

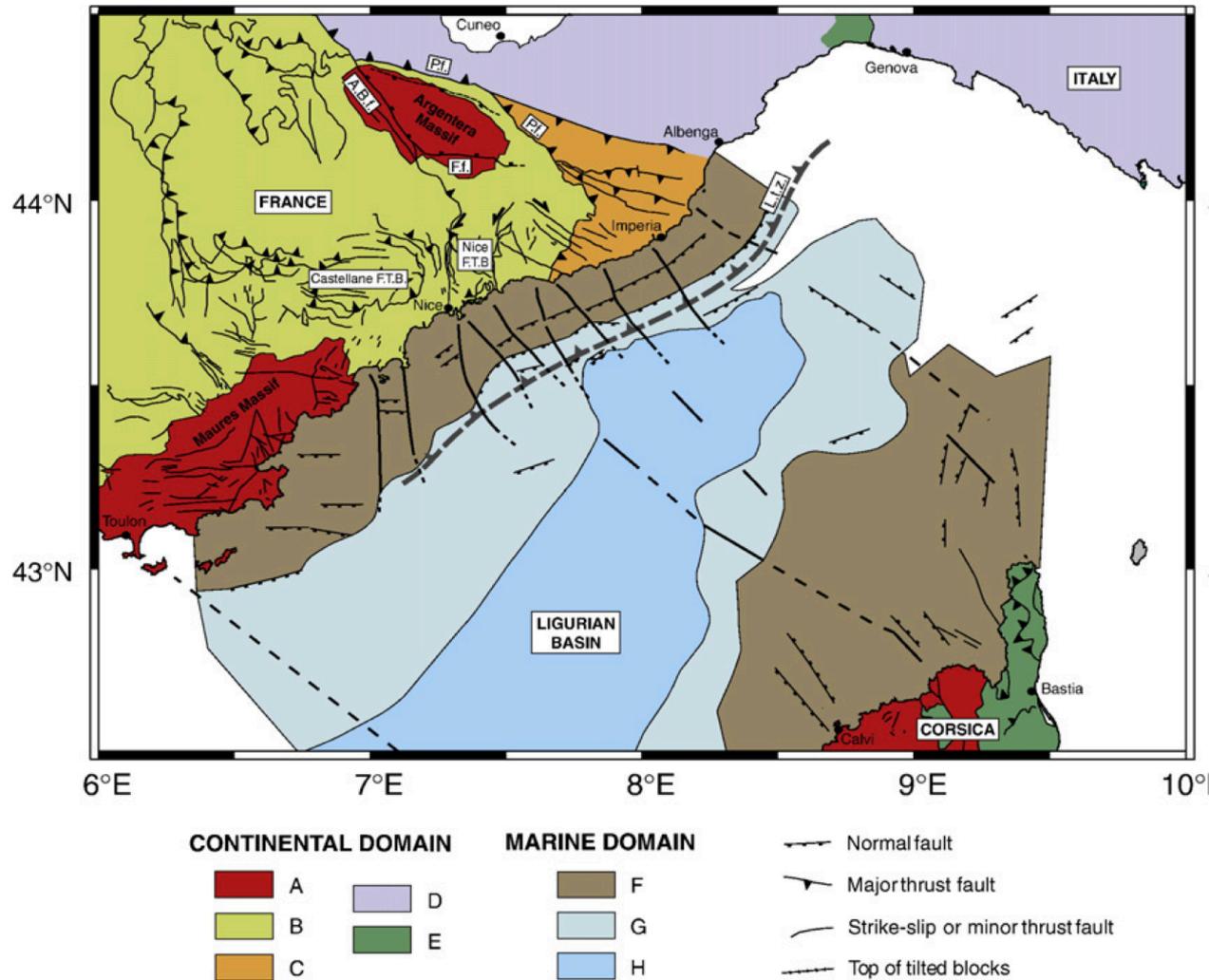
Stage de terrain « géopotentiel »

**Géoïde et profondeur du Moho
dans les Alpes Maritimes
Transect Var-Tinée**

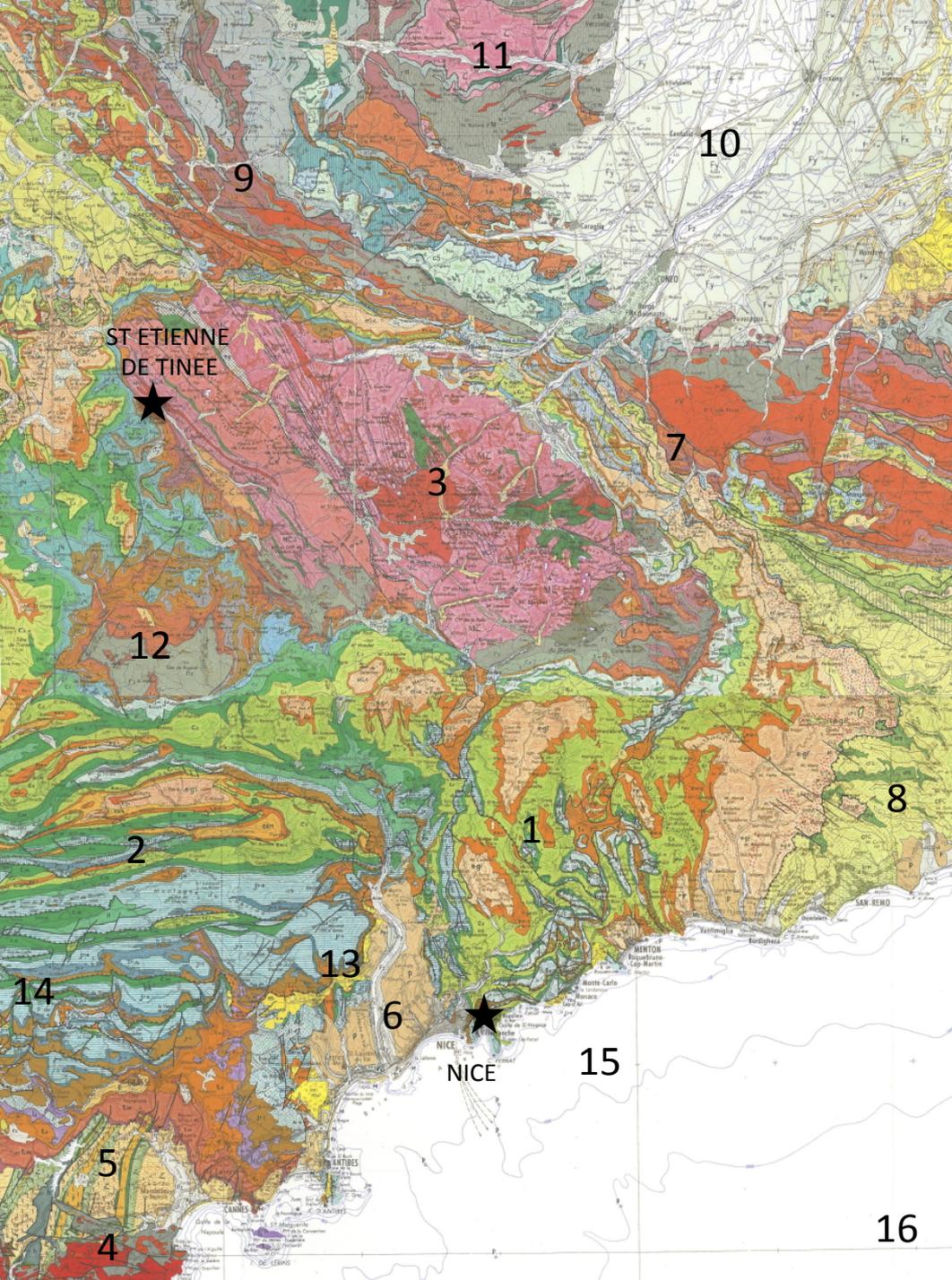
04/10 – 10/10 2018



Situation géologique du stage



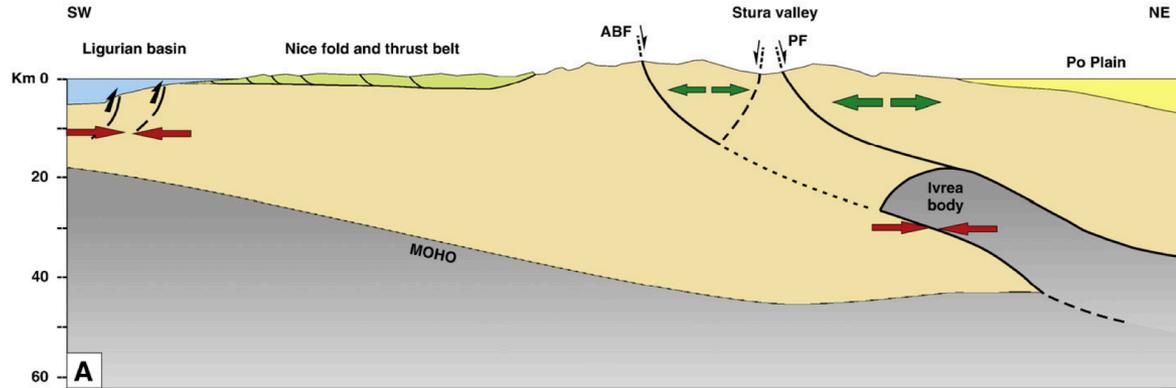
From Larroque et al. (2009): A, Crystalline Hercynian basement; B, Mesozoic and Cenozoic Dauphinois units (autochthonous sedimentary cover and Nice and Castellane Fold and Thrust Belts); C, Helminthoides flysch internal alpine nappe; D, Penninic internal alpine nappe; E, tethyan ophiolitic nappes. Marine domain: F, upper and lower continental margin; G, transitional crust; H, atypical oceanic crust.



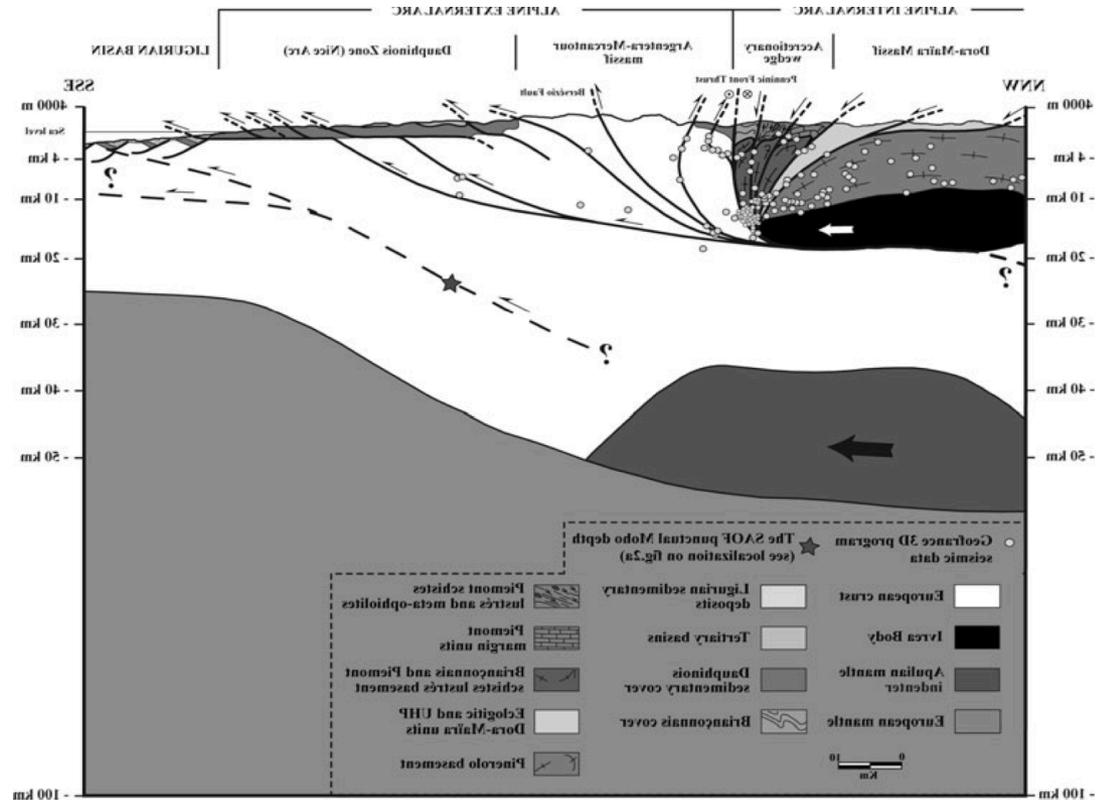
1. Arc de Nice
2. Arc de Castellane
3. Mercantour (m. cristallin externe)
4. Estérel
5. Maures
6. Basse vallée du Var
7. Front pennique
8. Nappe du Flysch Ligure
9. Zone Briançonnaise
10. Plaine du Po
11. Dora Maira (massif cristallin interne)
12. Permo-triasique de...
13. Chevauchement des Baous
14. Fossé d'Escragnolles
15. Marge ligure
16. Bassin ligure

Coupes interprétatives

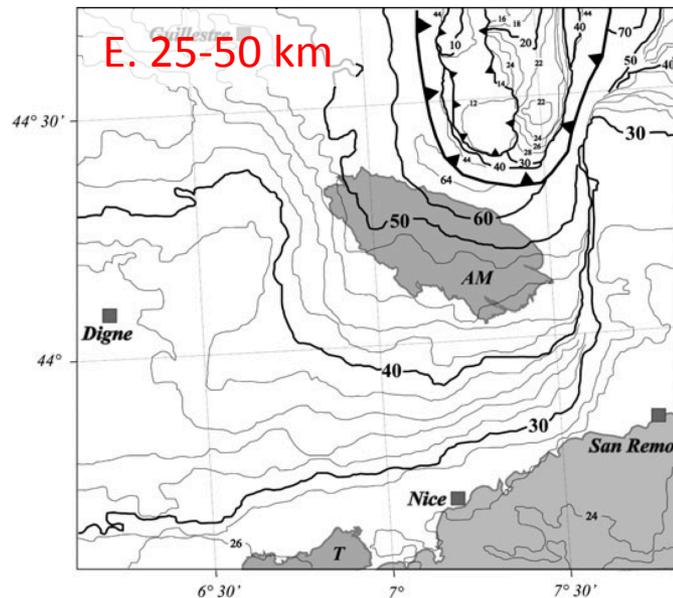
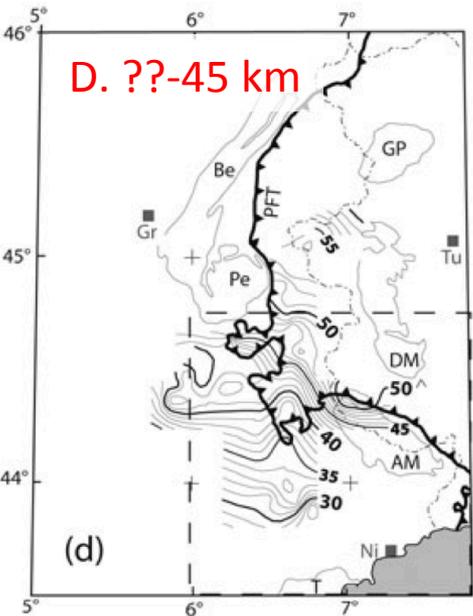
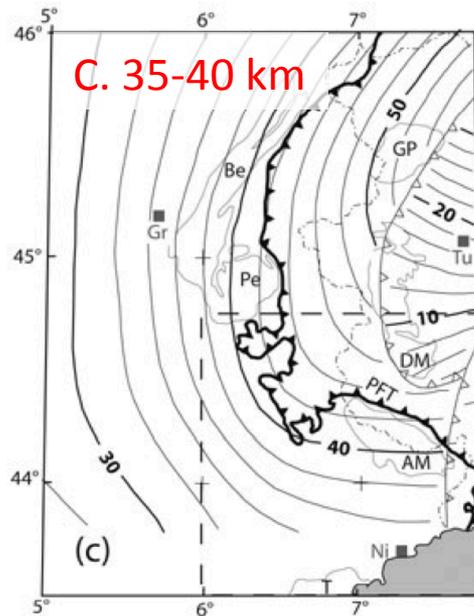
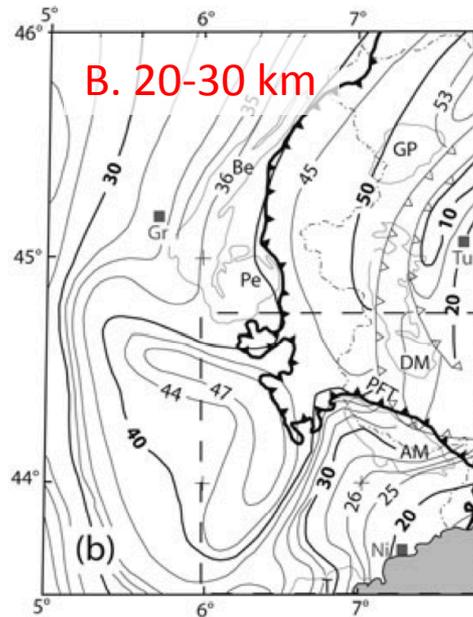
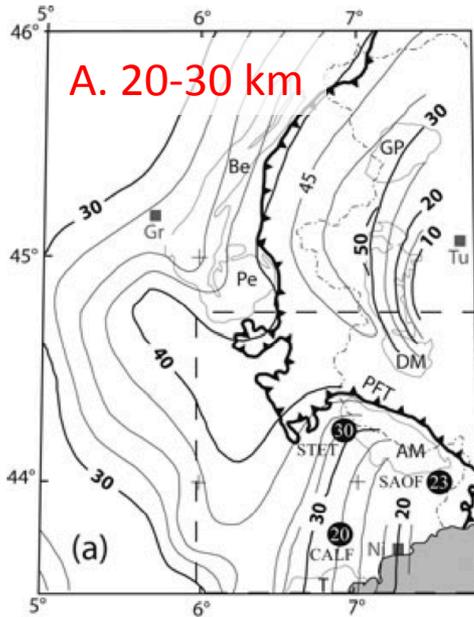
Larroque et al., 2009 (ABF, Argentera–Bersezio fault zone; Ltz, Ligurian thrust zone; PF, Penninic thrust front)



Schreiber et al., 2010 (ABF, Argentera–Bersezio fault zone; Ltz, Ligurian thrust zone; PF, Penninic thrust front)



Cartes du Moho dans les Alpes du sud



A. Ménard et al., 1979 (gravi + sismique), avec valeurs ponctuelles de Bertrand et Deschamps, 2000 (fonctions récepteur)

B. Grellet et al. 1993 (gravi + sismique)

C. Waldhauser et al., 1998 (sismique grand angle)

D. Thouvenot et al., 2007 (sismique réfraction)

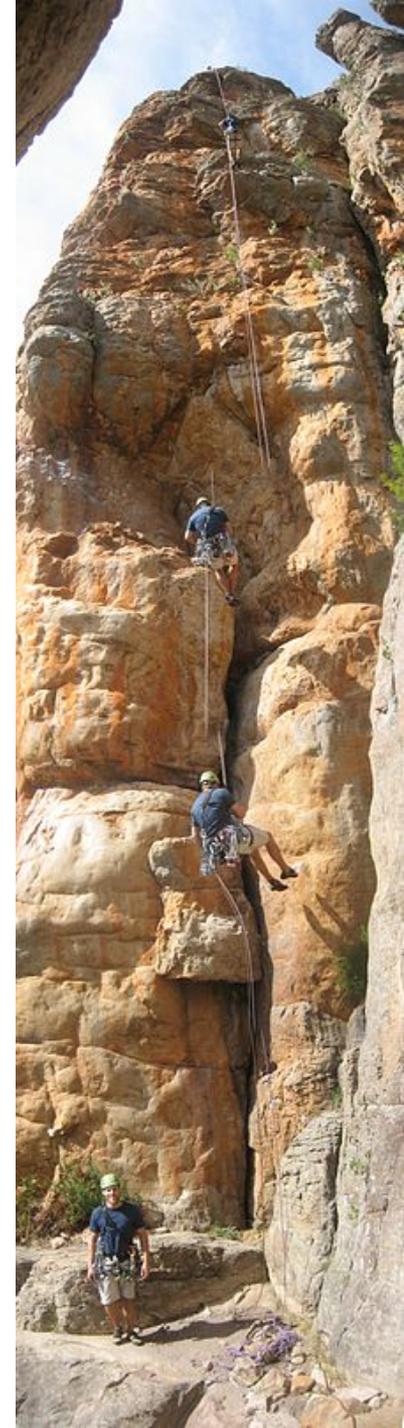
E. Schreiber et al., 2010 (Bouguer gravité)

Notre stage de terrain

- Quelques questions de premier ordre en suspens :
 - Comment, et de combien, s'épaissit un avant-pays de chaîne de collision?
 - Comment un rift puis un océan (Ligure) et sa marge passive s'installent-ils au cœur d'un domaine orogénique?
 - Quels sont les processus qui maintiennent la topographie actuelle des Alpes?
 - Quelles sont les moteurs de la sismicité actuelle des Alpes du Sud?
- Répondre à ces questions requiert (entre autres) de connaître la profondeur du Moho de la marge Ligure jusqu'au cœur de la chaîne.
- Objectif du stage: déterminer la profondeur du Moho entre Nice (= marge ligure) et Saint Etienne de Tinée (= massif cristallin externe).

Un peu de rappel...

- Gravité et pesanteur
- Potentiel de pesanteur
- Géoïde et ellipsoïde
- Anomalies du géoïde



Rappel 1

- La force exercée sur un élément de masse à la surface de la Terre (= force de pesanteur) résulte principalement de l'attraction gravitationnelle de la planète (= force de gravité) :

$$F_{\text{gravité}} = mg \quad \text{avec} \quad g = \frac{GM}{r^2}$$

- La gravité dépend donc de la distance au géocentre (= altitude? hauteur?) et de la distribution des masses (leurs variations latérales).
- A l'attraction gravitationnelle d'une Terre sphérique s'ajoutent, au premier ordre:
 - L'effet de la rotation de la Terre (force axifuge)
 - L'effet de la non-sphéricité de la Terre
- On peut montrer que le champ de pesanteur normal s'écrit:

$$g = \frac{GM}{r^2} - \frac{3GMa^2 J_2}{2r^4} (3\sin^2 \Phi - 1) - \omega^2 r \cos^2 \Phi$$

gravité « centrale » aplatissement rotation

Φ = latitude, G = constante de gravitation, M = masse de la Terre, a = rayon équatorial, J_2 = aplatissement dynamique, r = distance au centre de masse, ω = vitesse de rotation de la Terre.

Rappel 2

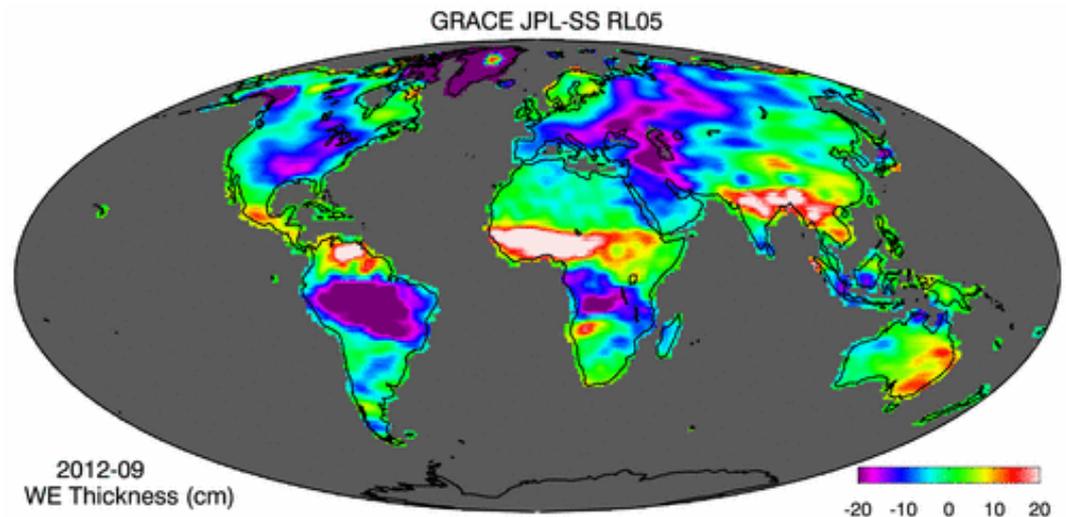
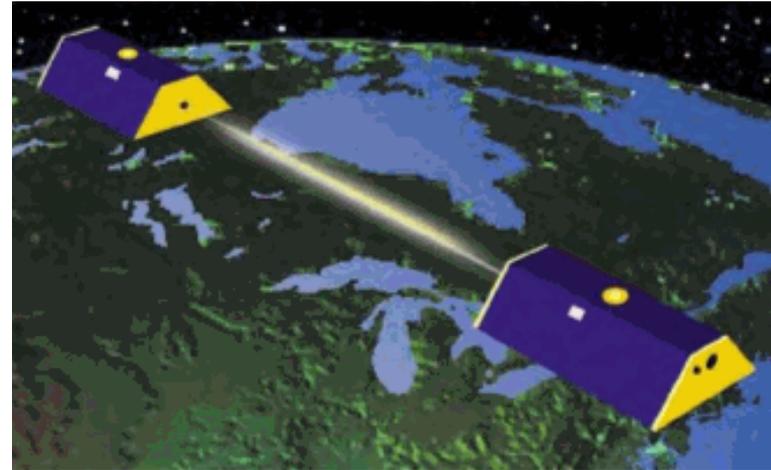
Accélération de la pesanteur = gravité centrale plus:

- Au premier ordre, rotation de la Terre (cf. diapo précédente):
 - Force axifuge = $f(X,t)$
 - Aplatissement de la figure de la Terre = $f(X,t)$
- Au second ordre:
 - Attraction gravitationnelle de la lune et du soleil = $f(X,t)$
 - Distribution des masses à l'intérieur de la Terre solide = $f(X,t)$
- Au troisième ordre:
 - Attraction gravitationnelle de l'atmosphère, des masses d'eau océaniques, des masses d'eau continentales = $f(X,t)$
- La pesanteur varie donc dans l'espace et dans le temps.

Rappel 3

De fait, la comparaison entre une mesure de la pesanteur et un calcul théorique (= anomalie de pesanteur) permet par exemple de déterminer:

- Les hétérogénéités spatiales de masse dans la Terre: ex. 19^{ème} siècle, mesure de la gravité en Himalaya inférieure à l'anomalie théoriquement causée par le relief
- Les variations temporelles et spatiales de la distribution des eaux continentales: ex 21^{ème} siècle, la mission GRACE



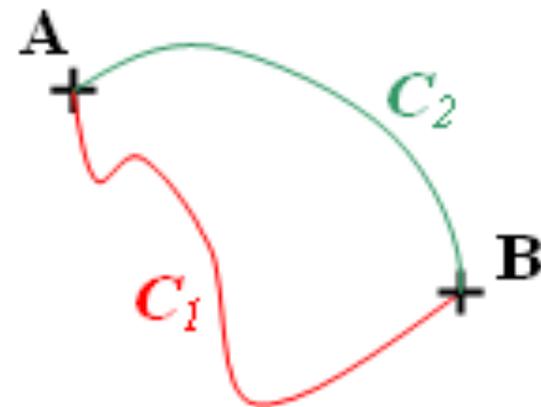
Rappel 4

- Le champ de pesanteur terrestre est associé à un potentiel U (dit « normal » pour une Terre homogène en rotation).
- Par définition, potentiel de pesanteur = travail ($W = \text{force} \times \text{distance}$) nécessaire pour déplacer une masse unitaire de l'infini à sa position dans le champ de pesanteur (normal):

$$U = \int_{\infty}^r g \, dr = -\frac{GM}{r} + \frac{GMa^2 J_2}{2r^3} (3\sin^2 \Phi - 1) - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \Phi$$

- De manière équivalente, une force dérive d'un potentiel: $F = -\nabla U$
- Pour une masse unitaire, on a: $g = -\nabla U$
- Force conservatrice: travail produit par force de pesanteur indépendant du chemin suivi:

$$W = \int_{C_1} \vec{F} \, dl = \int_{C_2} \vec{F} \, dl = U(A) - U(B)$$



Rappel 5

- On peut montrer que $U = \text{constante}$ implique:

$$\frac{r^2 \cos^2 \Phi}{a^2} + \frac{r^2 \sin^2 \Phi}{a^2 (1 - f^2)} = 1$$

r = distance au centre de masse

Φ = latitude

a = rayon équatorial

f = aplatissement = $(a-b)/a$

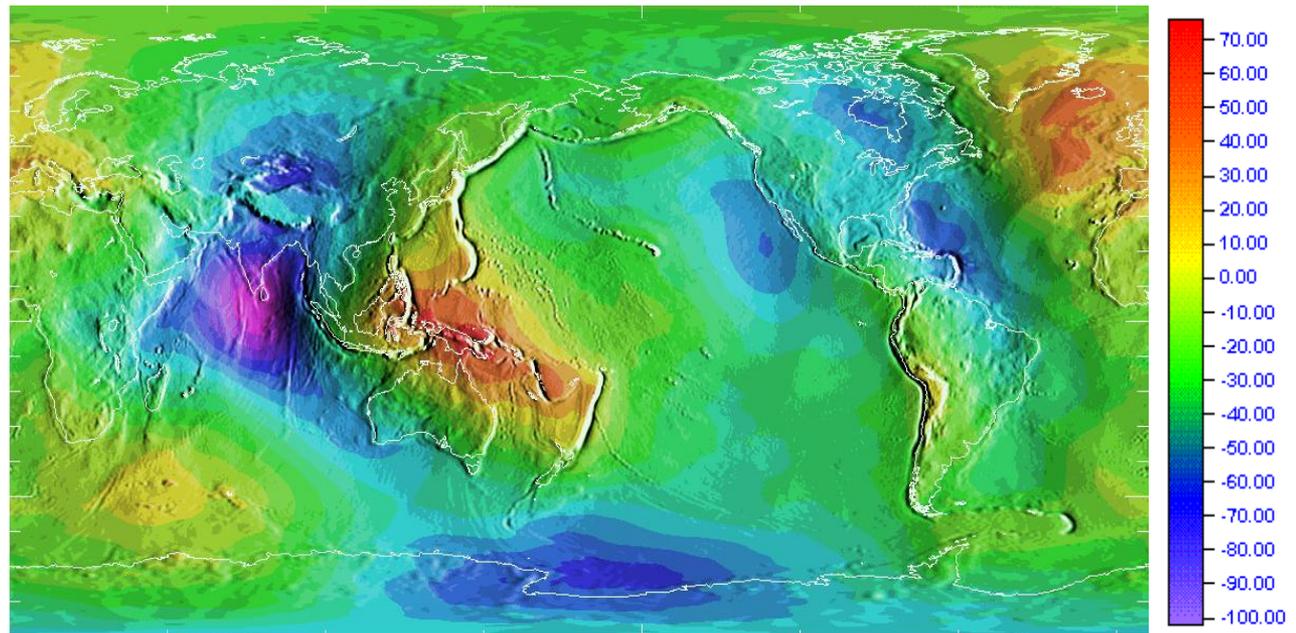
- Solution = ensemble de surfaces « équipotentielles » (normales).
- Ces surfaces équipotentielles normales sont des ellipsoïdes de révolution.
- La surface équipotentielle normale correspondant au niveau moyen des mers = le géoïde de référence.
- Par exemple, avec $a=6378.137$ km et $f=1/298.257222$ l'équation ci-dessus définit l'ellipsoïde de référence WGS84.

Rappel 6

- Le géoïde réel a une forme irrégulière à cause des variations latérales de distribution des masses à l'intérieur de la Terre.
- Anomalies du géoïde (« le géoïde ») = différence géoïde de référence (a la forme d'un ellipsoïde) et géoïde « réel »
- On peut les exprimer sous la forme d'une expansion en harmoniques sphériques:

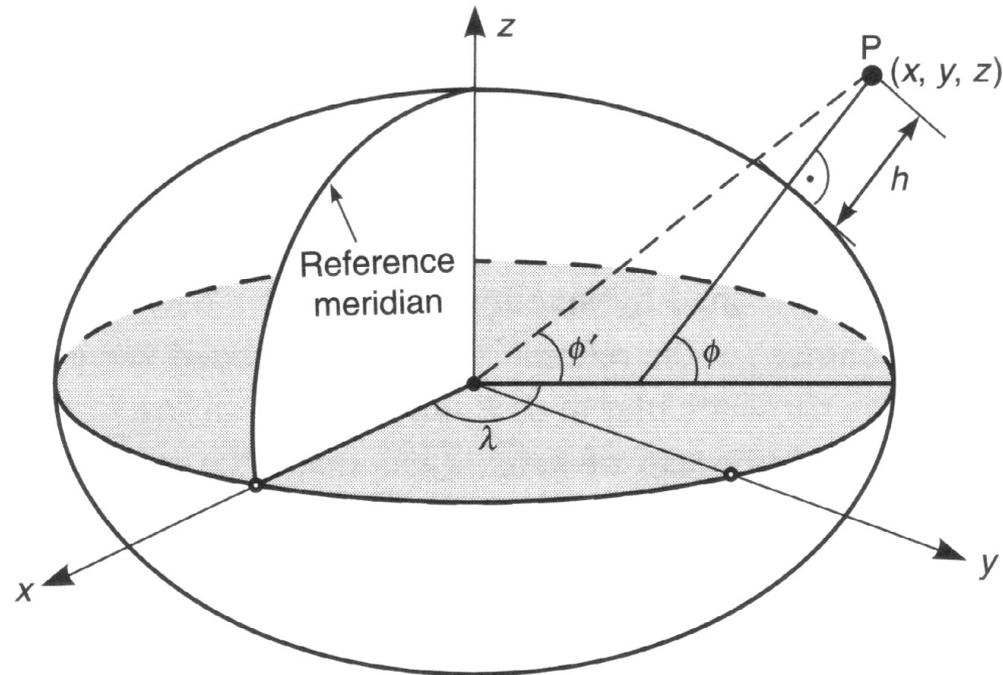
$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left(1 + \sum_{n=2}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \phi) [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \right)$$

- Coefficients C_{nm} et S_{nm} déduits d'observations terrestres ou satellitaires
- Exemple: EGM96, $n_{\max}=360$, ~ 110 km.
- EGM 2008 (GRACE + pesanteur terrestre et aéroportée), $n_{\max}=2159$



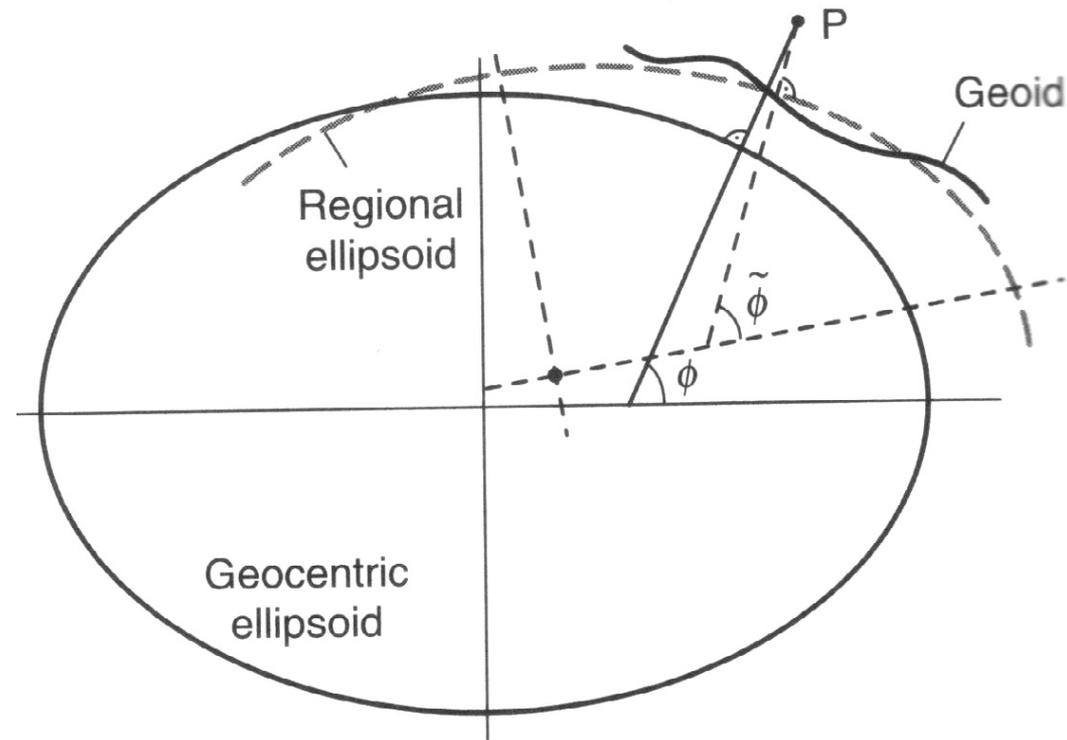
Rappel 7

- On définit les coordonnées ellipsoïdales d'un point P:
 - Méridien principal = origine des longitudes
 - Equateur = origine des latitudes
 - Latitude géodésique ϕ = angle entre le plan équatorial plane et la direction normale à l'ellipsoïde
 - Longitude géodésique λ = angle avec le méridien de référence dans le plan équatorial
 - Hauteur h = distance à l'ellipsoïde dans une direction normale à l'ellipsoïde
- On peut aussi utiliser les coordonnées cartésiennes (X, Y, Z) , plus commodes pour les calculs.



Rappel 8

- Ellipsoïde de référence global:
 - *World Geodetic System* (WGS84)
 - Forme (a, f, e) = l'équipotentielle de pesanteur normale ajustant au mieux le géoïde de référence
 - Origine = centre de masse de la Terre
- Autres ellipsoïdes de référence, globaux ou régionaux:
 - Meilleur ajustement à un géoïde local, par exemple pour un pays particulier
 - Pas nécessairement géocentriques
- Conséquence: latitude, longitude et hauteur pour un point données sont différentes si des ellipsoïdes de référence différents sont utilisés.



Revenons à nos moutons...



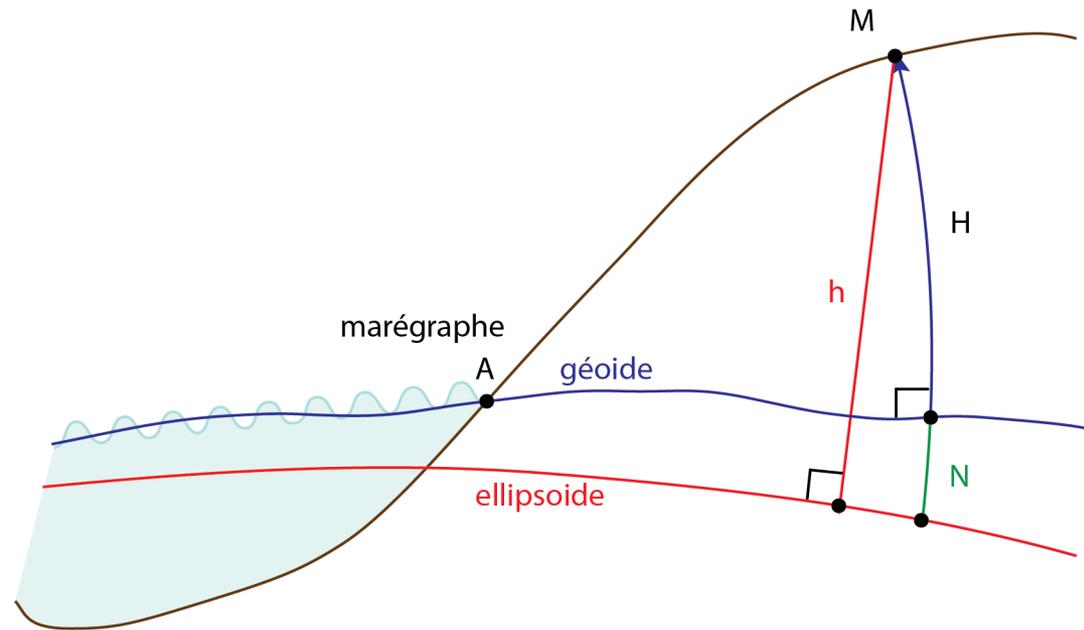
Comment déterminer l'anomalie du géoïde?

- Les relations géométriques entre ellipsoïde, géoïde, et terrain donnent:

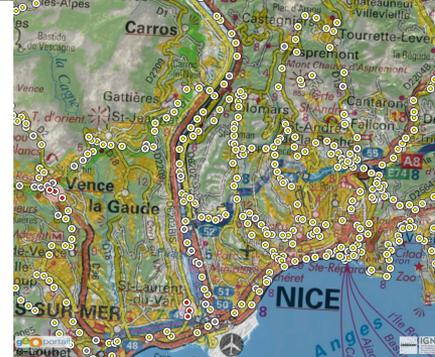
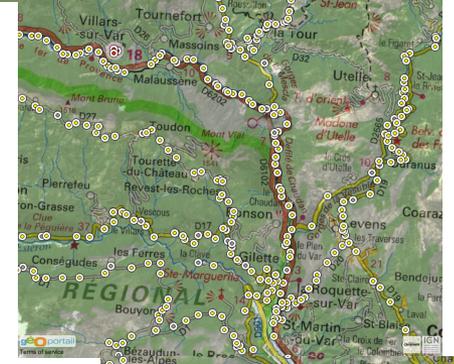
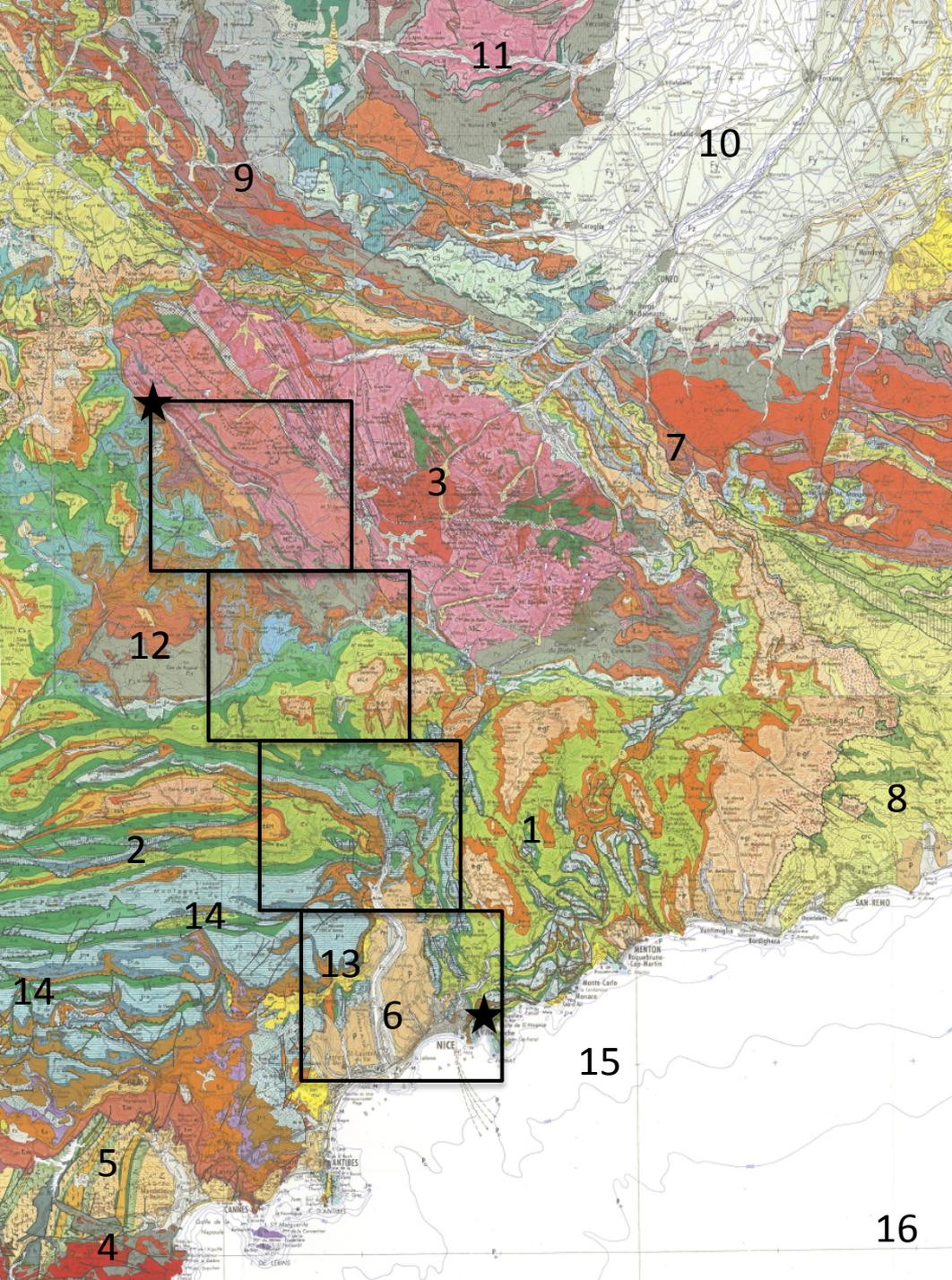
$$h = N + H$$

$$\Rightarrow N = h - H$$

- N = anomalie du géoïde – quantité recherchée
- H = altitude – quantité mesurée par nivellement (disponible à IGN)
- h = hauteur ellipsoïdale – quantité mesurée par GPS
- Notre travail = mesurer h par GPS sur des points pour lesquels H est déjà connu.



Bornes de nivellement référencées par l'IGN

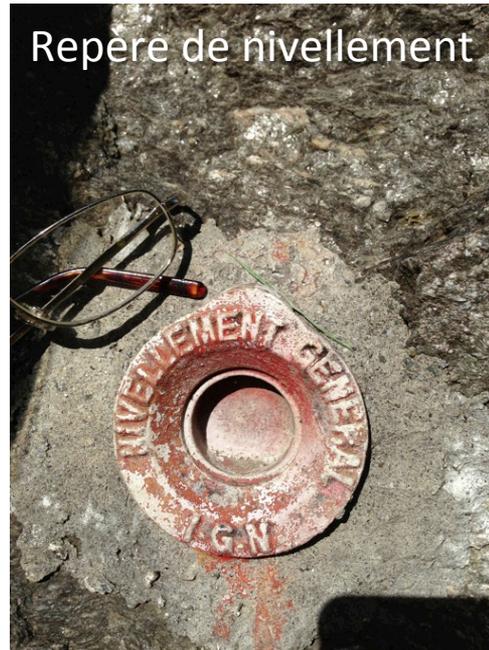


1. Arc de Nice
2. Arc de Castellane
3. Mercantour (m. cristallin externe)
4. Estérel
5. Maures
6. Basse vallée du Var
7. Front pennique
8. Nappe du Flysch Ligure
9. Zone Briançonnaise
10. Plaine du Po
11. Dora Maira (massif cristallin interne)
12. Permo-triasique de...
13. Chevauchement des Baous
14. Fossé d'Escragnolles
15. Marge ligure
16. Bassin ligure

Dans la pratique...

Le jour:

- Trouver des “bornes de nivellement” IGN – généralement pas adéquates pour y installer directement un GPS.
- Installer un GPS non loin de la borne de nivellement
- Collecter suffisamment de données pour pouvoir calculer une position de précision centimétrique.
- Mesurer la différence de hauteur entre la borne de nivellement et le point GPS (“rattachement” par nivellement).



Cours/TD



Dans la pratique...

La nuit:

- Déchargement, conversion et traitement des données.
- Comparaison des positions obtenues entre différentes méthodes de calcul.
- Calcul de la hauteur du géoïde.
- Comparaison avec des modèles existants.
- Modélisation du profil de géoïde pour déterminer la profondeur du Moho.
- Rédaction d'un rapport de stage.

TP, traitement de données etc.



Evaluation

- Le stage sera évalué sur l'attitude sur le terrain, pendant les travaux pratiques du soir et sur le contenu du rapport.
- Le rapport:
 - Par groupe
 - 4 pages (dont ~4 figures incluses)
 - **In English**
 - Format d'un article scientifique (type *Geophysical Research Letters*)
 - Contexte de l'étude et problème posé, méthode utilisée et mesures réalisées, profil de géoïde obtenu, interprétation en terme de Moho, discussion, conclusion.

GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. ???, XXXX, DOI:10.1029/,

Moho depth assessment thanks to levelling-GPS Methods

Claire Rault^{1,2}, Pierre Maffre¹, César Deschamps-Berger¹

The Mohorovicic discontinuity, or "Moho", is the boundary between the crust and the mantle, his depth assess is still in discussion. To approach it in the Southern Alps, a one week geodetic measurement acquisition campaign between Nice and St Étienne de Tinée has been done. During this campaign we have done GPS measures to obtain the geoid anomaly in that region. Then the moho depth is estimate thanks to a simple two layers isostatic models simulated with Matlab. The comparison between the theoretical and calculated geoid anomaly permit to discuss the geoid anomaly origin and moderate a simple isostatic model.

1. Introduction

It is a huge challenge to determine if the Alps are currently at the isostatic equilibrium or not. The variability of the strength on the Alps system imply a complex answer of the range, particularly now that we seem to be at the end of the compressive period. In this perspective, determine the moho depth appears to be an important step to understand the vertical dynamics of the region. The Mohorovicic discontinuity is the boundary between the crust and the mantle, his depth is still in discussion in dynamis earth models. To approach his value in the Southern Alps, we suggest to use geodetic measurements. We made the measurement campaign, between Nice and St Étienne de Tinée. GPS measurement treatment gives a quasi-geoid height which compared to ellipsoid height data given by the National Geographic Institute (IGN), permit to calculate local geoid anomaly. Talwani isostatic model allow to estimate theoretical geoid anomaly. Thanks to simulation we have tried to deduce the crust depth anomaly from the geoid anomaly measured.

2. Data and methods

2.1. Data

The goal of this study is to try to estimate the Moho depth between Nice and St Étienne de Tinée thanks to the geoid anomaly and isostatic models.

The Geoid can be determinate thanks to geodetic and gravimetric methods. The anomaly of geoid N is determined according to the following formula $N = h^* - H$ where h and H are respectively the ellipsoidal and orthometric heights (see Figure 1).

Data base of geodetic points set between Nice and St Étienne de Tinée by the IGN (National Geography Institute) is accessible. For each point, there is an information

record specifying its localisation and its orthometric height (H). We have treated 17 sites separated from each other by a dozen of kilometers.

To have access to precise coordinates and the ellipsoidal heights, Global Positioning System (GPS) aerial have been disposed close to the geodetic points. The acquisition was made during about 2 hours, in order to minimise mistakes due to the variability of signals. Assuming that geoid doesn't vary so much between the two points ($n \approx h^* + n$), the orthometric height has been reported to the GPS point from levelling method that permit to considerate the height difference (n) between the two points (see Figure 1) and add it to the original orthometric height given by IGN.

Then registered data have been treated in Ashtech, a geodetic software, which calculate the precise coordinate of the point by comparing data at a reference point here Nice was used.

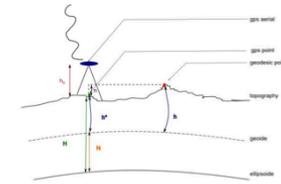


Figure 1. Levelling principle. Where h^* antenna height, n , height difference between PGS and IGN point, H is the ellipsoidal height, and h^* the orthometric.

2.2. GPS data treatment

Many tools are able to help the treatment of GPS data. The quantity of noise due to atmospheric, ionospheric interaction with the GPS signal and clock uncertainty can be corrected through different ways. Two of them have been used in this study: the Ashtech software treatment and treatment provided by the Natural Resources Canada (NRC) web site. The ionospheric noise can be easily corrected using a linear combination of the two frequencies of the signal. The main difference remains that Ashtech apply a double difference treatment, comparing our measurement with those of a reference station, Nice in our case, while NRC estimate bias through models parametrized with the data of the IRTF stations. At first hand NRC method should be more reliable, especially concerning the tropospheric bias estimation.

2.3. Geoid anomaly modelisation

The model to estimate geoid anomaly take as input topography and underground mass distribution. The output is the geoid elevation according to this distribution. Talwani [2] used a model of underground divided in area homogeneous in density. We chose a model with two layers, the crust lying

¹Department of Geology, École Normale Supérieure, Paris, France.

²École Nationale Supérieure de Géologie, University of Lorraine, Nancy, France.

Nota bene

- Ce stage est un projet par groupe **en responsabilité**. Tout n'est pas prédéfini, vous aurez à improviser, tester des options, trouver des solutions par vous même et en interagissant avec les autres groupes.
- Au-delà des objectifs scientifiques:
 - Manipuler des outils géophysiques de pointe (GPS bifrèquence), en comprendre le principe général et appréhender les incertitudes de mesures réalisées en conditions réelles de terrain.
 - Appréhender les plaisirs, difficultés et aléas du travail de terrain en général.
 - Développer un sens des initiatives et de l'improvisation face aux aléas du terrain.
 - Apprécier l'impact de la qualité du travail de terrain sur les interprétations géologiques et géophysiques qui en découlent.
 - Apprendre à travailler en équipe.

Planning prévisionnel

Vendredi

- 8h30 présentation du stage
- 10h: manipulation des instruments (sur une place à de St Etienne de Tinée)
- Après-midi: mesures de terrain, 2 sites par groupe
- 17 h: cours GPS
- 19h30: diner
- Après-diner: manipulation données GPS

Samedi

- Départ 8h30
- Mesures (4 sites par groupe), Nice et vallée du Var
- Retour vers 18 h
- 19h30: diner
- Après-diner: traitement des données GPS

Dimanche

- 8h30 cours altitudes et géoïde
- Excursion géologique
- 19h30: diner
- Après-diner: traitement des données GPS

Lundi

- Départ 8h30
- Mesures (2 sites par groupe)
- Retour début d'après-midi, traitement de données
- 17h: cours interprétation du géoïde
- 19h30: diner
- Après-diner: traitement de données, chaque groupe présente son profil de géoïde

Mardi

- Mesures complémentaires et/ou randonnée
- Au retour: calculs de modèles crustaux (si les profils de géoïde sont ok)
- Après-diner: présentation orale des résultats de chaque groupe