g:

- ▶ En Laponie en 1736-1737 par Maupertuis
- ▶ En Amérique du Sud (Pérou, près de l'équateur) en 1735 par Bouguer et Jussieu.

$g=9.8324 \text{ m.s}^{-2}$ aux pôles

$g=9.7803 \text{ m.s}^{-2}$ à l'équateur
(rayon et accélération centrifuge plus importants!)



d) Ellipsoïde de référence et pesanteur théorique pour la Terre homogène

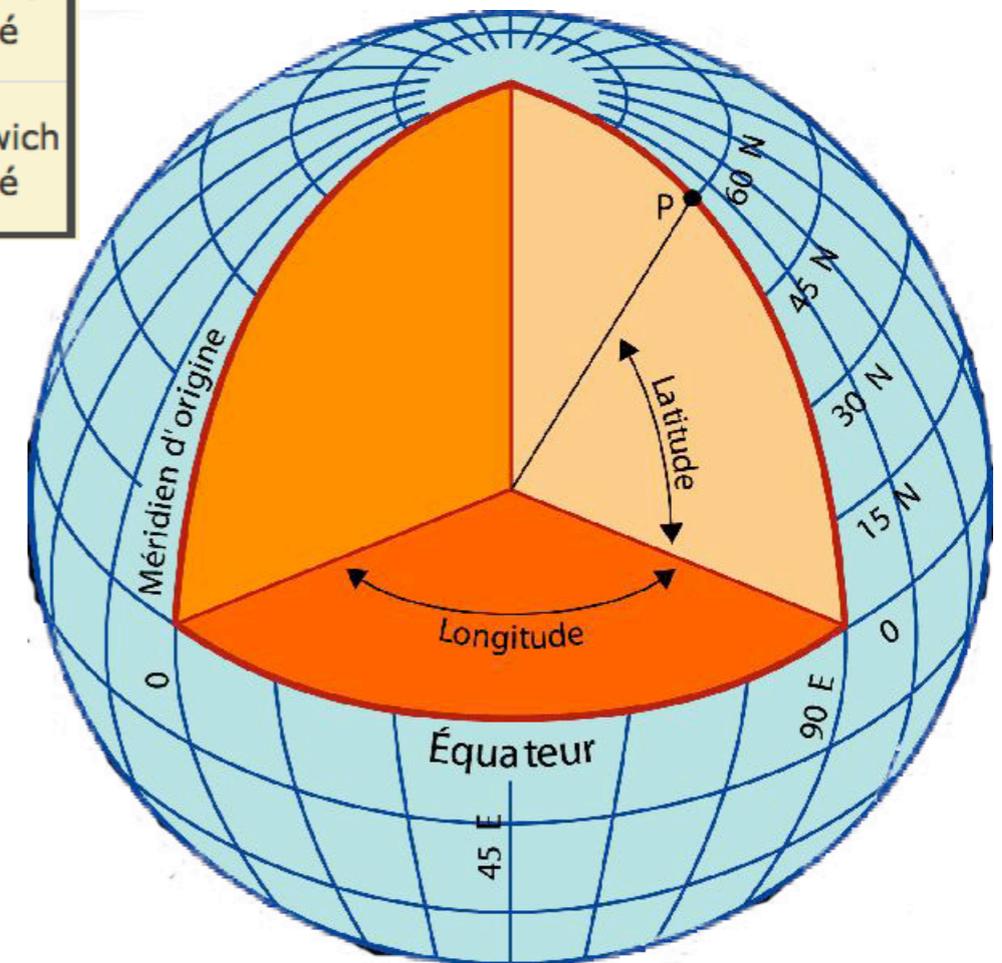
- Possibilité de calculer un **ellipsoïde de référence**.

Systeme géodésique	Ellipsoïde	a	b	1/f	e	Origine unité
NTF	Clarke 1880 IGN	6 378 249,2	6 356 515,0	293,466 021	0,082 483 256 76	Paris Grade
ED50	Hayford 1909	6 378 388,0	6 356 911,946 1	297,000 000	0,081 991 889 98	Potsdam degré
RGF93	IAG GRS 1980	6 378 137,0	6 356 752,314	298,257 222 101	0,081 819 191 06	Greenwich degré
WGS84	W84GS	6 378 137,0	6 356 752,314 140	298,257 223 563	0,081 819 191 32	Greenwich degré

Latitudes et longitudes définies sur l'ellipsoïde de référence.

- En France : l'IGN utilise l'ellipsoïde de Clarke 1880.

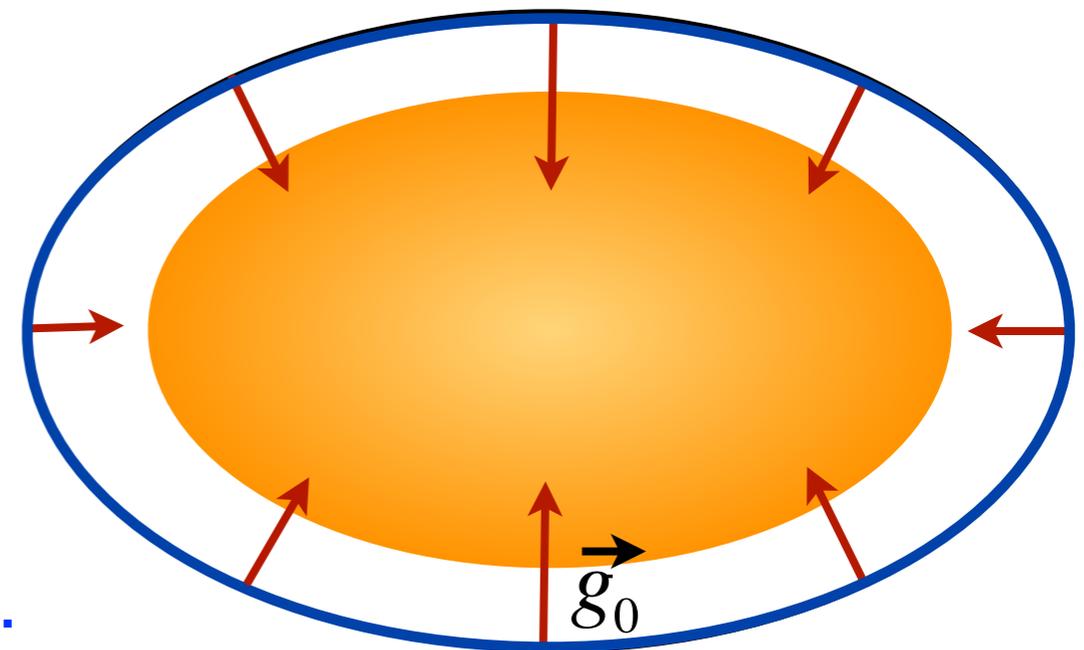
- Au plan mondial : le système GPS utilise l'ellipsoïde WGS84 (World Geodetic System 1984).



d) Ellipsoïde de référence et pesanteur théorique pour la Terre homogène

- Possibilité de calculer un **ellipsoïde de référence** et un champ de **pesanteur théorique** (g_0) sur cet ellipsoïde.

$$g_0 = \underbrace{\frac{GM}{r^2}}_{\text{sphère}} \left(1 - \underbrace{\frac{3a^2}{2r^2} J_2 (3 \cos^2 \theta - 1)}_{\text{ellipsoïde}} \right) - \underbrace{\omega^2 r \sin^2 \theta}_{\text{rotation}}$$



→ g_0 dépend uniquement de la latitude.

Ellipsoïde de référence

d) Ellipsoïde de référence et pesanteur théorique pour la Terre homogène

- Possibilité de calculer un **ellipsoïde de référence** et un champ de **pesanteur théorique** (g_0) sur cet ellipsoïde.

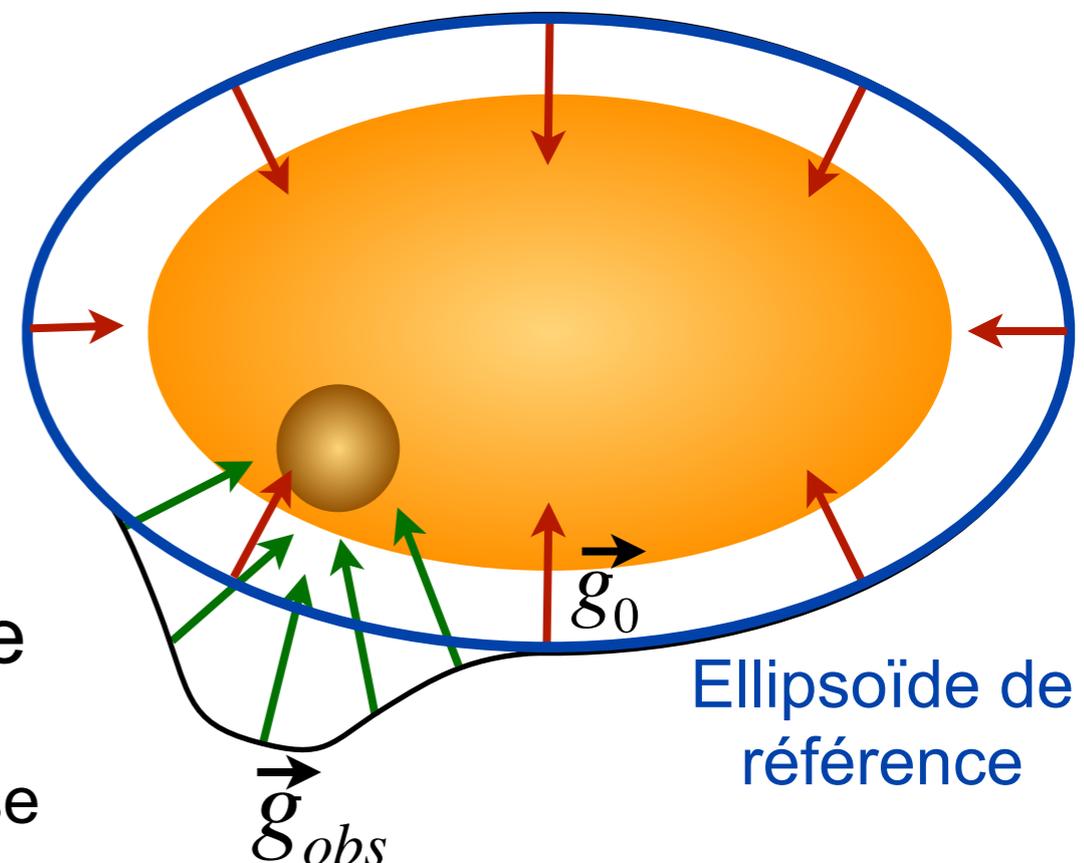
$$g_0 = \underbrace{\frac{GM}{r^2}}_{\text{sphère}} \left(1 - \underbrace{\frac{3a^2}{2r^2} J_2 (3 \cos^2 \theta - 1)}_{\text{ellipsoïde}} \right) - \underbrace{\omega^2 r \sin^2 \theta}_{\text{rotation}}$$

Si la planète n'est pas homogène alors :

$$g_{obs} \neq g_0$$

+

une **déformation** de la forme ellipsoïdale



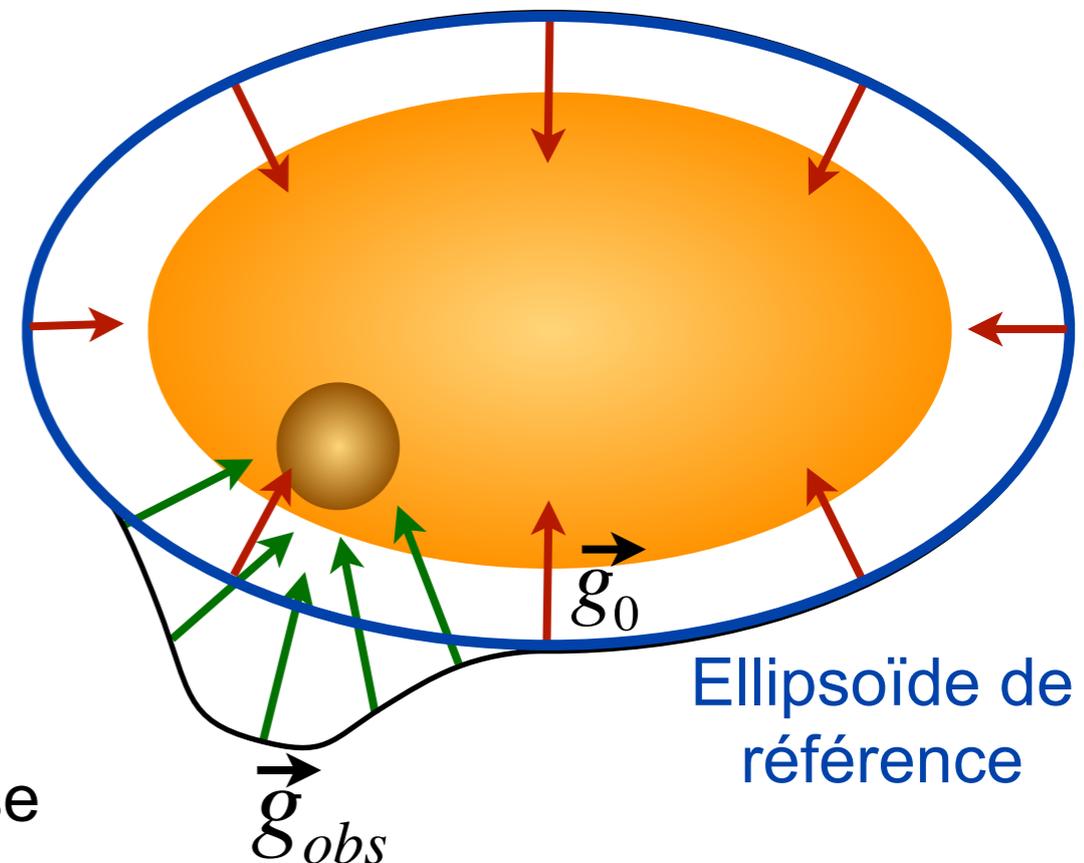
d) Ellipsoïde de référence et pesanteur théorique pour la Terre homogène

- Utile à l'interprétation des variations de **forme** de la Terre et donc de son **champ de pesanteur** :

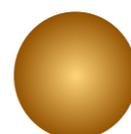
$$\Delta g = g_{obs} - g_0$$

Terre **réelle** =
non parfaitement ellipsoïdale car
hétérogène

Terre **théorique** =
ellipsoïdale car **homogène**



→ Informations sur l'intérieur de la Terre.

 Excès de masse

Partie 2 :
De la mesure à l'analyse

I - Mesure du champ de pesanteur

Mesurer la Pesanteur

- La valeur "moyenne" de la pesanteur à la surface de la Terre vers 45° de latitude est $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2} = 981000 \text{ mGal}$.

m.s^{-2} (N.kg^{-1}).
Gal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm.s}^{-2} = 10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$)
mGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$).

$$g = 9.8142627 \dots \text{ m/s}^2$$

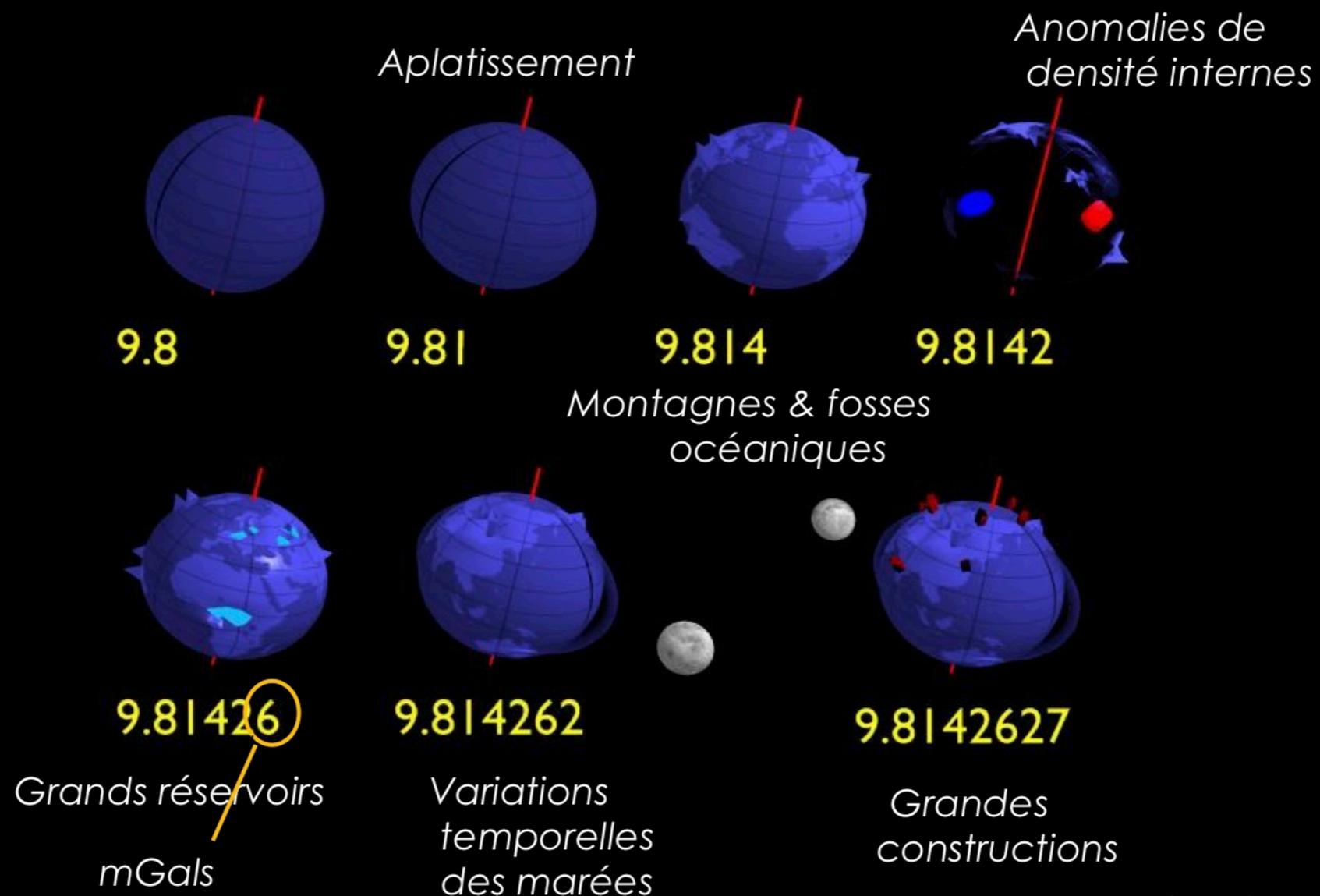
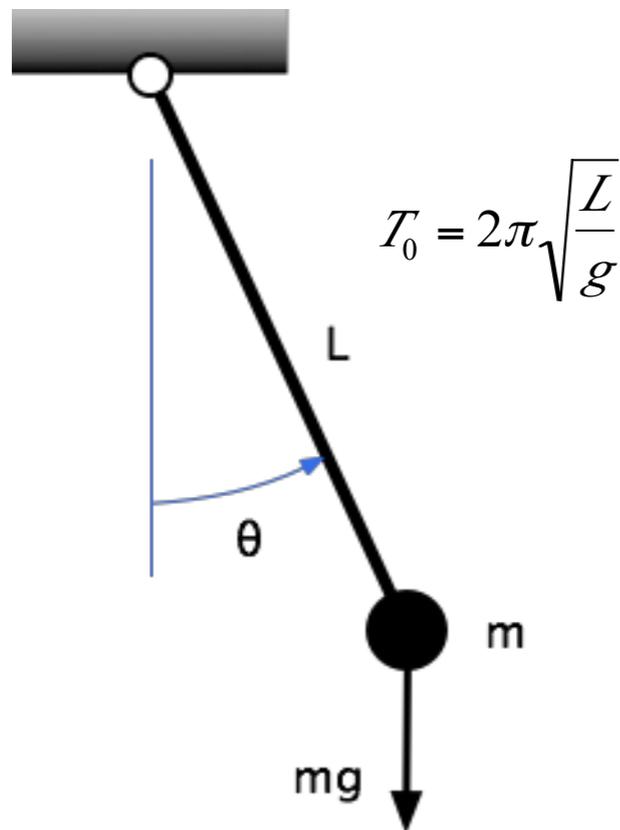


Figure: Olivier de Viron

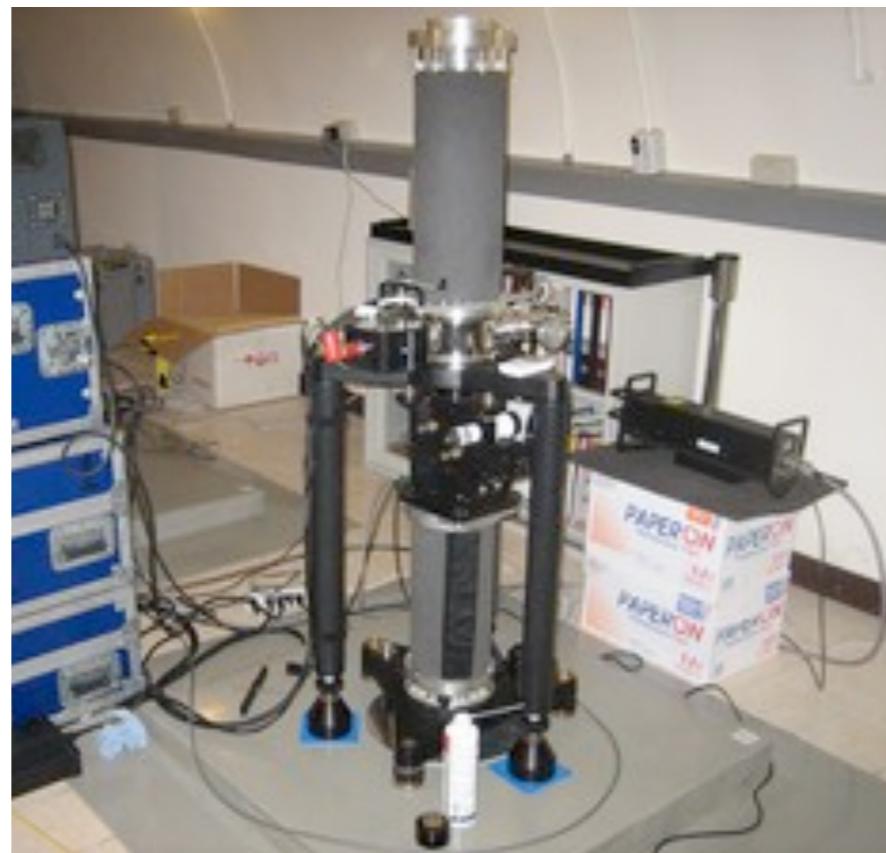
Mesures absolues et relatives

- Une mesure **absolue** donne la **valeur de l'accélération de la pesanteur** à partir de mesures de temps et de distance (oscillation d'un pendule, chute libre d'un corps).
- Une mesure **relative** correspond à une **valeur de variation** de l'accélération de la pesanteur (mesure des variations de l'allongement d'un ressort).

Oscillation d'un pendule



Gravimètre absolu (FG5)

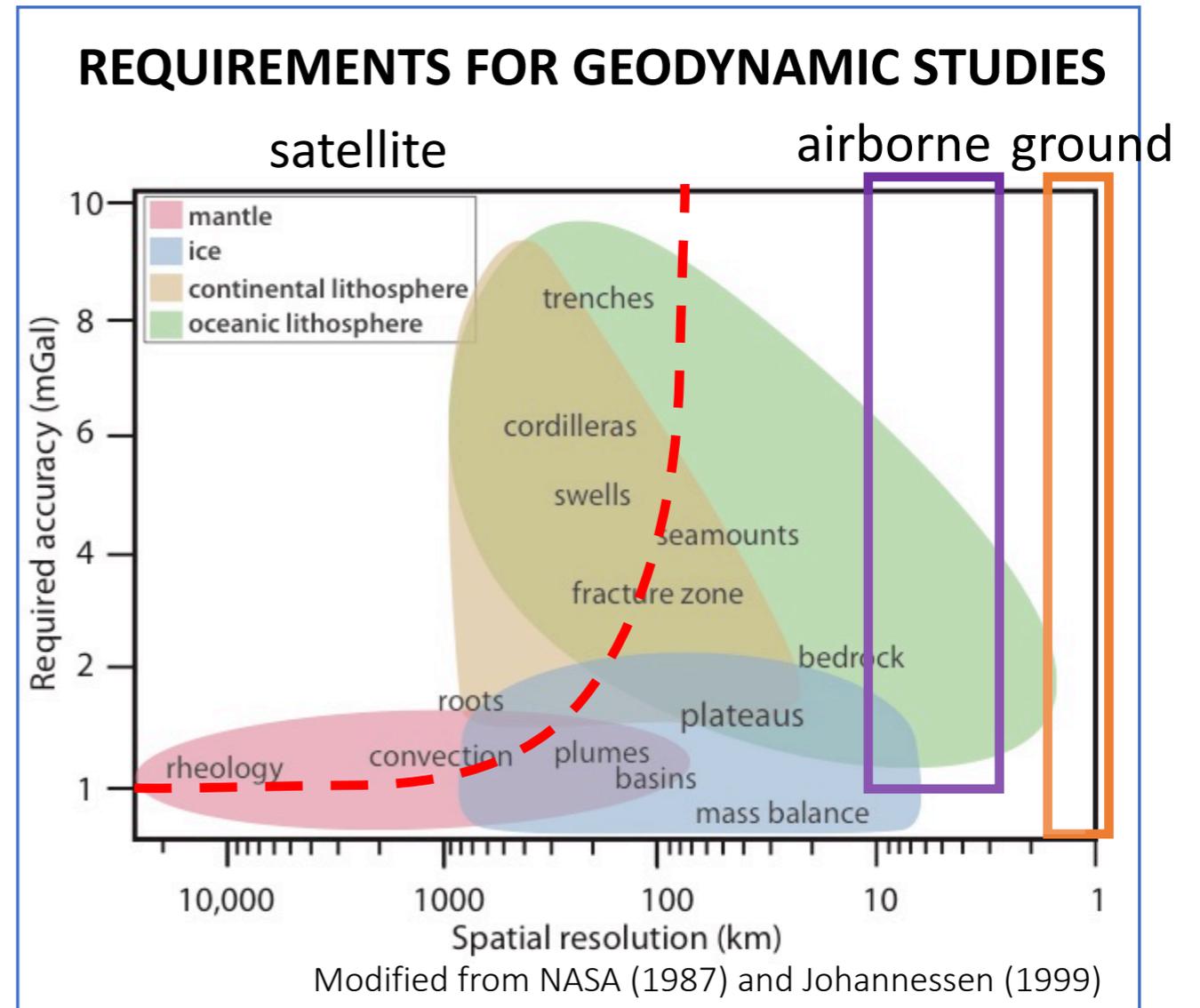
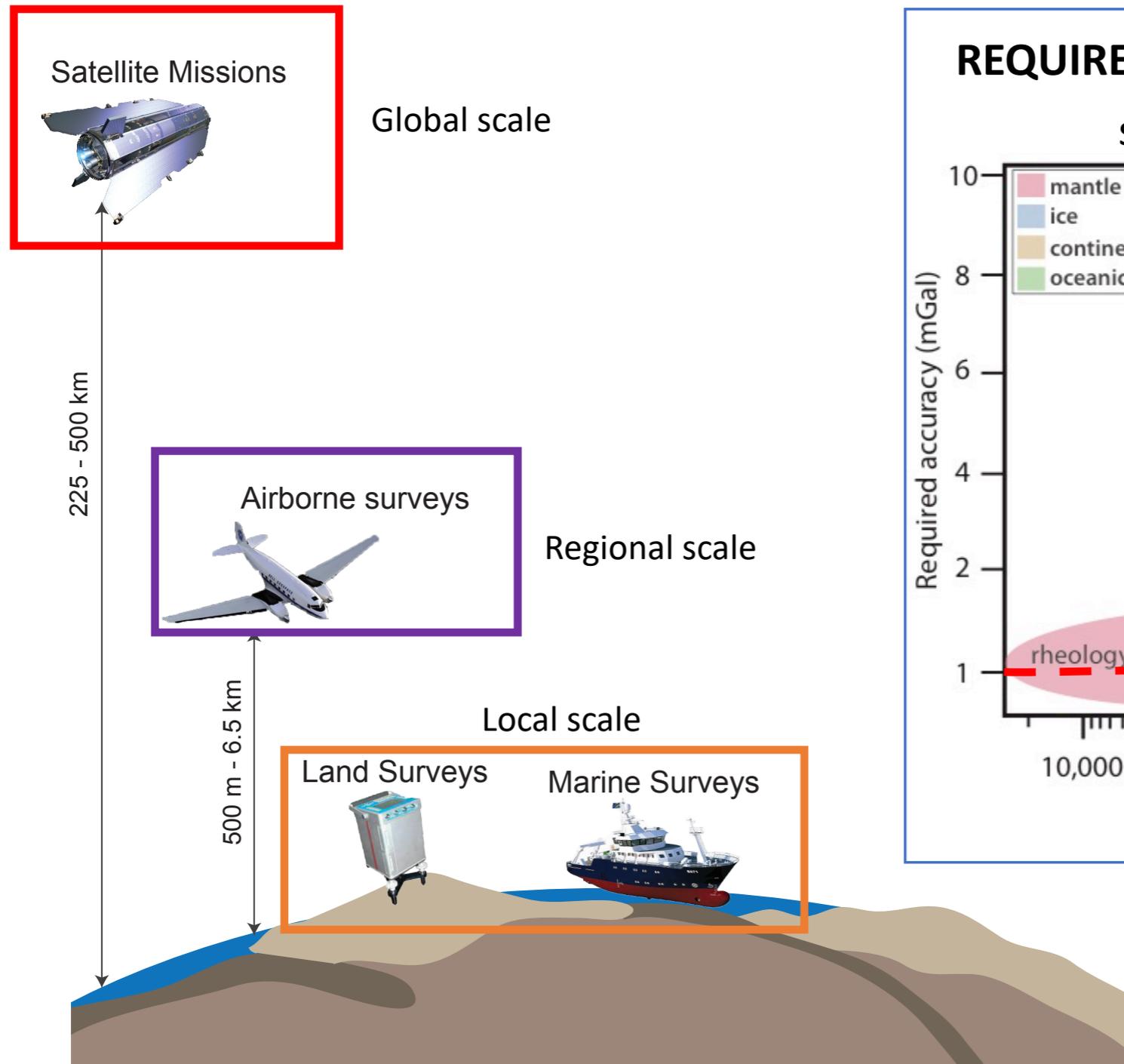


Gravimètre relatif (Scintrex - Ressort)

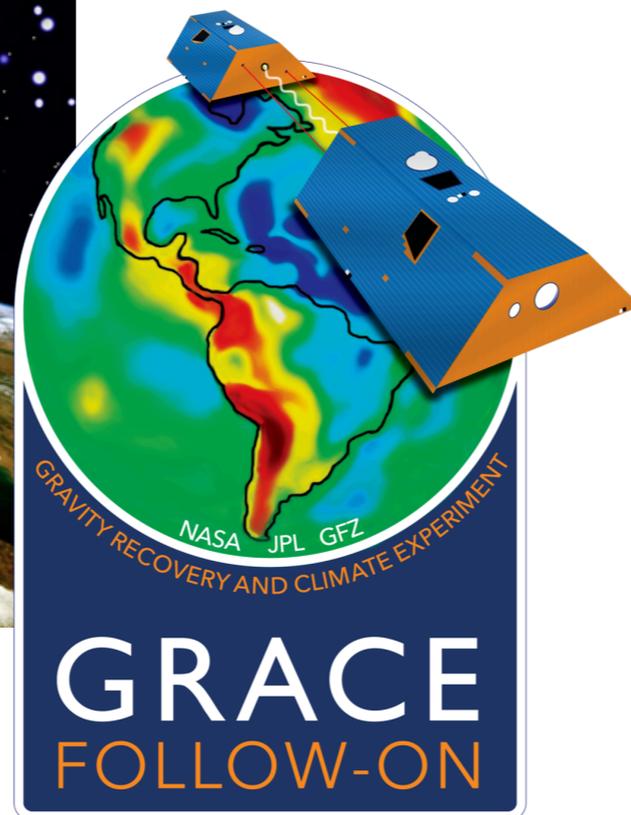


➔ Nouveaux développements technologiques : gravimètres à atomes froids.

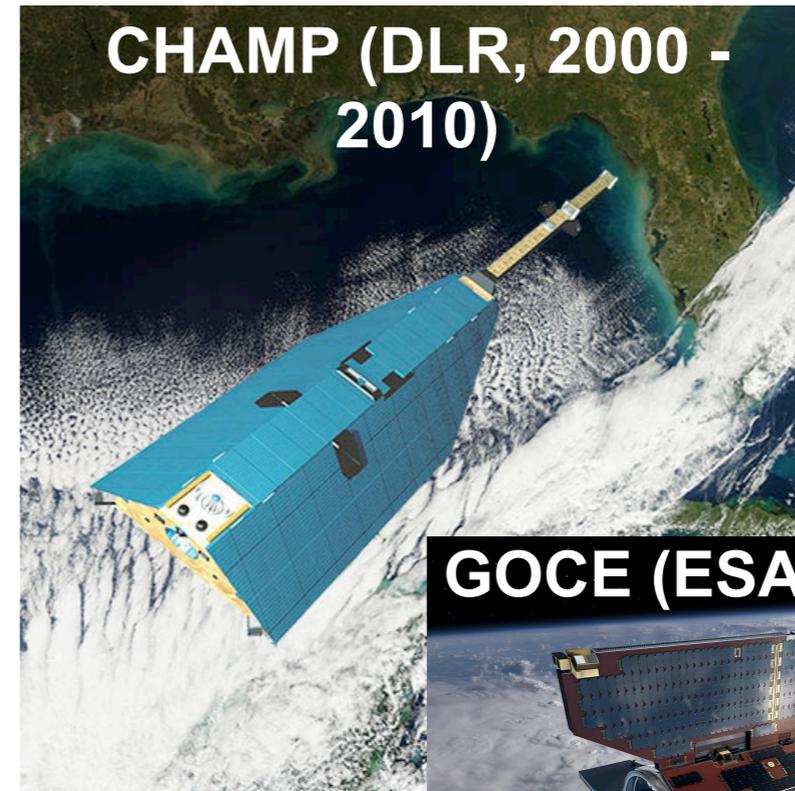
Mesures à différentes échelles spatiales



Missions spatiales dédiées à la mesure de la pesanteur pour la Terre



- Orbite basse à 400 km d'altitude
- Mesure de la variation de la distance entre les deux satellites
- Résolution = 200 km
- Variations temporelles
- Applications environnementales



- Orbite très basse à 250 km d'altitude
- Mesure des variations spatiales de g
- Résolution = 80 km
- plus haute précision

Missions dédiées à la mesure de la pesanteur GRACE (2002 - 2017) et GRACE-FO (2018 -)

► Deux vidéos de la NASA présentant les missions GRACE et GRACE FO (en anglais avec sous-titre disponible):

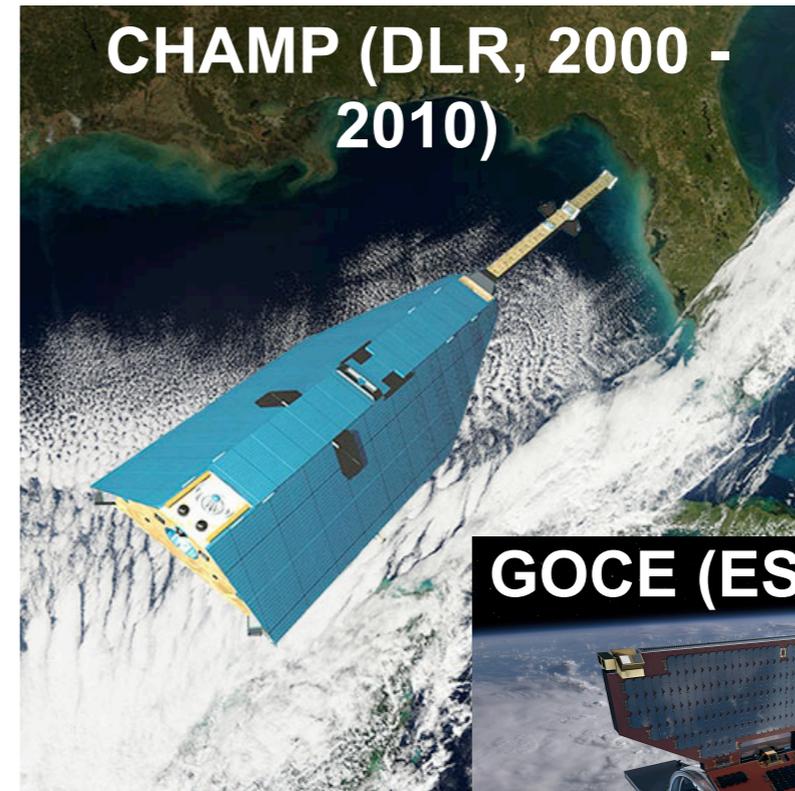
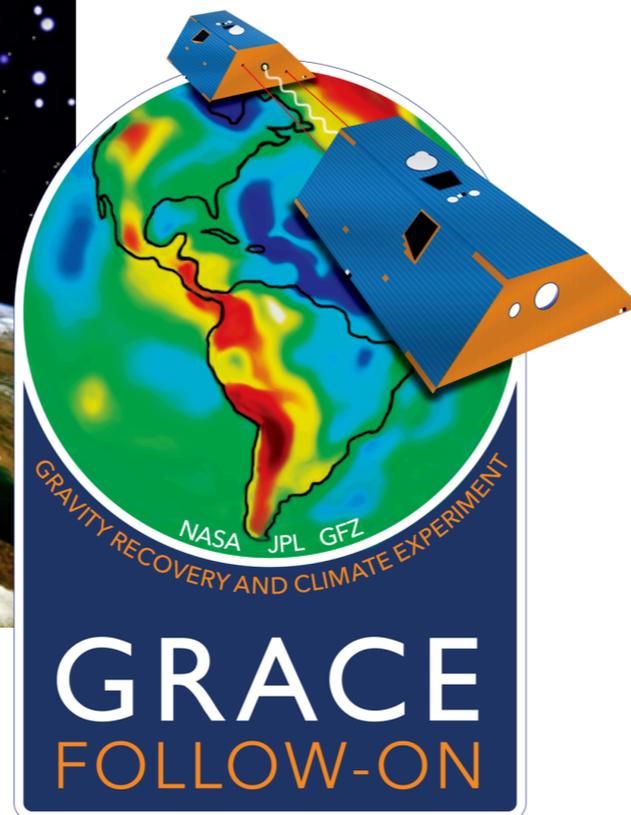
Vidéo 1 - Tracking Water from Space - The GRACE-FO Mission.

Lien : <https://www.youtube.com/watch?v=s93i7m82h54>

Vidéo 2 - For 15 Years, GRACE Tracked Freshwater Movements
Around the World.

Lien : https://www.youtube.com/watch?reload=9&v=MaxBOvQ2a_o

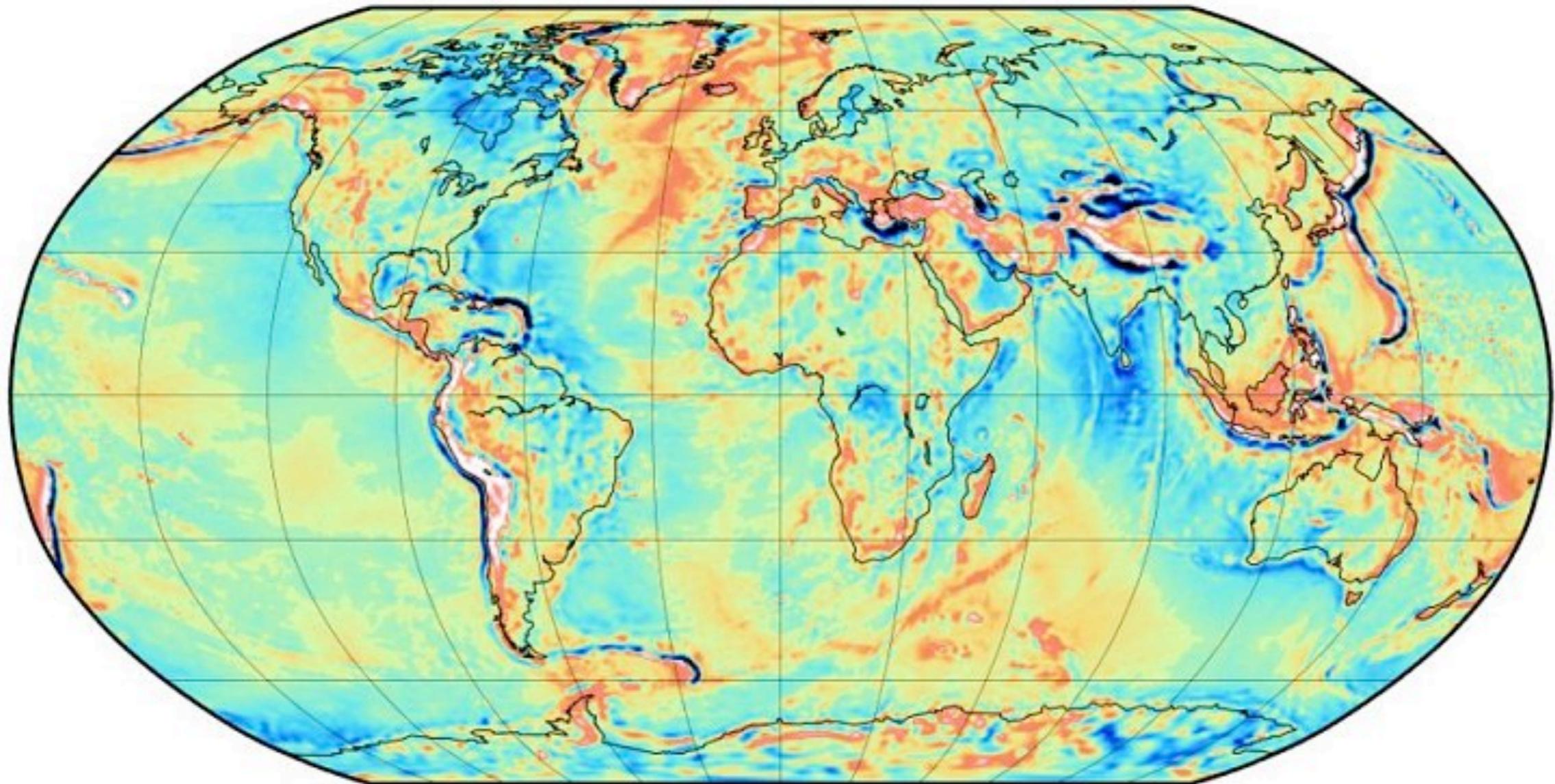
Missions spatiales dédiées à la mesure de la pesanteur pour la Terre



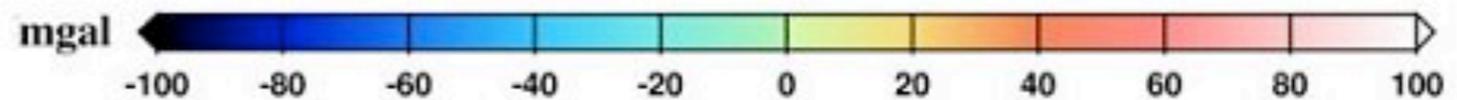
→ Un nouveau type de données avec GOCE:
la **gradiométrie**

- Orbite très basse à 250 km d'altitude
- Mesure des variations spatiales de g
- Résolution = 80 km
- plus haute précision

Une très bonne connaissance de la pesanteur terrestre et de ses variations, reflets des hétérogénéités de masse.



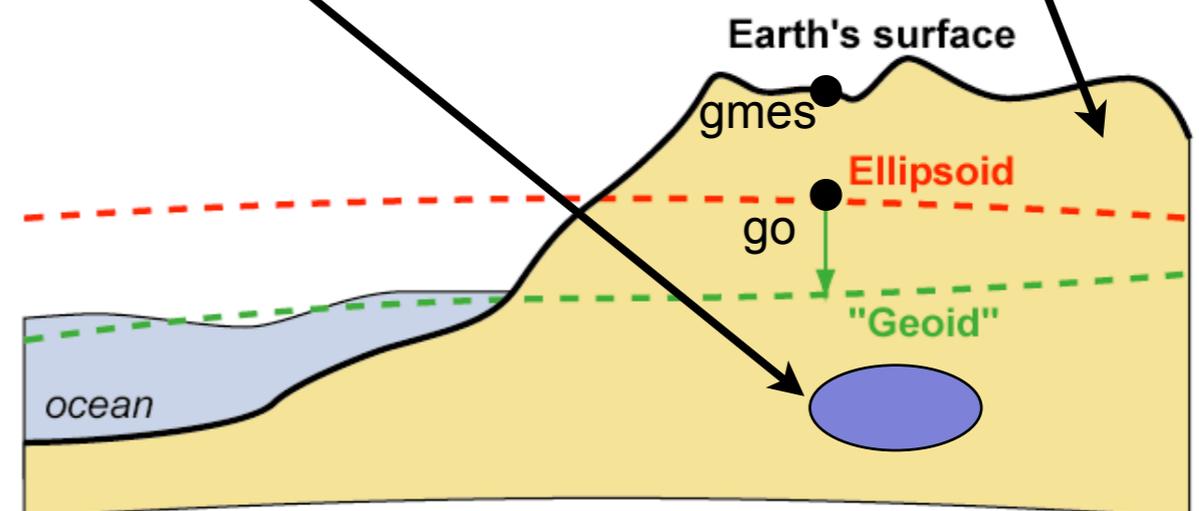
EIGEN-GL04C
 $\Delta g, 0.5^\circ \times 0.5^\circ$



II - Anomalies gravimétriques

Qu'est-ce qu'une anomalie gravimétrique ?

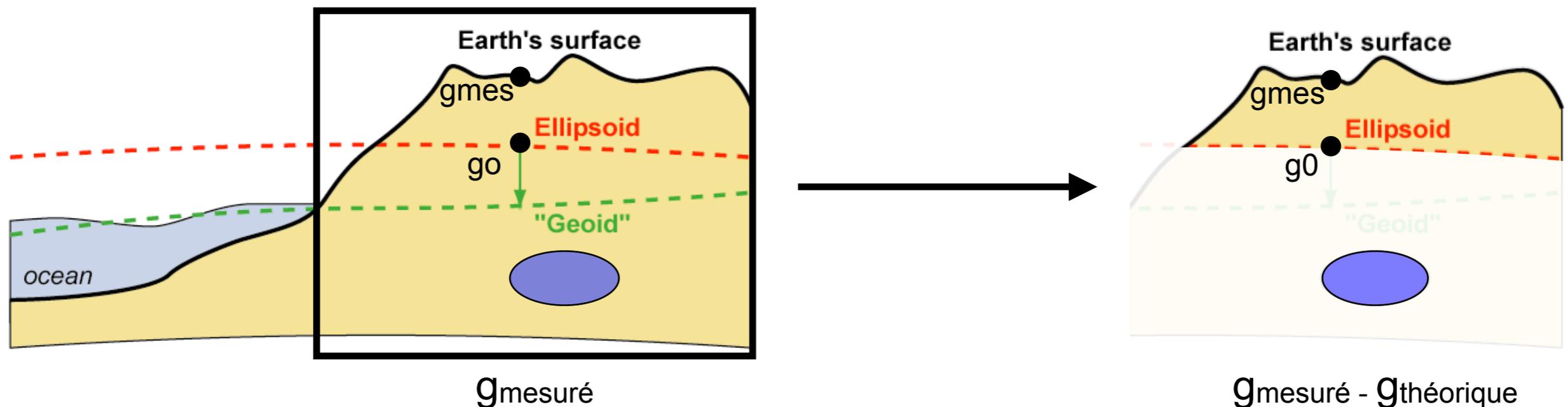
- **Objectif**: étudier les variations de masse à l'intérieur de la Terre.
- On connaît la **valeur théorique (g_0)** de pesanteur en tout point de **l'ellipsoïde** enveloppant une Terre homogène et en rotation. Cette valeur dépend :
 - de la masse de la Terre,
 - de son rayon et
 - de la latitude du point (aplatissement, ac. centrifuge).
- On sait également **mesurer la pesanteur (g_{mes})**. Celle-ci dépend :
 - des mêmes effets,
 - auxquels s'ajoutent l'effet du relief (altitude et masse associée) et l'effet des hétérogénéités de masse.**



Qu'est-ce qu'une anomalie gravimétrique ?

- **Objectif**: étudier les variations de masse à l'intérieur de la Terre.
- Afin de caractériser ces **variations de masse**, on compare la valeur **théorique** et la valeur **mesurée**. La différence entre ces deux valeurs est appelée une **anomalie (Δg)**.

$$\Delta g = g_{\text{mesuré}} - g_{\text{théorique}}$$

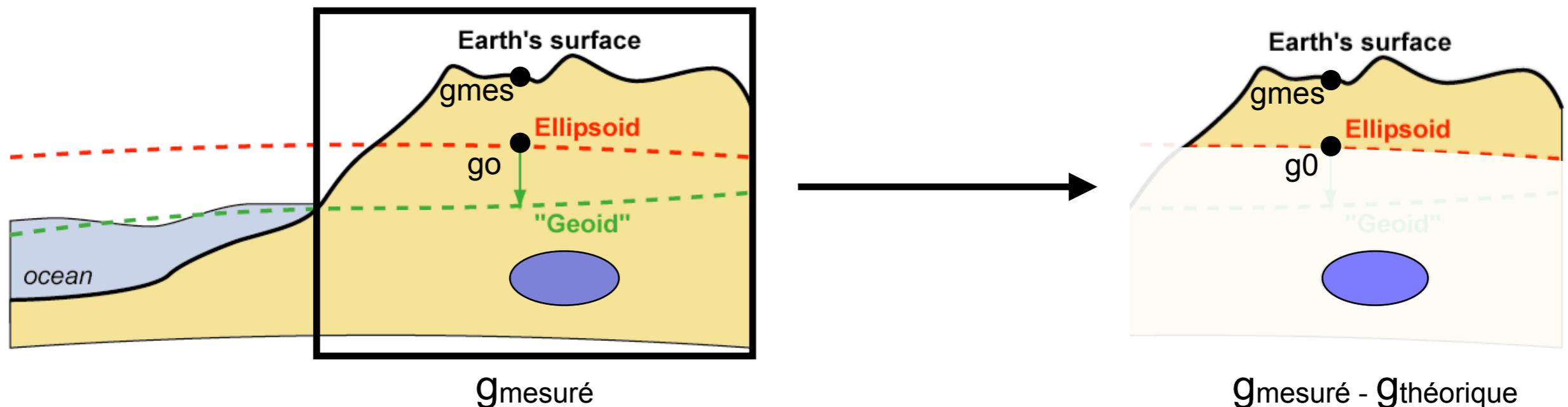


Qu'est-ce qu'une anomalie gravimétrique ?

- **Objectif**: étudier les variations de masse à l'intérieur de la Terre.
- Afin de caractériser ces **variations de masse**, on compare la valeur **théorique** et la valeur **mesurée**. La différence entre ces deux valeurs est appelée une **anomalie** (Δg).

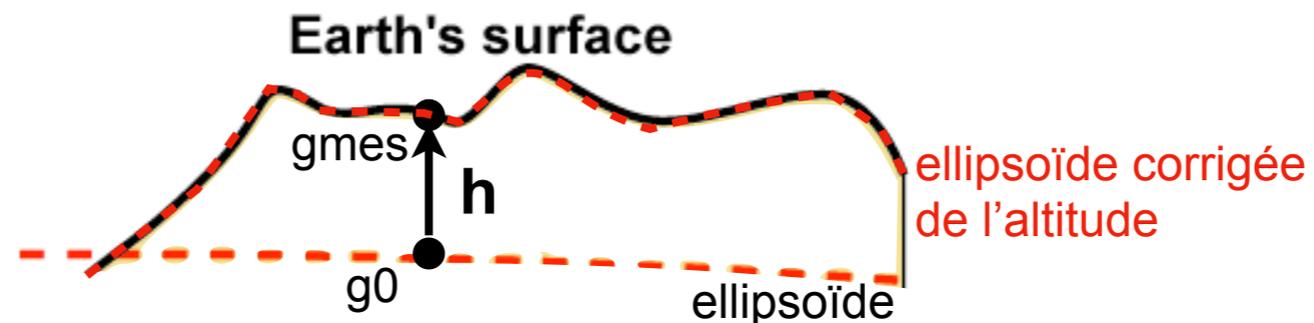
$$\Delta g = g_{\text{mesuré}} - g_{\text{théorique}}$$

- Attention toutefois à l'effet du relief qui n'est pas inclus dans la valeur théorique. On va donc **corriger** la valeur théorique de ces effets.



Effet de l'altitude - Anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre. Cette correction tient compte de l'effet sur la pesanteur de l'éloignement entre la surface de mesure et l'ellipsoïde. C'est une **correction d'altitude** en supposant qu'il n'y a aucune masse entre ces deux surfaces.



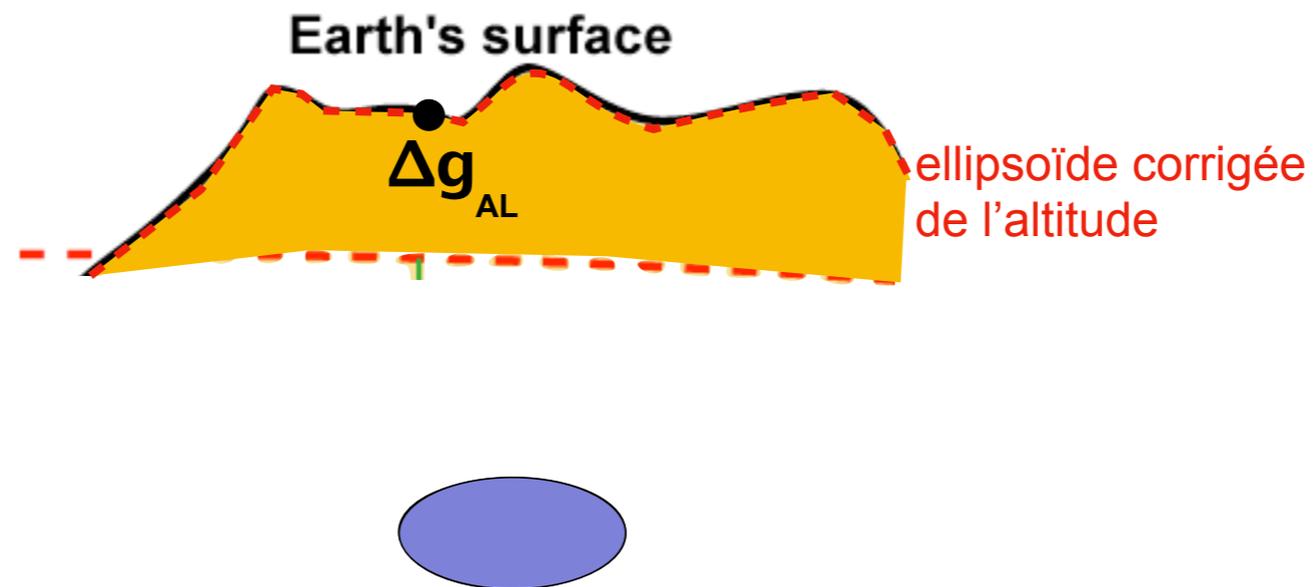
$$\Delta g_{AL} = g_{mesuré} - (g_{théorique} - 0.3086h)$$



Δg_{AL} en mGal, h en mètre, positif vers le haut!

Effet de l'altitude - Anomalie à l'air libre

La correction à l'air libre. Cette correction tient compte de l'effet sur la pesanteur de l'éloignement entre la surface de mesure et l'ellipsoïde. C'est une **correction d'altitude** en supposant qu'il n'y a aucune masse entre ces deux surfaces.



L'anomalie à l'air libre contient l'effet de la masse topographique (orange) et de la variation de masse en profondeur (violet).

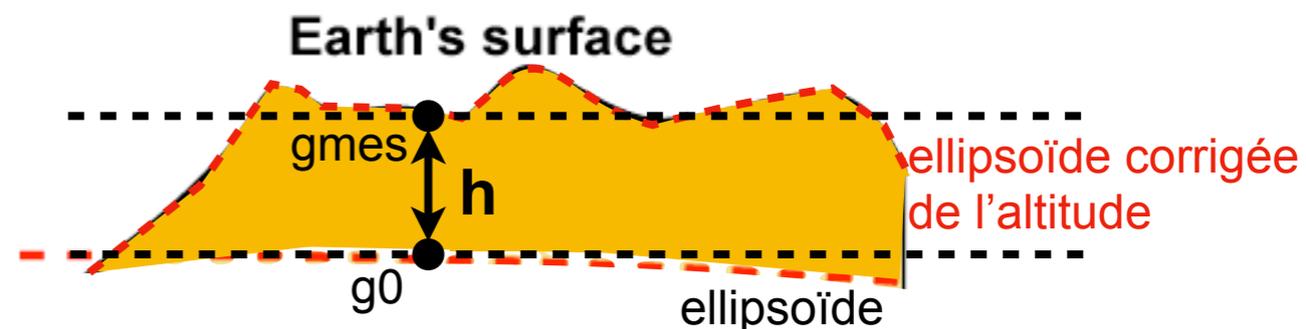
Effet de la masse - Anomalie de Bouguer

- On va maintenant tenir compte de l'effet sur la pesanteur des **masses présentes** (matériaux solides ou eau) entre la surface de mesure et l'ellipsoïde.
- Cette correction dépend de 1) la **masse volumique** du terrain et 2) de la **géométrie** de la surface topographique. On décompose donc cette correction en deux parties:

1) CORRECTION DE PLATEAU ET ANOMALIE DE BOUGUER SIMPLE:

Effet gravitationnel d'un **plateau infini** de masse volumique ρ et d'épaisseur h :

$$C_p = 2\pi\rho Gh = 0.0419\rho h$$



$$\Delta g_{BS} = g_{mesuré} - (g_{théorique} - 0.3086h + 0.0419\rho h)$$

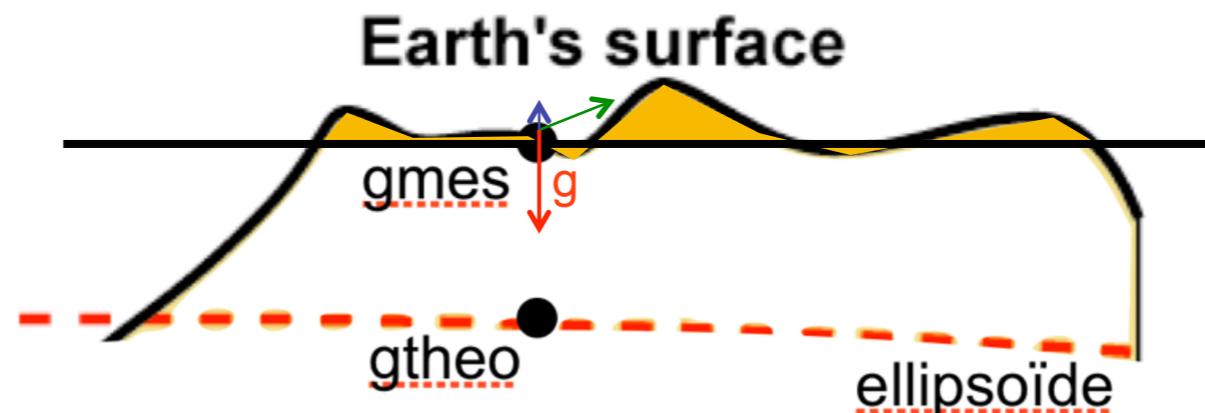


Δg_{BS} en mGal, h en mètre, positif vers le haut, ρ en g.cm^{-3} !

Effet de la masse - Anomalie de Bouguer

2) CORRECTION DE TERRAIN ET ANOMALIE DE BOUGUER COMPLÈTE:

- Effet gravitationnel des **variations de la topographie** autour du point de mesure M. - Utilisation d'un modèle numérique de terrain (**MNT**).
- Diminue toujours la valeur de g. La correction a toujours le même signe.

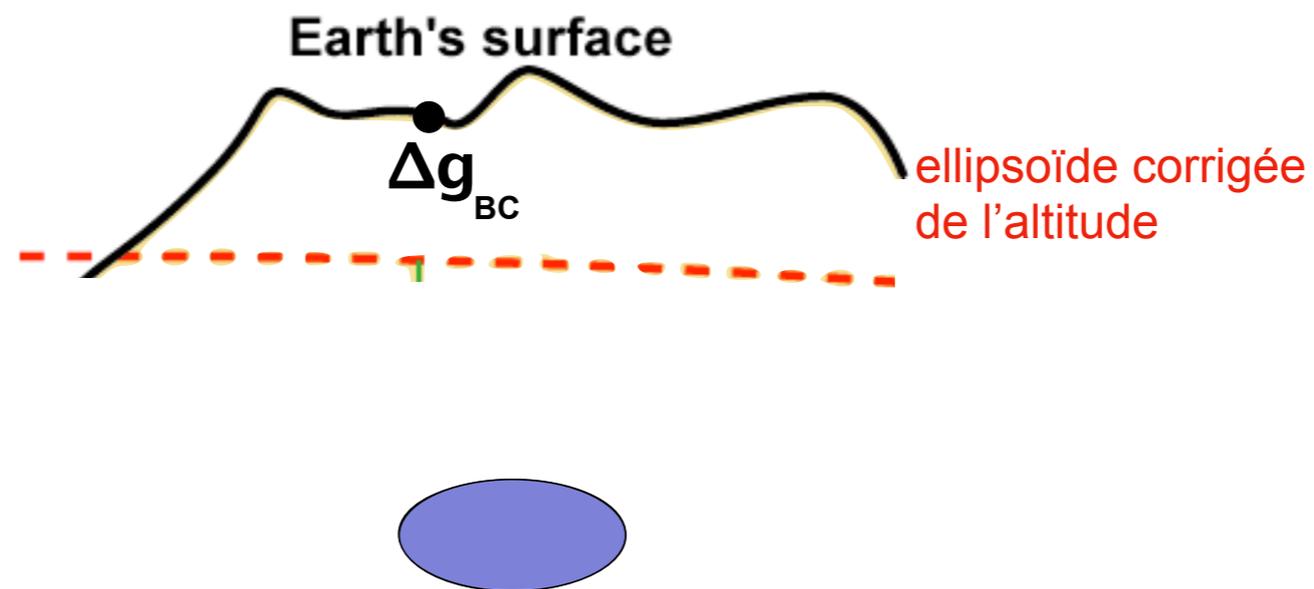


$$\Delta g_{BC} = g_{mesuré} - (g_{théorique} - 0.3086h + 0.0419\rho h - \rho T)$$



Δg_{BC} en mGal, h en mètre, positif vers le haut, ρ en g.cm⁻³!

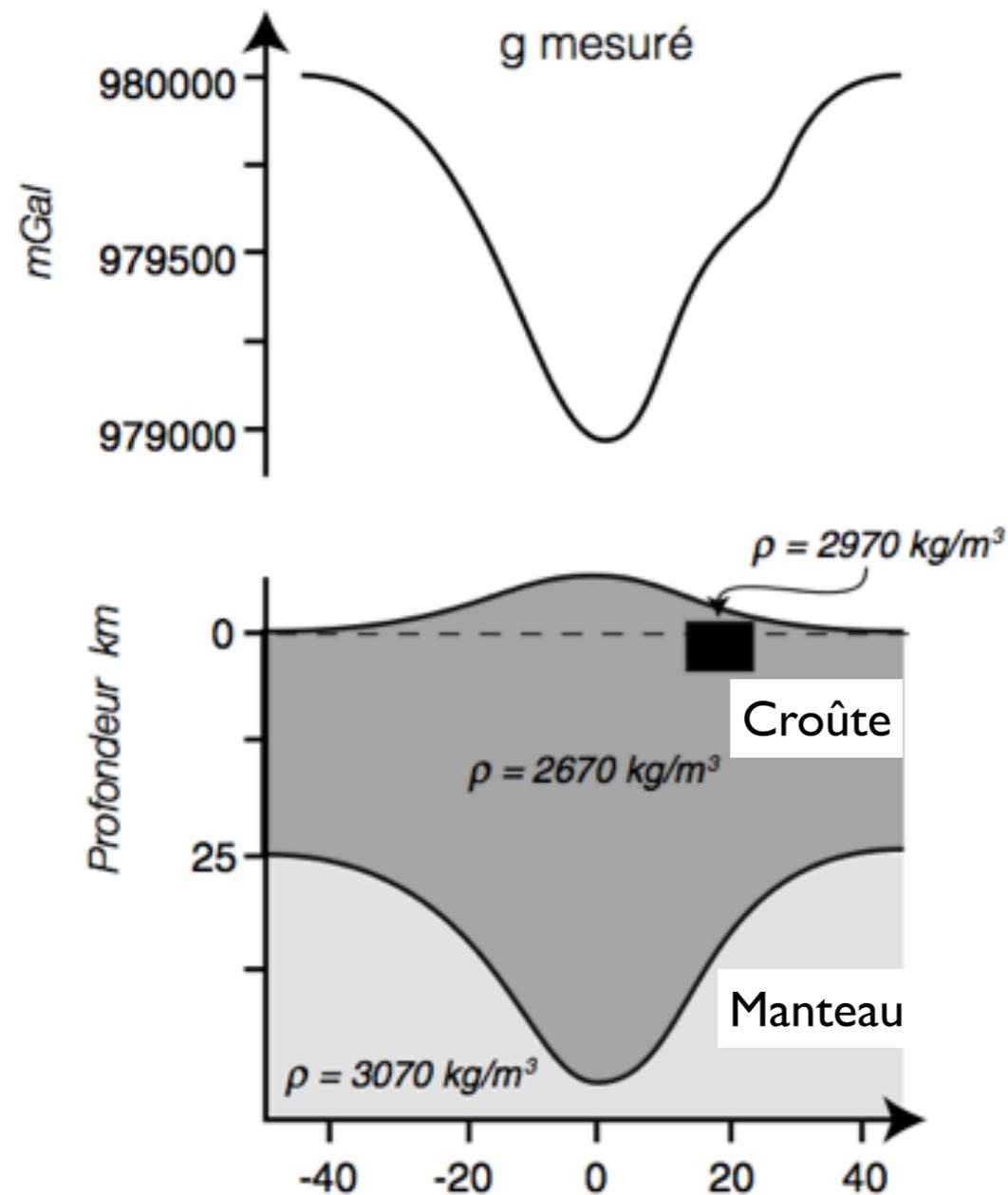
Effet de la masse - Anomalie de Bouguer



L'anomalie de Bouguer complète contient uniquement l'effet de la variation de masse en profondeur (violet).

De la mesure à l'anomalie de Bouguer

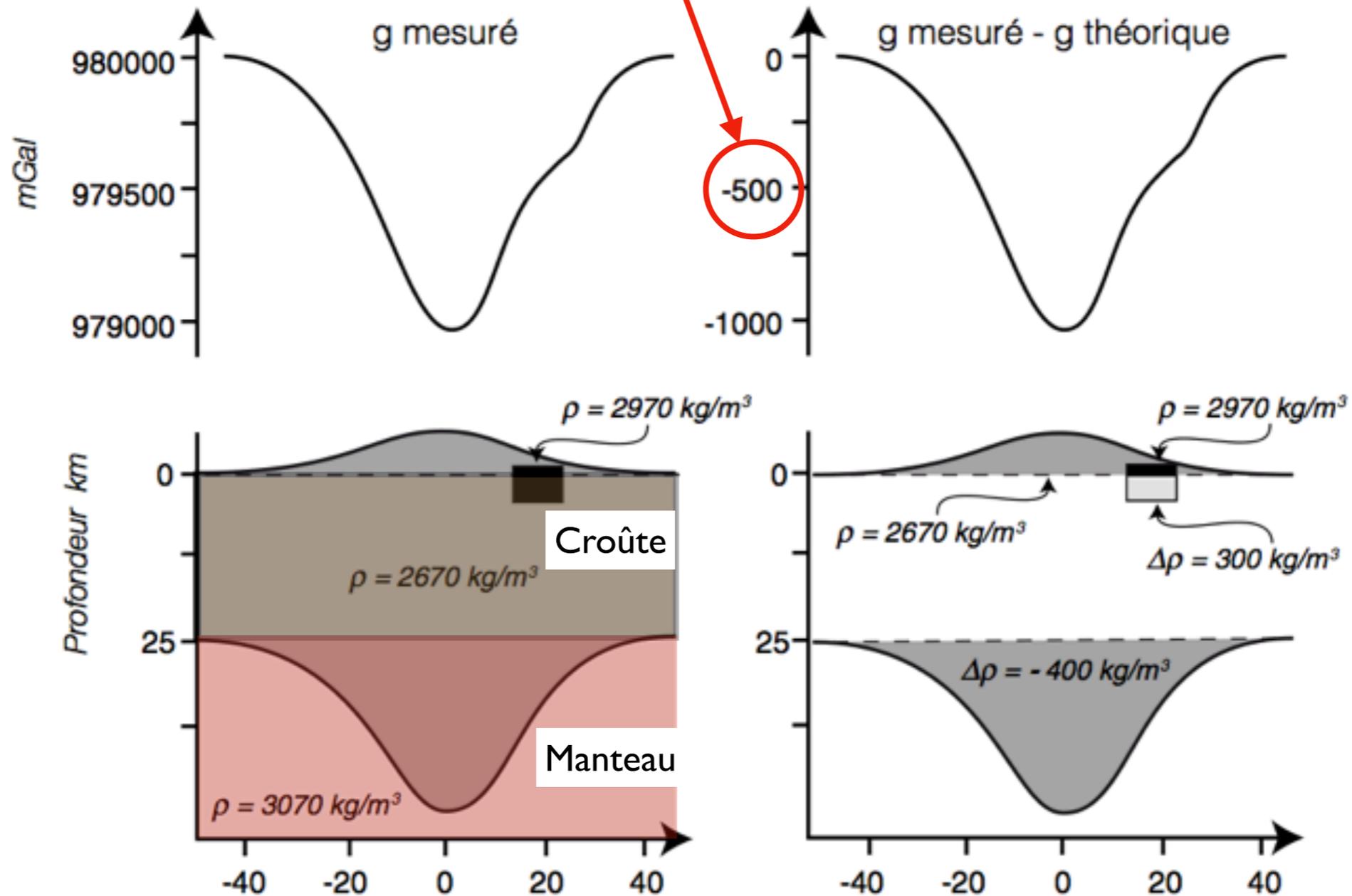
Signal mesuré au dessus d'une montagne



De la mesure à l'anomalie de Bouguer

On enlève un modèle de Terre à la mesure :

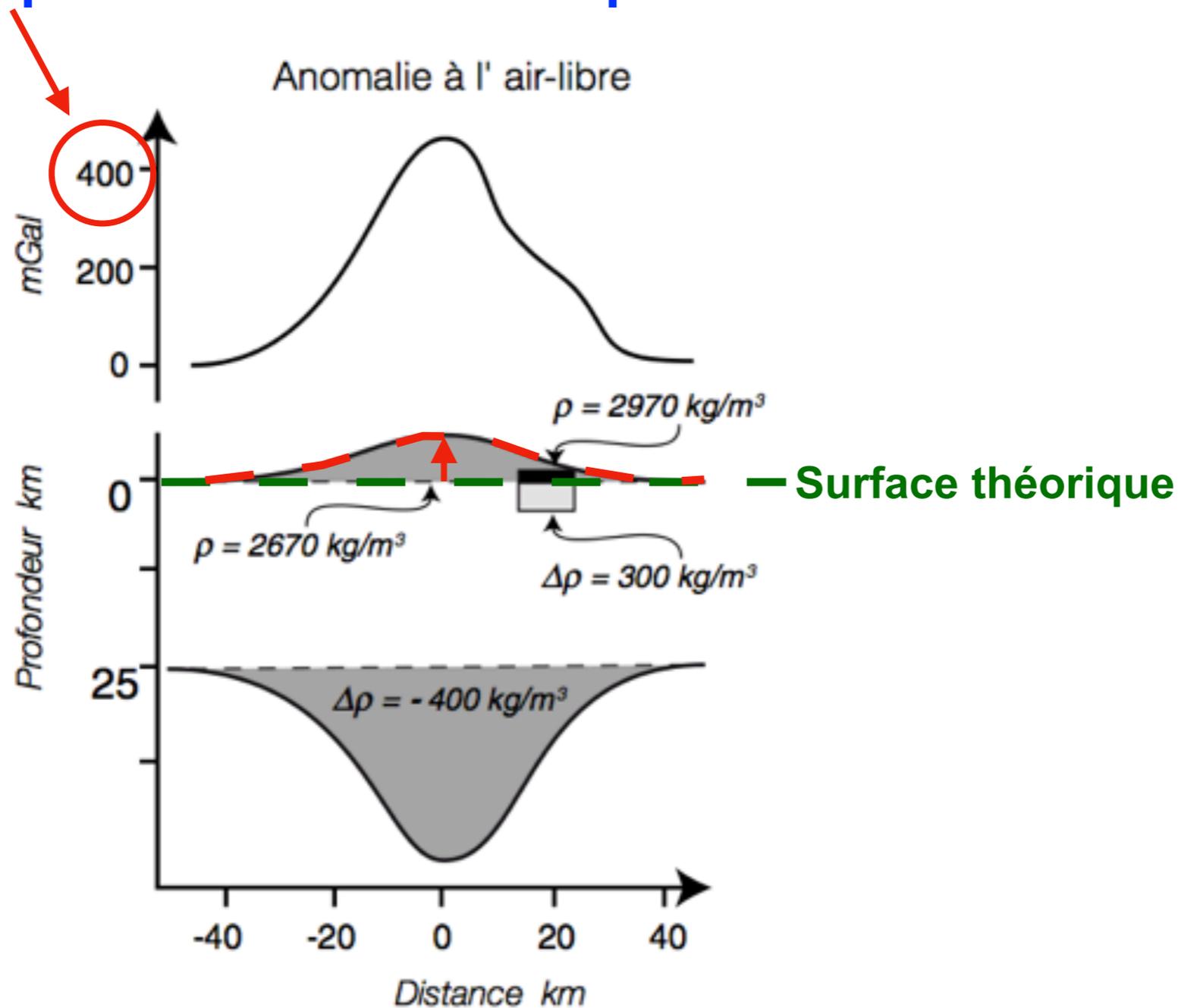
La majeure partie du signal est supprimée et il reste tout ce qui n'est pas compris dans le modèle.



De la mesure à l'anomalie de Bouguer

On corrige le modèle de Terre :

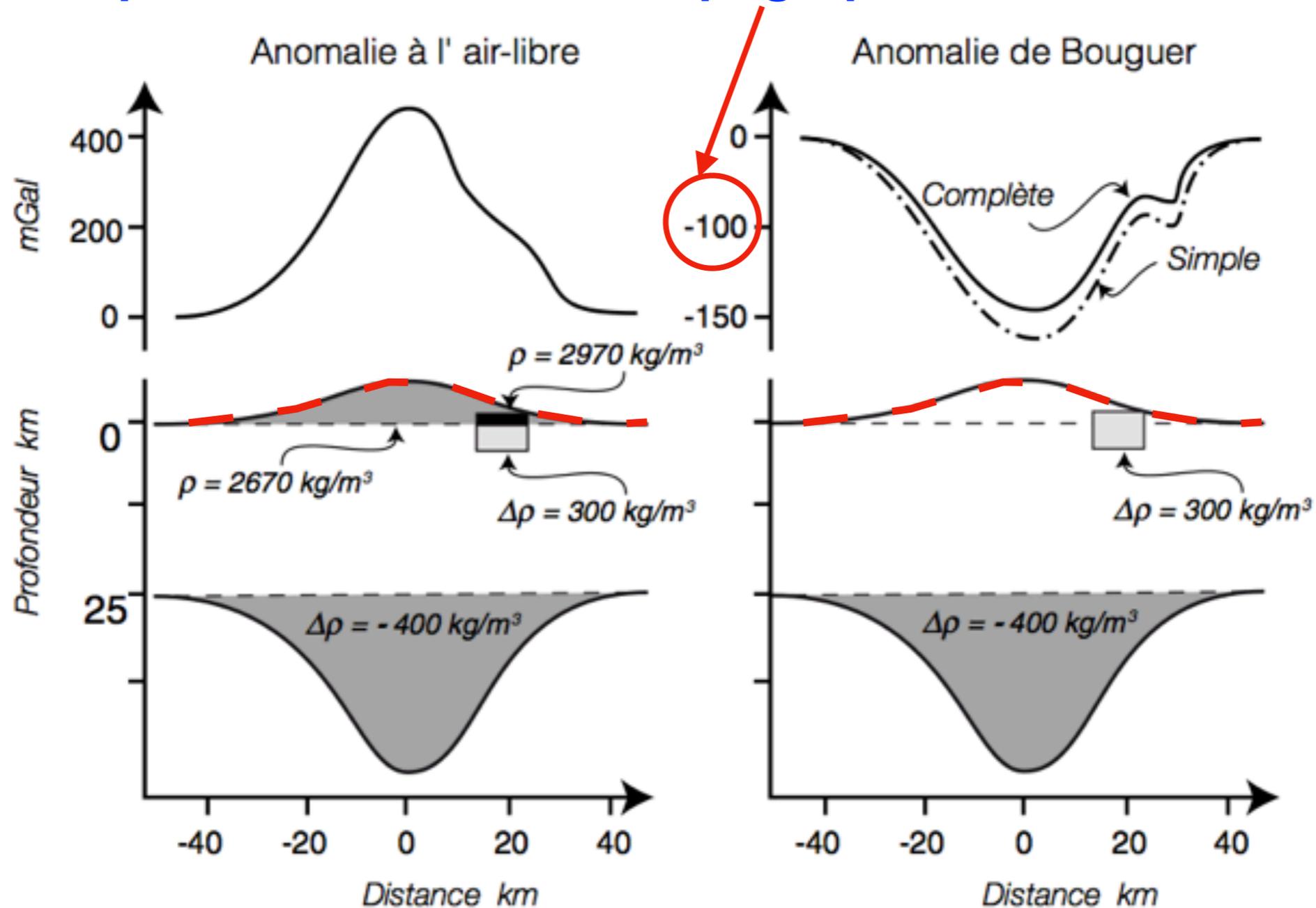
On amène la surface théorique sur la surface de mesure. On incorpore une topographie «sans masse» au modèle. La différence entre observation et modèle est réduite. L'anomalie air libre contient l'effet de la masse topographique et des masses en profondeur.



De la mesure à l'anomalie de Bouguer

On corrige le modèle de Terre :

Puis on associe une masse à la topographie incorporée dans le modèle. La différence entre observation et modèle est encore réduite. La différence entre l'observation et le modèle corrigé reflète maintenant les masses en profondeur uniquement. L'effet de la topographie est totalement supprimée.

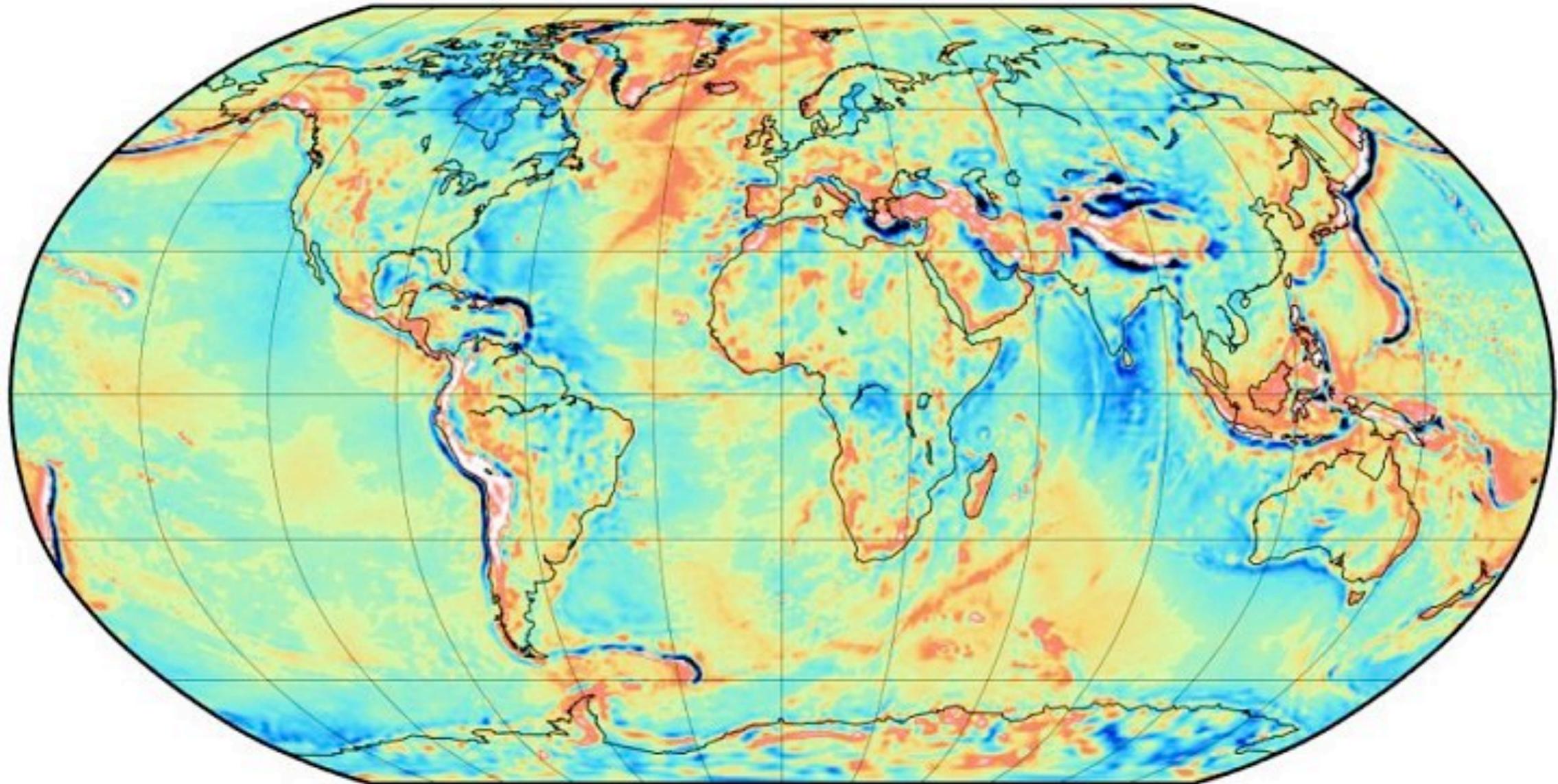


Partie 3 :

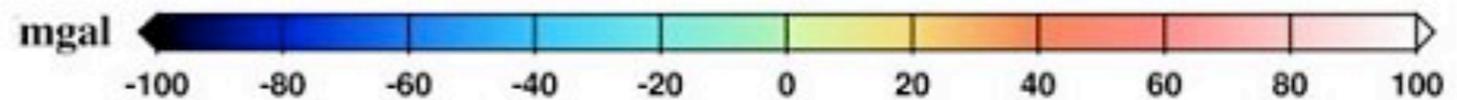
Interprétation et Application

Interprétation des Anomalies à l'air libre

Qu'observe-t-on sur cette carte ?



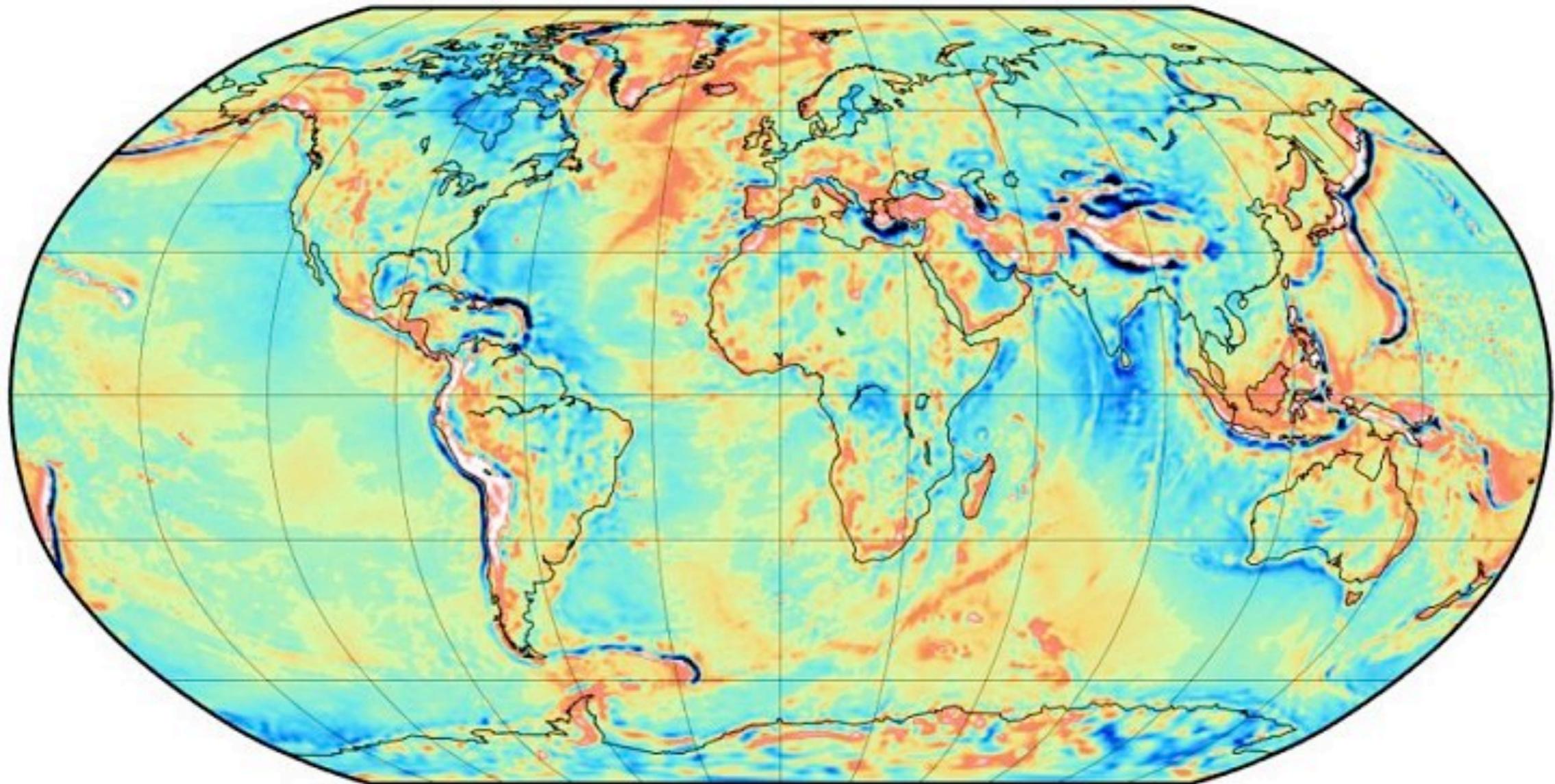
EIGEN-GL04C
 $\Delta g, 0.5^\circ \times 0.5^\circ$



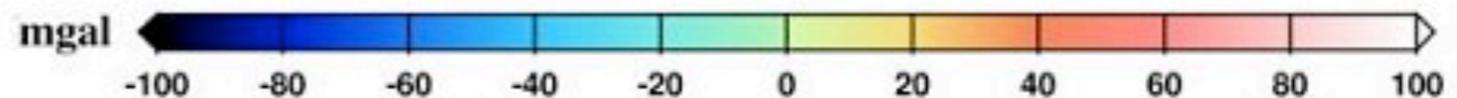
Anomalies gravimétriques à l'air libre (par rapport à la pesanteur théorique)

Interprétation des Anomalies à l'air libre

Topographie + hétérogénéités de masse en profondeur.



EIGEN-GL04C
 $\Delta g, 0.5^\circ \times 0.5^\circ$

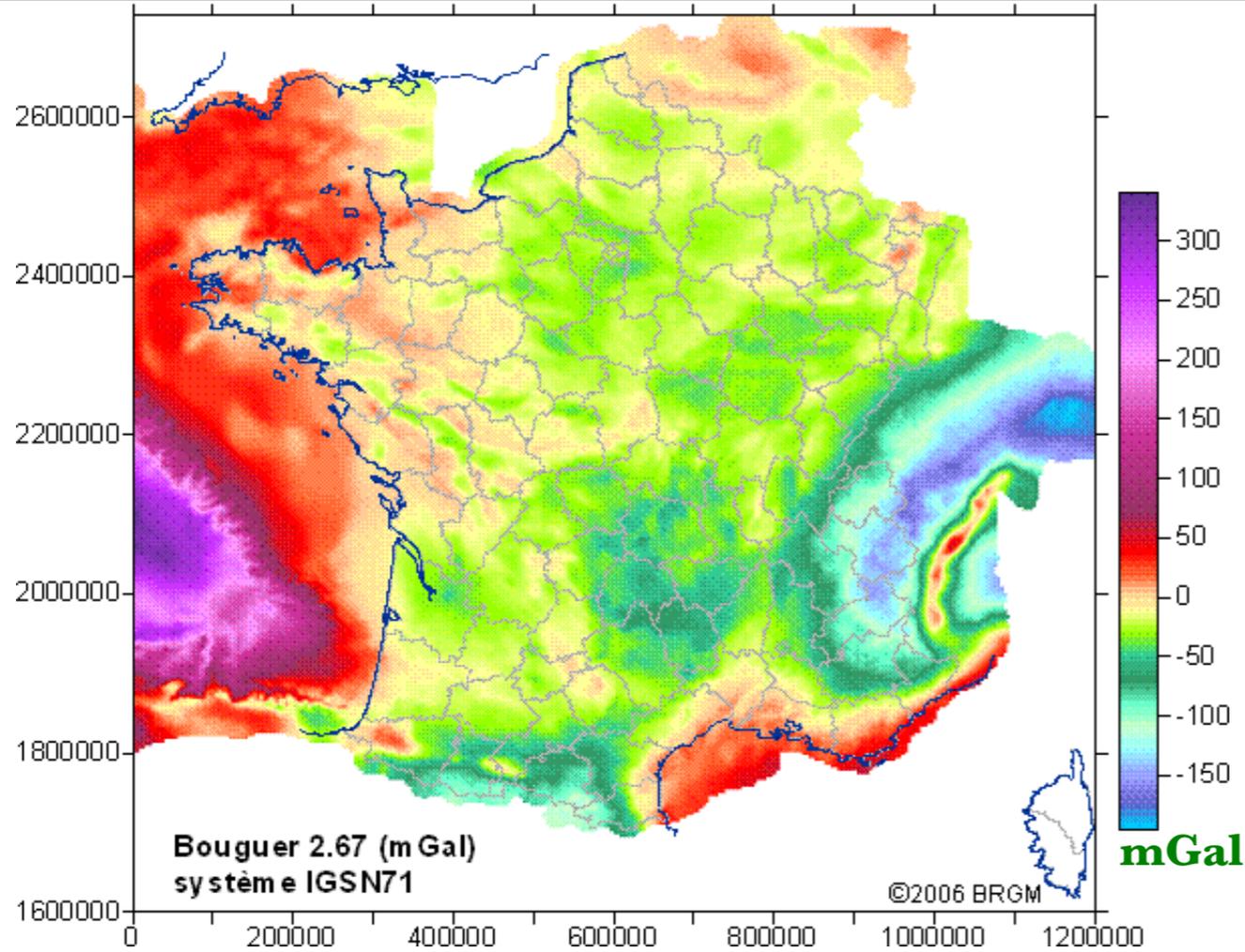


Anomalies gravimétriques à l'air libre (par rapport à la pesanteur théorique)

Interprétation des Anomalies de Bouguer

Qu'observe-t-on sur cette carte?

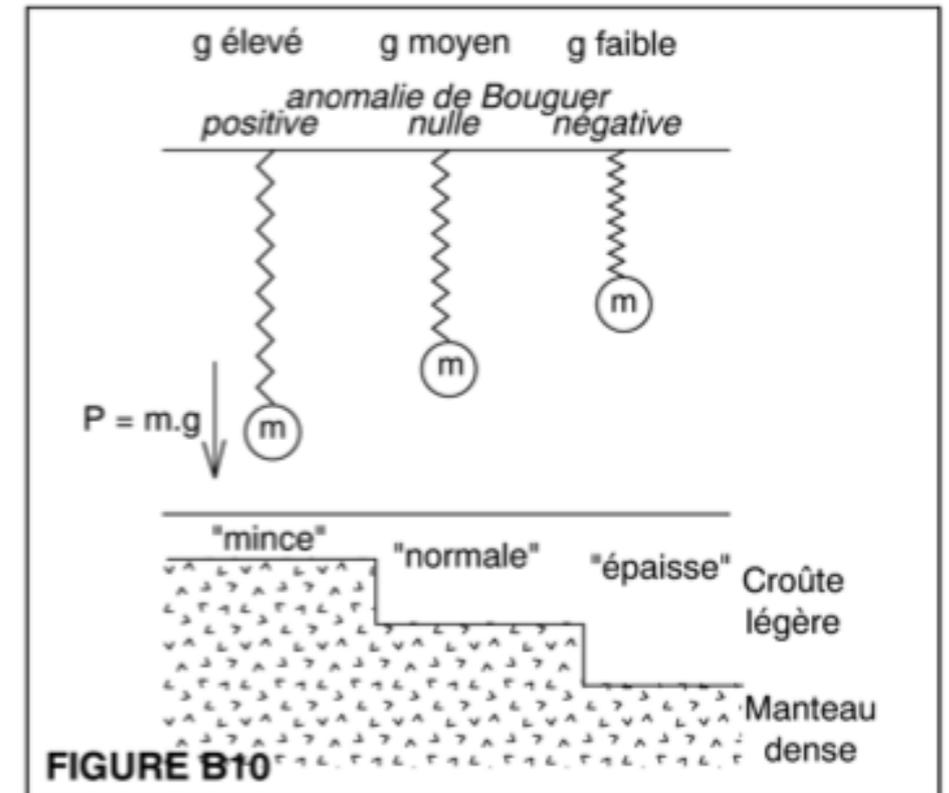
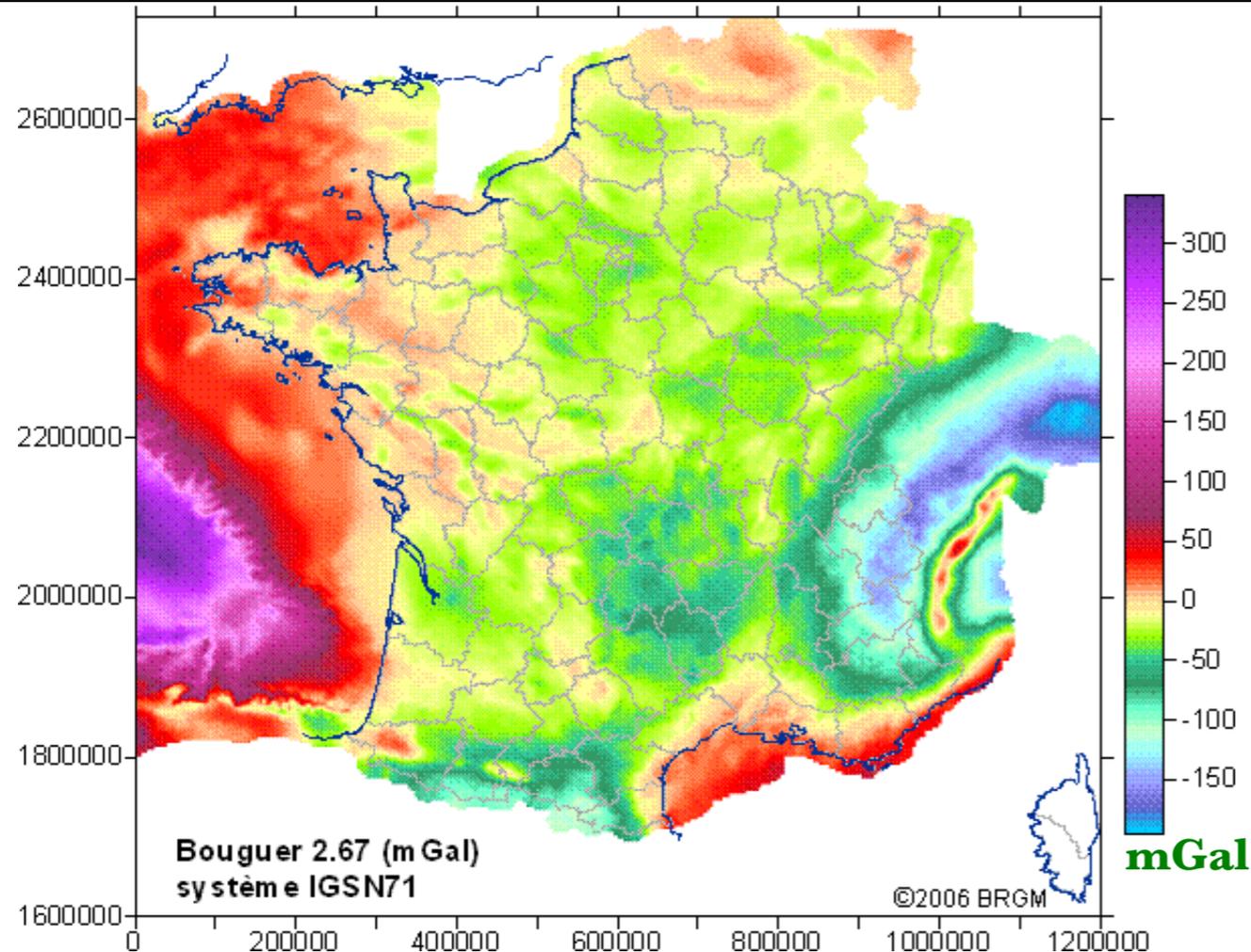
ANOMALIE DE BOUGUER EN FRANCE MÉTROPOLITAINE



Interprétation des Anomalies de Bouguer

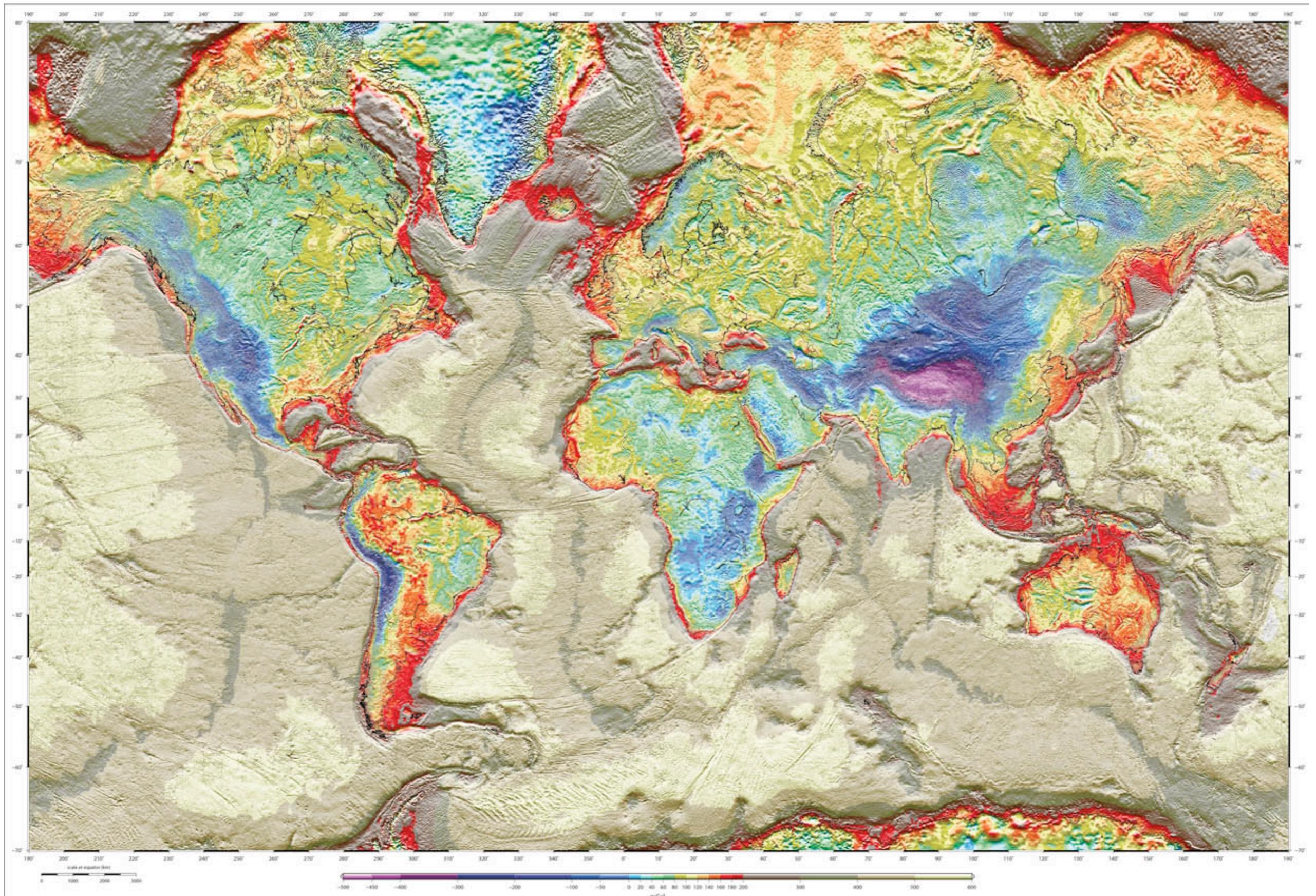
hétérogénéités de masse en profondeur uniquement

ANOMALIE DE BOUGUER EN FRANCE MÉTROPOLITAINE



- Mise en évidence des hétérogénéités de masse.
- Anomalie de Bouguer **positive** = **excès** de masse par rapport à un modèle de Terre homogène. Ex: bassins océaniques, amincissement crustal.
- Anomalie de Bouguer **négative** = **défaut** de masse. Ex: chaînes de montagne, épaissement crustal (racines cruales) d'autant plus grand que les montagnes sont hautes (Alpes versus Pyrénées).

Interprétation des Anomalies de Bouguer

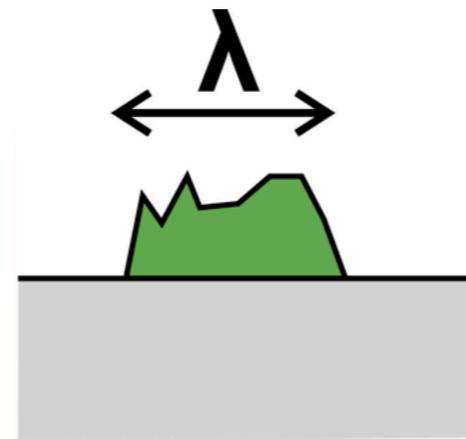


Application 1 : Isostasie & Support des reliefs

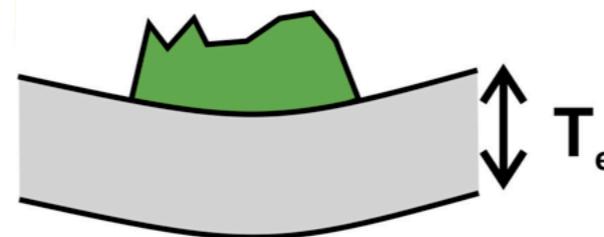
- Phénomène qui interprète la **compensation en profondeur** des reliefs superficiels.

- Une topographie impose un **excès de masse** à la surface.

- La lithosphère ne pourra pas soutenir élastiquement une grosse structure. La présence **d'une RACINE PLUS LÉGÈRE** sous la structure est indispensable pour maintenir celle-ci à la surface.

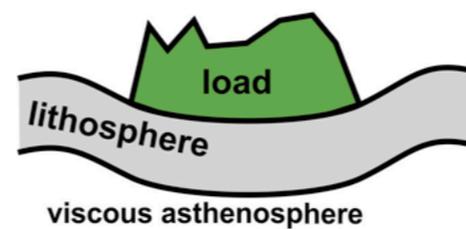


$$T_e > \lambda \quad (\text{no isostasy})$$

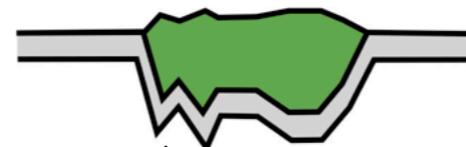


$$T_e \approx \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$

modèle Vening-Meinesz

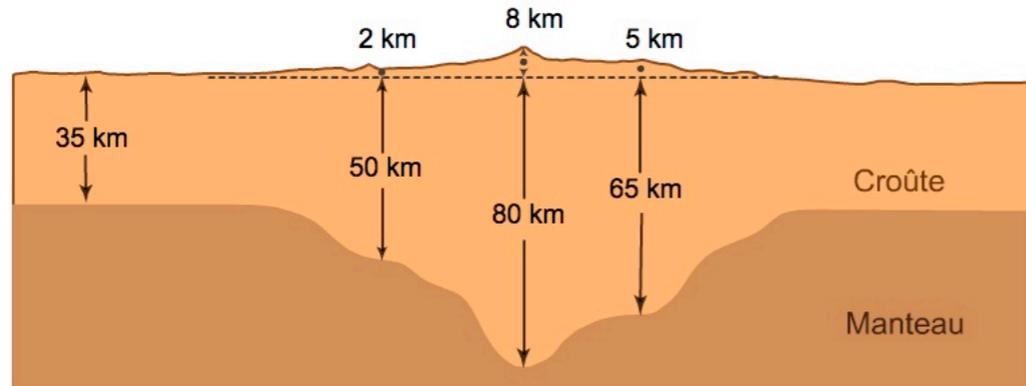


$$T_e \ll \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$



$$T_e \approx 0 \quad (\text{local isostasy})$$

modèle d'Airy (dessin ici) ou Pratt

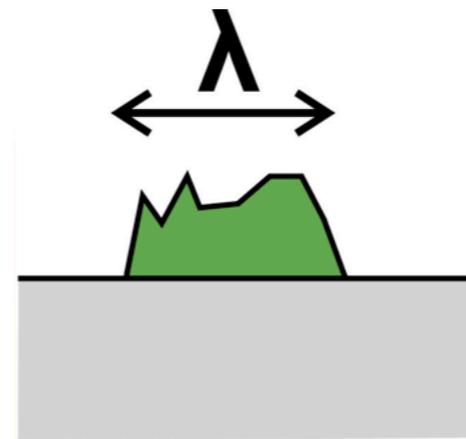


Application 1 : Isostasie & Support des reliefs

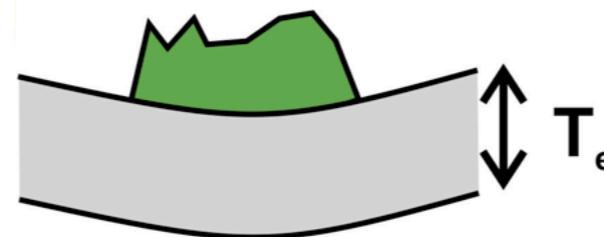
- Phénomène qui interprète la **compensation en profondeur** des reliefs superficiels.

- Une topographie impose un **excès de masse** à la surface.

- La lithosphère ne pourra pas soutenir élastiquement une grosse structure. La présence **d'une RACINE PLUS LÉGÈRE** sous la structure est indispensable pour maintenir celle-ci à la surface.

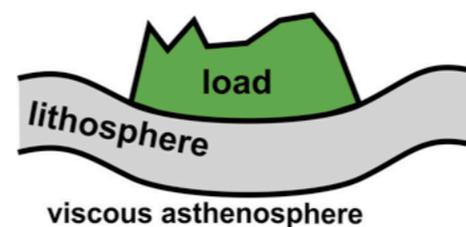


$$T_e > \lambda \quad (\text{no isostasy})$$

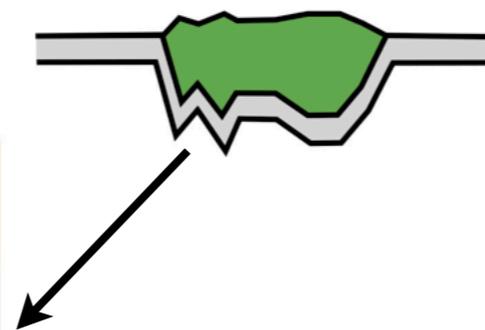
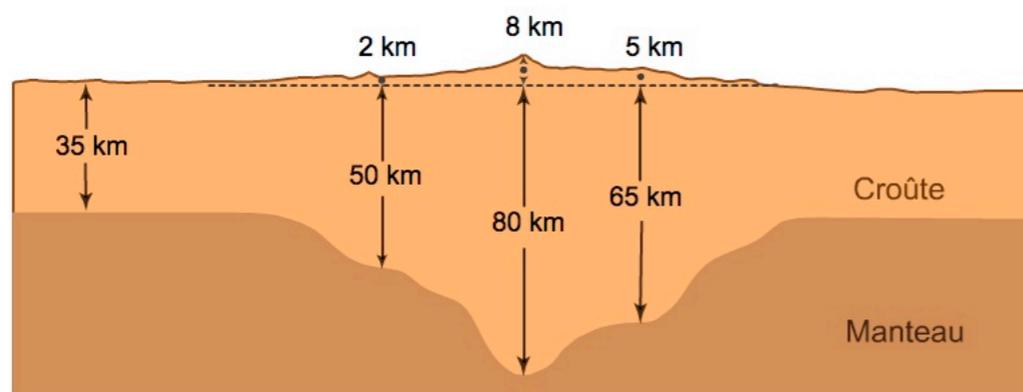


$$T_e \approx \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$

modèle Vening-Meinesz

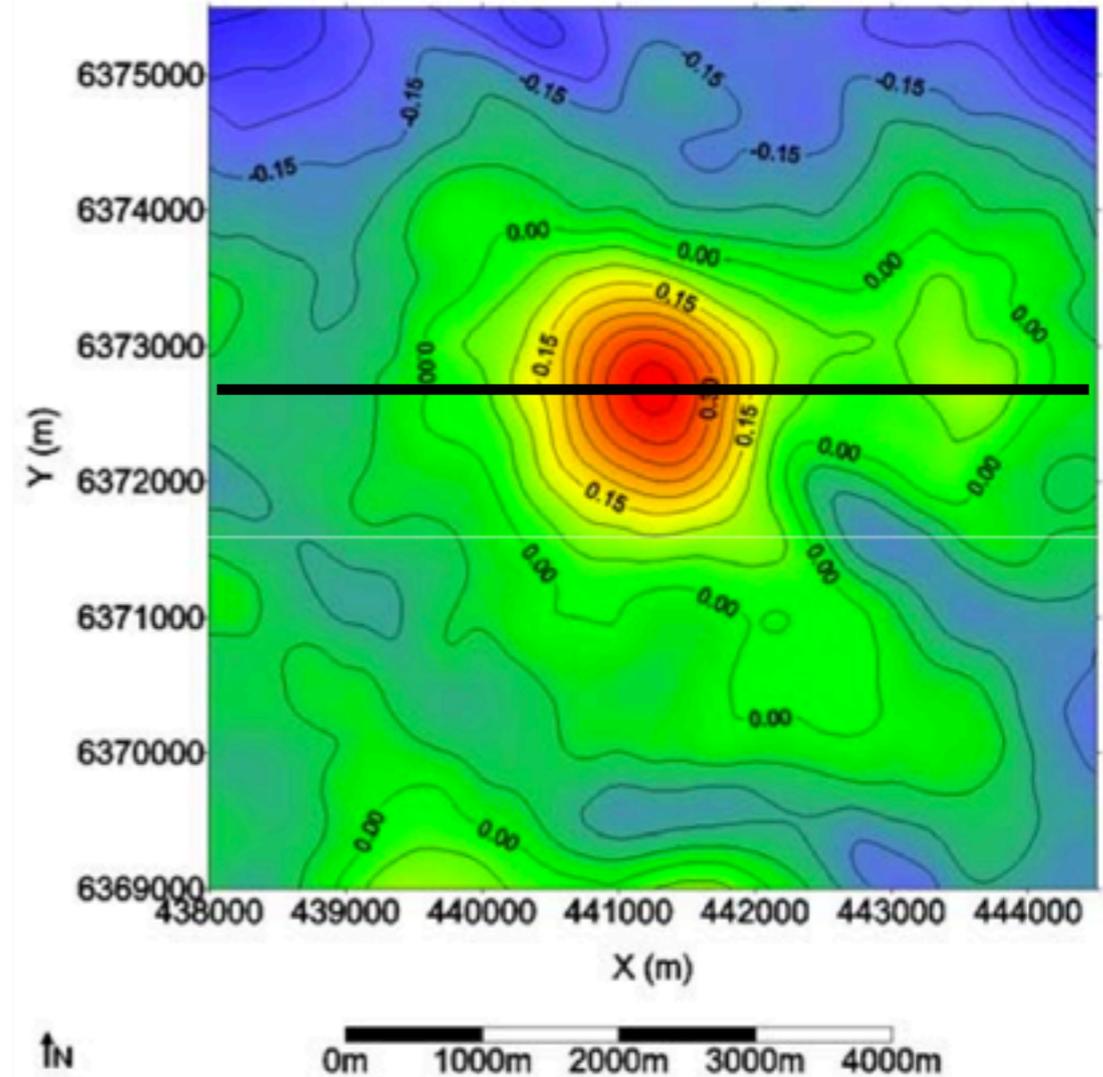
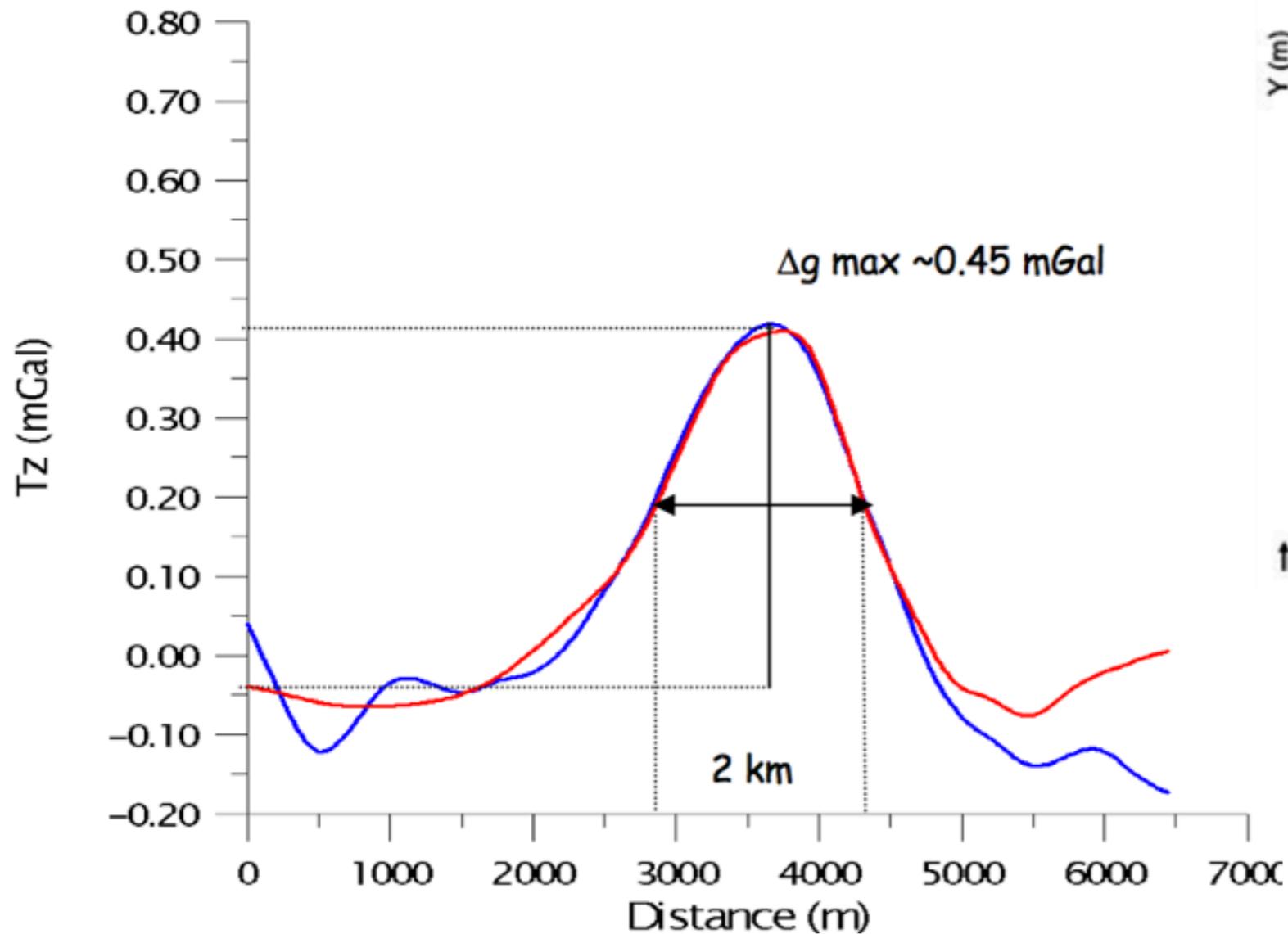
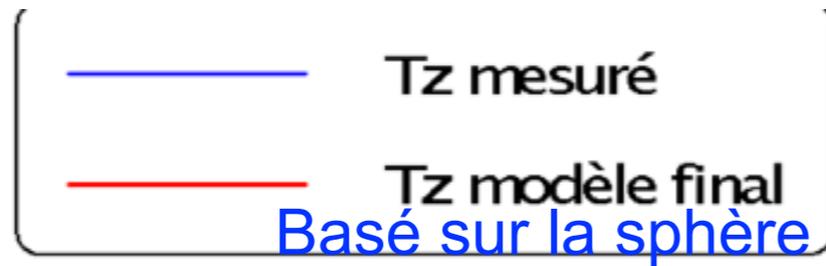


$$T_e \ll \lambda \quad (\text{regional isostasy})$$



Application 2 : prospection

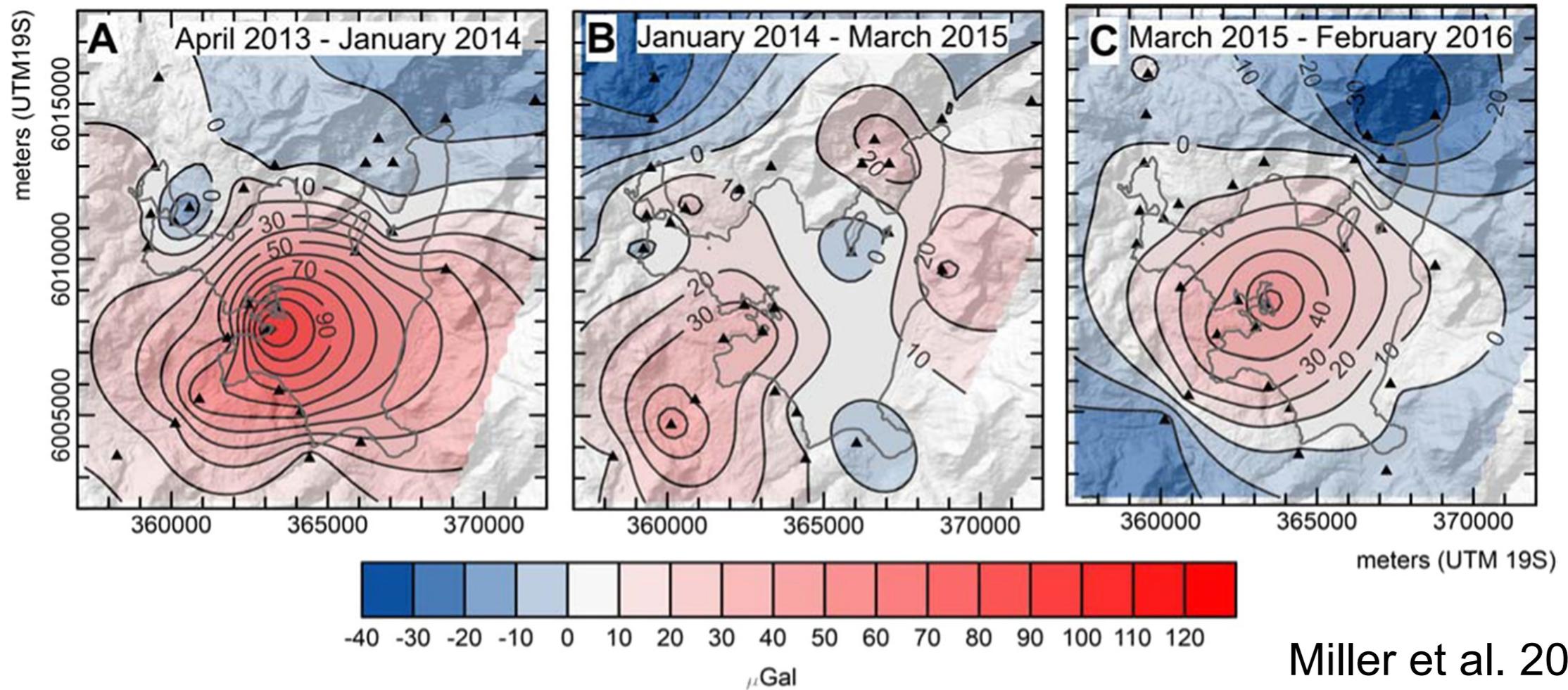
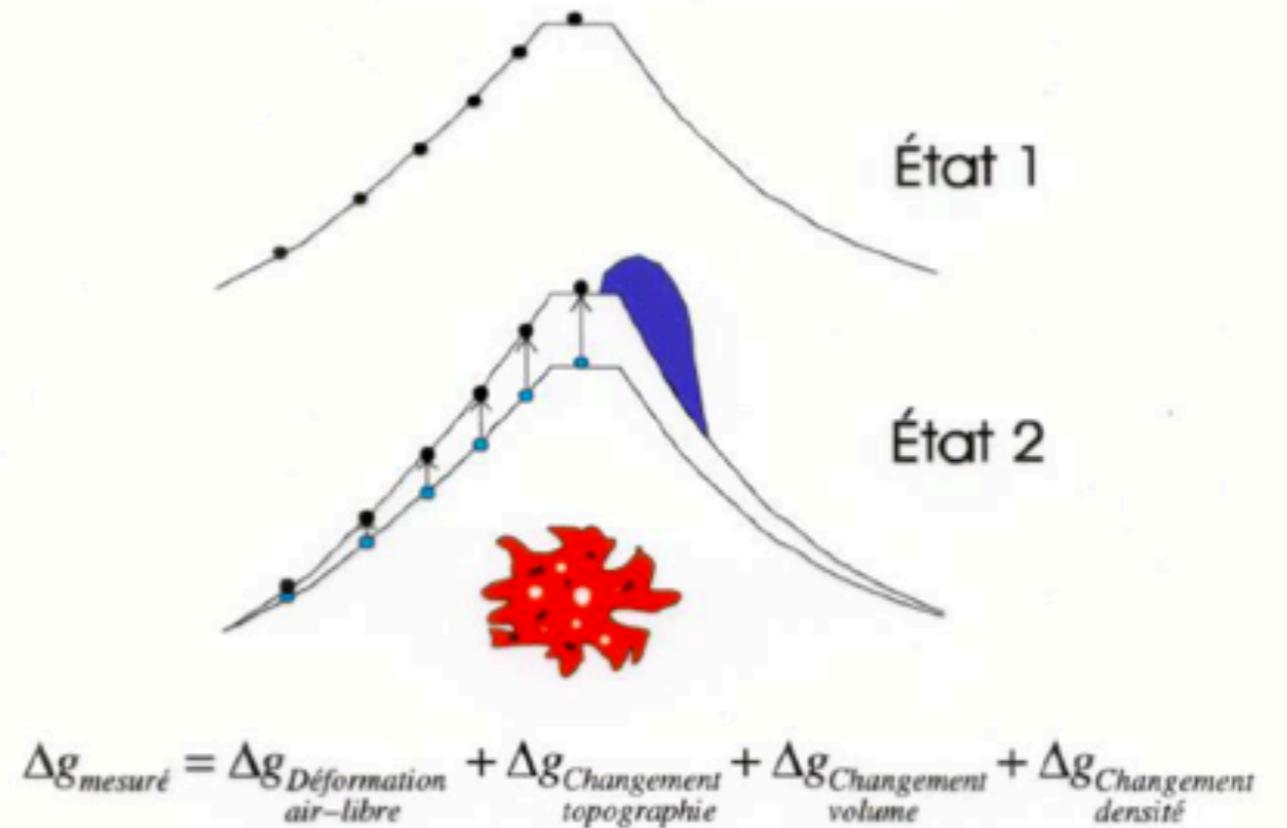
Exemple d'un dôme de sel :



*On peut en déduire
h, la profondeur du dôme
et R, son rayon.*

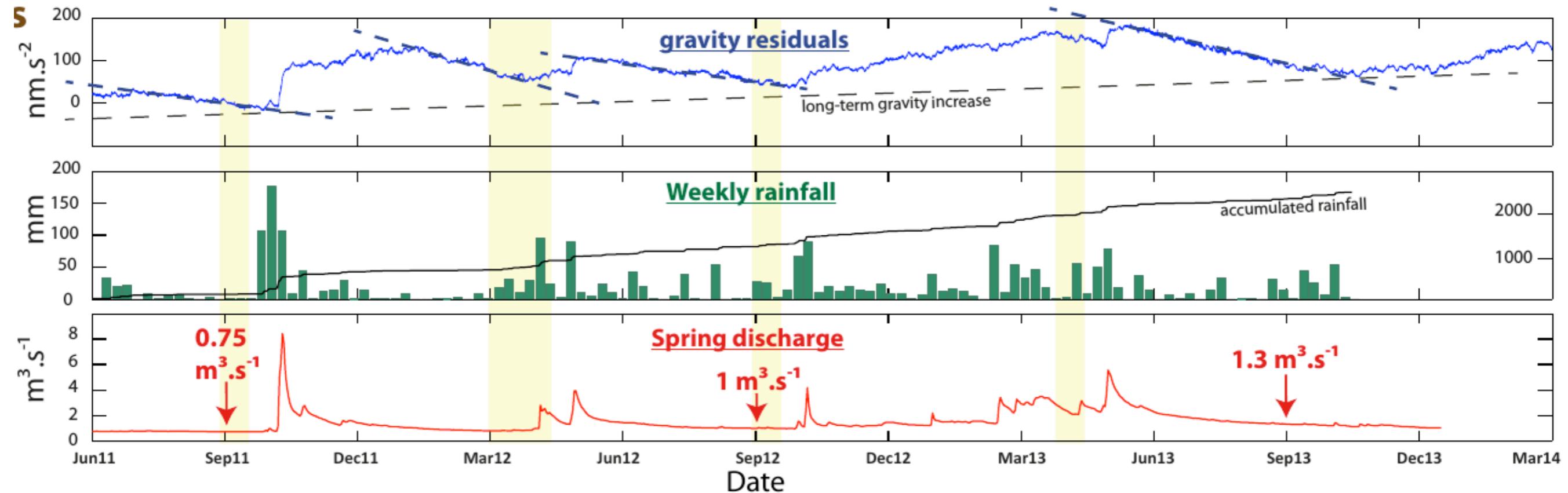
Surveillance volcanique

Ex : Laguna del Maule, Chile



Suivi hydrologique en milieu karstique

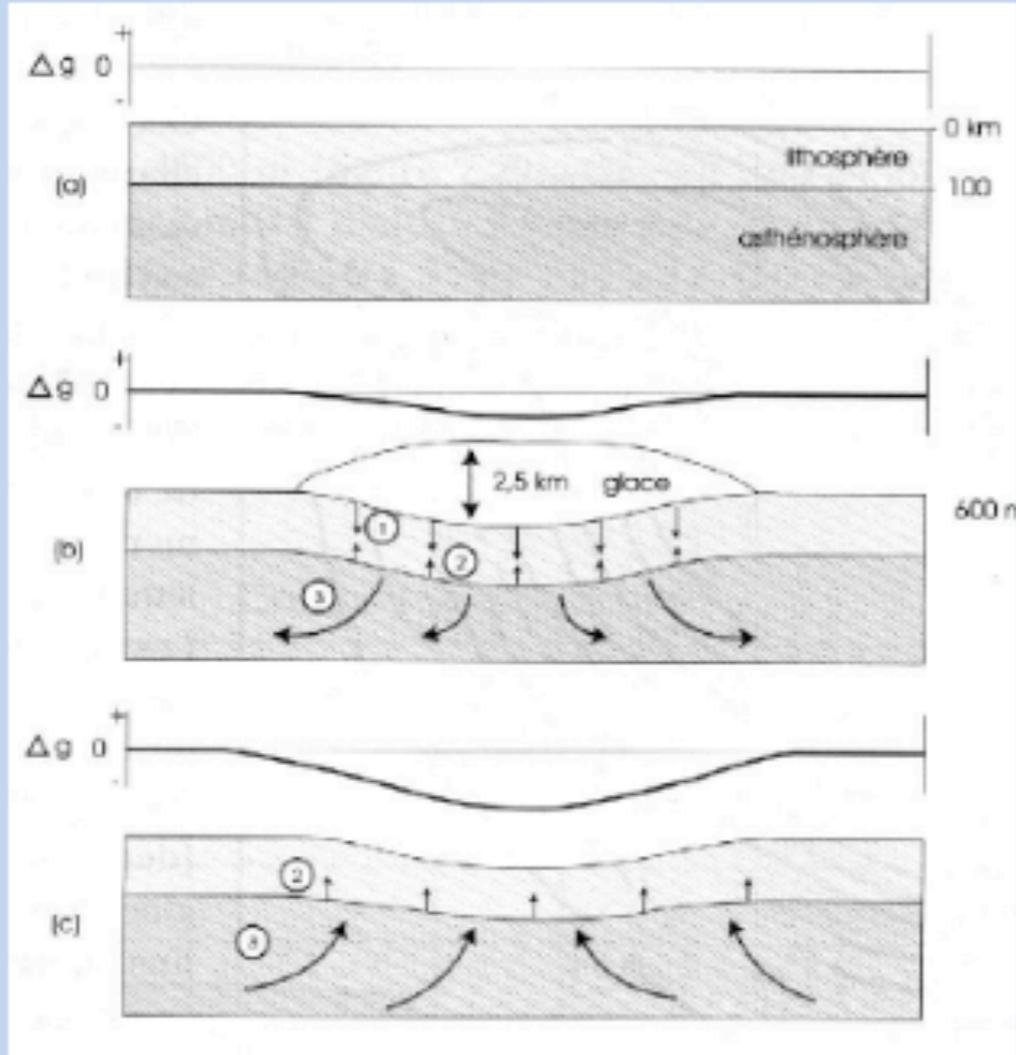
Ex: Plateau du Larzac (2011-2013)



Thèse B. Fores

- ▶ Corrélation signal gravimétrique et pluviométrie.
- ▶ Malgré les pics de décharge, le signal gravimétrique reste important : réserve en eau dans le karst.

Etude du rebond post-glaciaire



- **Rebond post-glaciaire:**

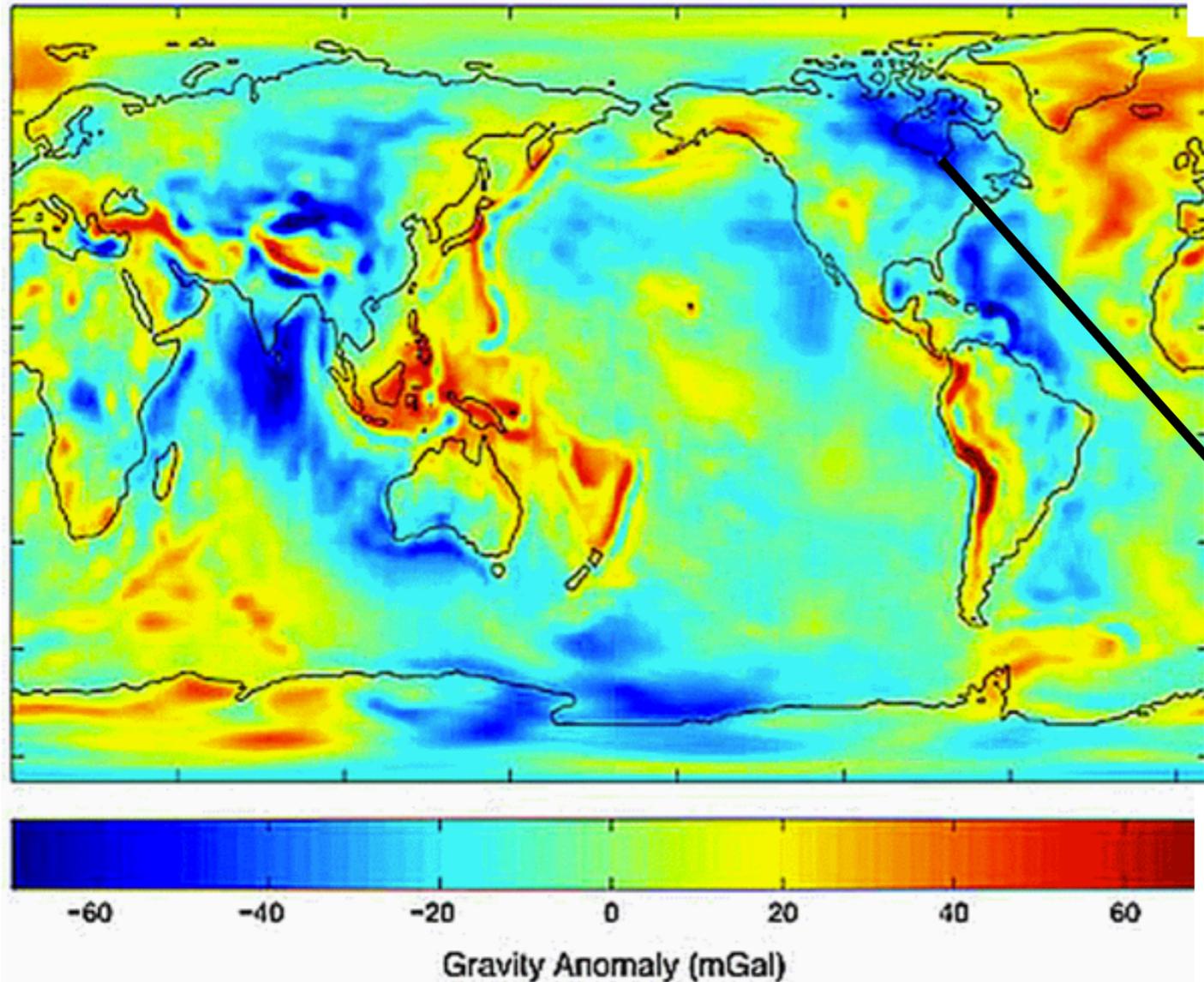
- entre -80000 et -10000 ans, la Scandinavie était recouverte de 2.5 km de glace
⇒ surcharge à l'échelle régionale et réponse élastique de la lithosphère avec enfoncement de l'asthénosphère
- Réchauffement à - 10000 ans, disparition progressive de la glace jusqu' à -5000 ans
- Soulèvement rapide de 50cm/an à 1cm/an de nos jours

⇒ Réajustement isostasique contrôlé par la viscosité de l'asthénosphère

- Constante de relaxation= temps nécessaire pour réajuster isostatiquement

⇒ 10^4 à 10^5 ans : vitesse à laquelle le manteau visqueux est capable de relâcher les contraintes accumulées

Etude du rebond post-glaciaire



Signature gravi (Air Libre)

Centre Canada:

$$\Delta g_{AL} \approx -30 \text{ mGal}$$

$$\text{Taux } \Delta g_{AL} \approx +1 \mu\text{Gal/a}$$

= Ajustement Isostatique
Glaciaire (GIA) / Rebond
PostGlaciaire (PGR)

