

Gravimetrie

- ▶ studuje zemské tíhové pole a sestavuje tíhové mapy, které zobrazují hustotní anomality v zemské kůře a plášti
- ▶ studuje tvar a rozměry zemského tělesa a sestavuje mapy geoidu
- ▶ řeší otázky rovnováhy zemské kůry, tzv. izostatické kompenzace topografických hmot
- ▶ slouží k vyhledávání a průzkumu ložisek užitkových nerostů a surovin

Fyzikální základy gravimetrie

► Newtonův zákon všeobecné gravitace

$$F = \kappa \cdot \frac{M \cdot m}{r^2} \quad [\text{N}]$$

$$\text{kde } \kappa = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$$

F je síla v [N]

M, m jsou hmotnosti těles v [kg]

r je vzdálenost hmotných středů těles v [m]

Intenzita gravitačního pole

$$E = \frac{F}{m} \quad [\text{N.kg}^{-1} = \text{ms}^{-2}]$$

Podle druhého Newtonova zákona (zákon síly)

$$F = m.a$$

Po dosazení dostáváme

$$E = a$$

Intenzita gravitačního pole se rovná zrychlení, které gravitační pole tělesu uděluje

Gravitační pole Země

$$F_g = \kappa \cdot \frac{M_z \cdot m}{R_z^2} \quad \Rightarrow \quad a_g = \kappa \cdot \frac{M_z}{R_z^2} \quad [\text{m.s}^{-2}]$$

$$\text{kde } \kappa = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$$

$$M_z = 5,977 \cdot 10^{24} \text{ kg}$$

$$R_z = 6,378 \cdot 10^6 \text{ m}$$

$$a_g = \dots\dots\dots$$

Setrvačná síla vyvolaná otáčivým pohybem Země

$$F_s = m\omega^2 r$$

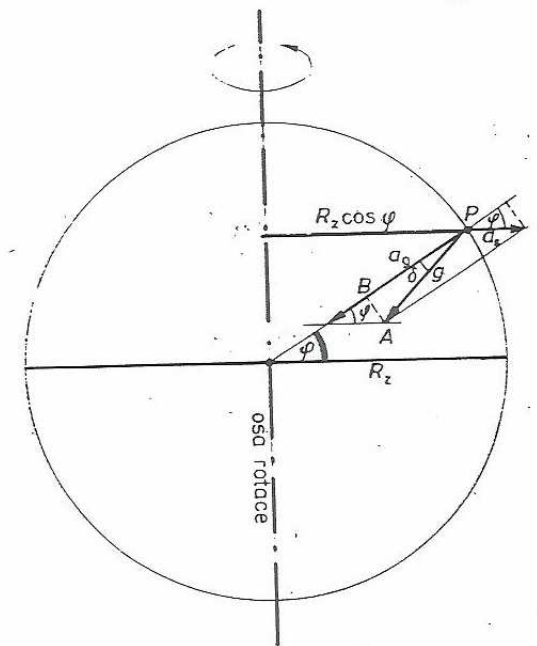
Na zemském povrchu platí :

$$F_s = m\omega^2 R_z \cdot \cos \varphi$$

kde

φ je zeměpisná šířka

ω je úhlová rychlost rotace Země $\omega = 7,292 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$
($\omega = 2\pi/T$ kde $T = 86164 \text{ s}$)



Zemská tíže, tíhové zrychlení

Tíhová síla je výslednice gravitační síly F_g a setrvačné síly F_s

$$\vec{G} = \vec{F}_g + \vec{F}_s$$

Síle G odpovídá **zemské tíhové zrychlení g** nazývané též zemská tíže

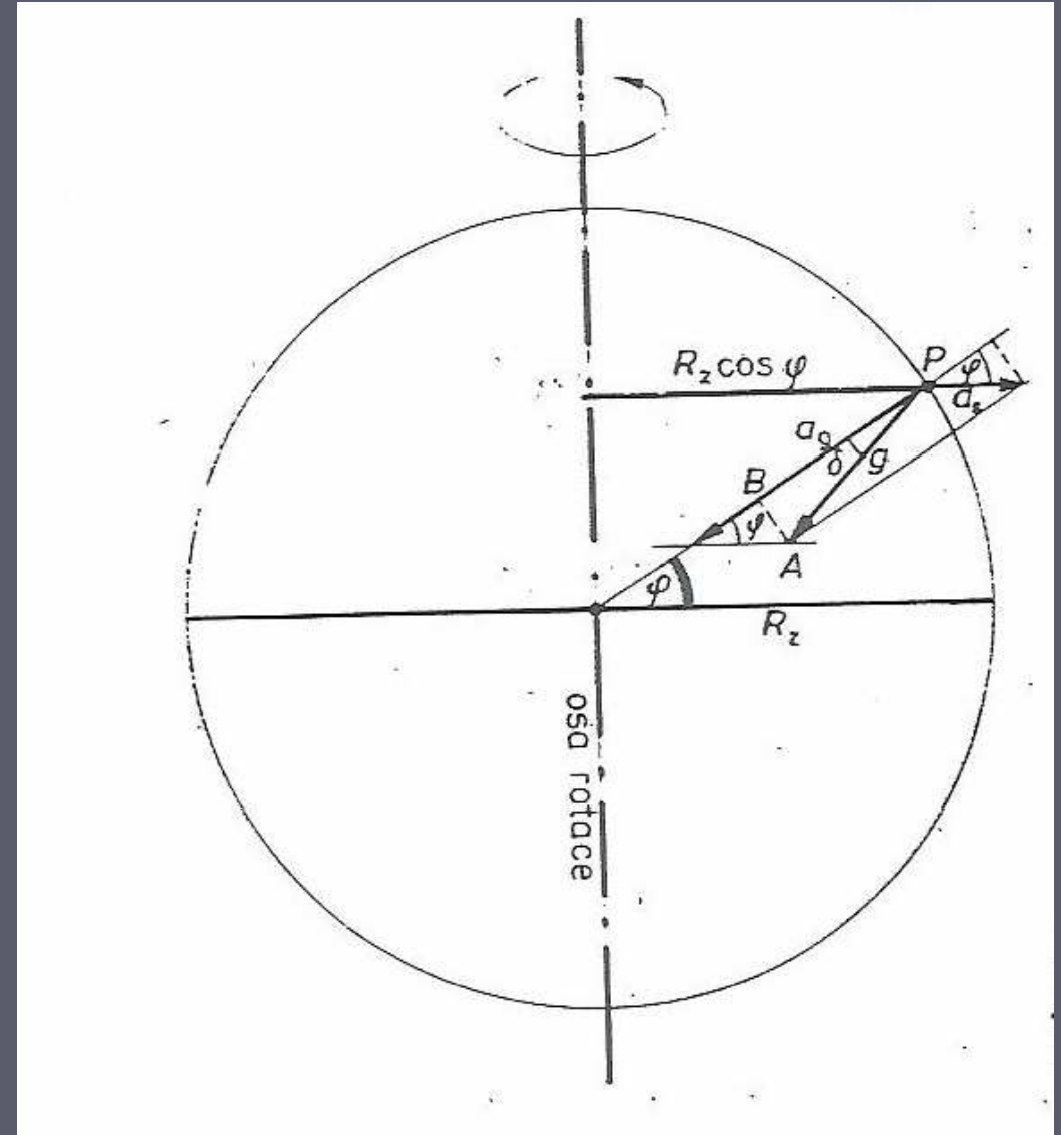
Směr síly G se nazývá svislý a určuje se olovníci, velikost síly G udáváme pomocí tíhového zrychlení g .

Jednotky: $g[\text{m/s}^2]$

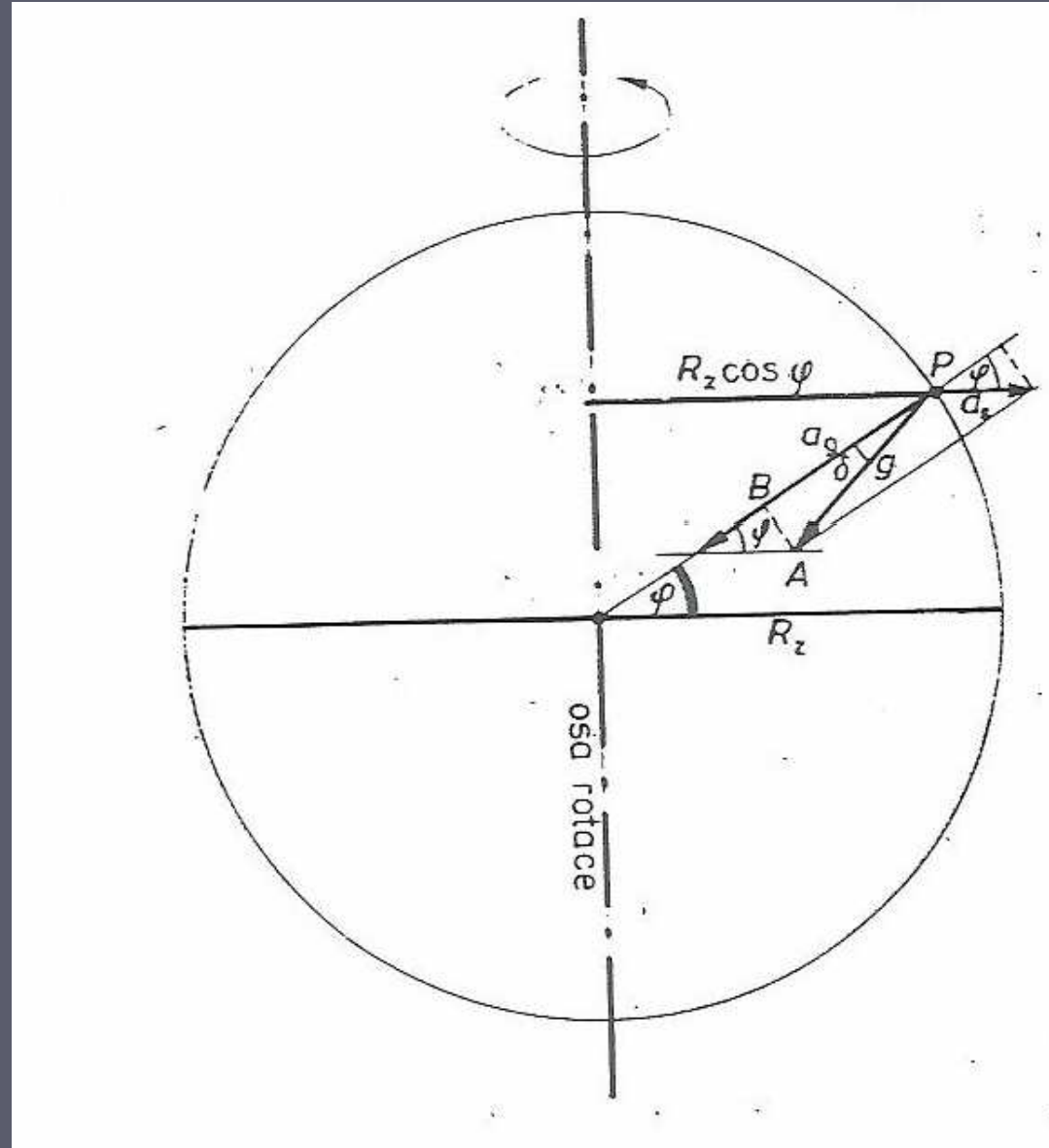
$1 \mu\text{m/s}^2 = 10^{-6} \text{ m/s}^2$

$1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$

miligal je jednotka pojmenovaná na počest Galileo Galileia



Směr a velikost tíhového zrychlení se mění se zeměpisnou šířkou



Normální tíhové zrychlení

V ČR se až do roku 1995 používal následující (Helmertův) vzorec pro výpočet normálního tíhového zrychlení:

$$g_n = 9,780\ 300 * (1 + 0,005302 * \sin^2\varphi - 0,000\ 007 * \sin^2 2\varphi)$$

Zrychlení na rovníku je $g_e = 9,780\ 300\ \text{m/s}^2$

Zrychlení na pólu vypočteme dosazením $\varphi = 90^\circ$

$$g_p = 9,832\ 177\ \text{m/s}^2$$

Tíhové zrychlení na pólu je tedy o $0,05186\ \text{m/s}^2$ větší než na rovníku.

První a hlavní příčinou toho je, že na pólu jsme blíže k těžišti Země.

Druhou příčinou je skutečnost, odstředivá síla je na pólu nulová, kdežto na rovníku maximální

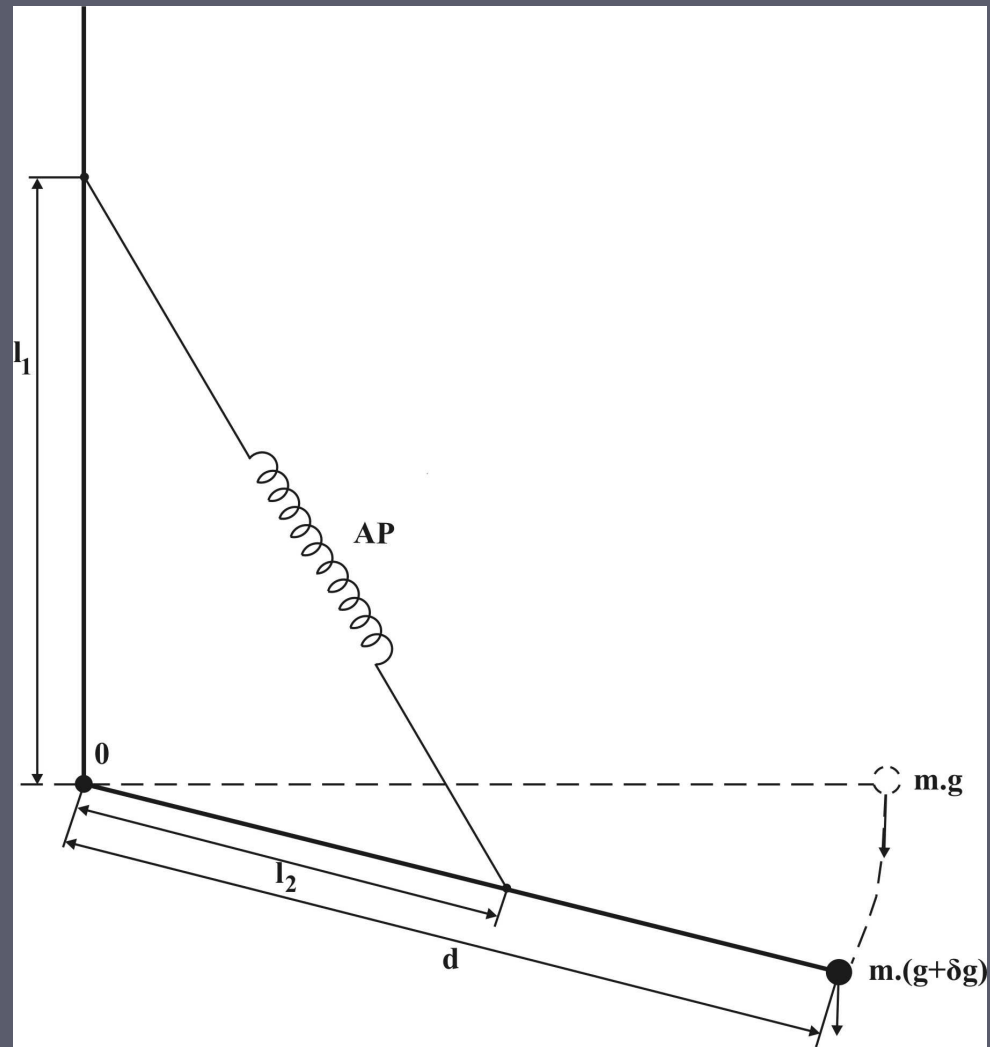
(Jistou roli hraje též přebytek hmoty v prostoru rovníku)

Normální tíhové zrychlení

Od roku 1995 se v ČR (a podobně i ve světě) používá vzorec pro výpočet normálního tíhového zrychlení, který vychází z Mezinárodního referenčního elipsoidu WGS84

$$g_n = 9,780326 \frac{1 + 0,00193185 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0,00669437 \sin^2 \varphi}}$$

Princip gravimetru



Gravimetr



Měření tíhového zrychlení (tíže) gravimetrem

Čtení gravimetru (n) je přímo úměrné měřené tíži (g):

$$g = k \cdot n$$

kde k je konstanta gravimetru.

Určení konstanty gravimetru na cejchovací základně:

$$k = \frac{g_2 - g_1}{n_2 - n_1}$$

kde

g_1, g_2 jsou známé hodnoty tíže na cejchovací základně

n_1, n_2 jsou odpovídající čtení na stupnici gravimetru

Měření tíhového zrychlení (tíže) gravimetrem

Nově změřené tíhové body jsou navázány na síť základních tíhových bodů, takže starší tíhové mapy lze bezešvým způsobem rozšiřovat resp. zahušťovat.

Chod gravimetru:

Pro správné určení velikosti tíže gravimetrem, je potřeba odstranit variace způsobené gravitačním účinkem měsíce, slunce a kolísáním teploty.

Pro podchycení chodu gravimetru vždy po několika hodinách opakujeme tíhové měření na vybraném bodě.

Definice úplné Bouguerovy anomálie

Bouguerova anomálie = měřené tíhové zrychlení – tíhové zrychlení modelové Země

$$\Delta \mathbf{g} = \mathbf{g} - \mathbf{g}_{\text{teor}}$$

Definice používaná v ČR:

$$\Delta \mathbf{g} = \mathbf{g} - \mathbf{g}_n + \delta \mathbf{g}_F - \delta \mathbf{g}_B + \mathbf{T} - \mathbf{B}$$

Kde

\mathbf{g} je měřené tíhové zrychlení

\mathbf{g}_n je normální tíhové pole

$\delta \mathbf{g}_F$ je oprava z volného vzduchu (Fayova korekce)

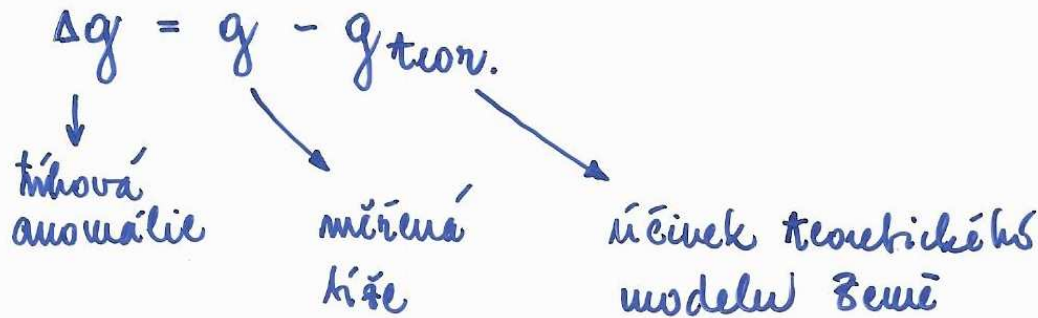
$\delta \mathbf{g}_B$ je oprava na účinek Bouguerovy desky (Bouguerova korekce)

\mathbf{T} je topografická korekce

\mathbf{B} je Bullardův člen, zohledňující zakřivení zemského povrchu

Definice úplné Bouguerovy anomálie

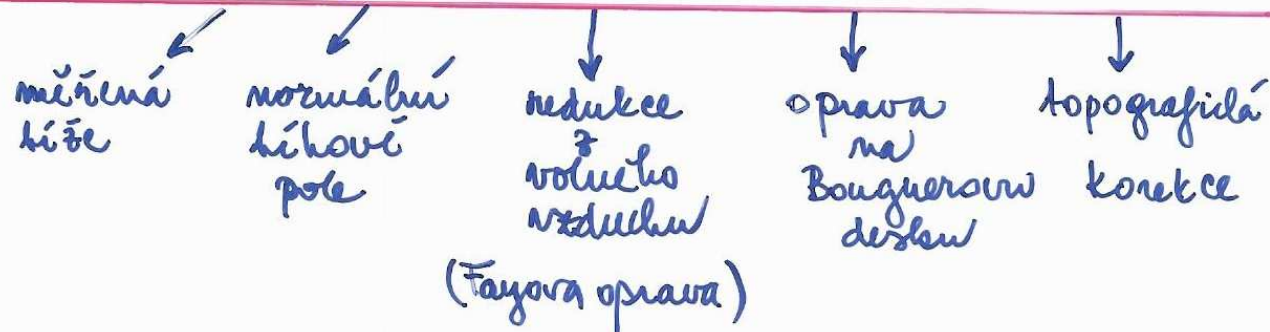
Definice úplné Bouguerovy anomálie



Bullardův člen
↓

Definice používaná v ČR:

$$\Delta g = g - g_m + 3,086h - 0,419\rho h + \Delta g_t - B$$



Jednotky: $\Delta g, g, g_m \dots [\mu m/s^2]$
 $h [m]$
 $\rho [g/cm^3]$

Definice úplné Bouguerovy anomálie

Definice úplné Bouguerovy anomálie

$$\Delta g = g - g_{\text{teor.}}$$

↓
 ↓
 ↓
 ↓
 ↓

úhlová anomálie měřená křize účinek teoretického modelu Země

Bullardův člw
↓

Definice používaná v ČR:

$$\Delta g = g - g_w + 3,086 \cdot h - 0,419 \rho h + \Delta g_t - B$$

↓
 ↓
 ↓
 ↓
 ↓

měřená křize normální tíhové pole redukce volného vzduchu (Fayova oprava) oprava na Bouguerovu dešťku topografická korekce

Jednotky: $\Delta g, g, g_w \dots [\mu\text{m/s}^2]$
 $h [\text{m}]$
 $\rho [\text{g/cm}^3]$

a) redukce z volného vzduchu (pro "kulovou Zemi")

$$a_g = \propto \frac{M_z}{R_z^2}; \quad a_g(h) = \propto \frac{M_z}{(R_z+h)^2} = \propto \frac{M_z}{R_z^2 + 2R_z h + h^2} =$$

$$= \frac{\frac{\propto M_z}{R_z^2}}{\left(1 + \frac{2h}{R_z} + \frac{h^2}{R_z^2}\right)} = a_g \frac{1}{1 + \frac{2h}{R_z}} = a_g \left(1 - \frac{2h}{R_z}\right)$$

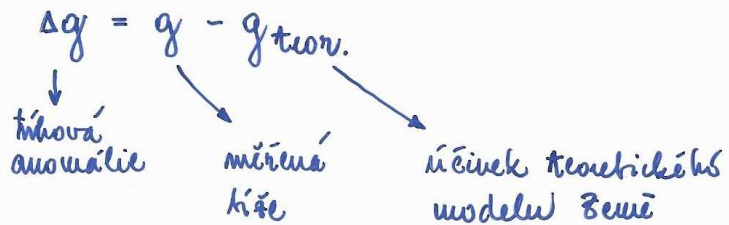
$$\text{číslně pro zúžení s výškou: } a_g \cdot \frac{2h}{R_z} = \frac{9,8 \cdot 10^6 \cdot 2}{6,378 \cdot 10^6} h = 3 \cdot h$$

[$\mu\text{m/s}^2/\text{m}$]

(hodnota 3,086 je pro elipsoidální Zemi)

Definice úplné Bouguerovy anomálie

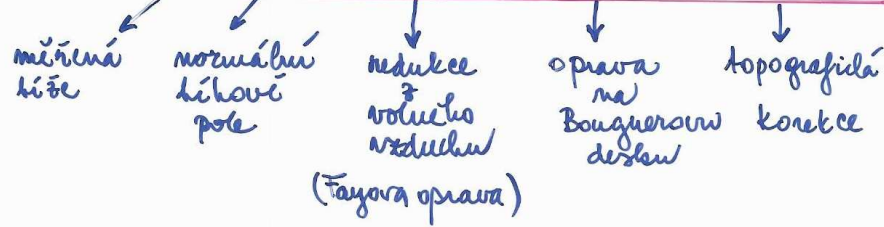
Definice úplné Bouguerovy anomálie



Bullardův člen ↓

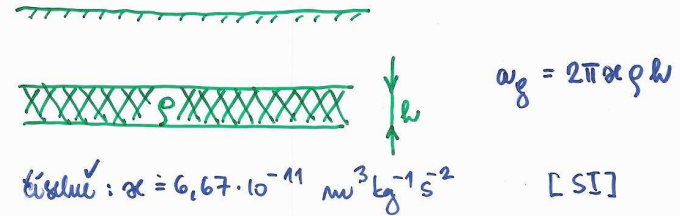
Definice používaná v ČR:

$$\Delta g = g - g_w + 3,086h - 0,419\rho h + \Delta g_t - B$$



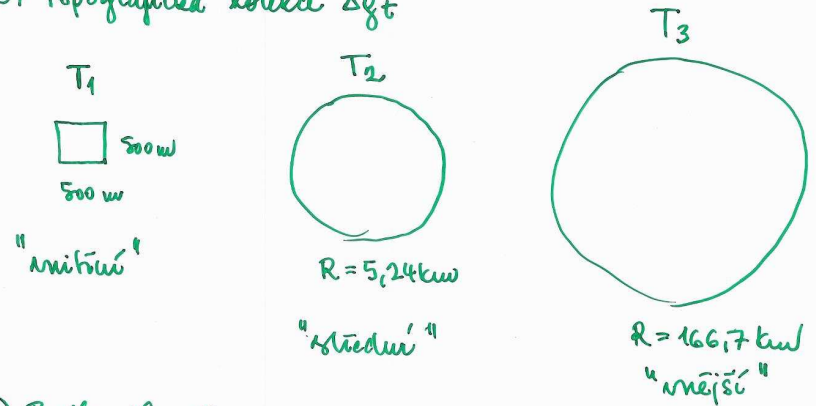
jednotky: $\Delta g, g, g_w \dots [\mu\text{m/s}^2]$
 $h [\text{m}]$
 $\rho [\text{g/cm}^3]$

b) oprava na Bouguerovu desku



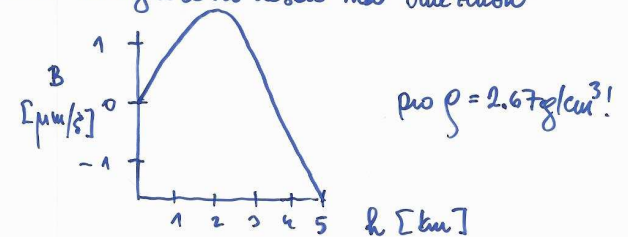
$a_g [\mu\text{m/s}^2] = 0,419 \rho [\text{g/cm}^3] h [\text{m}]$

c) Topografická korekce Δg_t

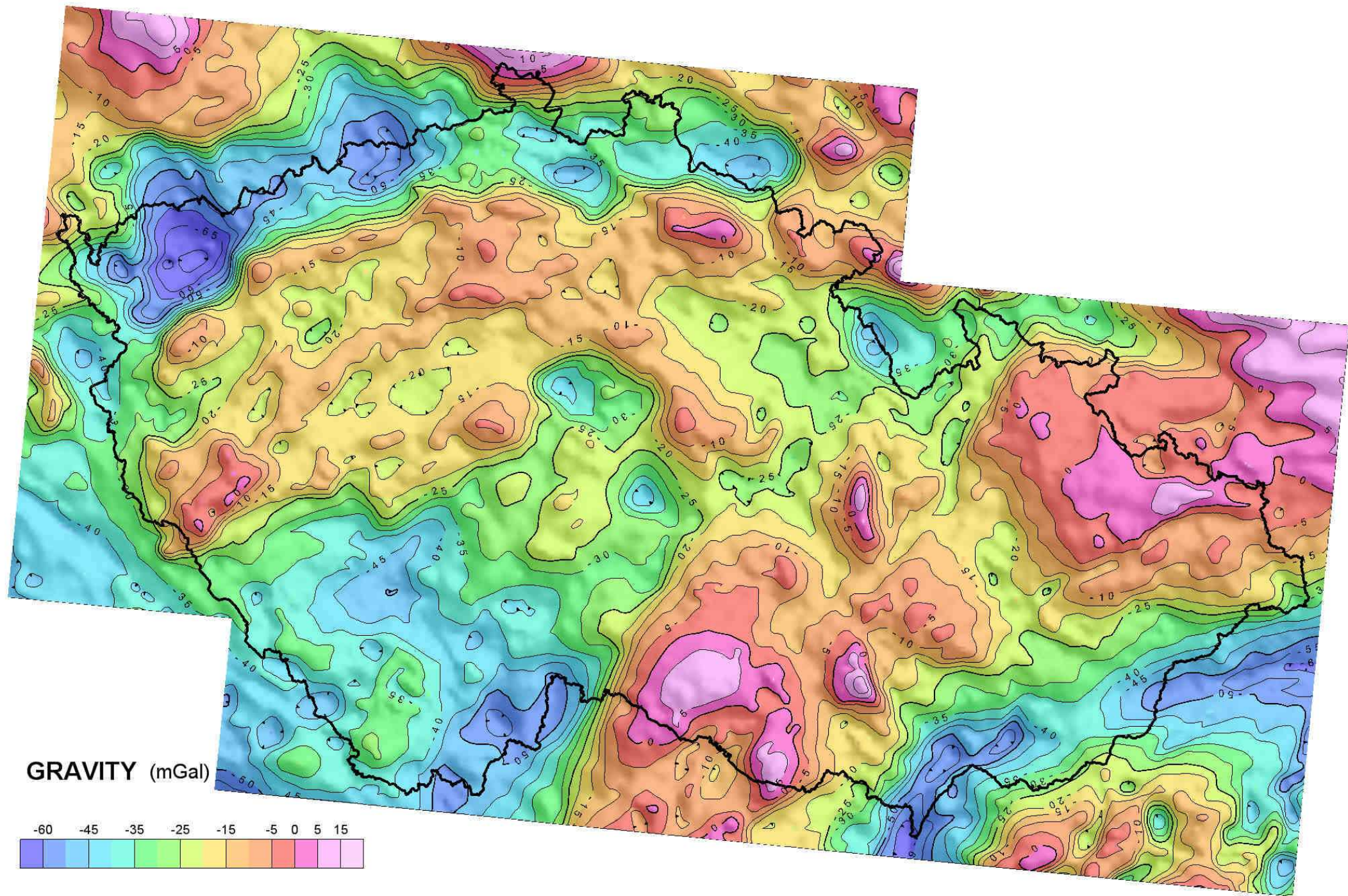


d) Bullardův člen

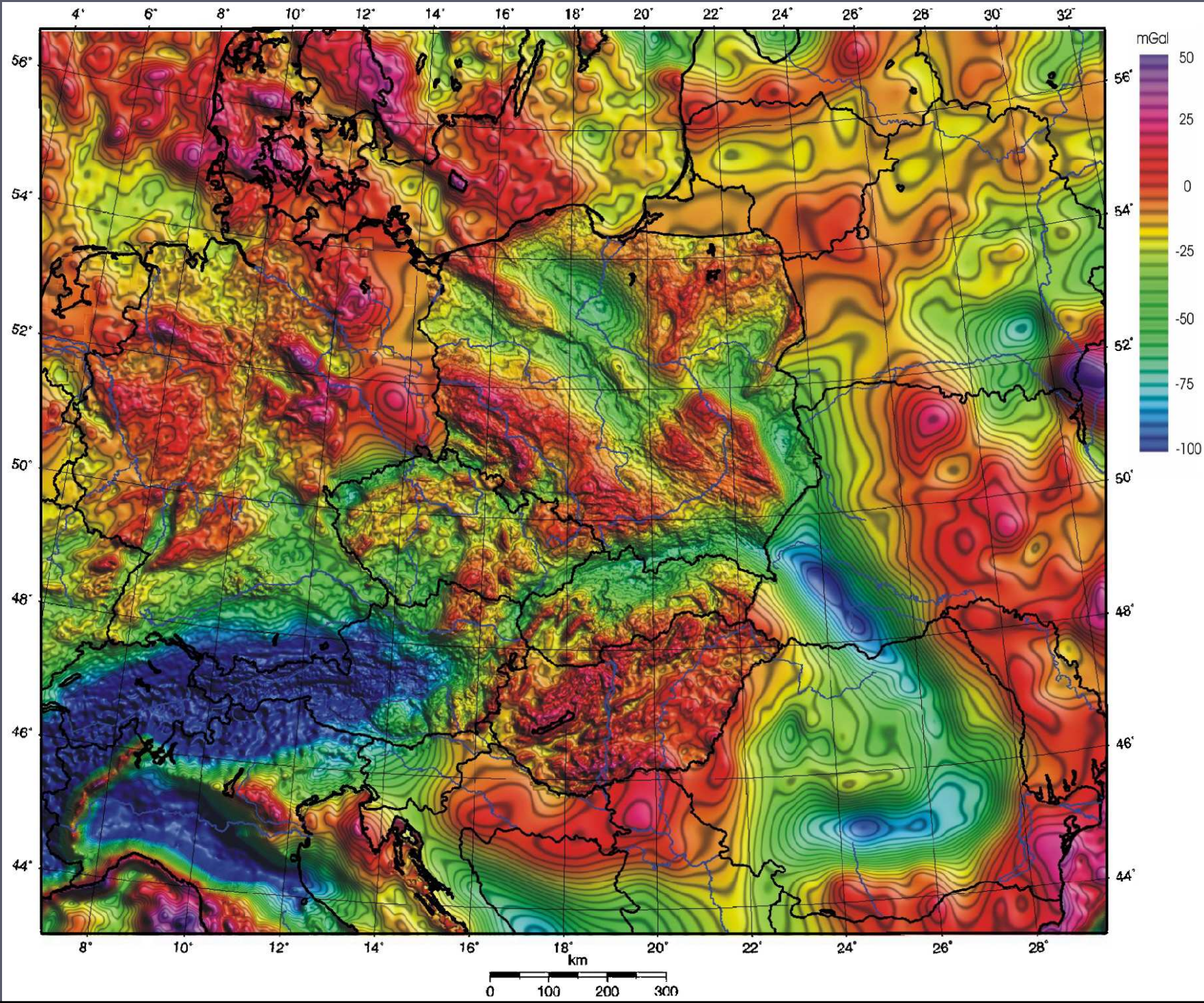
oprava nekonečnou Bouguerovu desku na omezenou kulovou výšce



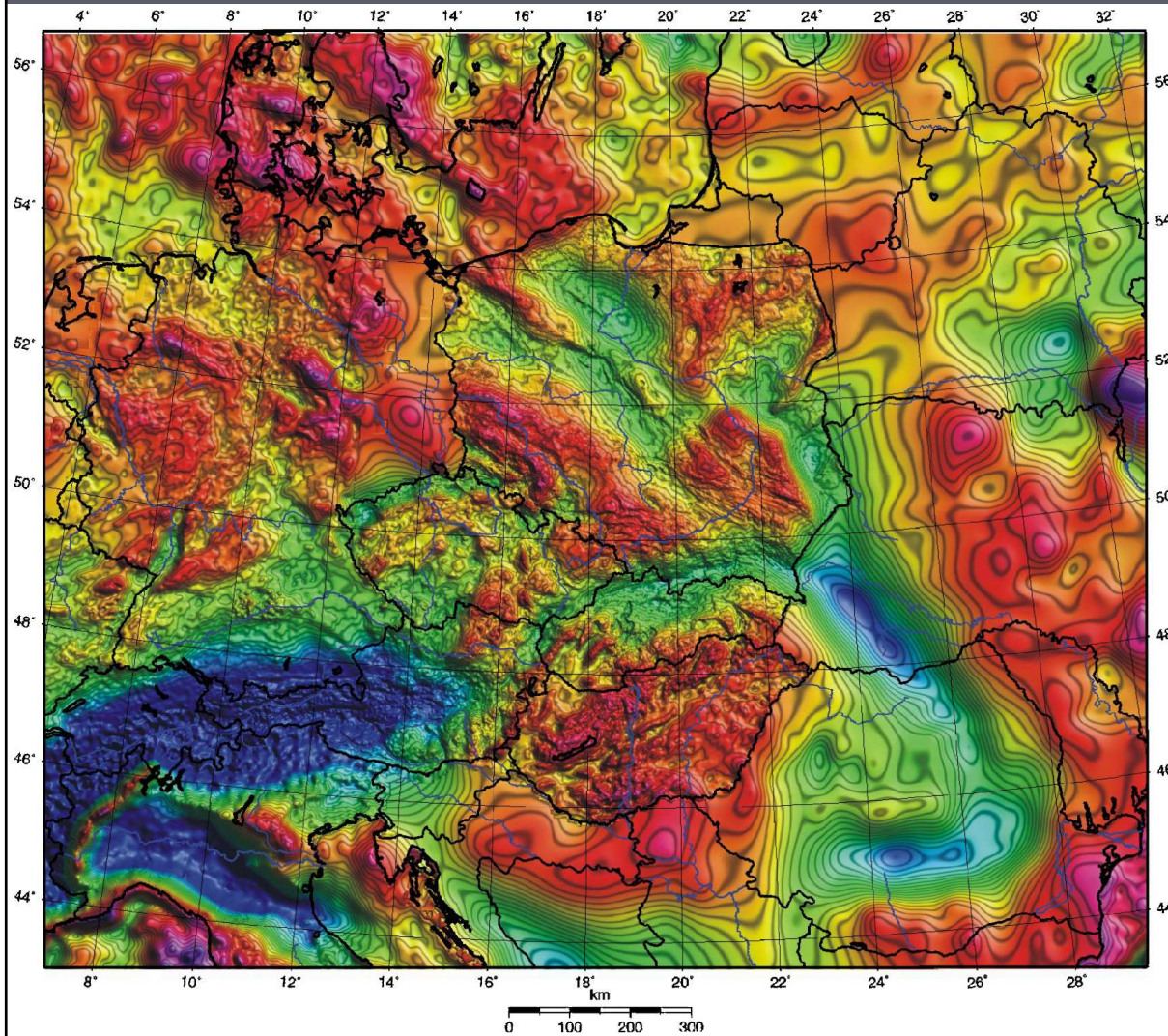
Tíhová mapa ČR = mapa Bouguerových anomálií



Tíhová mapa střední Evropy

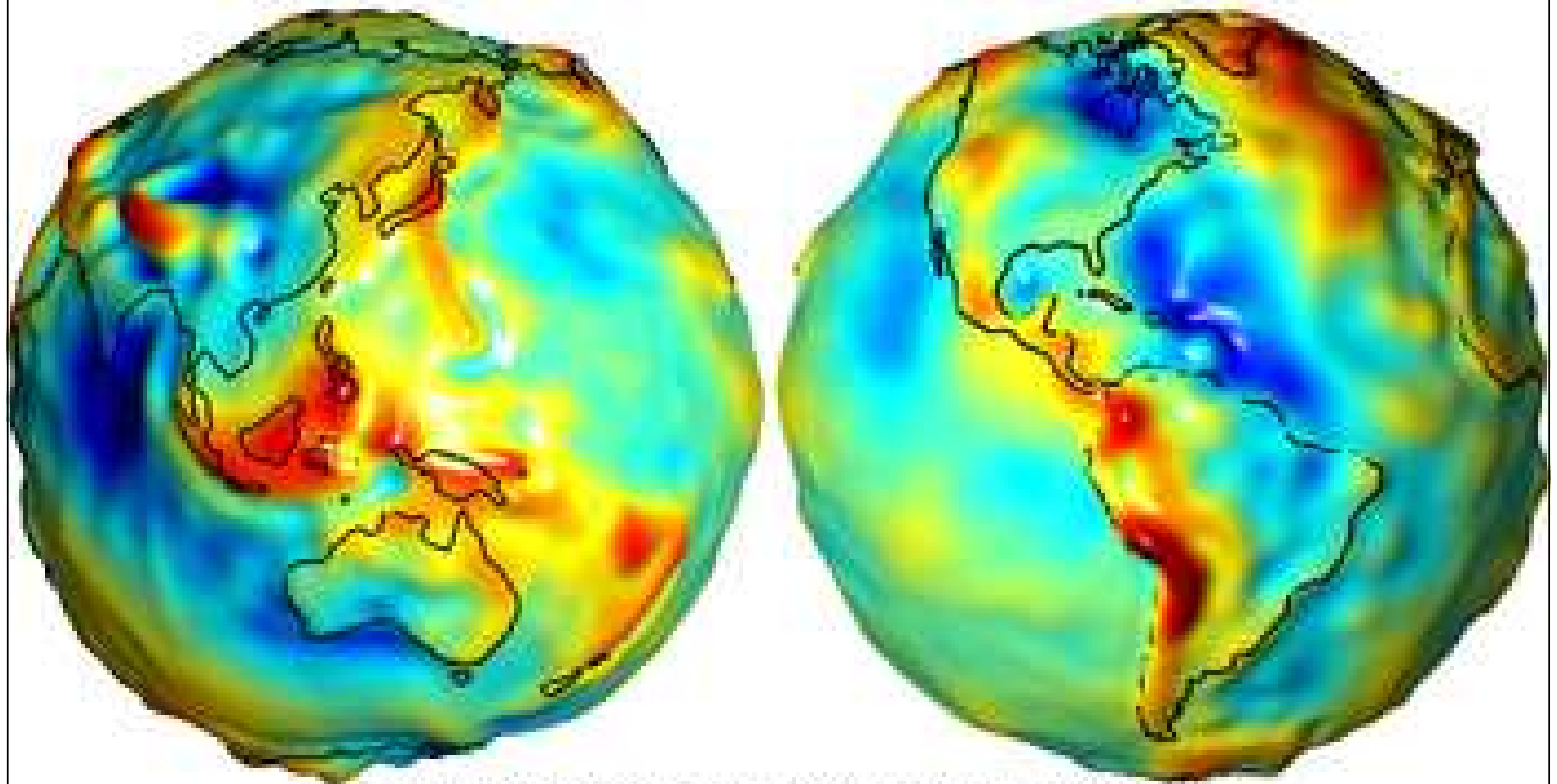


Tíhová mapa střední Evropy



- | | | |
|----------------------|-------------------------------|----------------------|
| Jurassic | Inner Carpathian/Alpine units | Outer Carpathians |
| Triassic | Syn- and post-orogenic basins | Pieniny Klippen Belt |
| Palaeozoic and older | Neogene volcanics | main thrusts |

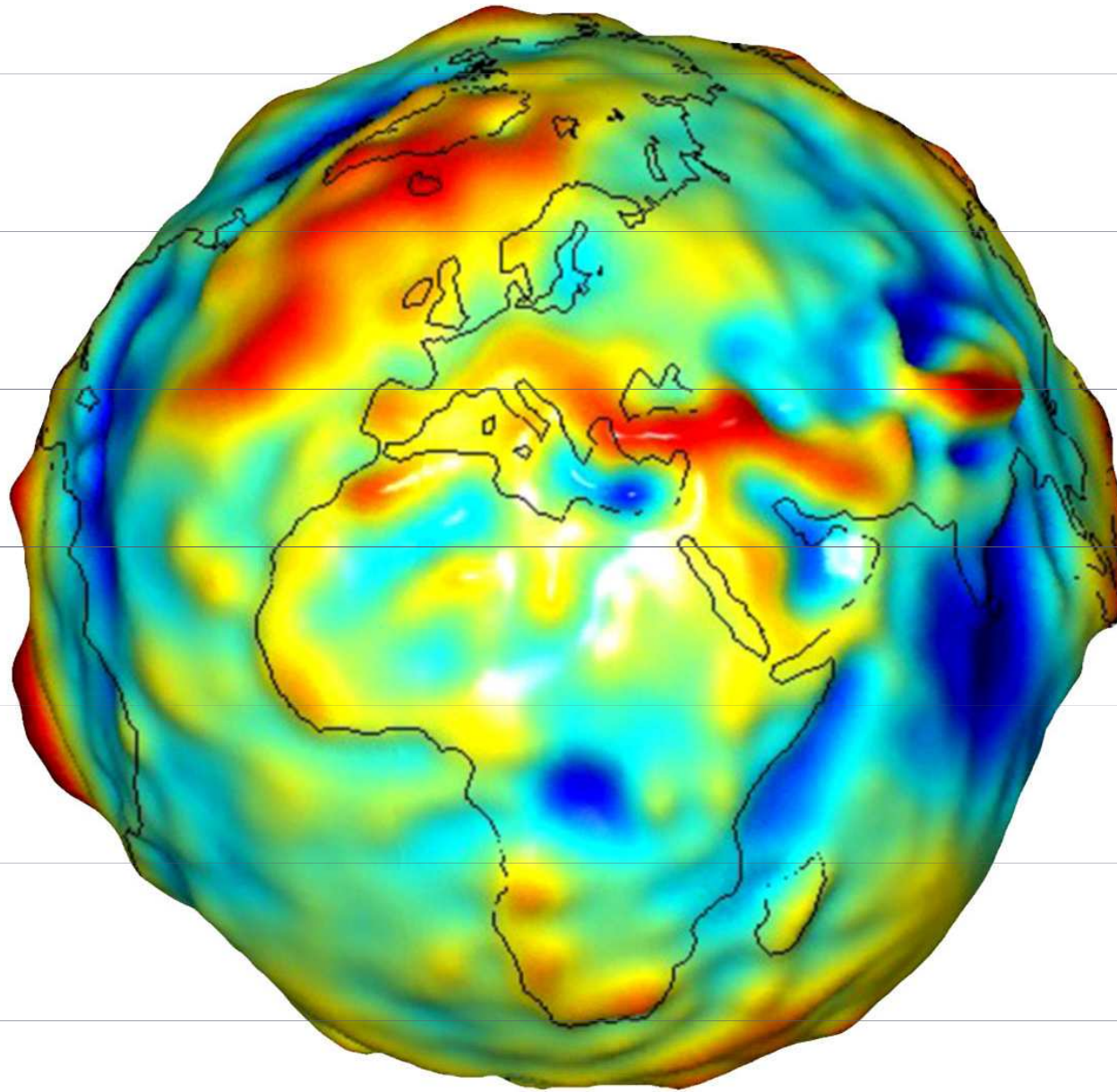
Tíhová mapa světa



Earth's Gravity Field Anomalies (milligals)



Tíhová mapa světa



Tíhové anomálie nad kontinenty a oceány

A) Bouguerovy tíhové anomálie jsou blízke nule pro nedeformovanou pobřežní kontinentální kůru (30-35 km)

B) Bouguerovy tíhové anomálie nad kontinenty jsou obecně záporné (-100 až -200 mGal), zejména nad horskými pásmy, což je dáno velkou mocností zemské kůry (cca 50km)

C) Bouguerovy tíhové anomálie nad oceánskými oblastmi jsou výrazně kladné. Je to způsobeno jednak několikakilometrovou mocností mořské vody (cca 5 km) a velmi tenkou oceánskou kůrou (cca 6 km). Těžké plášťové hmoty se tak přibližují na cca 11 km pod hladinou moře

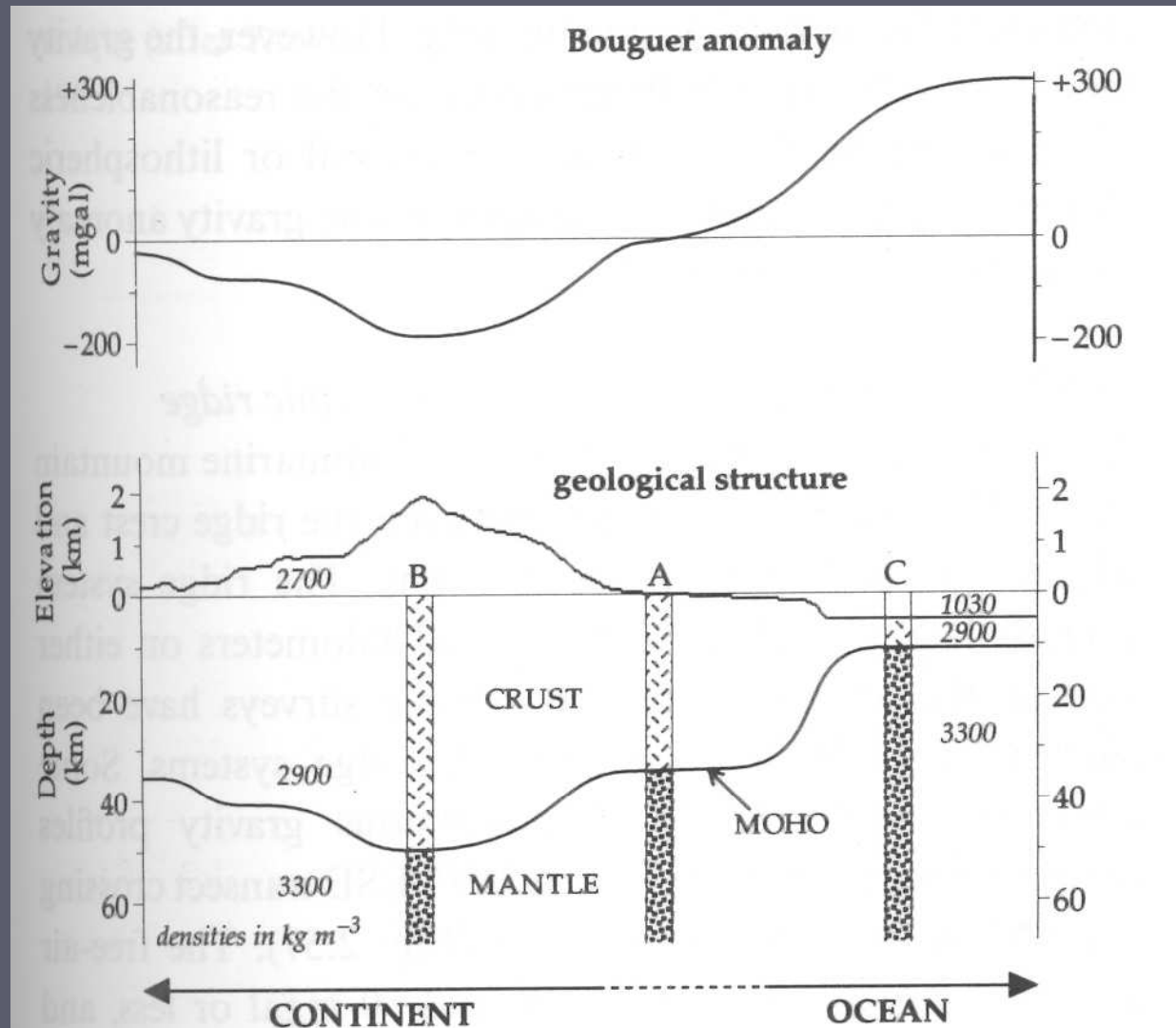
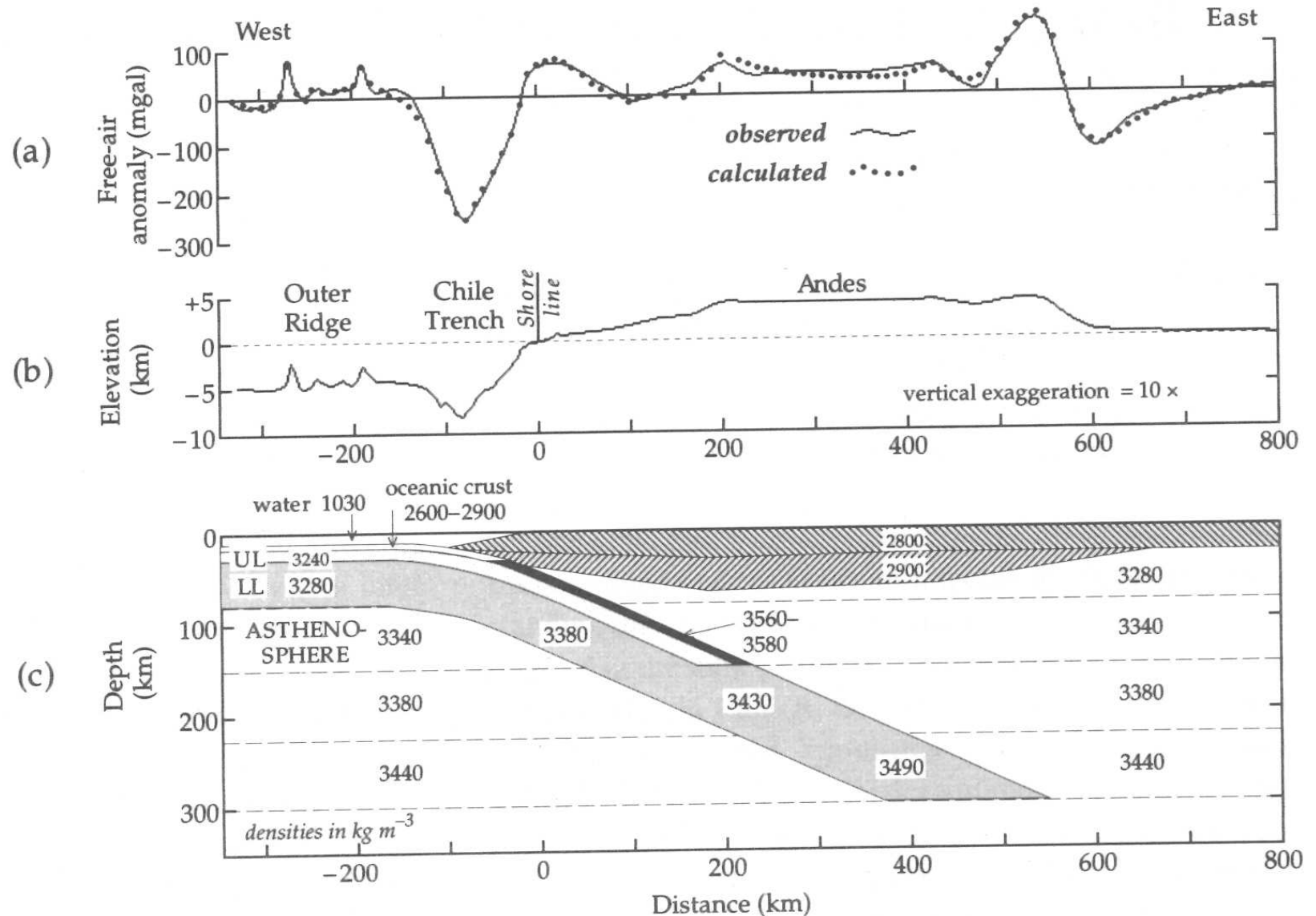


Fig. 2.54 Hypothetical Bouguer anomalies over continental and oceanic areas. The regional Bouguer anomaly varies roughly inversely with crustal thickness and topographic elevation (after Robinson and Çoruh, 1988).

Tíhový profil přes subdukční zónu

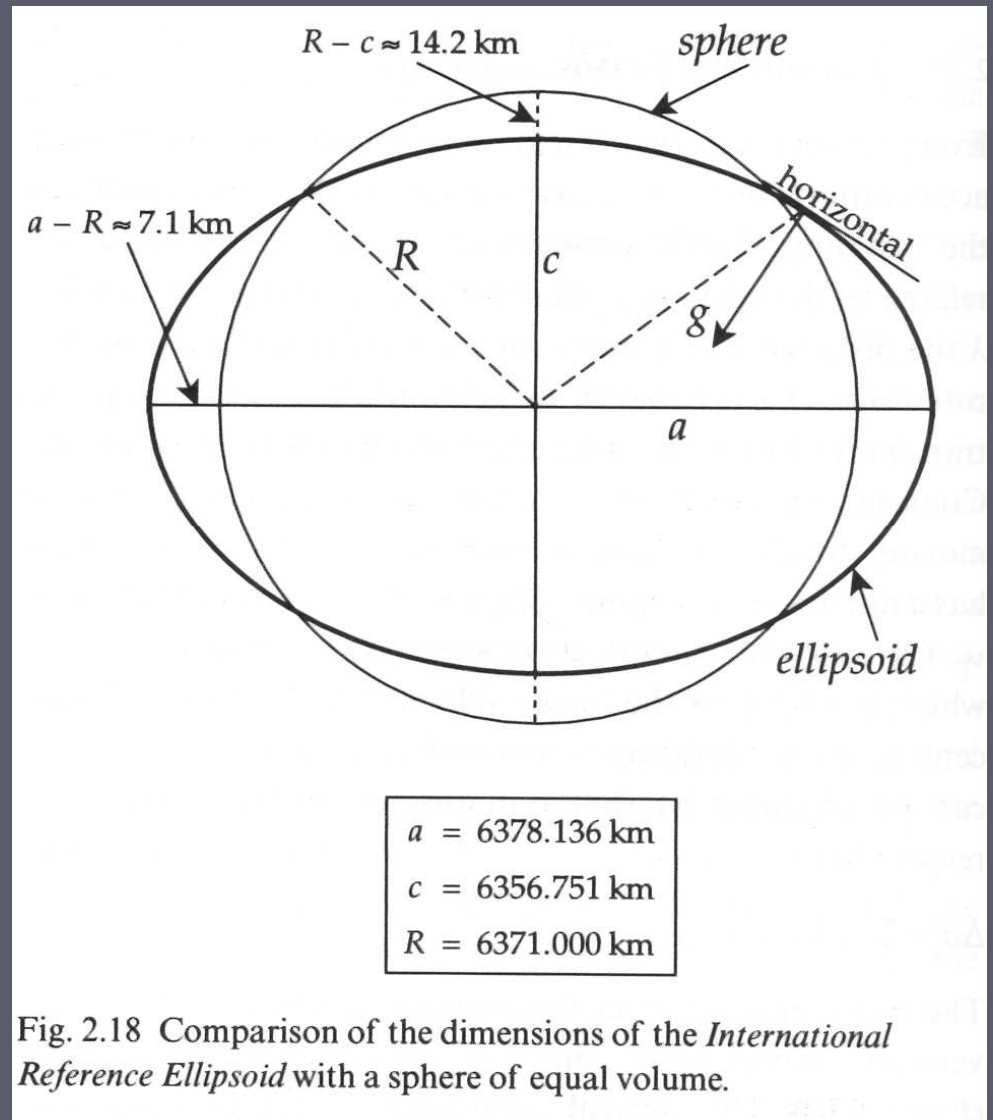
Fig. 2.59 Observed and computed free-air gravity anomalies across a subduction zone. The density model for the computed anomaly is based on seismic, thermal and petrological data. The profile crosses the Chile trench and Andes mountains at 23°S (after Grow and Bowin, 1975).



Záporná anomálie nad chilským příkopem je interpretována zvýšenou mocností sedimentárních hornin nad oceánickou kůrou. Sousední kladná anomálie je vyvolána těžkými horninami subdukující desky Nazca. Rychlost pohybu desky Nazca směrem k východu je 3,7 cm/rok. Kořeny And dosahují hloubky 65 km.

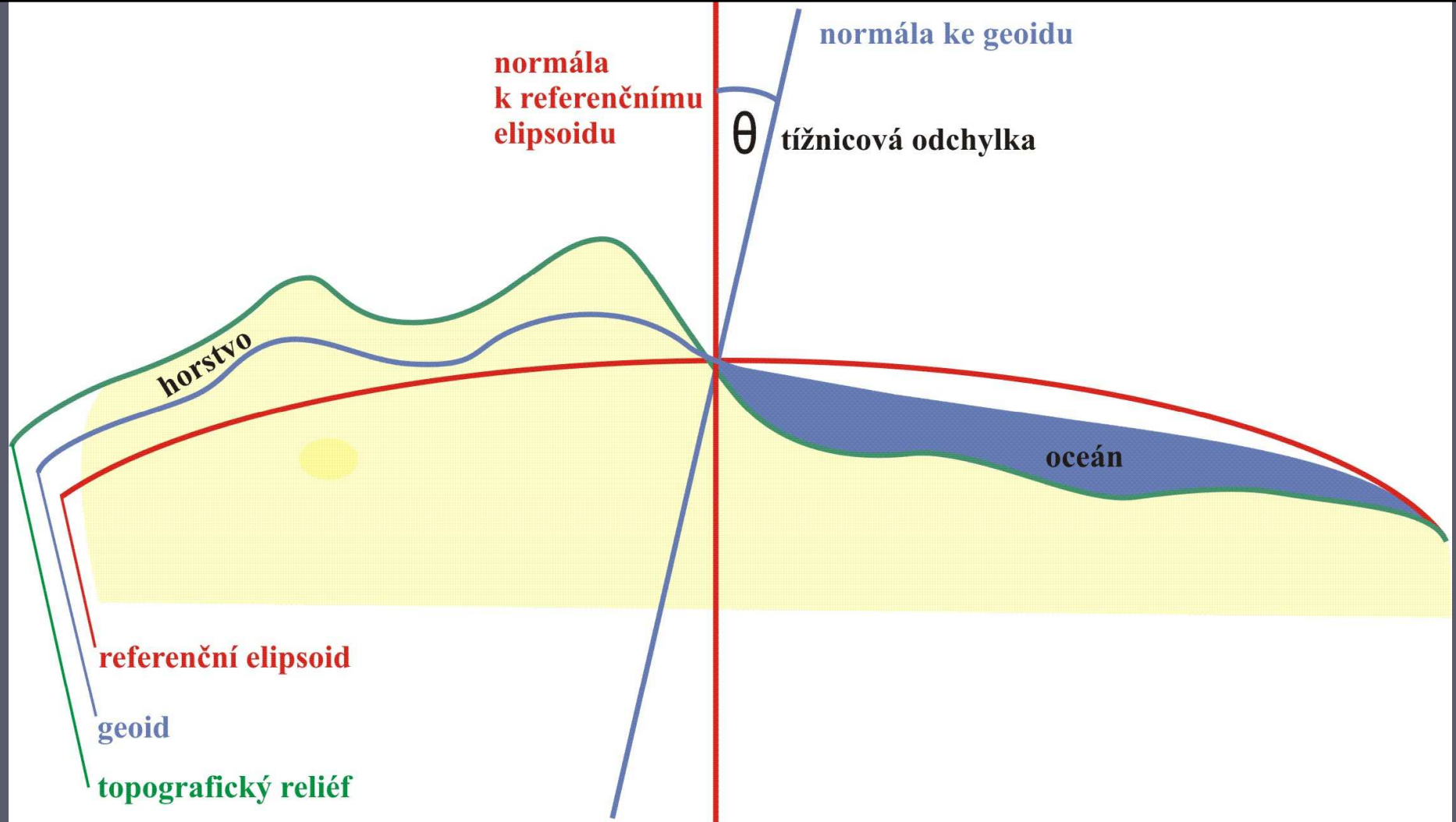
Tvar Země

- ▶ Tvar Země a tíhové pole spolu velmi úzce souvisí. Tvar Země je ekvipotenciální plocha tíhového potenciálu, která splývá se střední hladinou světových oceánů a moří.
- ▶ Nejlepší matematická aproximace je zploštělý rotační elipsoid. Přesným určením rozměrů Země se zabývá geodézie
- ▶ Mezinárodní referenční elipsoid WGS84 má:
 - ▶ rovníkový poloměr $a=6378,137$ km
 - ▶ polární poloměr $c= 6356,751$ km
 - ▶ zploštění $f = (a-c)/a = 1/298.257$



Tvar Země

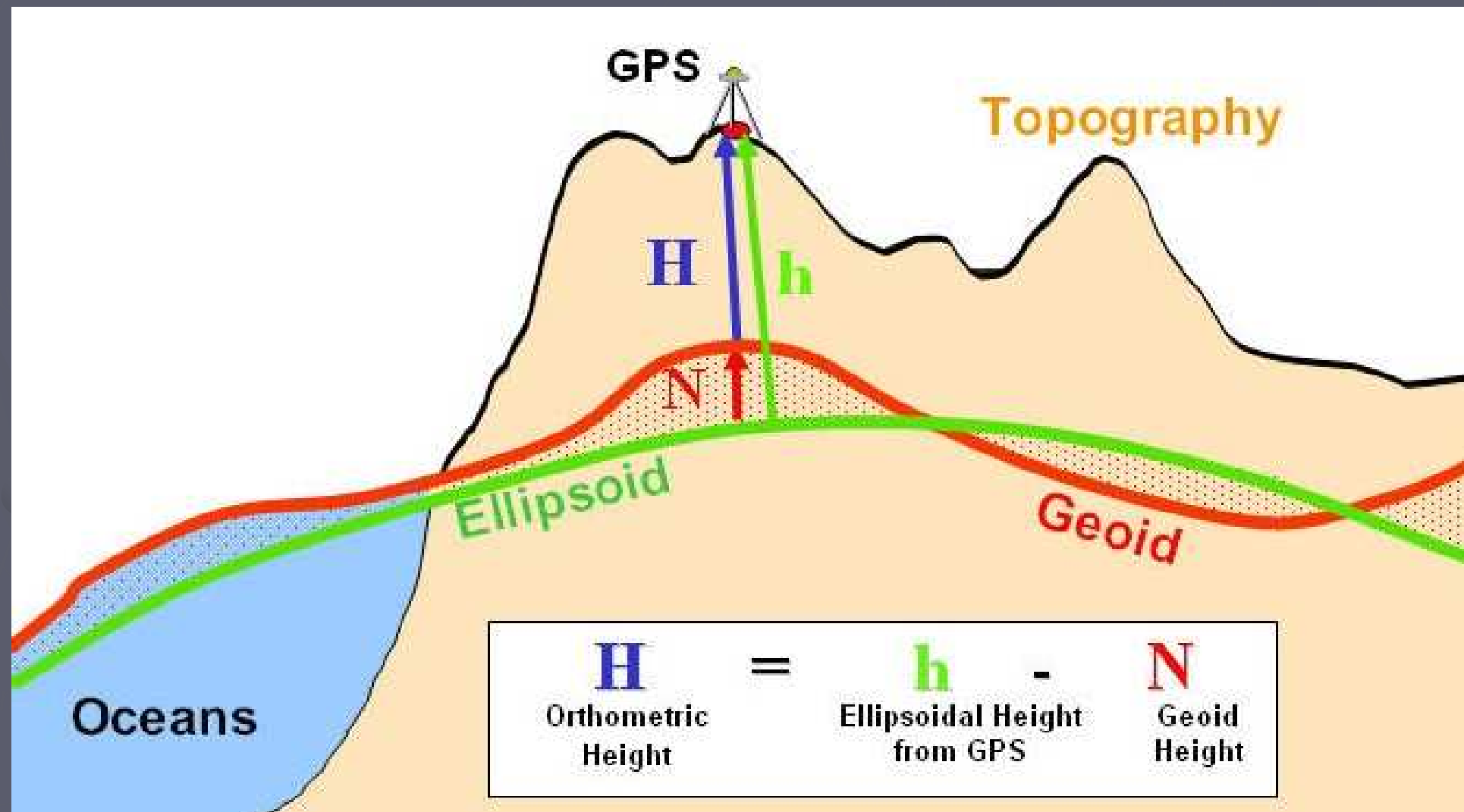
- ▶ Přestože Mezinárodní referenční elipsoid poměrně velmi přesně vystihuje ekvipotenciální plochu tíhového potenciálu zůstává pouhým matematickým přiblížením
- ▶ Fyzická ekvipotenciální plocha tíhového potenciálu , která splývá se střední klidnou hladinou oceánů (myšleně pokračovaná do prostoru kontinentů) se nazývá **geoid**
- ▶ **Geoid se od** referenční elipsoidu liší poměrně málo (cca +/-100 m), tyto odchylky se nazývají **geoidální anomálie** (geoid undulations)



Geoid je definován jako hladinová plocha zemského tíhového potenciálu, která splývá s volnou hladinou oceánů. Na území České republiky je výška geoidu vzhledem k referenčnímu elipsoidu WGS 84 přibližně 45 m. Globálně se výšky geoidu vůči referenčnímu elipsoidu WGS 84 pohybují v intervalu -107 až 85 m. Úhel θ který svírá normála ke geoidu s normálou k referenčnímu elipsoidu se nazývá tížnicová odchylka. Velikost tížnicové odchylky může činit i několik desítek úhlových vteřin.

Geoid - určování výšek nad hladinou moře

Geoid je plocha mimořádného významu pro geodézii, neboť **definuje nulovou hladinu pro určování výšek** nad hladinou moře (tkz. ortometrické výšky)



Tíhový potenciál a geoid

Vztah mezi tíhovým zrychlením a tíhovým potenciálem je následující:

$$g = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z$$

Tíhové zrychlení je tedy parciální derivací tíhového potenciálu podle souřadnice z .

Ekvipotenciální plochy jsou plochy na nichž je tíhový potenciál konstantní, zemská tíže je na ně kolmá.

Vztah mezi geoidální anomálií N a anomálií tíhového potenciálu V udává Burnsova formule:

$$N = \frac{V}{g}$$

kde g je tíhové zrychlení.

Vztah tíhové a geoidální anomálie

Pro dvojrozměrné anomálie lze odvodit jednoduchý vztah mezi tíhovou anomálií Δg a geoidální anomálií N

$$\Delta g = \frac{2\pi g_0 N}{\lambda}$$

Kde

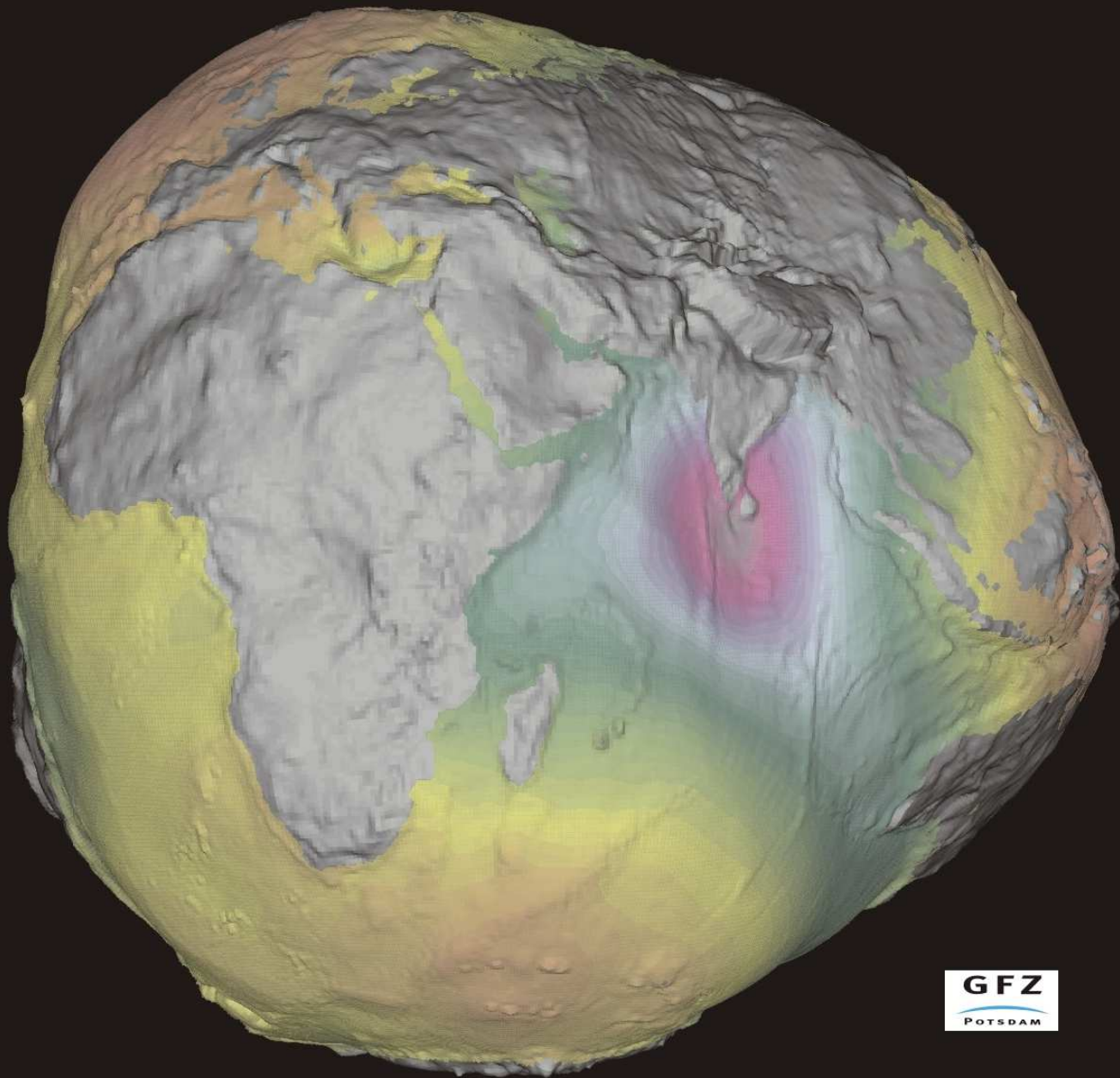
Δg [mGal] je tíhová anomálie

$g_0 = 980\,000$ mGal je průměrné tíhové zrychlení na zemském povrchu

λ [m] je vlnová délka geoidální anomálie

N [m] je amplituda geoidální anomálie

(Lokální tíhové anomálii o velikosti 10 mGal a vlnové délce 20 km odpovídá vyklenutí geoidu cca 32 mm. Předpokládá se, že takové „malé“ těleso není izostaticky kompenzované.)



Geoidální anomálie nekorelují s dnešními okraji litosférických desek a tektonikou což naznačuje, že jsou projevem spodno - plášťových struktur.

Geoidální anomálie – (podle Svetlany Panasyuk)

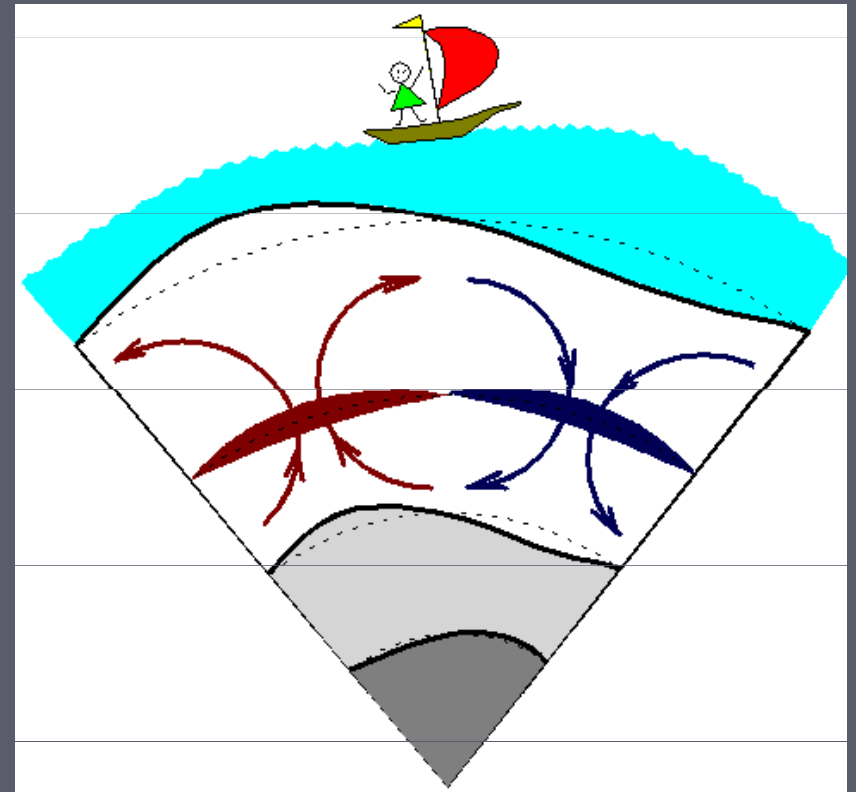
Topografie geoidu je projevem laterálních změn hustoty uvnitř Země. Tyto hustotní kontrasty jsou příčinou konvekčních proudů v plášti. Lehké horniny stoupají vzhůru a těžší se zanořují. Proces probíhá velmi-velmi pomalu.

Tmavě šedou barvou je znázorněno **vnitřní jádro** – „horká, pevná, kovová koule“

Světlešedou barvou je znázorněno **vnější jádro**, které již není tak stačené a tudíž je tekuté. Vykazuje vysokorychlostní konvekci – až 20 km/rok.

Bílou barvou je zobrazen **plášť**, tvořený převážně silikáty hořčíku a železa. V plášti dochází k velmi pomalému creepu způsobenému gravitačně nestabilními bloky. Hnědou barvou jsou označeny stoupající teplé bloky o nižší hustotě, kdežto modrá barva označuje chladné, zanořující se bloky o vyšší objemové hustotě.

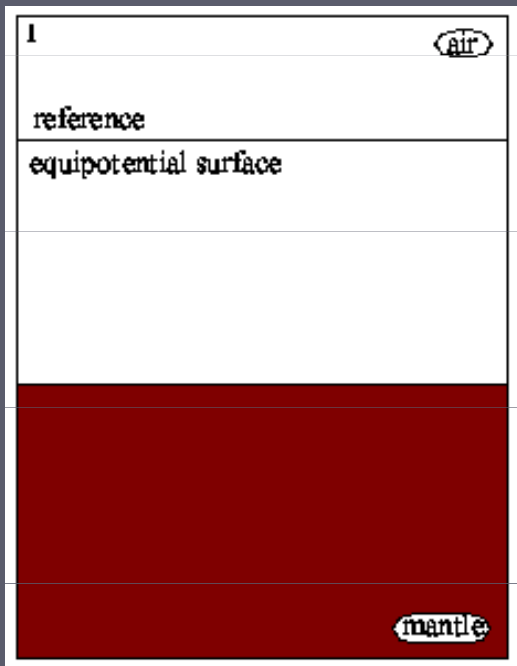
Jelikož plášť je extrémně viskózní, jeho proudění je příčinou topografie na všech vyšších rozhraních (rozhraní kůra plášť, zemský povrch). Jde o depresi nad zanořujícími se bloky a elevaci nad stoupajícími, lehkými bloky.



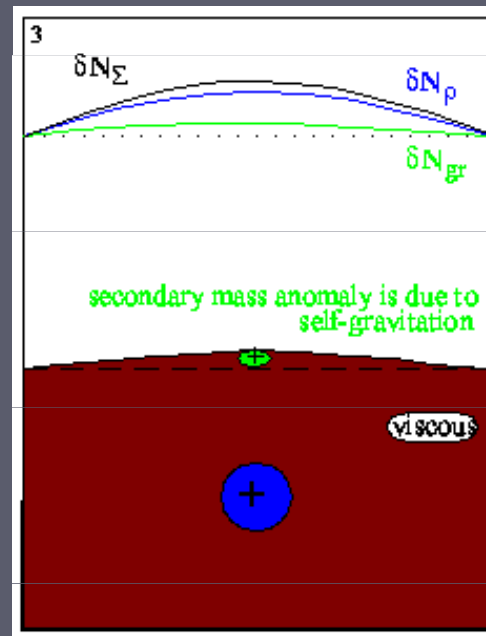
Created by Svetlana Panasyuk

<http://cfauvcs5.harvard.edu/lana/mantle/geoid.htm>

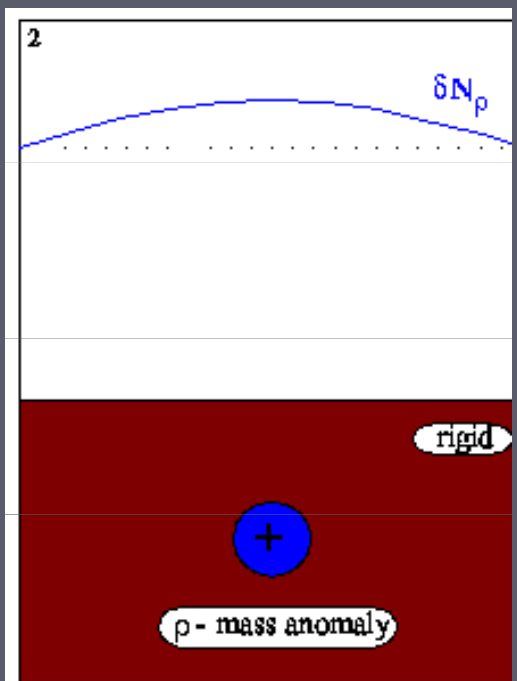
Geoidální anomálie – (podle Svetlany Panasyuk)



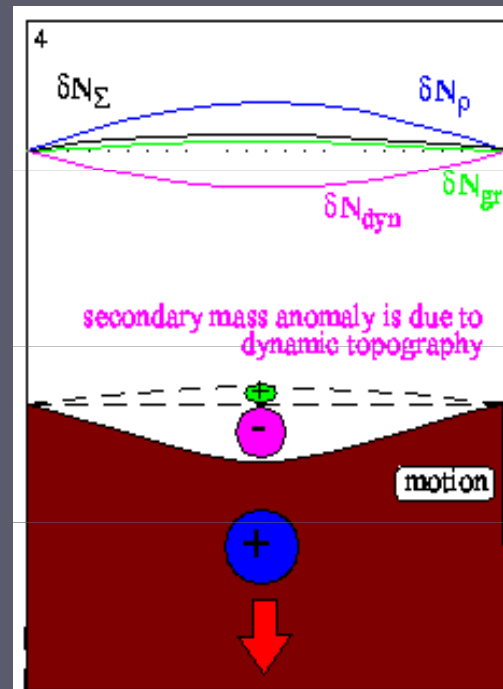
Pokud v plášti není žádná hustotní nehomogenita je geoidální anomálie nulová (černá rovná čára)



Podržíme nyní těžkou hmotu na svém místě, ale učiňme plášť viskózní, tak aby mohl reagovat na změnu tíhového pole. Vrchní hranice pláště se přimkne k ekvipotenciální ploše (tkz. auto gravitace), vytvoří topografii a pozmění původní geoidální anomálii.



Nyní vložíme do rigidního pláště těžkou hmotu (modrý kruh). Dojde k vyklenutí geoidu směrem vzhůru, k vyvolání kladné geoidální anomálie (modrá křivka)



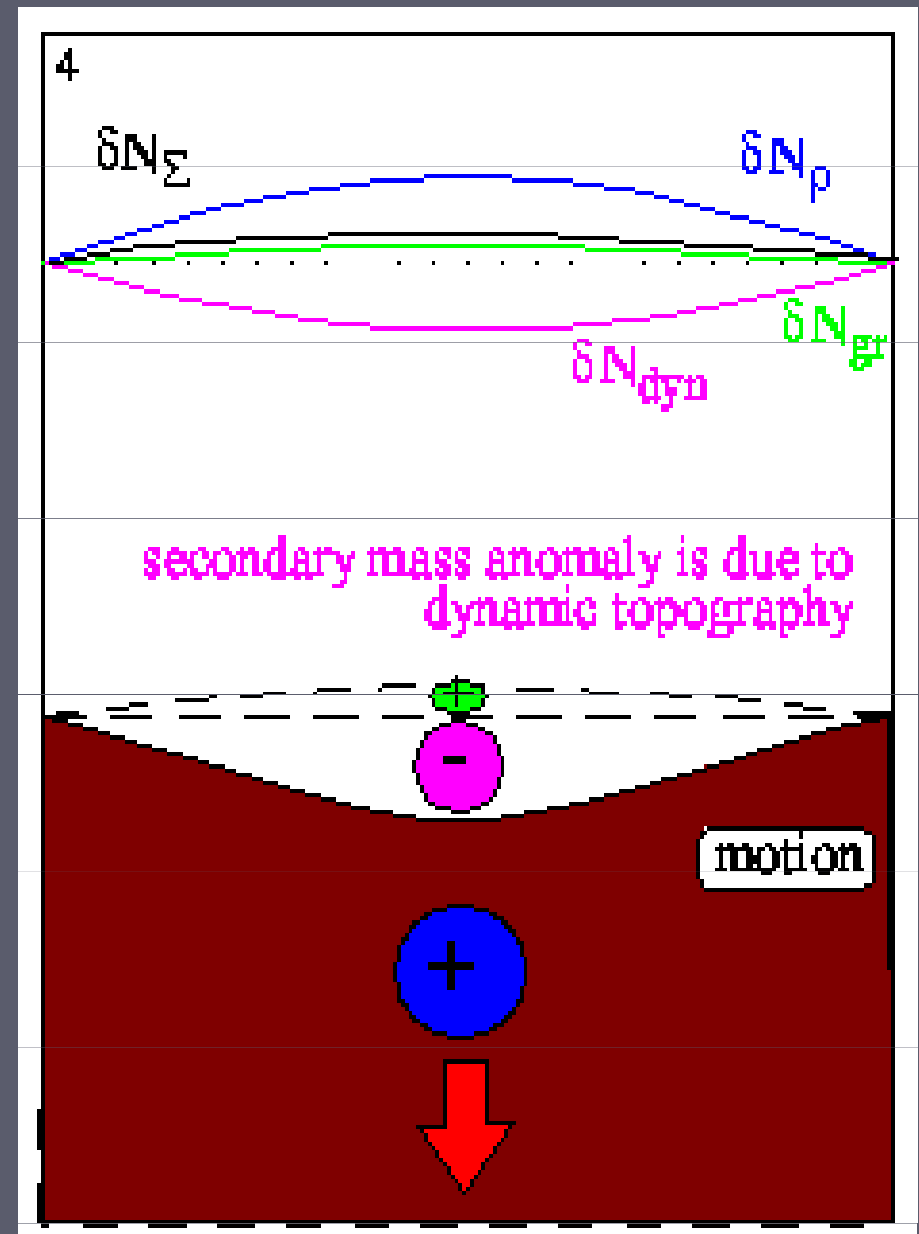
Nyní nechejme těžkou anomální hmotu v plášti klesat. Viskózní napětí vyvolané tímto pohybem prohne hranici pláště směrem dolů a vyvolá negativní anomálii geoidu (fialová barva)

Geoidální anomálie – (podle Svetlany Panasyuk)

To co pozorujeme na povrchu Země je výsledná geoidální anomálie (černá čára), která je výslednicí primární hustotní anomálie (modrá čára), dynamické topografie (fialová čára) a auto-gravitace (zelená čára).

Primární zdroj geoidálních anomálií lze odvodit např. z seismické tomografie, zatímco dva další příspěvky závisí na reologii prostředí a tudíž jsou podstatně mnohoznačnější.

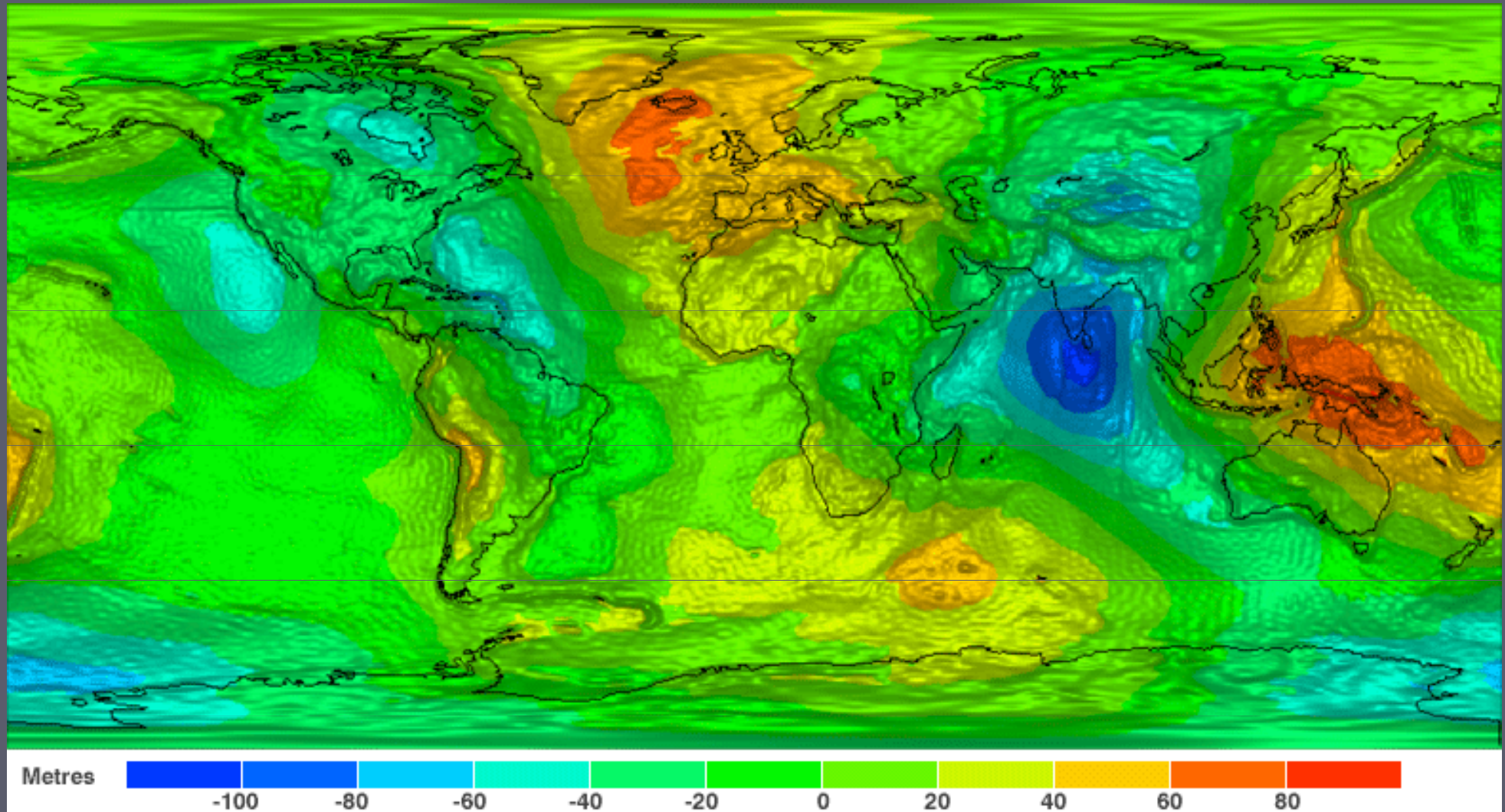
Je důležité si uvědomit, že vliv primární kladné hustotní nehomogenity může být vykompenzován efektem dynamické topografie, která vytváří zápornou sekundární anomálii.



Created by Svetlana Panasyuk

<http://cfauvcs5.harvard.edu/lana/mantle/geoid.htm>

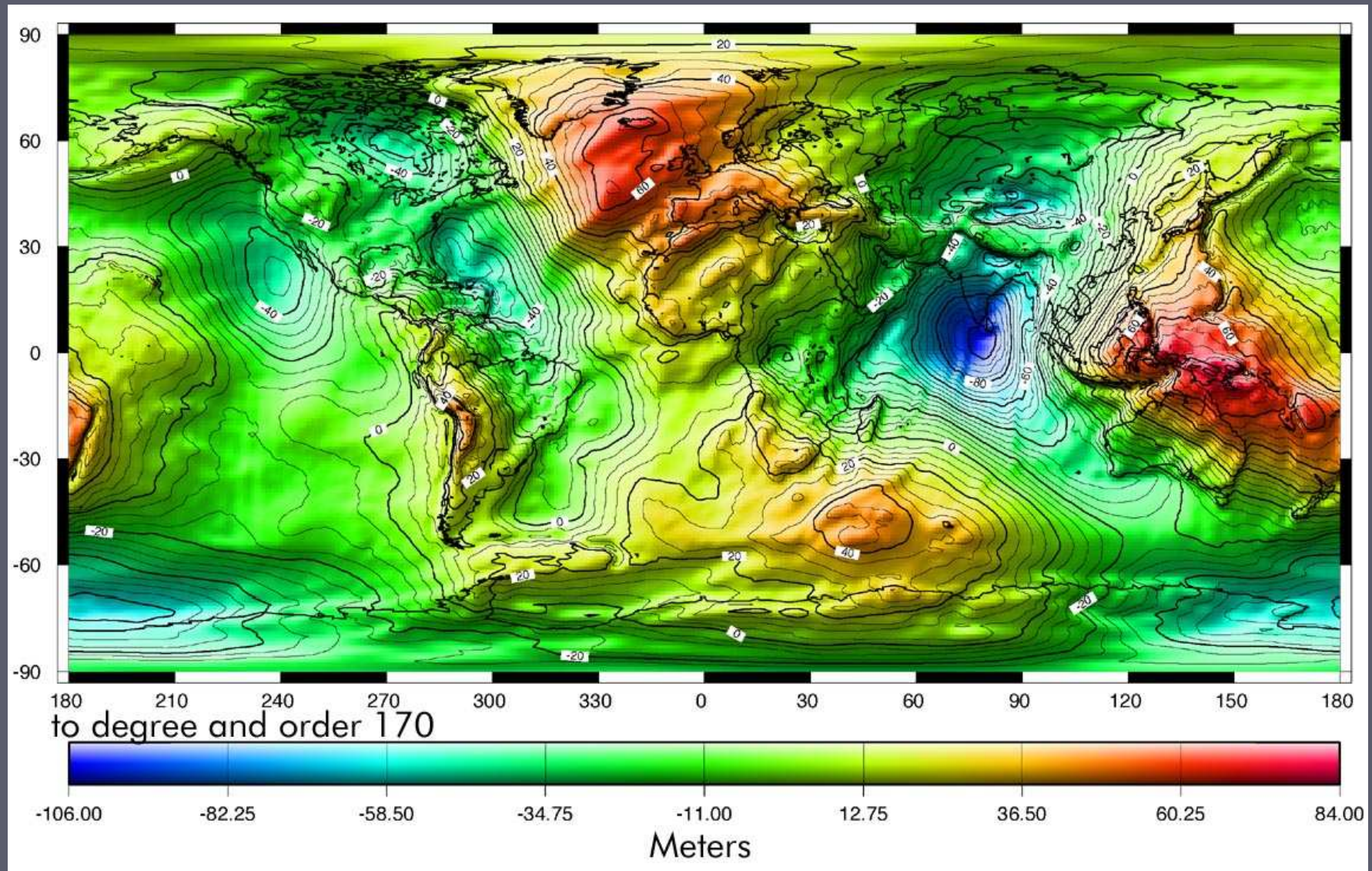
Geoid



Největší záporná geoidální anomálie (-105 m vzhledem k WGS84) se nachází v Indickém oceánu. Největší kladná geoidální anomálie (+73 m vzhledem k WGS84) se nachází v jihozápadním Pacifiku severně od Austrálie.

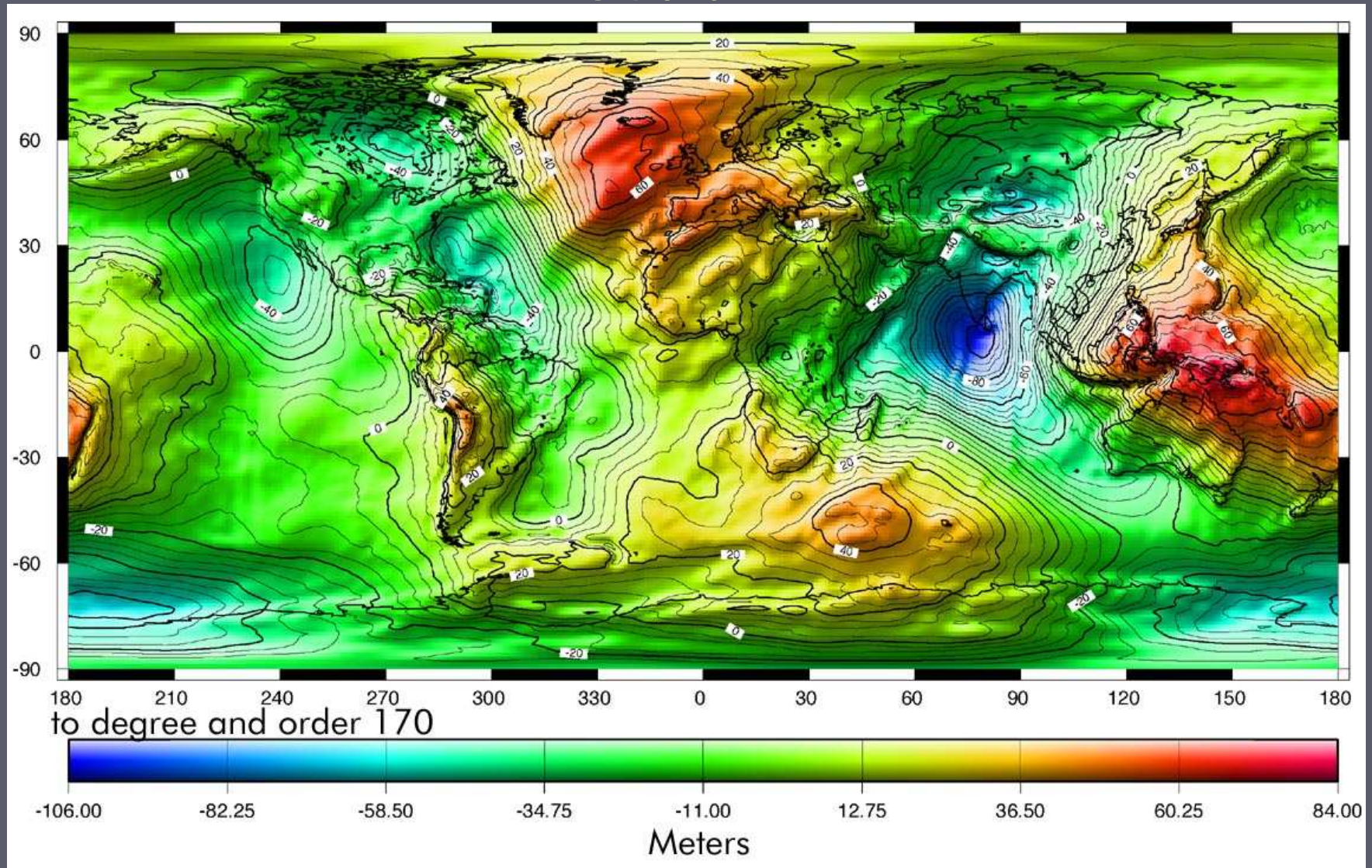
Za zdroje těchto anomálií jsou považovány hustotní heterogenity zasahující až do spodního pláště. Posice nejvýraznějších anomálií v blízkosti rovníku není náhodná.

Geoid



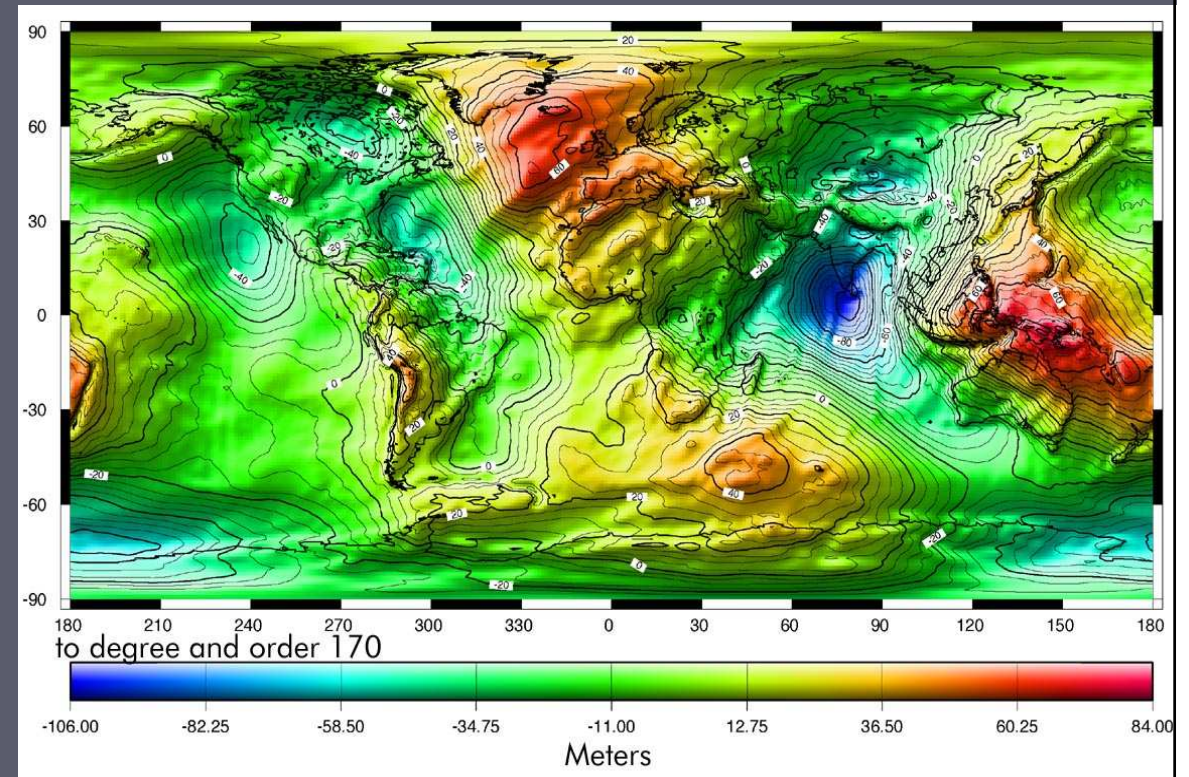
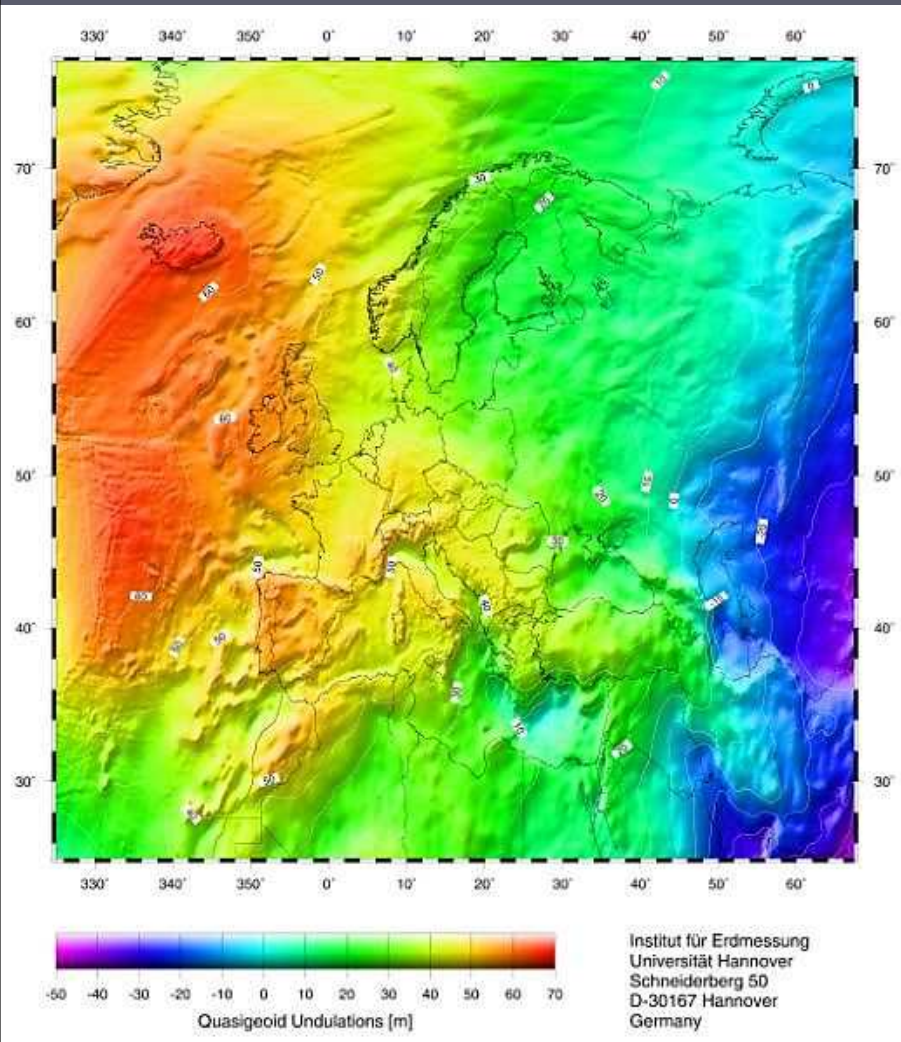
Geoidální anomálie závisí nepřímo úměrně na vzdálenosti od hustotní anomálie a jsou projevem teplotních a hustotních změn v zemském nitru, od rozhraní jádro-plášť až po zemskou kůru.

Geoid



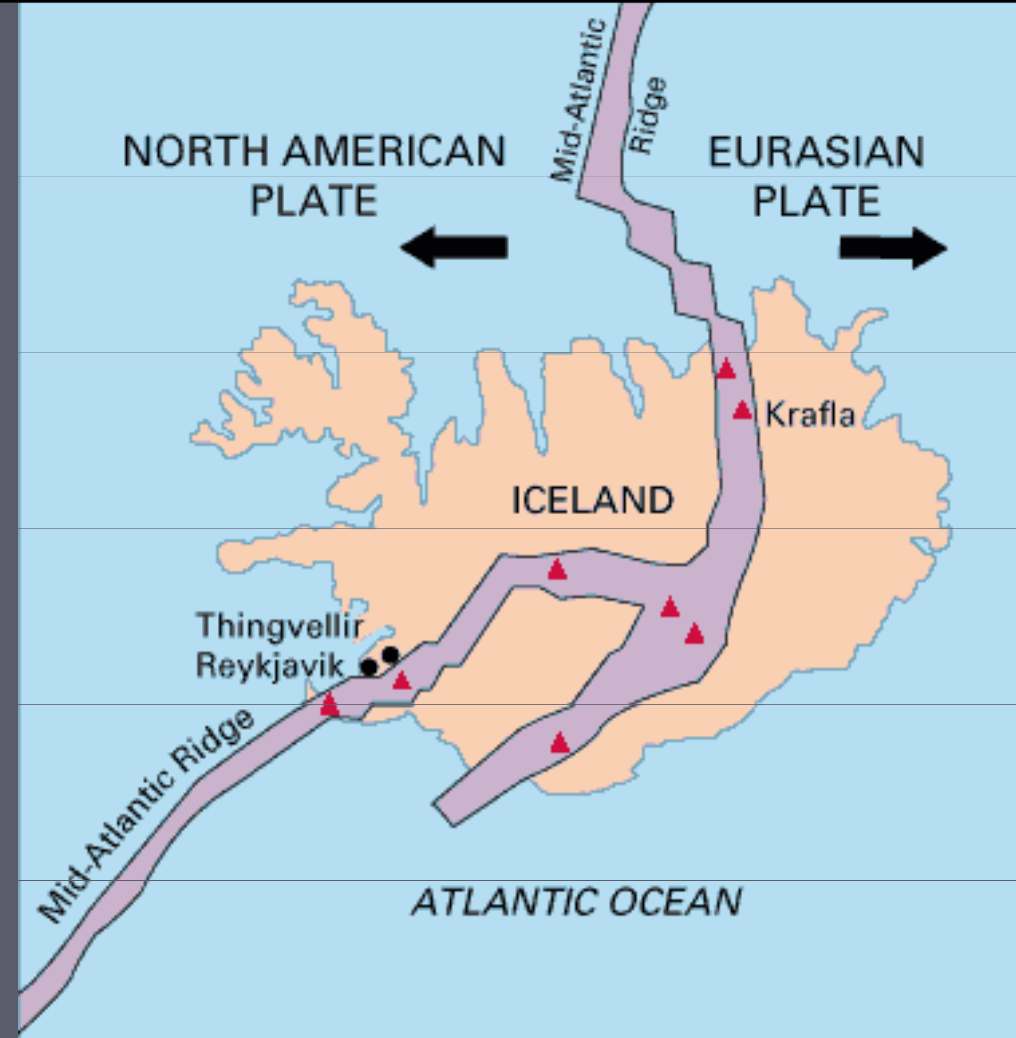
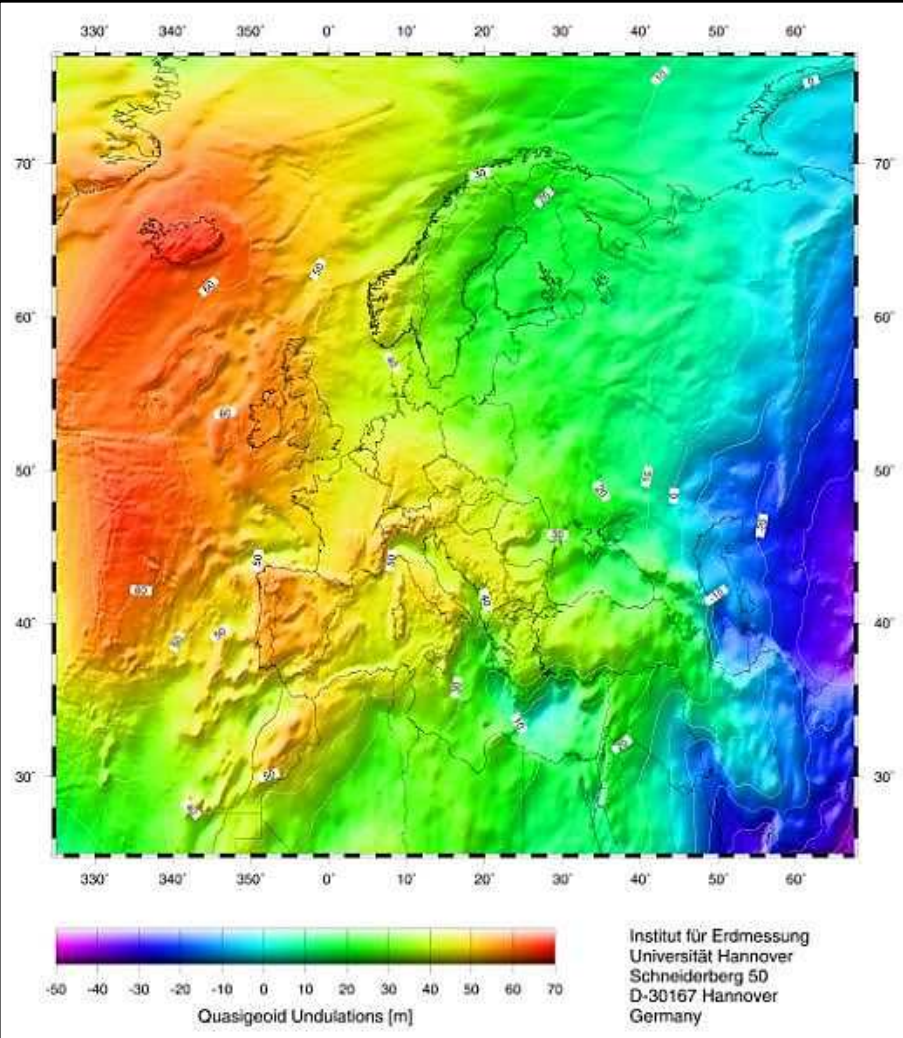
Geoidální maxima se vyskytují nad subdukčními zónami (Java, Tonga, Japonsko, Jižní Amerika, Aleuty) a implikují přebytek hmoty v plášti. Kladný příspěvek vykazuje hustá subdukující deska. Záporný příspěvek dynamické topografie je omezen nárůstem viskozity pláště pod subdukční zónou, která brzdí zanořování subdukující desky.

Evropský geoid



Rekonstrukce mesozoické konfigurace kontinentů ukazují, že všechny velké štítové oblasti se nacházely v prostoru Atlantsko-afrického geoidálního maxima.

Dnešní štíty a platformy se většinou nacházejí v oblastech geoidálních minim kam se odsunuly po rozpadu Pangeay.



Kladná geoidální anomálie v prostoru Islandu (až 70 m) se vysvětluje efektem dynamické topografie, která způsobuje vyklenutí zemského povrchu

Průměrná rychlost rozšiřování podél středoatlantského hřbetu činí 2 cm za rok tj. 20 km za milion let. Odsouvání litosférických desek způsobuje pokles tlaku na natavený svrchní plášť, jehož následkem je výstup magmatu.

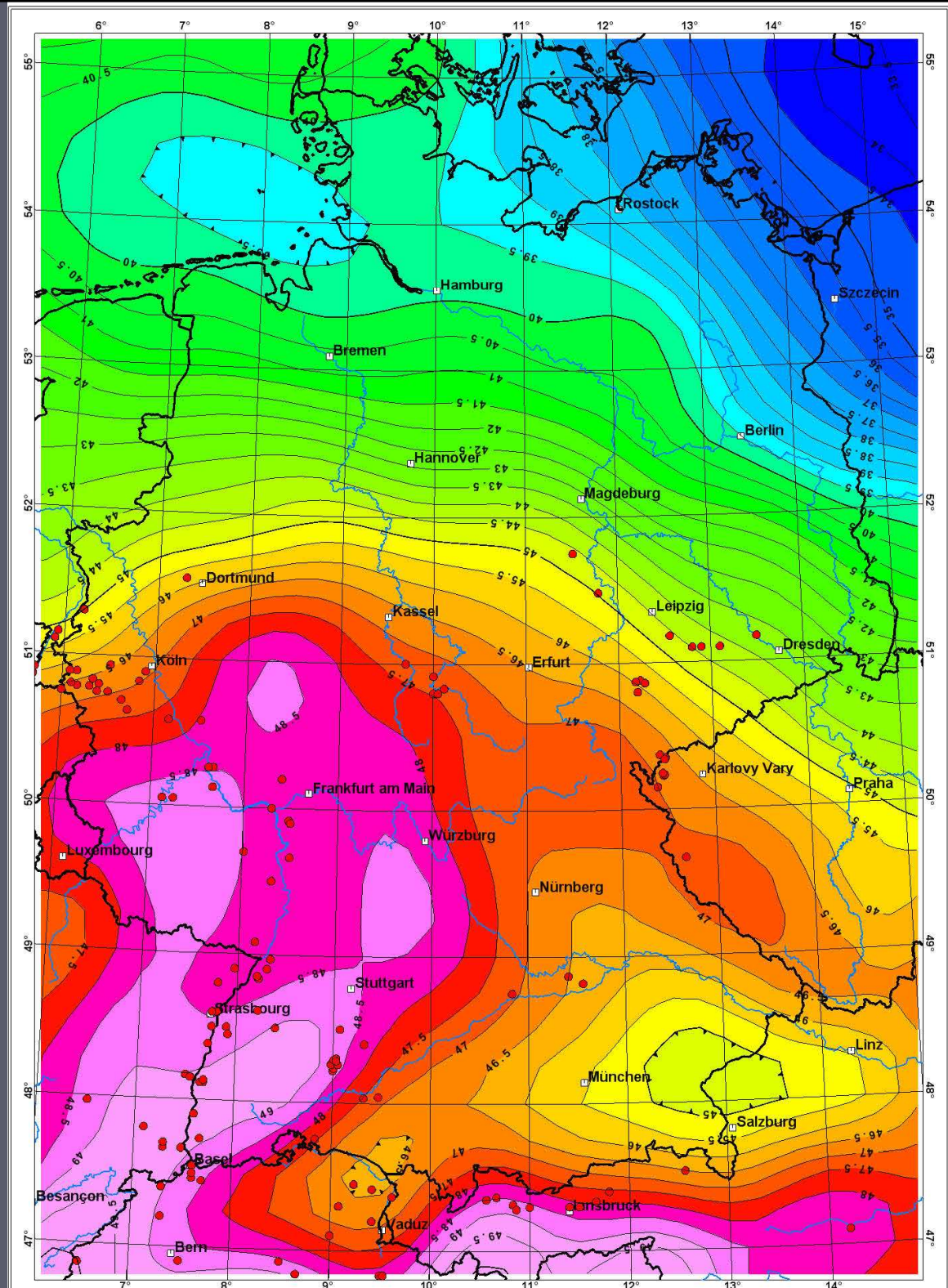
Seismická tomografie ukazuje snížení rychlostí seismických vln až do hloubek 450 km, které odpovídá zvýšení teploty pláště o cca 200 °C nad normální teplotu pláště

Středoevropský geoid

Krok izolinií geoidu je 0,5 metru

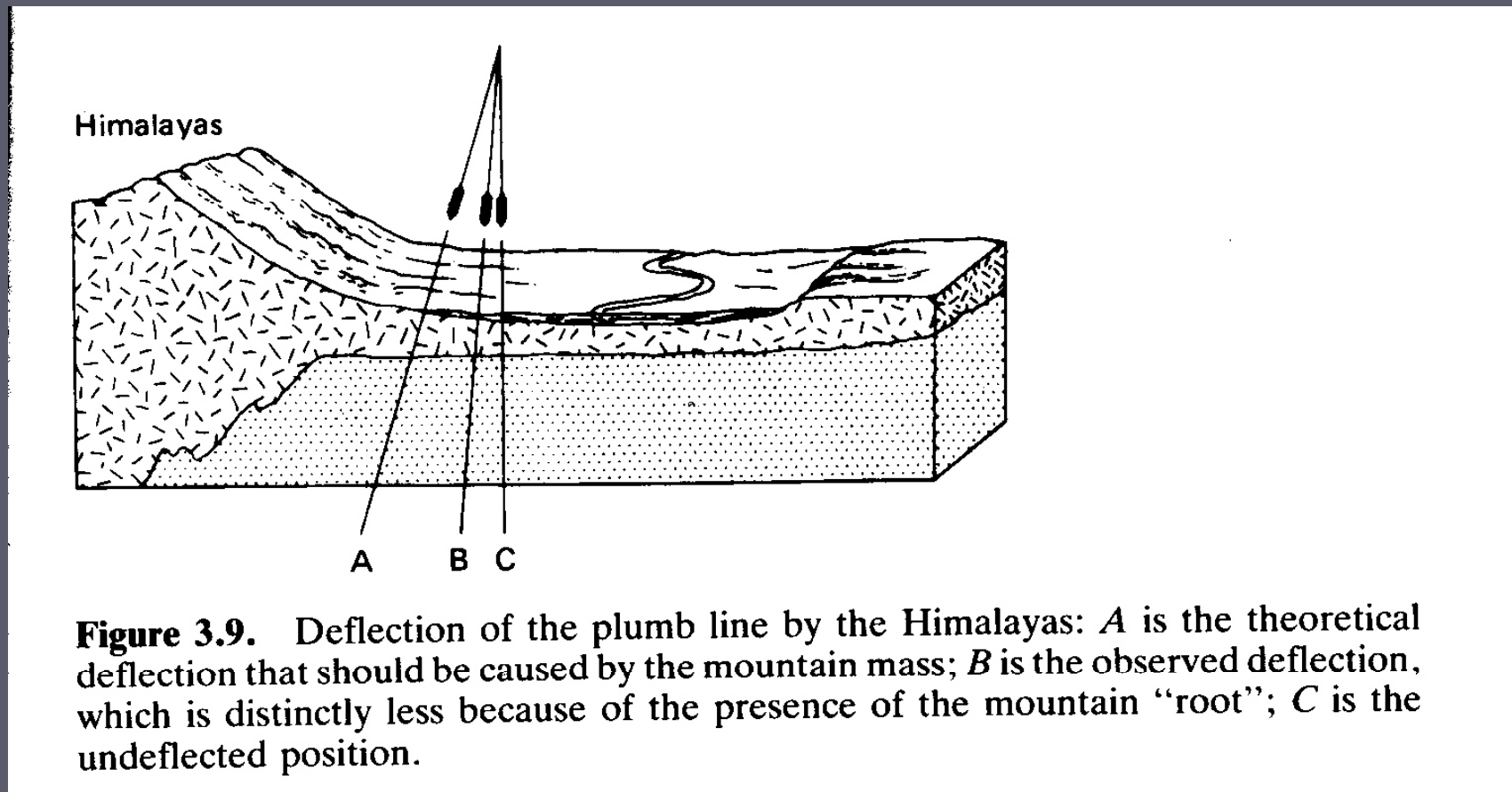
Kladná anomálie geoidu v širším prostoru rýnského prolomu je některými autory považována za projev plášťového plumu (chocholu), který je možným zdrojem mladého vulkanismu v oblasti Eifel (na spojnici Köln – Luxembourg)

Záporná anomálie geoidu v alpské předhlubni severně od Salzburgu může souviset se zanořováním Adriatické desky



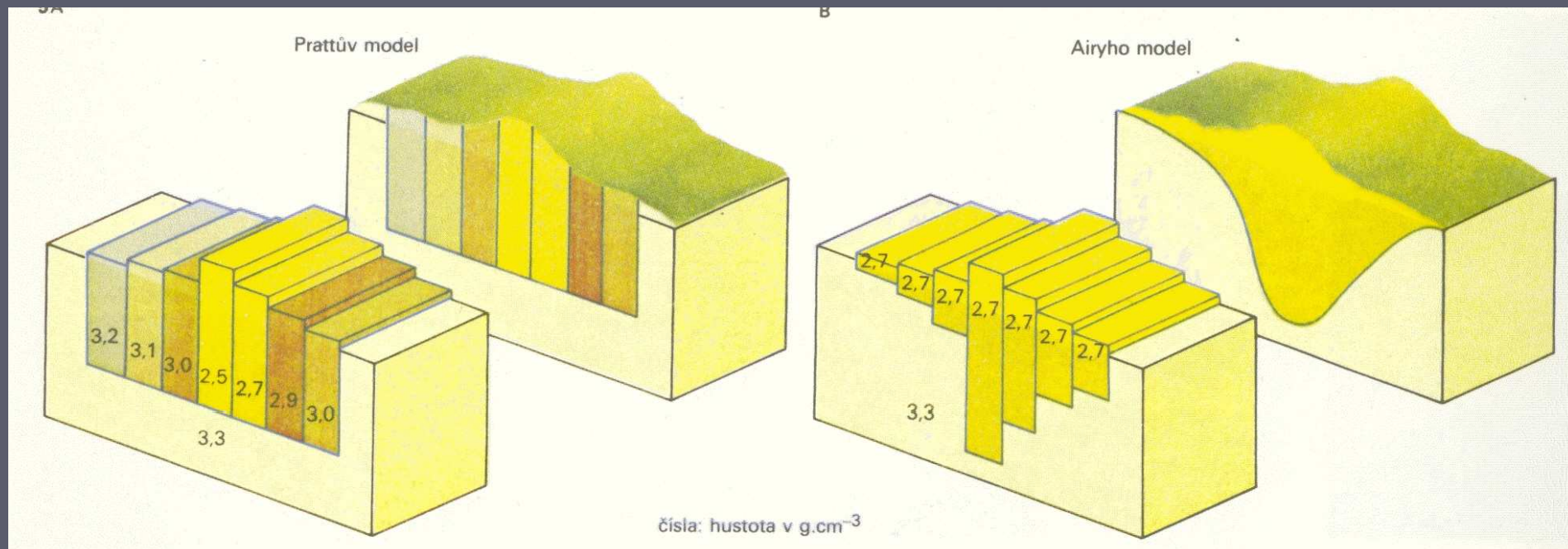
Koncept izostáze

- ▶ V 19. století se při geodetickém mapování Indie zjistilo, že tížnicové odchylky vyvolané hmotou Himalájí (B) jsou podstatně menší než se očekávalo (A)



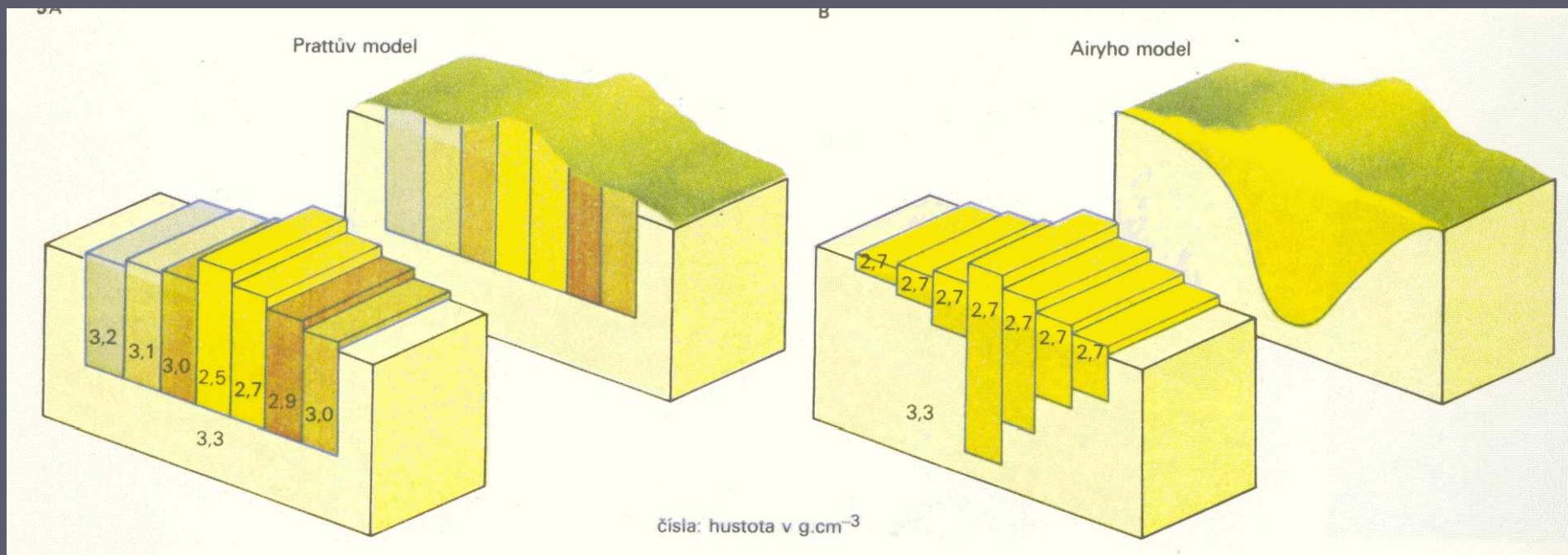
Koncept izostáze

- ▶ K vysvětlení tohoto jevu byly předloženy dvě hypotézy, jež obě předpokládaly, že kontinenty jsou složeny z hmoty o menší objemové hustotě, která plave na hustší podložní hmotě
- ▶ **Pratt** předpokládal, že Himaláje vděčí za svou odlišnou výšku rozdílům v hustotách hornin jednotlivých bloků, které plavou na stejné základní úrovni. Čím vyšší je nadmořská výška horstva, tím menší je hustota hornin



Koncept izostáze

- ▶ **Airy** (královský astronom, ředitel observatoře v Greenwich) vyslovil hypotézu, že Himaláje mají kořeny z lehkého materiálu, přičemž čím vyšší je pohoří, tím hlubší je kořen zanořený do hustšího podloží (pláště).



Koncept izostáze

- **Pratt** předpokládal, že hmota všech horninových sloupců nad hladinou kompenzace je stejná

$$\rho_1(H + h) = \rho_n H$$

kde

h je nadmořská výška pohoří

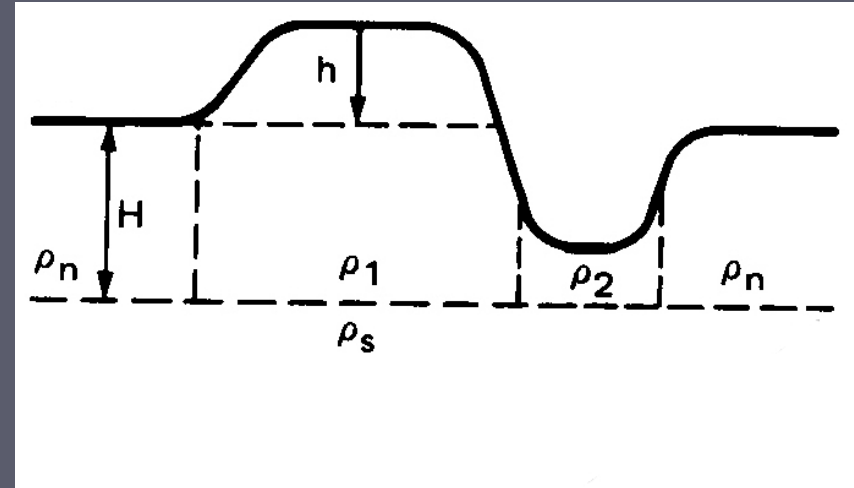
H je hloubka hladiny kompenzace

ρ_1 je hustota sloupce o výšce $H + h$

ρ_n je hustota sloupce o výšce H

pro ρ_1 tedy platí :

$$\rho_1 = \rho_n \frac{H}{H + h}$$



Příklad:

$$\rho_n = 2850 \text{ kg/m}^3, H = 35 \text{ km}$$

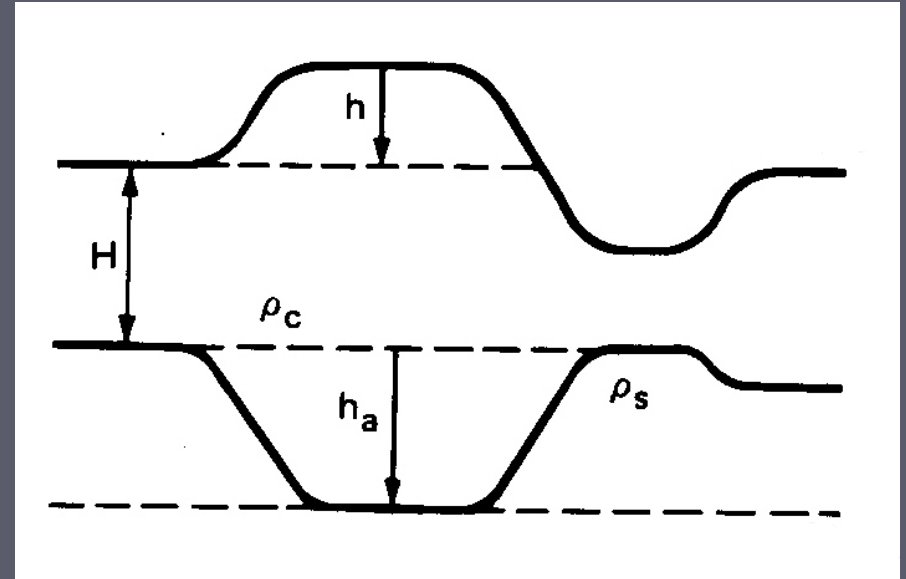
$$\text{pro } h = 1 \text{ km } \rho_1 = 2770 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{pro } h = 2 \text{ km } \rho_1 = 2696 \text{ kg/m}^3$$

$$\text{pro } h = 3 \text{ km } \rho_1 = 2625 \text{ kg/m}^3$$

Koncept izostáze

- **Airy** předpokládal, že hustota sloupců zemské kůry je stejná, a že baze zemské kůry je převýšeným zrcadlovým obrazem topografie.



$$\rho_c h = (\rho_s - \rho_c) h_a$$

odkud pro h_a dostáváme

$$h_a = h \frac{\rho_c}{\rho_s - \rho_c}$$

Příklad

pro $\rho_c = 2850 \text{ kg/m}^3$ (střední hustota zemské kůry)

a $\rho_s = 3300 \text{ kg/m}^3$ (střední hustota svrchního pláště)

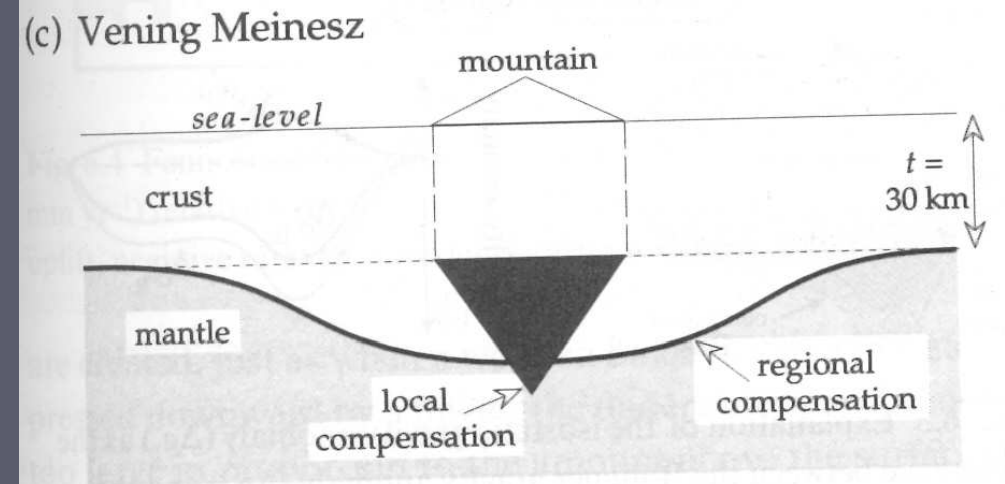
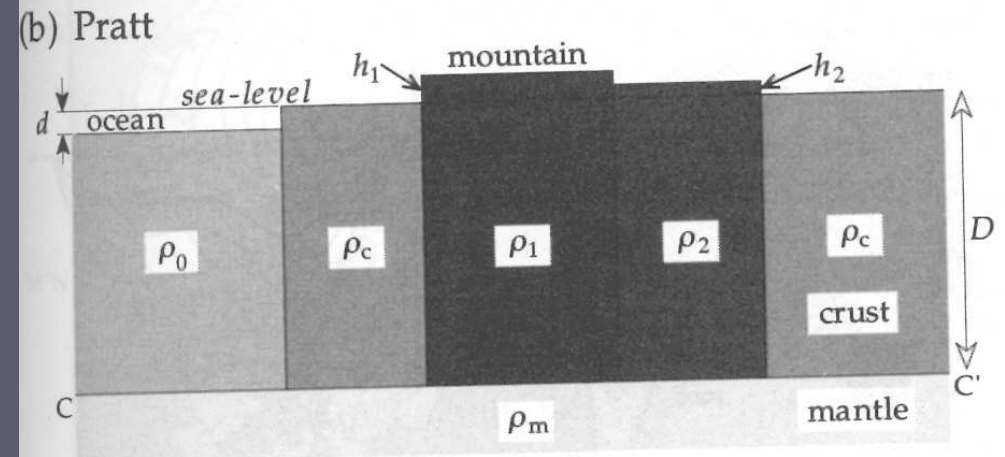
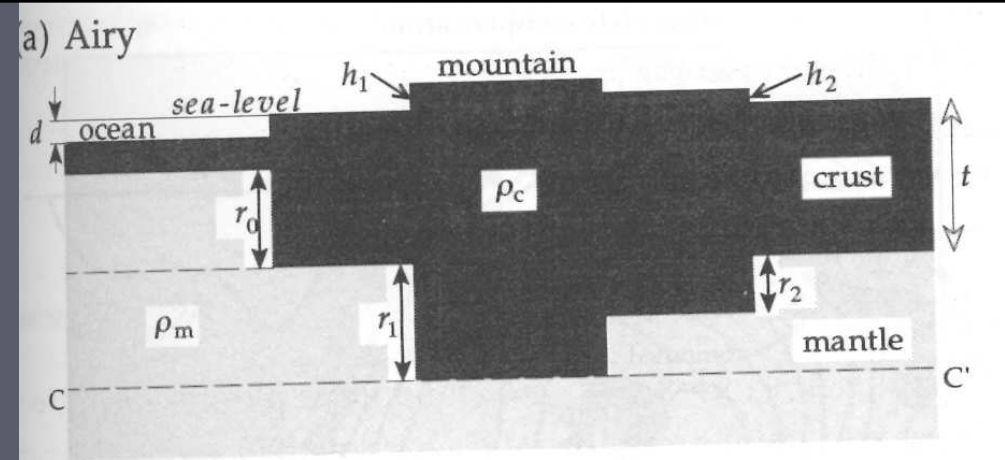
dostáváme $h_a \cong 6,3 \times h$

Airy předpokládá, že zemská kůra a svrchní plášť jsou v izostatické rovnováze.

Airyho model je ve shodě se skutečností, že kontinentální kůra je podstatně silnější než oceánská kůra

Koncept izostáze

- ▶ Oba izostatické modely, Prattův i Airyho dosahují **kompensace lokálně**, tím, že vyrovnávají tlak pod vertikálními sloupci, které jsou zatíženy topografií
- ▶ K dalšímu zdokonalení přispěl holandský geofyzik **Vening Meinesz** (1931), který navrhl model, kde zemská kůra působí jako elastická deska. Pevností této desky se topografická zátěž přenáší na širší oblast tzv. **regionální kompenzace**



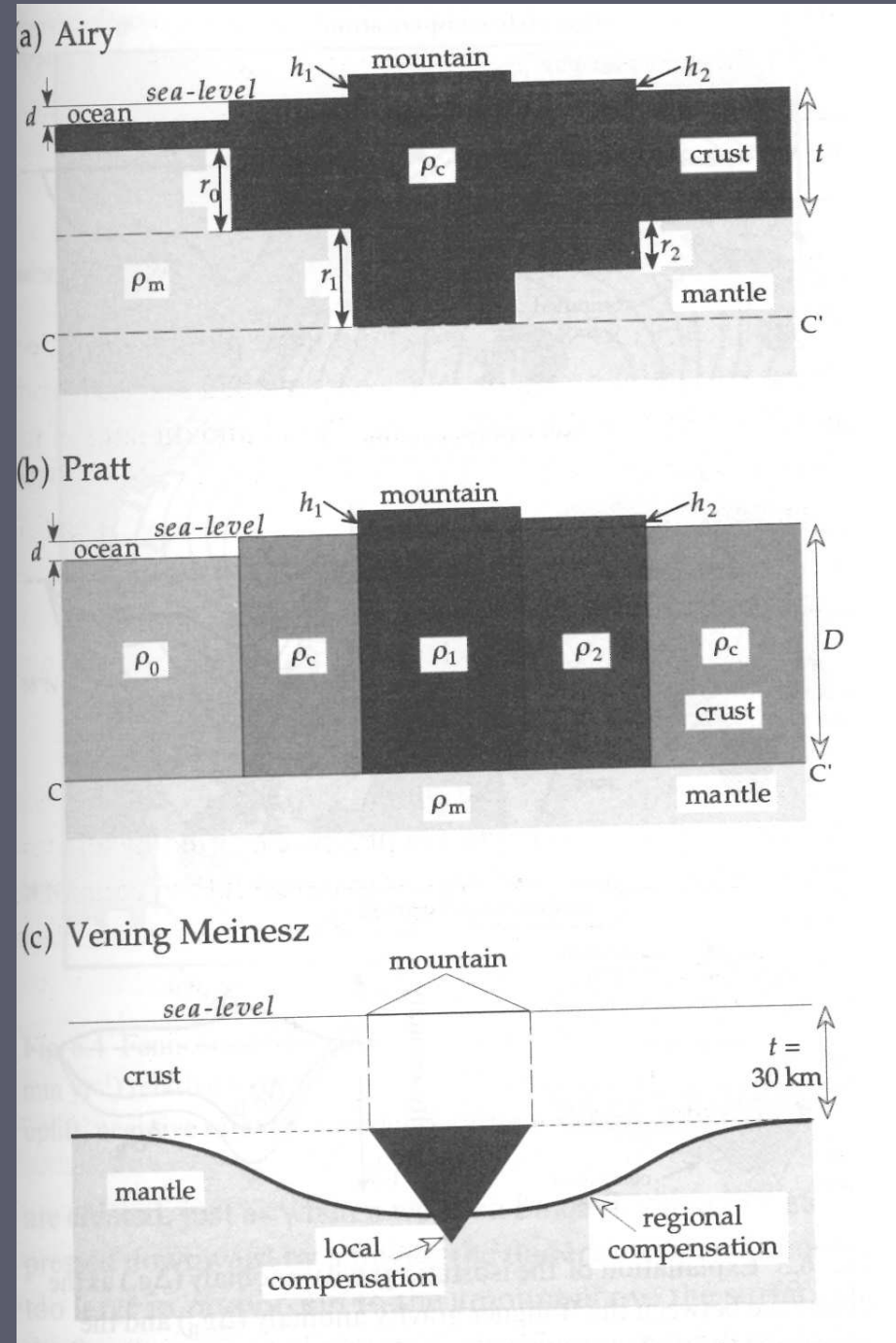
Koncept izostáze

Izostatické kompenzace je dosahováno různými způsoby:

Topografie s vlnovými délkami do 50 km je udržována pevností litosféry, není kompenzovaná

Topografie s vlnovými délkami 50 až 500 km je kompenzována elastickým průhybem svrchní litosféry

Rozsáhlé topografické útvary s vlnovými délkami většími než 500 km jsou v lokální izostatické rovnováze nebo jsou udržovány díky dynamickým procesům v plášti.



Koncept izostáze

- ▶ Izostatickou tíhovou anomálii definujeme rozdílem Bouguerovy anomálie Δg_B a účinku kořenové zóny Δg_R (root-zone)
- ▶ $\Delta g_I = \Delta g_B - \Delta g_R$
- ▶ Pokud je izostatická kompensace dokonalá, platí že $\Delta g_I \sim 0$
- ▶ Eroze horských pásem však může narušit izostatickou kompenzaci. Výška erodovaného pohoří pak neodpovídá hloubce kořenů a topografie je tzv. překompenzovaná

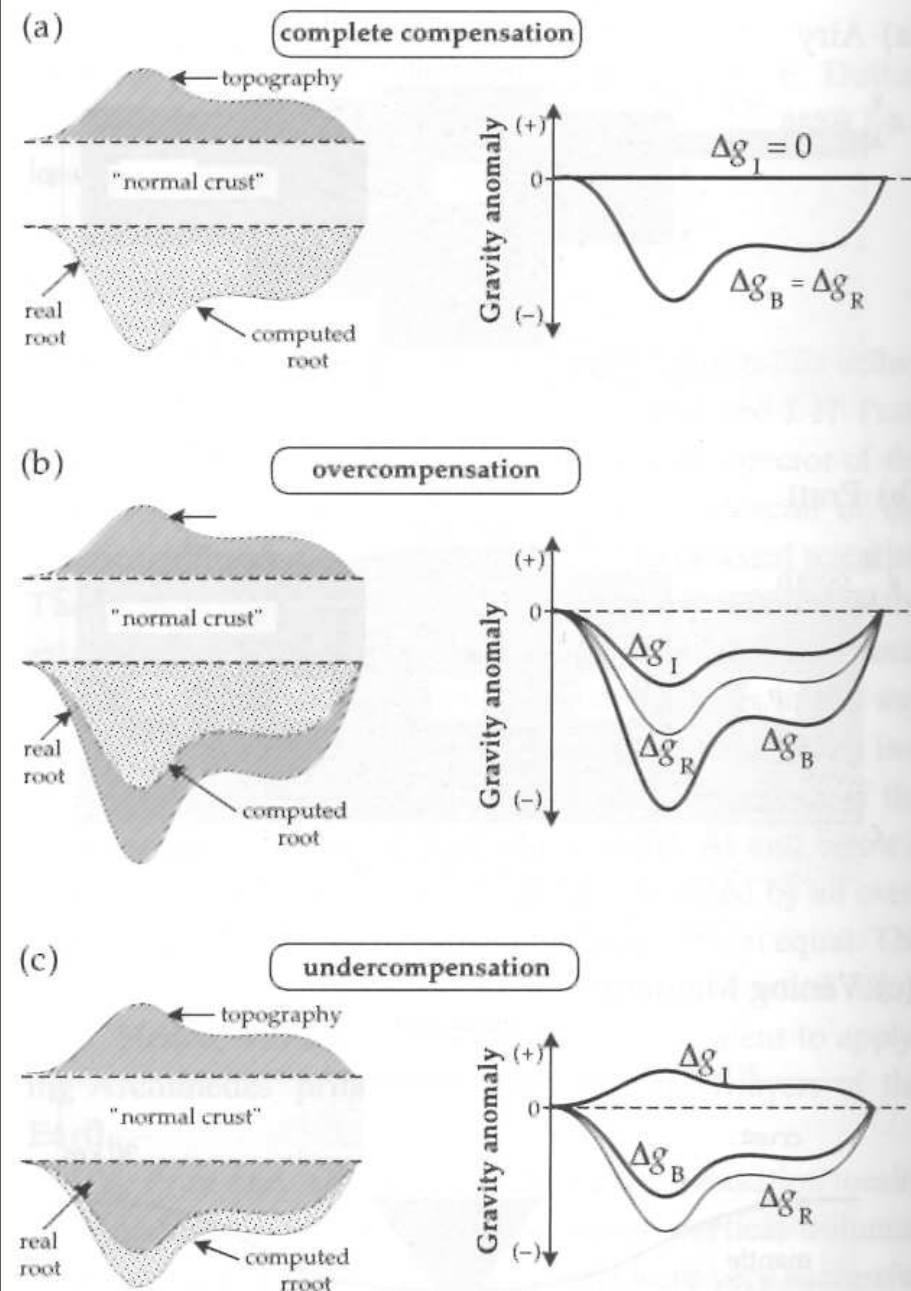


Fig. 6.3 Explanation of the isostatic gravity anomaly (Δg_I) as the difference between the Bouguer gravity anomaly (Δg_B) and the computed anomaly (Δg_R) of the root-zone estimated from the topography for (a) complete isostatic compensation, (b) isostatic overcompensation and (c) isostatic undercompensation.

Koncept izostáze

- ▶ Izostatické **překompenzování** topografie způsobuje vertikální **výzdvih** (uplift) pohoří. Izostatická tíhová anomálie je **záporná** a **zrcadlově** koreluje s toporeliéfem
- ▶ Opačný scénář je také možný
- ▶ Pokud topografický reliéf má kořeny příliš malé, říkáme že topografie je izostaticky **nedokompenzovaná**.
- ▶ K této situaci dochází při tektonickém nasunutí bloků zemské kůry. Izostatické rovnováhy je dosahováno poklesem (subsidencí) této tektonicky vyzdvižené oblasti.
- ▶ Izostatická tíhová anomálie v tomto případě **kladná** a **koreluje** s toporeliéfem

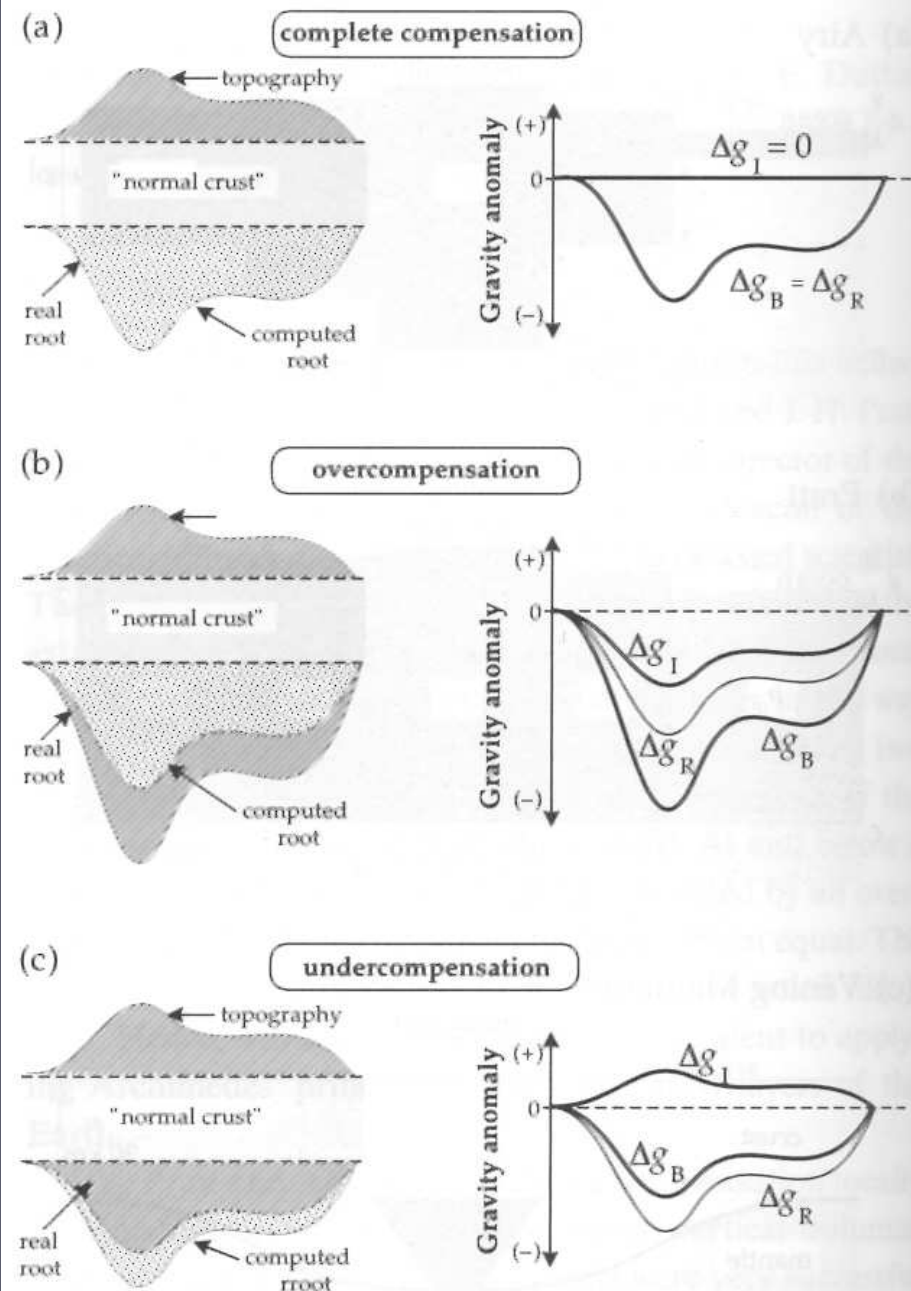


Fig. 6.3 Explanation of the isostatic gravity anomaly (Δg_I) as the difference between the Bouguer gravity anomaly (Δg_B) and the computed anomaly (Δg_R) of the root-zone estimated from the topography for (a) complete isostatic compensation, (b) isostatic overcompensation and (c) isostatic undercompensation.

Koncept izostáze a geoid

Geoidální anomálie vyvolané izostaticky kompenzovanou kontinentální topografií (Airyho model) lze přibližně popsat vztahem:

$$N = \frac{2\pi\kappa\rho hH}{g}$$

kde

N je geoidální anomálie

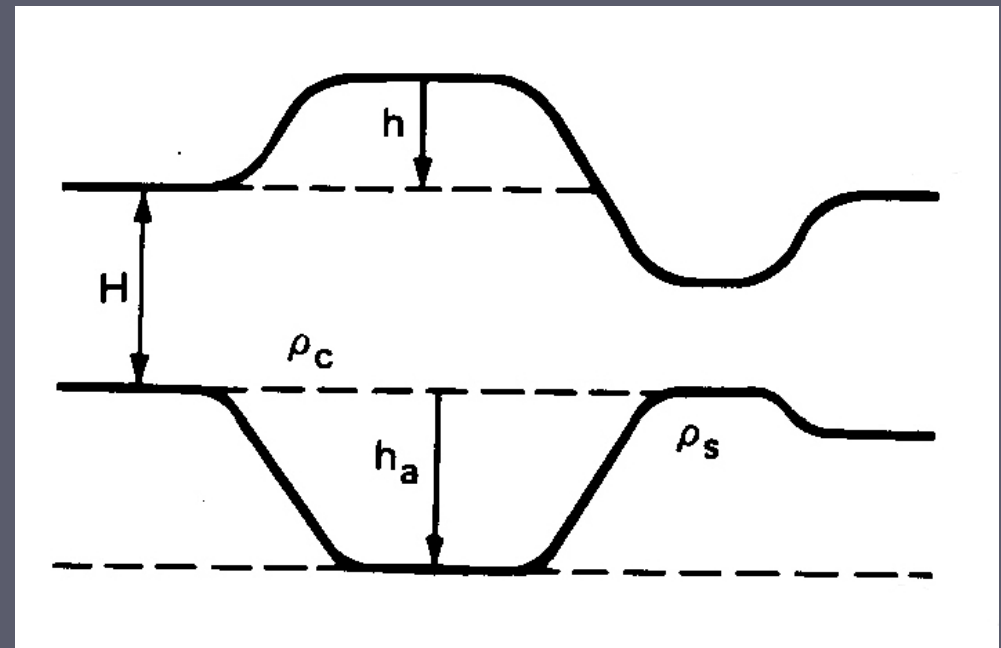
κ je gravitační konstanta

ρ je hustota zemské kůry

h je výška topografické elevace

H je hloubka hladiny kompenzace

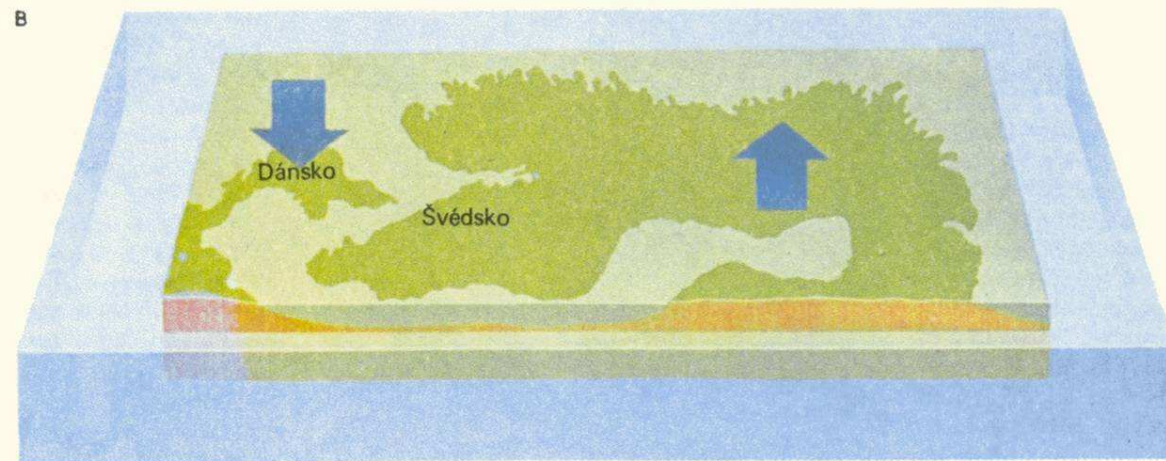
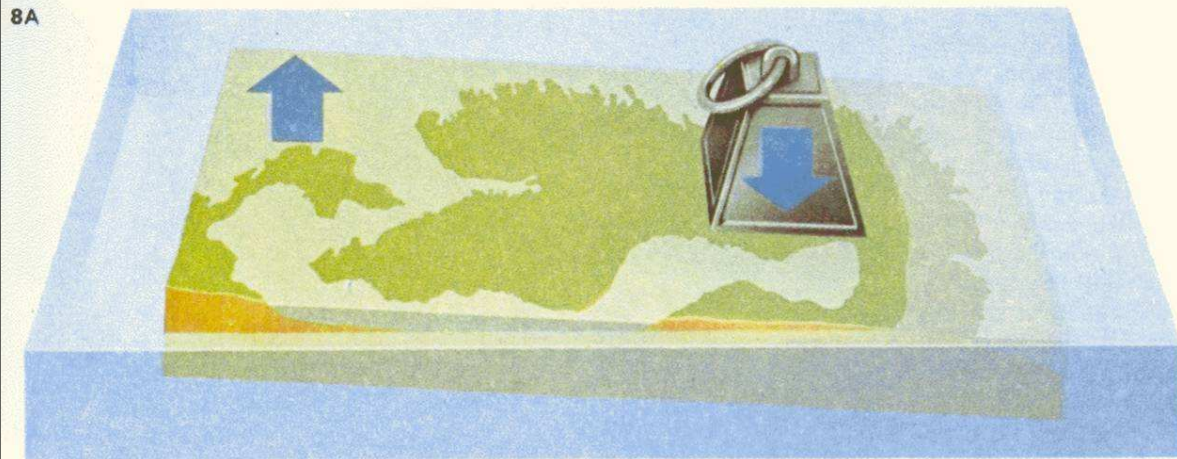
g je lokální tíhové zrychlení



Pozn.: Na Islandu je podíl $N/h \approx 1,5\text{m/km}$ a z této hodnoty lze usuzovat na hloubku kompenzace vyklenutí této horké skvrny (75 až 125 km).

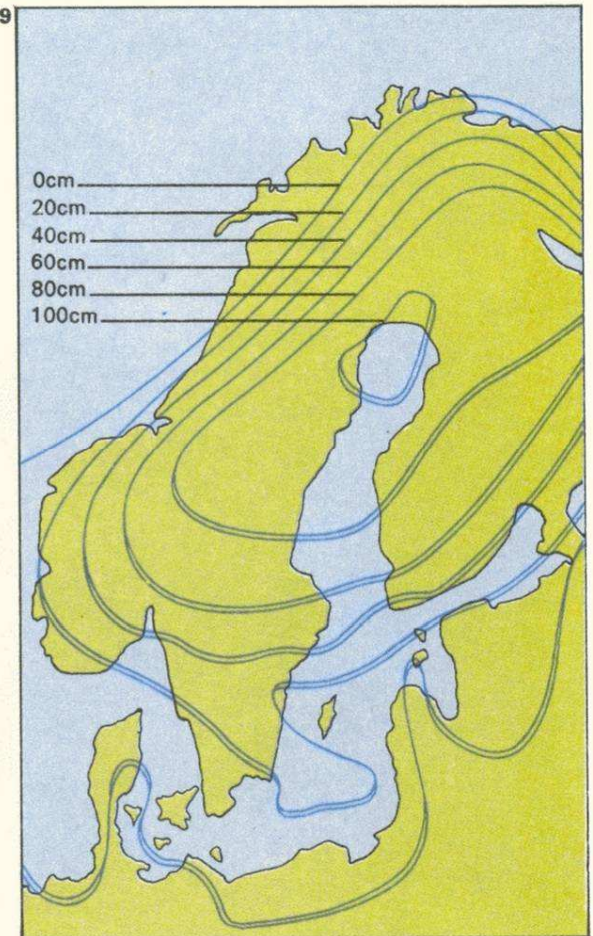
Koncept izostáze

- ▶ Nejlépe zdokumentovaným příkladem vertikálních korových pohybů podmíněných porušením izostatické rovnováhy po poslední době ledové je výzdvih Skandinávie rychlostí až 9 mm za rok



8. Reakce na zalednění je příkladem izostatické činnosti. V poslední ledové době byla Skandinávie stlačena ledem, který způsobil naklonění severní Evropy [A]. Když led roztál, kontinent se vrátil do své původní polohy [B]; nad vodou ho udržuje hmota svrchního pláště, proudící od oblastí klesajících k oblastem, které se zdvihají.

9. Když silné ledové příkrovy ze Skandinávie zmizely, země se začala zvedat, aby obnovila izostatickou rovnováhu. Dosud se zvedá asi o jeden metr za sto let. Proto mají zmlazené řeky hluboce zaříznutá údolí. Mapa ukazuje rychlost zdvihu v baltské oblasti v centimetrech za století.



Odvozené tíhové anomálie

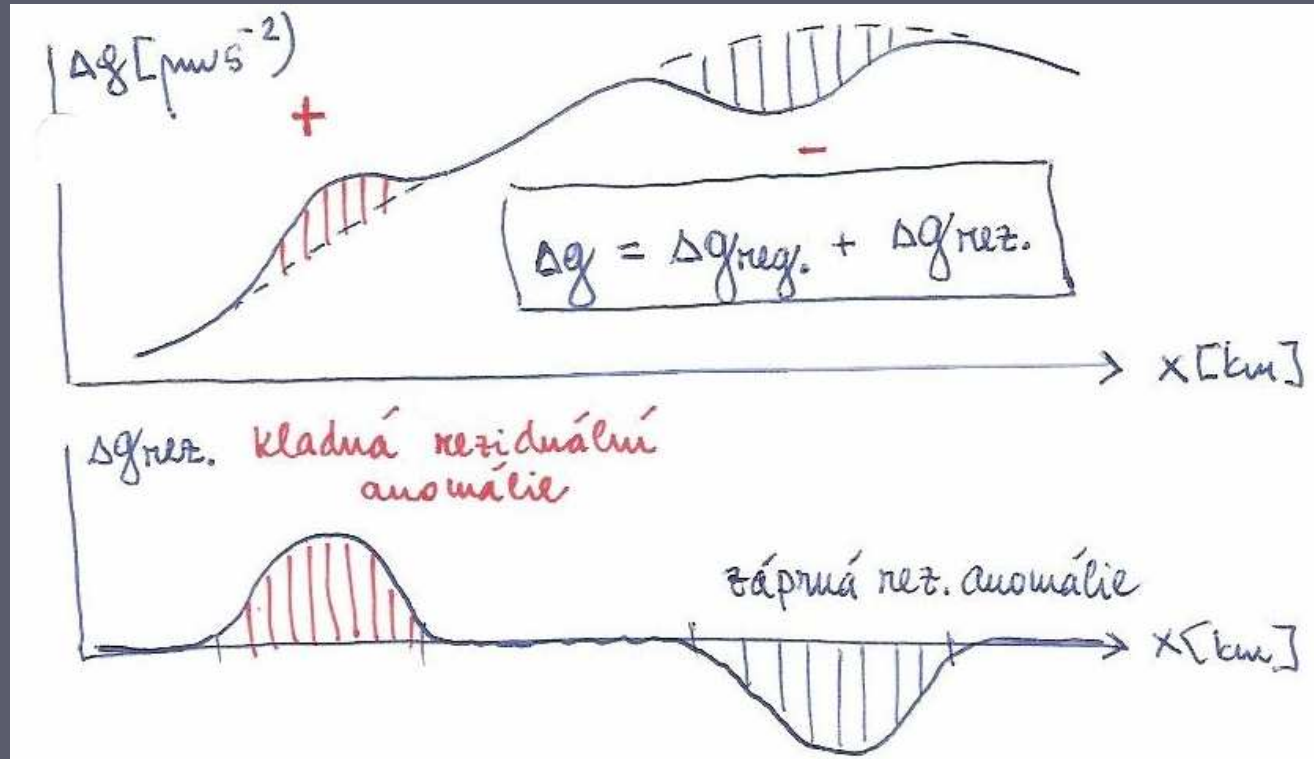
Tíhové mapy zobrazují tíhové účinky všech geologických těles, která vykazují hustotní kontrast. Tělesa ležící blíže pod povrchem se projevují výrazněji než tělesa uložená hlouběji.

Smyslem odvozených map je zdůraznit tíhový projev těles, která nás zajímají a potlačit tíhový projev ostatních těles.

Mapa regionálních anomálií a **mapa reziduálních anomálií** představují základní, komplementární dvojici odvozených map.

Platí:

$$\Delta g = \Delta g_{\text{reg}} + \Delta g_{\text{rez}}$$



Výpočet regionálního tíhového pole

Graficky (subjektivní, pracné, výhodné na profilech)

Proložení polynomu n-tého stupně (n = 1 až 10)

Pro n=2 platí

$$\Delta g_{\text{reg}}(x,y) = A + B \cdot x + C \cdot y + D \cdot x \cdot y + E x^2 + F y^2$$

Metodou vlnově délkové filtrace

Fourierovou transformací se tíhové pole převede z prostorové do frekvenční oblasti.

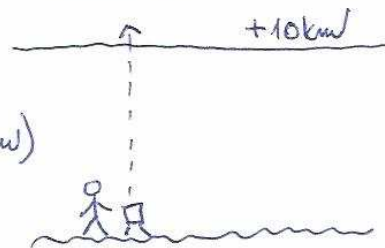
Při výpočtu regionálních anomálií se potlačí vysoké frekvence, které odpovídají mělce uloženým tělesům nevelkých rozměrů.

Při výpočtu reziduálních anomálií se potlačí nízké frekvence, které odpovídají hluboko uloženým tělesům velkých rozměrů.

Další typy odvozených polí

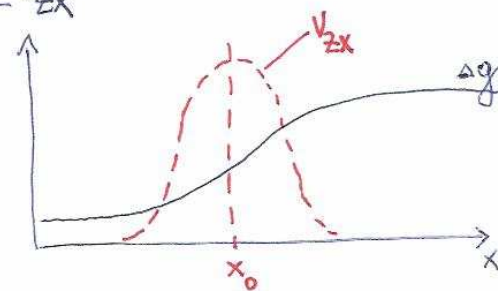
Další typy odvozených tříkových anomálií

- Analytické pokračování
nahoru (do horního poloprostoru)

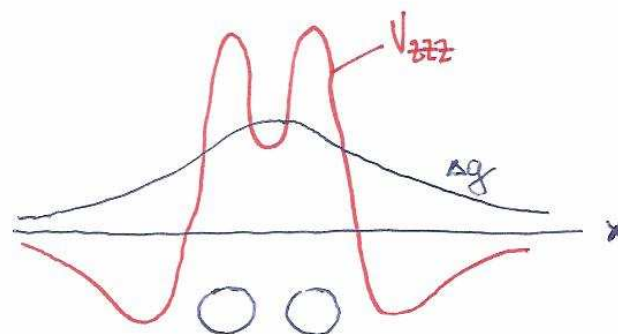


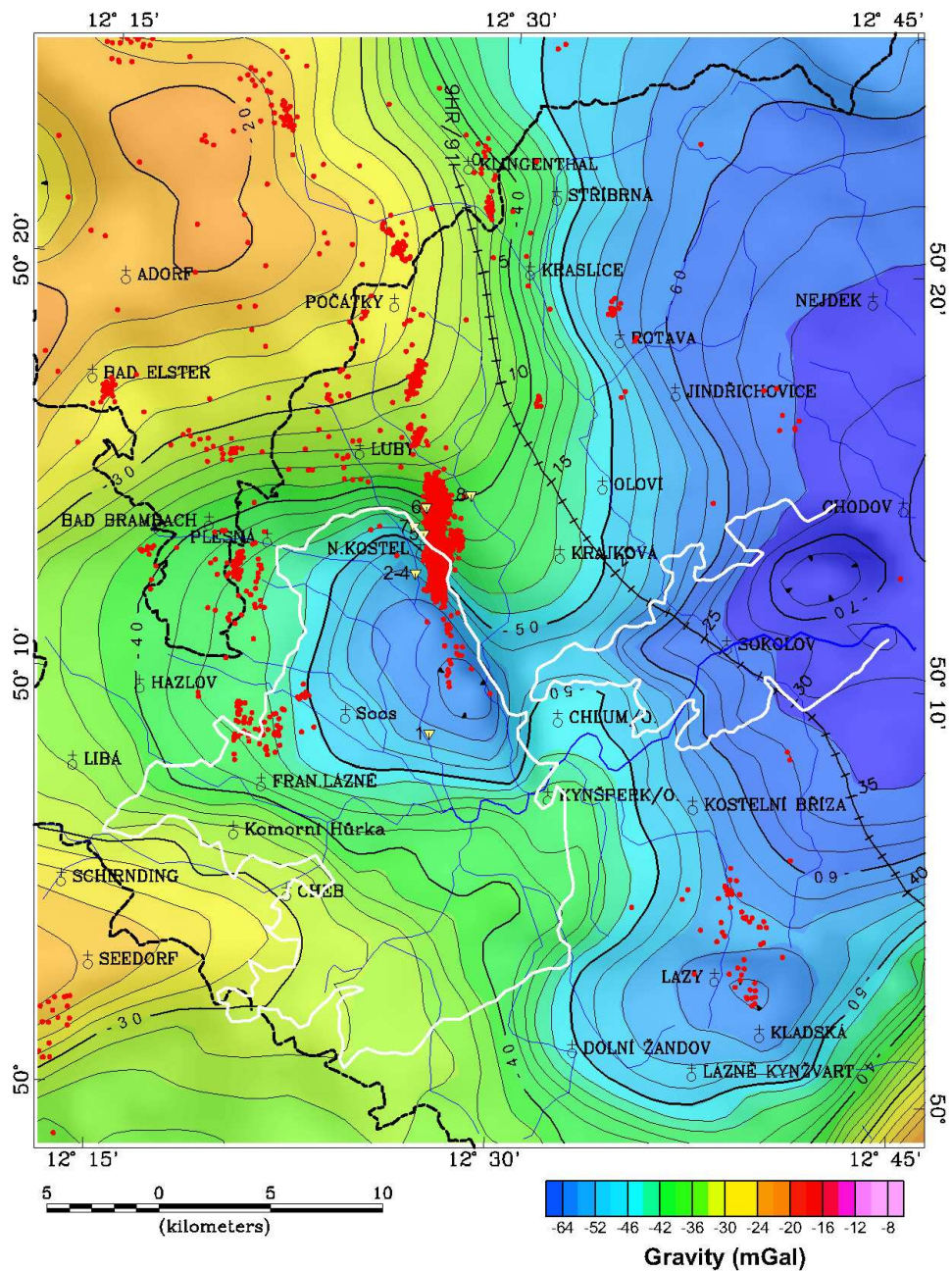
- Horizontální gradient V_{zx}

$$V_{zx} = \frac{\Delta g_2 - \Delta g_1}{x_2 - x_1}$$

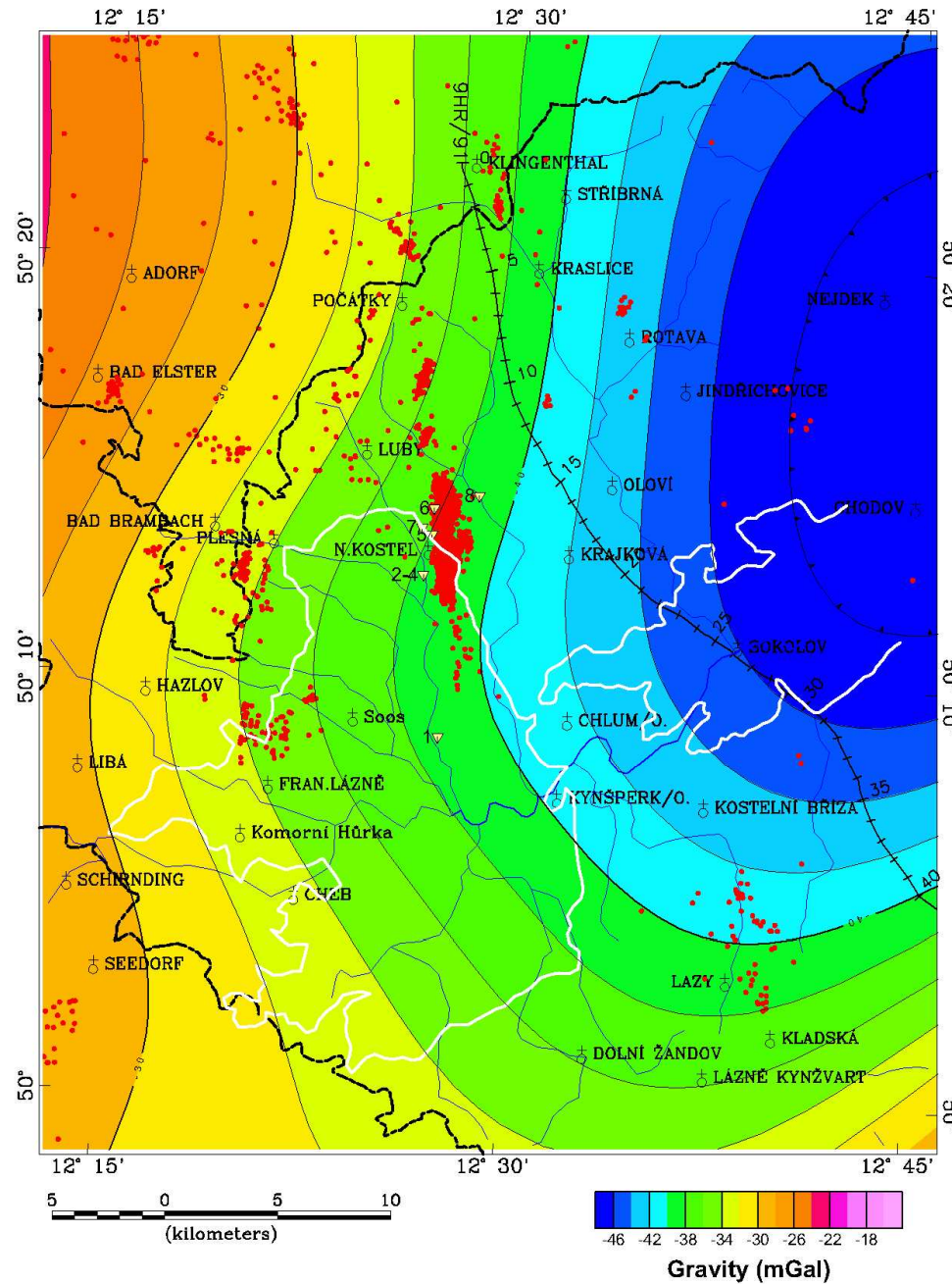


- Druhá vertikální derivace V_{zzz}



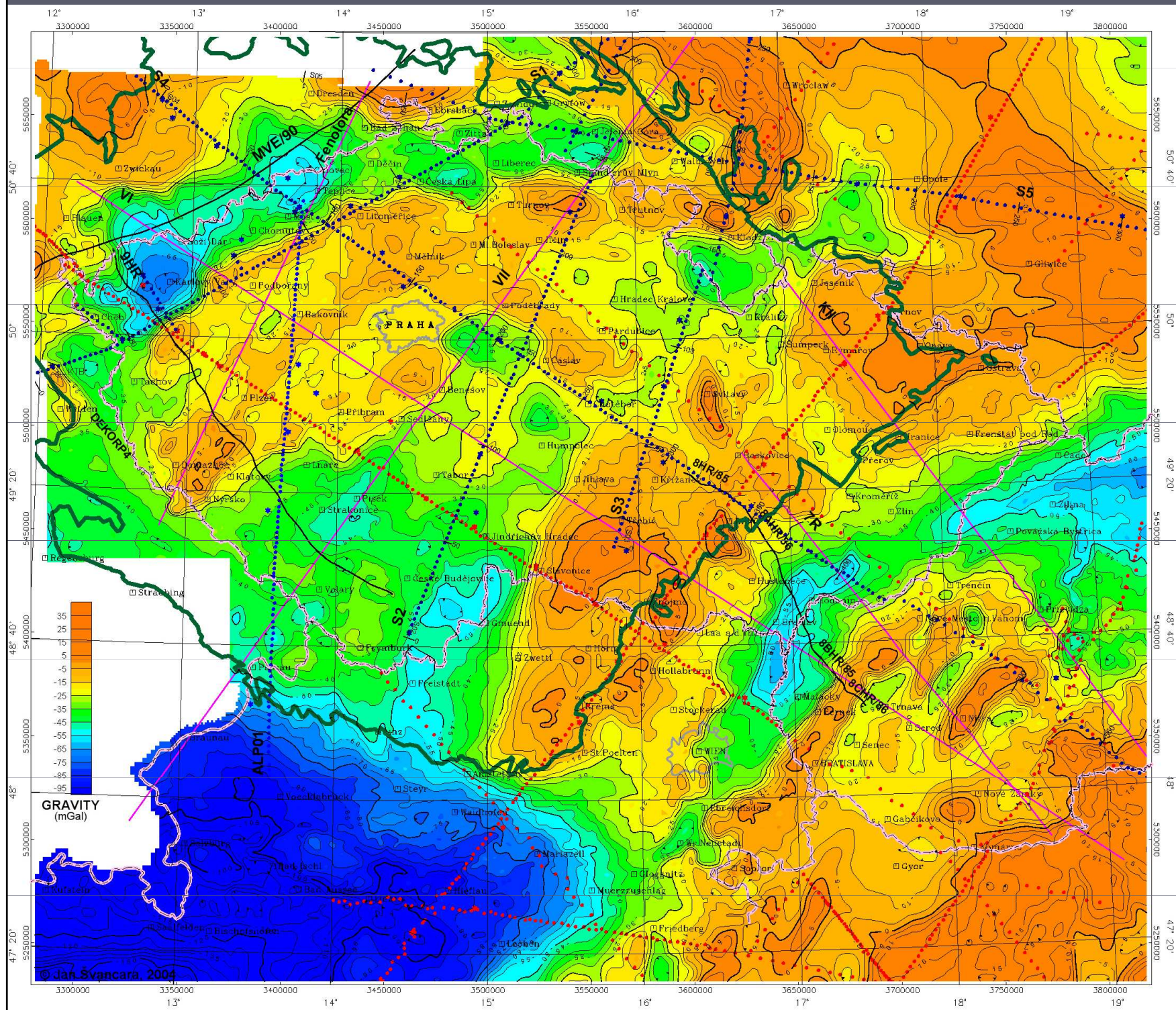


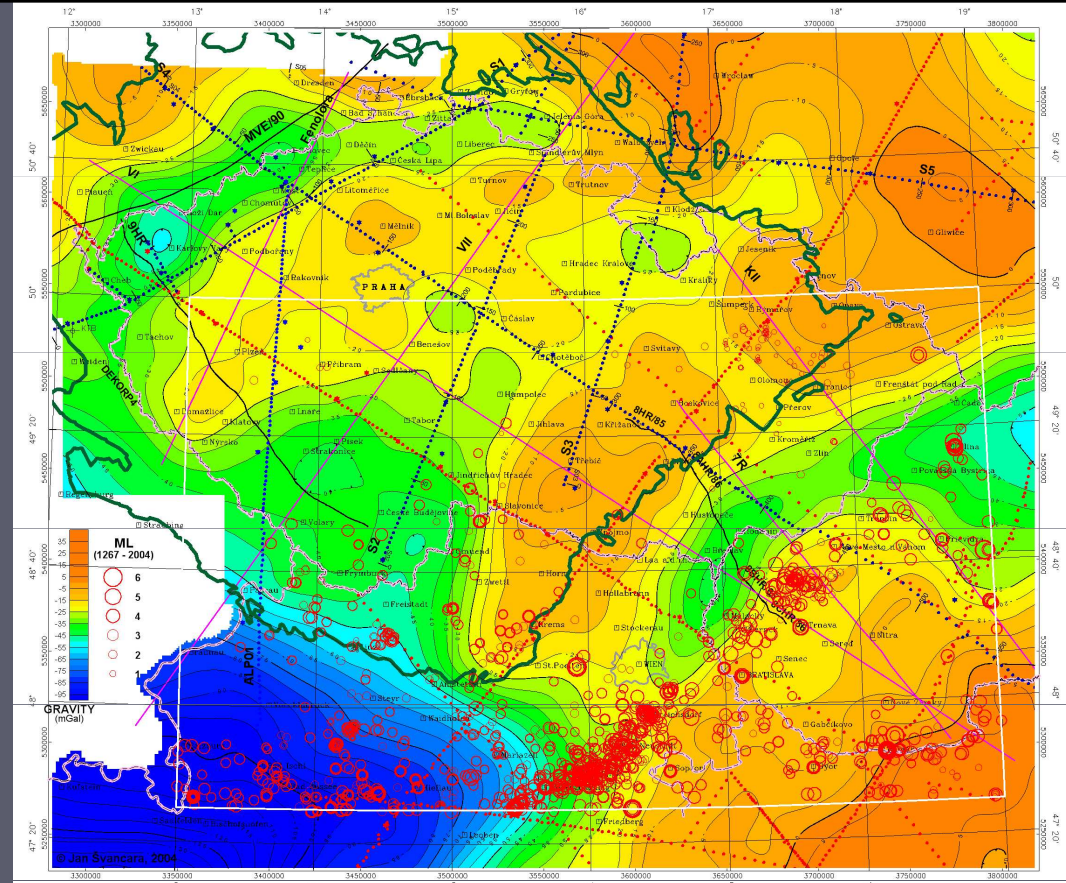
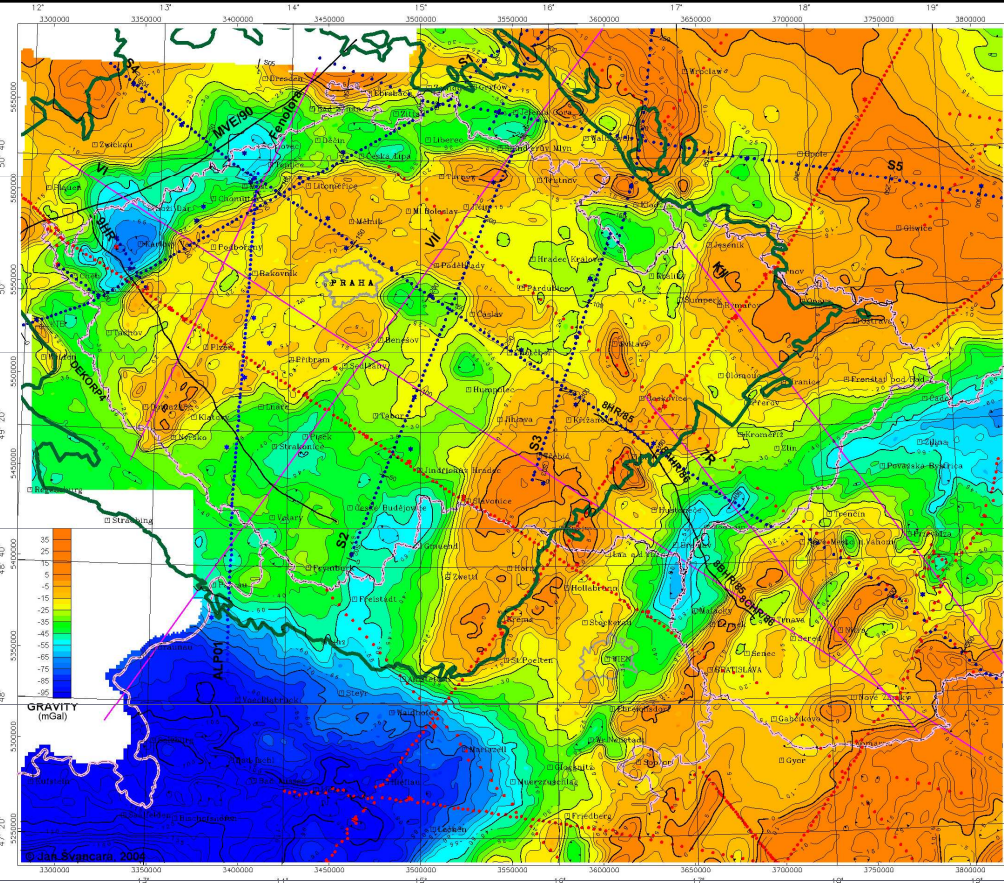
Tíhové pole – mapa Bouguerových anomálií z oblasti západních Čech



Analytické pokračování tíhového pole do horního poloprostoru na hladinu +10 km

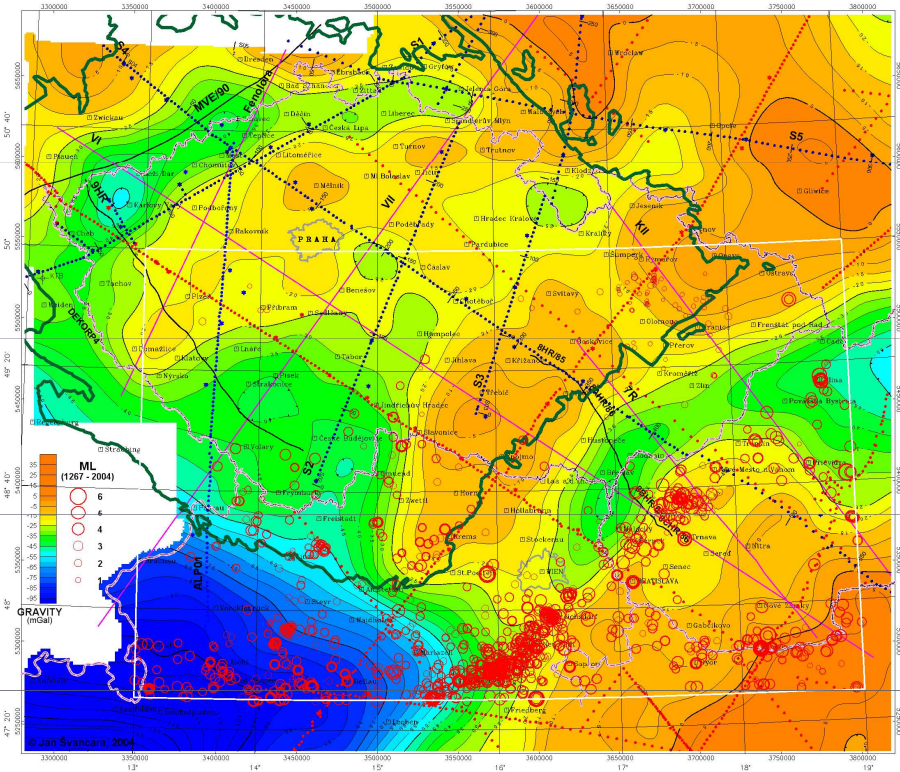
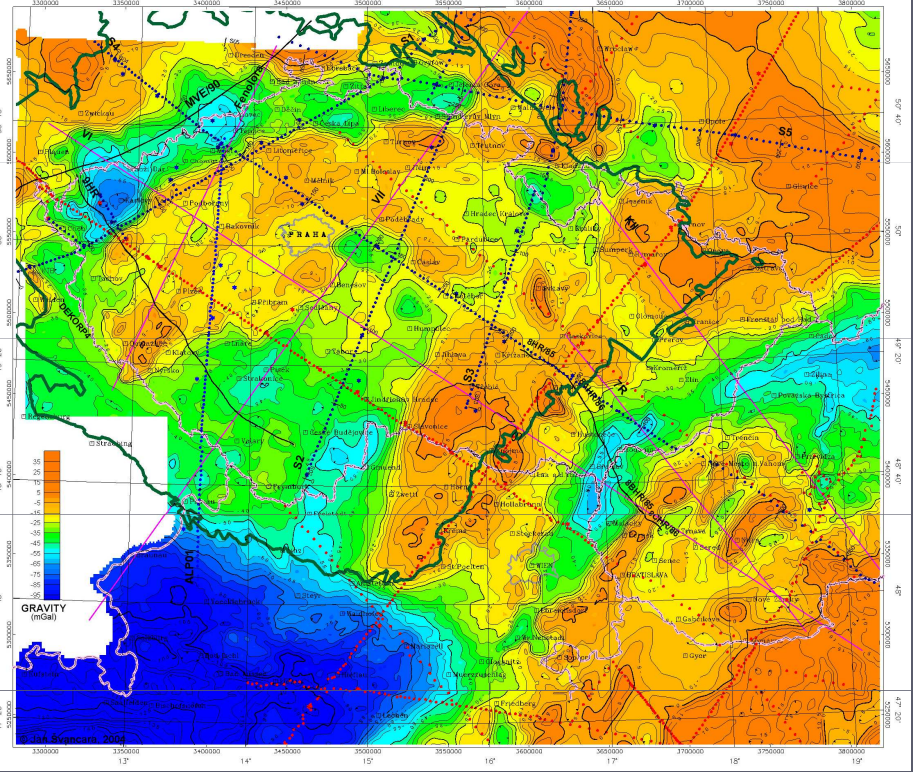
Tíhové pole ČR a okolí - Mapa Bouguerových anomálií





Mapa Bouguerových anomálií

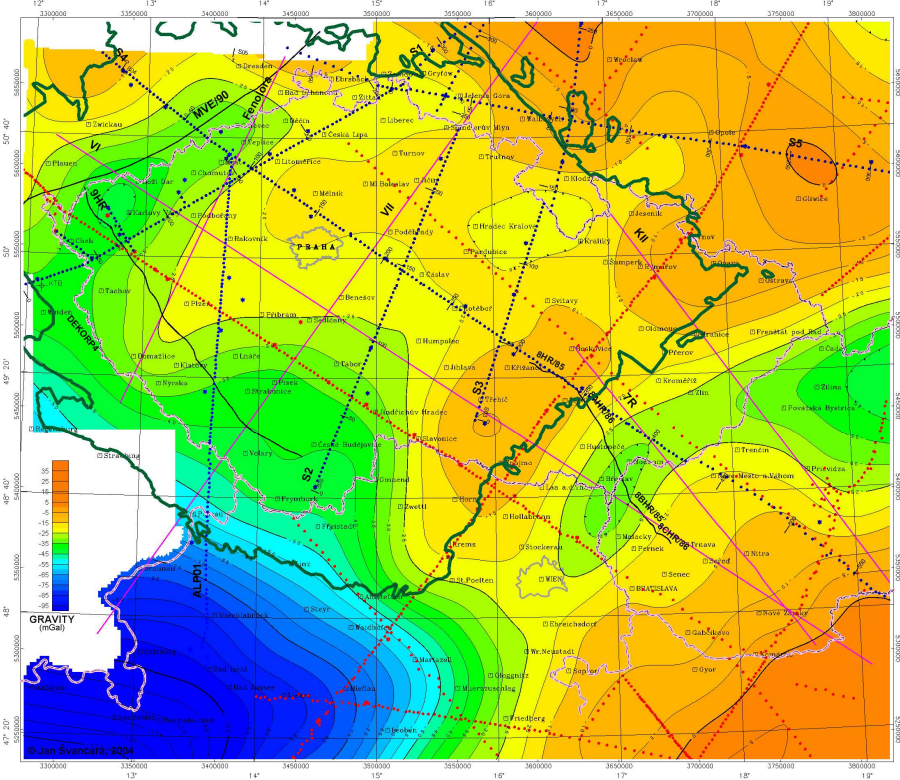
Tíhové pole analyticky pokračované do výšky 10 km na úrovni terénu



10km

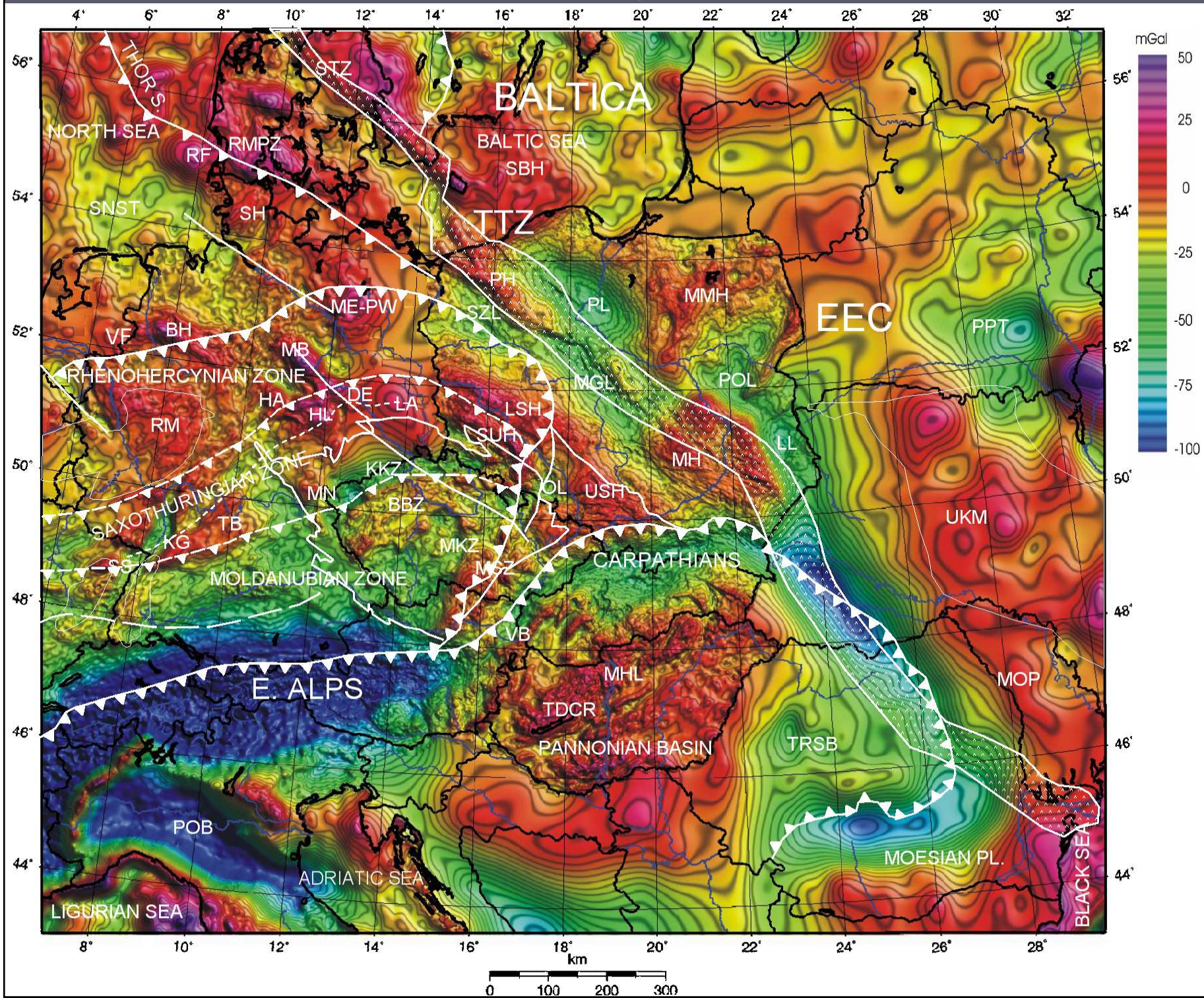
Mapa Bouguerových anomálií

Tíhové pole analyticky pokračované do výšky 10 a 20 km nad úrovní terénu

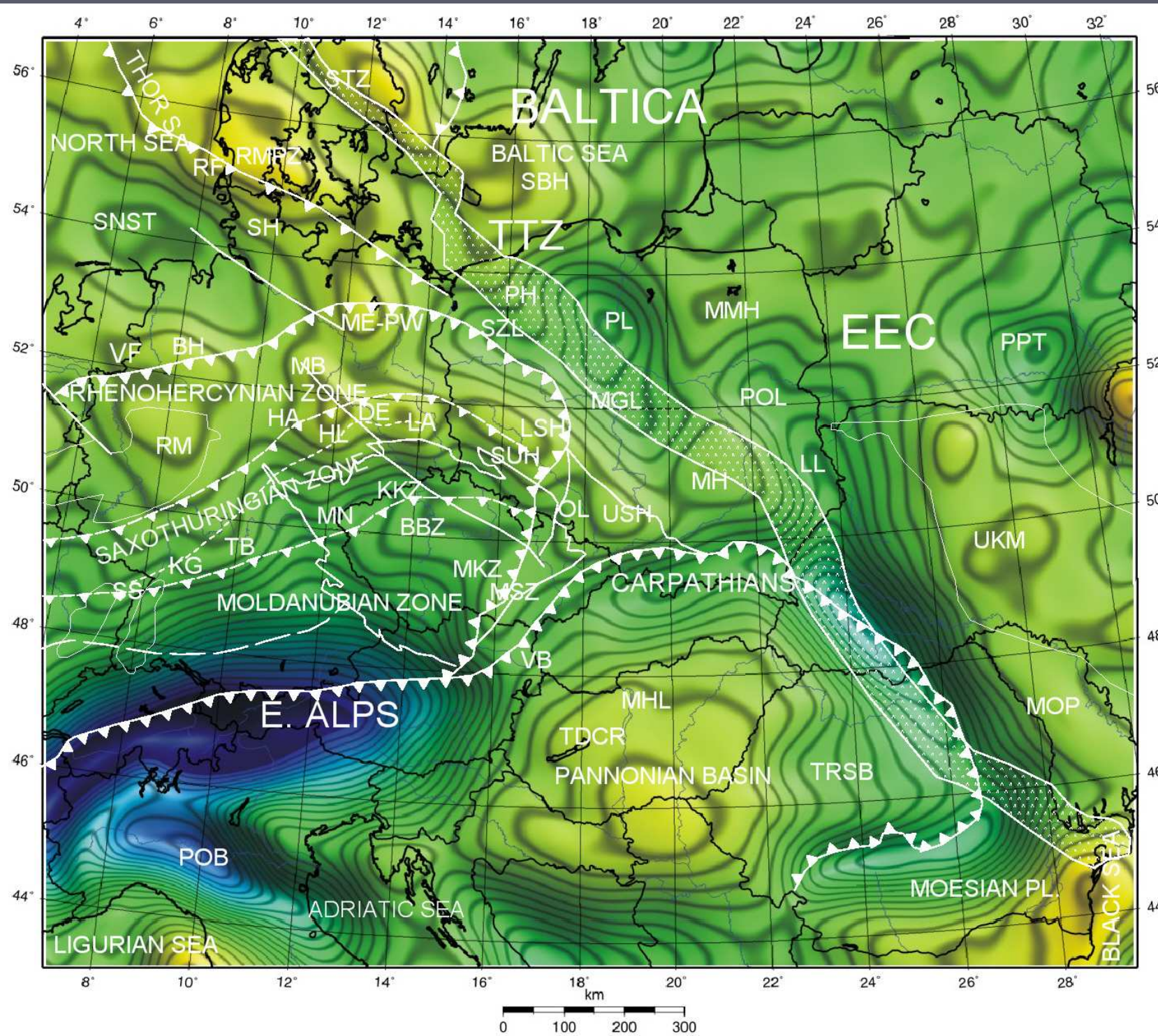


20km

Tíhové pole střední Evropy - Mapa Bouguerových anomálií

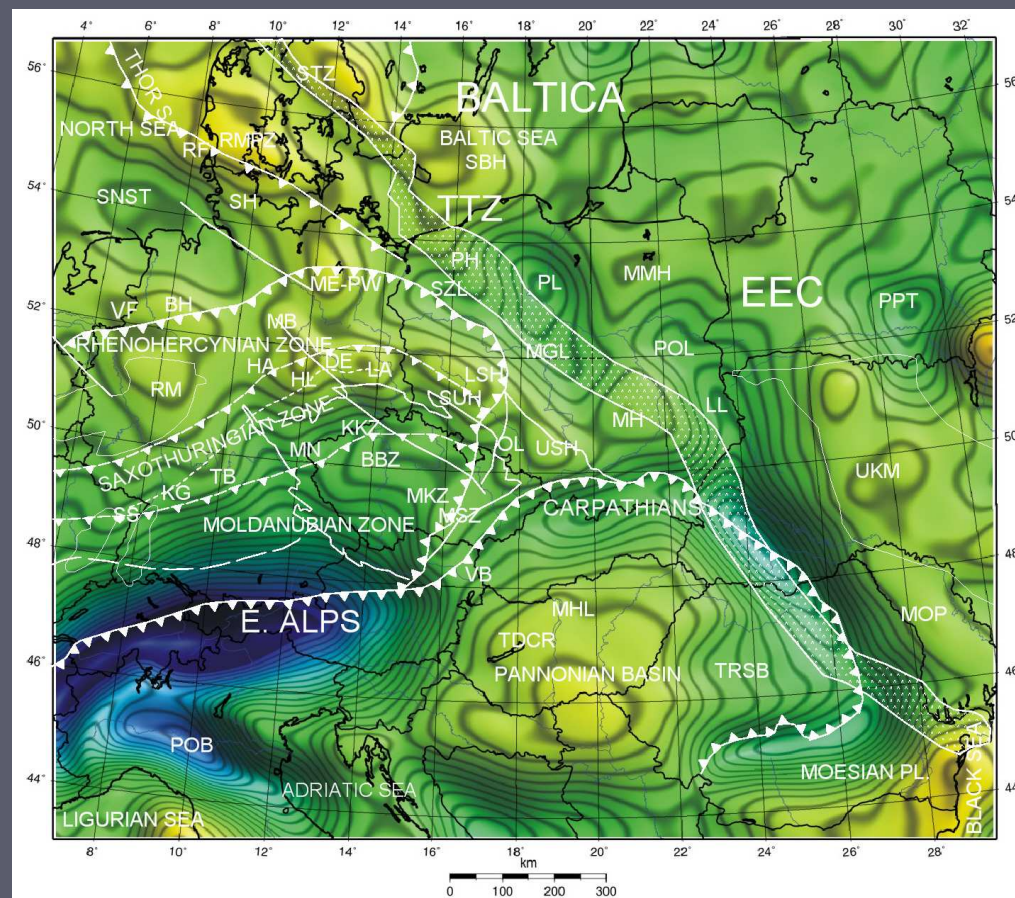
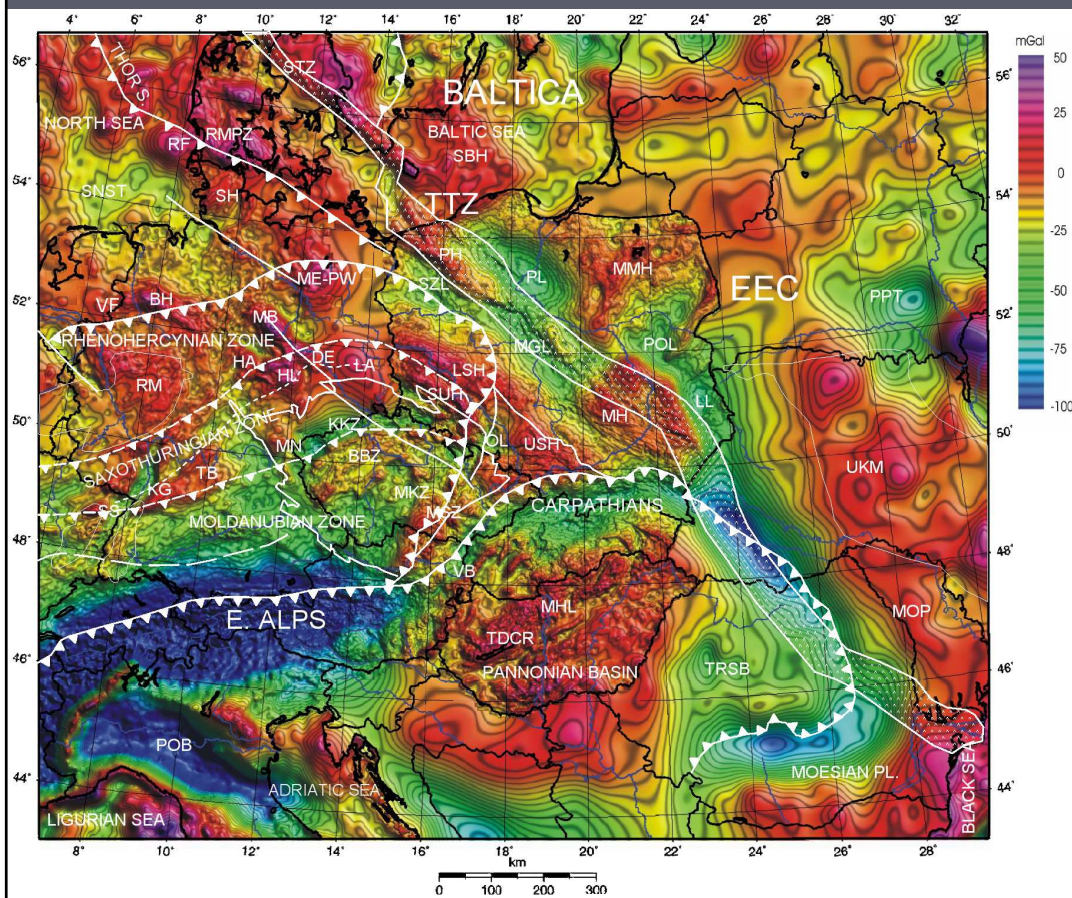


Tíhové pole střední Evropy analyticky pokračované do výšky 40 km nad úrovní terénu



Tíhové pole střední Evropy Mapa Bouguerových anomálií

Tíhové pole střední Evropy analyticky pokračované do výšky 40 km nad úrovni terénu



Refrakční seismické profilování v Českém masívu

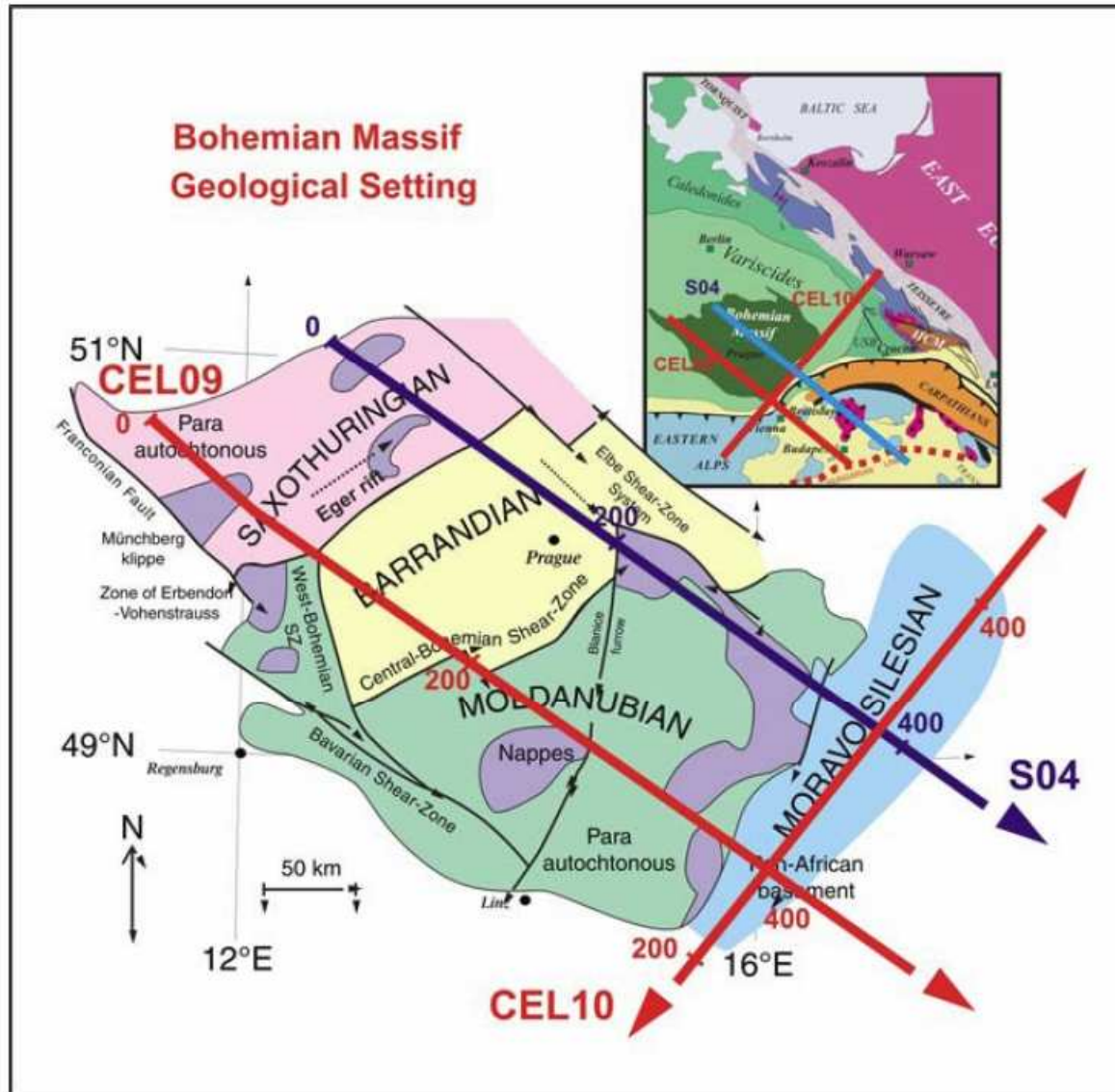


Figure 1. Major tectonic units of the Bohemian Massif and its setting within the European Variscides with the location of the profiles CEL09, CEL10, ALP04, and S04.

Refrakční seismické profilování v Českém masívu

B11305

HRUBCOVÁ ET AL.: CRUSTAL STRUCTURE OF THE BOHEMIAN MASSIF

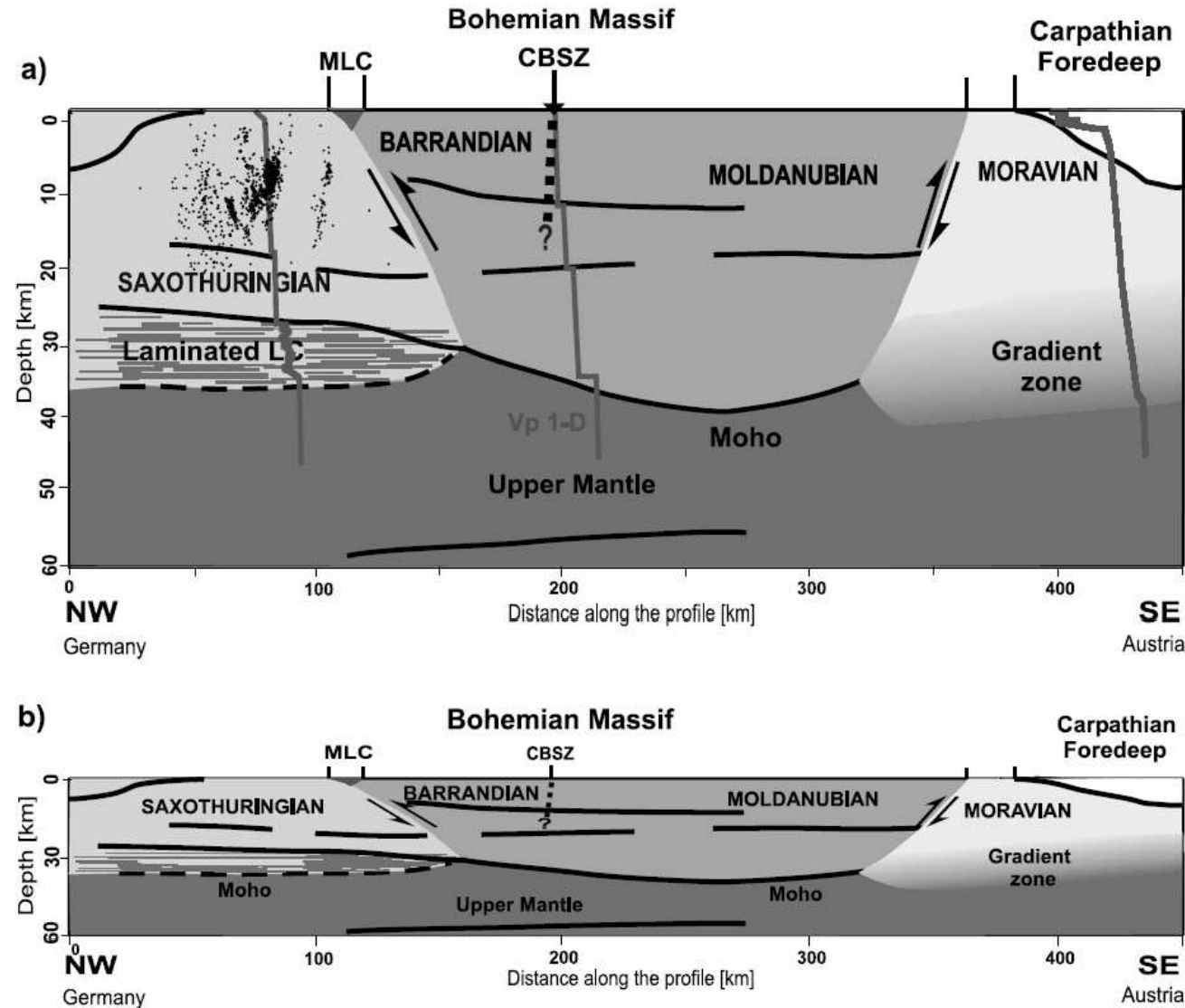


Figure 13. Schematic tectonic representation along profile CEL09. Dots show locations of hypocenters of the earthquake swarms in the west Bohemia/Vogtland area. Superimposed are 1-D velocity characteristics showing differentiation in the lower crust for different parts of the Bohemian Massif (from left): the Saxothuringian with laminated lower crust dipping SE; high-velocity contrast at Moho in the Moldanubian; the Moravian with whole crustal gradient zone. Arrows indicate relative movement along contact zones. MLC, Mariánské Lázně Complex; CBSZ, Central Bohemian Shear Zone. (a) Vertical exaggeration of 1:3. (b) Without vertical exaggeration.

Hustoty hornin

Hustoty hornin

- Pro vznik tíhové anomálie je důležitá diferencí hustota což je rozdíl mezi hustotou uhlédávaného objektu a hustotou okolního prostředí.
- Pro vznik tíhové anomálie je nutné, aby hustotní hranice nebyly přesně horizontální

- Přirozená hustota horniny

$$\rho_p = \frac{m_1 + m_2 + m_3}{\tau_1 + \tau_2 + \tau_3} = \frac{m}{\tau} \quad [\text{kg/m}^3, \text{g/cm}^3]$$

m_1 je hmotnost tuhé fáze

m_2 je hmotnost kapalné fáze

m_3 je hmotnost plynné fáze

a

τ_1 je objem tuhé fáze

τ_2 je objem kapalné fáze

τ_3 je objem plynné fáze

Hustoty hornin

- Objemová hustota horniny

$$\rho_o = \frac{m_1}{V}$$

- Mineralogická hustota horniny

$$\rho_m = \frac{m_1}{V_1}$$

- Porozita hornin

$$p = \frac{V_2 + V_3}{V}$$

[často se udává v %]

Platí:
$$p = 1 - \frac{\rho_o}{\rho_m}$$

- Vlastně se měří objemová a mineralogická hustota. (Vážení na suchu a v kapalině dané hustoty)

ρ_o - vzorek pokryjeme vrstvou parafínu, aby voda nepronikala do póru v hornině

ρ_m - musí se dosáhnout vyplnění póru kapalinou

hustoty hornin

Tabulka 1

Hustoty a porózita plutonitů Českého masívu

hornina	n	objemová hustota (g . cm ⁻³)		minera-logická hustota (g . cm ⁻³)		přirozená hustota (g . cm ⁻³)		porózita (%)	
		M	s	M	s	M	s	M	s
granit	2838	2,60	0,04	2,65	0,02	2,62	0,03	2,2	1,4
granodiorit	1325	2,62	0,06	2,68	0,04	2,65	0,03	2,3	1,5
durbachit — variský	95	2,68	0,06	2,75	0,05	2,71	0,03	2,3	0,9
tonalit	240	2,71	0,05	2,78	0,06	2,73	0,03	2,4	1,9
diorit variský	36	2,77	0,11	2,83	0,09	2,79	0,06	2,1	2,6
diorit prevariský a neurčeného stáří	59	2,84	0,07	2,88	0,06	2,85	0,04	1,4	1,7
bazika variská	75	2,93	0,10	2,97	0,09	2,95	0,06	1,3	1,3
bazika prevariská a neurčeného stáří	62	2,93	0,10	2,95	0,10	2,94	0,06	0,7	1,3
ultrabazika	3	2,92		2,95		2,93		1,0	
ultrabazika z vrtu Holubov-1	53	2,90	0,20	2,92	0,16	2,90	0,14	0,4	8,7

hustoty hornin Barrandienu

Tabulka 2

Hustoty a poróznost hornin Barrandienu

geologický útvar	horninový typ	n	objemová hustota (g · cm ⁻³)		mineralogická hustota (g · cm ⁻³)		přirozená hustota (g · cm ⁻³)		poróznost (%)	
			M	s	M	s	M	s	M	s
devon	pelit	48	2,51	0,08	2,69	0,06	2,58	0,06	6,3	4,4
	prachovec	5	2,49	0,11	2,72	0,03	2,56	0,15	7,5	5,7
	psamit	17	2,57	0,08	2,69	0,03	2,61	0,06	4,3	3,1
	rohovec	16	2,59	0,03	2,62	0,02	2,60	0,02	1,0	1,0
	vápenec	428	2,67	0,03	2,70	0,02	2,69	0,02	1,1	1,1
	dolomitický vápenec	16	2,70	0,04	2,75	0,02	2,72	0,04	1,9	1,4
	kalcitický dolomit a dolomit	9	2,74	0,07	2,82	0,03	2,77	0,06	2,6	1,9
	tuf, tufit	6	2,49	0,10	2,79	0,08	2,59	0,10	10,5	1,7
	silur	pelit	89	2,44	0,17	2,63	0,08	2,51	0,12	7,4
vápenec		103	2,66	0,04	2,70	0,02	2,67	0,04	1,6	1,5
tufitický vápenec		9	2,63	0,09	2,72	0,05	2,66	0,08	3,3	3,5
dolomitický vápenec		9	2,69	0,04	2,76	0,02	2,72	0,03	2,2	1,0
paleobazalt		77	2,67	0,09	2,76	0,06	2,71	0,07	3,3	2,6
tuf, tufit		28	2,49	0,18	2,77	0,14	2,59	0,13	9,8	6,9
ordovik	pelit	295	2,46	0,12	2,71	0,05	2,55	0,10	9,1	4,6
	prachovec	116	2,50	0,08	2,70	0,03	2,57	0,05	7,3	3,2
	psamit	235	2,53	0,10	2,66	0,04	2,58	0,09	5,0	3,8
	křemenec	236	2,57	0,04	2,64	0,03	2,59	0,04	2,9	2,5
	paleobazalt	30	2,66	0,11	2,78	0,06	2,70	0,08	4,5	3,6
	tuf	54	2,56	0,14	2,78	0,09	2,64	0,10	7,7	5,5
kambrium	pelit	8	2,62	0,03	2,72	0,02	2,65	0,04	3,6	3,0
	prachovec	24	2,61	0,07	2,72	0,02	2,65	0,06	3,9	2,1
	psamit	52	2,57	0,08	2,67	0,04	2,60	0,09	3,6	2,6
	psefit	36	2,56	0,05	2,66	0,04	2,60	0,04	3,7	2,7
	paleobazalt	7	2,56	0,11	2,67	0,06	2,59	0,13	3,8	
proterozoikum	pelit	377	2,61	0,07	2,71	0,03	2,65	0,06	3,7	2,6
	prachovec	7	2,62	0,03	2,70	0,03	2,65	0,03	3,0	1,2
	psamit (droba)	137	2,63	0,06	2,70	0,03	2,65	0,05	2,6	2,0
	psefit	8	2,63	0,06	2,69	0,02	2,65	0,05	2,4	1,9
	paleobazalt	16	2,79	0,08	2,84	0,07	2,80	0,08	1,6	2,1
	split	20	2,83	0,14	2,85	0,14	2,83	0,15	0,9	0,8
	paleoryolit	5	2,49	0,04	2,67	0,02	2,56	0,03	6,8	2,1
	tuf, tufit	34	2,67	0,10	2,73	0,08	2,69	0,10	2,1	1,7

hustoty hornin metamorfitů

Tabulka 3

Hustoty a porózita metamorfitů Českého masívu

	hornina	n	objemová hustota (g . cm ⁻³)		mineralogická hustota (g . cm ⁻³)		přirozená hustota (g . cm ⁻³)		porózita (%)	
			M	s	M	s	M	s	M	s
český mezihorský blok	rula	1364	2,69	0,06	2,75	0,05	2,71	0,04	2,0	1,4
	ortorula	391	2,61	0,04	2,65	0,03	2,62	0,02	1,8	1,2
	svor	354	2,68	0,06	2,75	0,04	2,70	0,03	2,5	1,6
	migmatit	333	2,66	0,06	2,71	0,06	2,68	0,04	1,9	1,3
	amfibolit	411	2,99	0,08	3,04	0,08	3,00	0,05	1,7	1,7
	serpentinit	118	2,71	0,15	2,78	0,14	2,74	0,08	2,3	2,1
	granulit	542	2,65	0,06	2,71	0,05	2,67	0,03	2,1	0,9
	kvarcit	4	2,61	0,10	2,67	0,01	2,63	0,06	2,2	3,7
	fylit	26	2,83	0,15	2,84	0,15	2,83	0,08	0,4	0,4
	krystalický vápenec	38	2,71	0,07	2,74	0,06	2,72	0,04	1,1	1,3
	eklogit	2	3,49		3,51		3,50		0,6	
	erlan	6	3,03	0,15	3,10	0,17	3,05	0,11	2,0	7,2
	granulit z vrtu Holubov-1	207	2,72	0,08	2,74	0,08	2,73	0,04	0,7	0,4
	pyroxen-granulity z vrtu Holubov-1	26	2,83	0,15	2,84	0,15	2,83	0,08	0,4	0,4
areál intenzivní variské tektogeneze	rula	499	2,68	0,05	2,73	0,05	2,70	0,03	1,9	1,5
	ortorula	386	2,60	0,04	2,66	0,02	2,63	0,03	2,3	1,5
	svor	480	2,68	0,07	2,76	0,05	2,71	0,04	3,0	1,8
	migmatit	342	2,68	0,06	2,72	0,04	2,69	0,03	1,6	1,8
	amfibolit	94	2,93	0,08	2,98	0,08	2,95	0,05	1,8	1,6
	erlan	10	2,82	0,16	2,84	0,16	2,82	0,12	0,4	7,9
	kvarcit	110	2,62	0,04	2,66	0,04	2,64	0,02	1,7	0,8
	fylit	525	2,70	0,06	2,78	0,06	2,73	0,03	2,8	1,3
	krystalický vápenec	89	2,71	0,04	2,74	0,04	2,72	0,02	1,0	1,2
	granulit	32	2,66	0,06	2,73	0,05	2,69	0,03	2,6	1,3

hustoty hornin brunovistulika

Tabulka 4

Hustoty a porózita hornin brunovistulika
Měření na vzorcích z vrtů

hornina	n	objemová hustota (g . cm ⁻³)		mineralogická hustota (g . cm ⁻³)		přirozená hustota (g . cm ⁻³)		porózita (%)	
		M	s	M	s	M	s	M	s
S e v e r									
granitoid	4	2,69	0,03	2,71	0,01	2,70	0,02	0,9	1,2
diorit	22	2,70	0,12	2,76	0,06	2,72	0,05	2,3	3,1
gabro	9	2,88	0,05	2,89	0,05	2,88	0,05	0,2	0,2
rula	103	2,72	0,05	2,74	0,03	2,72	0,04	0,7	1,1
amfibolit	6	2,98	0,04	3,00	0,03	2,99	0,04	0,5	0,5
serpentinit	2	2,74	0,04	2,74	0,04	2,74	0,04	0,2	0,0
S t ř e d									
granit	61	2,58	0,06	2,63	0,02	2,60	0,04	1,7	2,0
granodiorit	86	2,68	0,04	2,70	0,02	2,69	0,02	0,6	1,1
křemenný diorit	14	2,69	0,03	2,72	0,02	2,70	0,02	0,9	0,8
diorit	16	2,80	0,05	2,80	0,05	2,80	0,03	0,2	0,1
metamorfity	12	2,76	0,03	2,77	0,03	2,77	0,02	0,4	0,2
J i h									
granit	44	2,57	0,07	2,64	0,02	2,59	0,02	2,8	3,1
granodiorit	120	2,67	0,05	2,69	0,03	2,68	0,04	0,9	1,4
křemenný diorit	26	2,71	0,05	2,74	0,04	2,72	0,04	1,2	1,2
diorit	6	2,77	0,06	2,79	0,05	2,78	0,06	0,8	0,7
hornblendit (amfibolovec)	1	2,94		2,94		2,94		0,2	
rula	6	2,71	0,06	2,75	0,04	2,72	0,05	1,7	1,6
amfibolit	1	2,86		2,91		2,88		1,7	

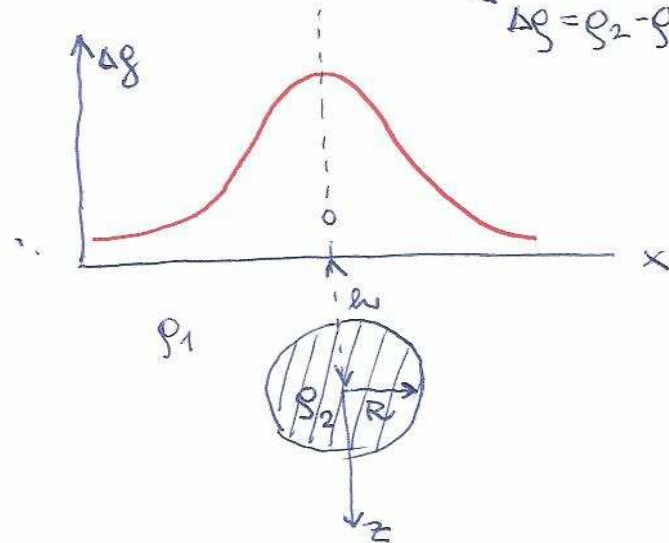
Přímá úloha gravimetrie pro modelová tělesa

Přímá úloha gravimetrie pro jednoduchá tělesa

Koule: $\Delta g = \frac{\rho M h}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \Delta \rho \quad (\text{anomální hmotnost})$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$$



válec:

$$\Delta g = \frac{2 \rho m h}{x^2 + h^2}$$

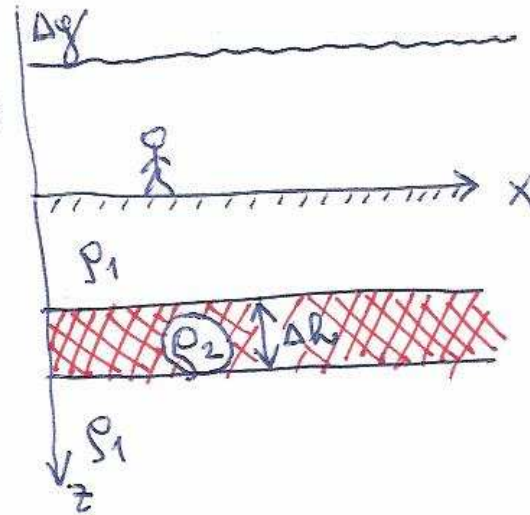
$$m = \pi R^2 \Delta \rho \quad (\text{anomální hmotnost jednotkové délky})$$

Přímá úloha gravimetrie pro modelová tělesa

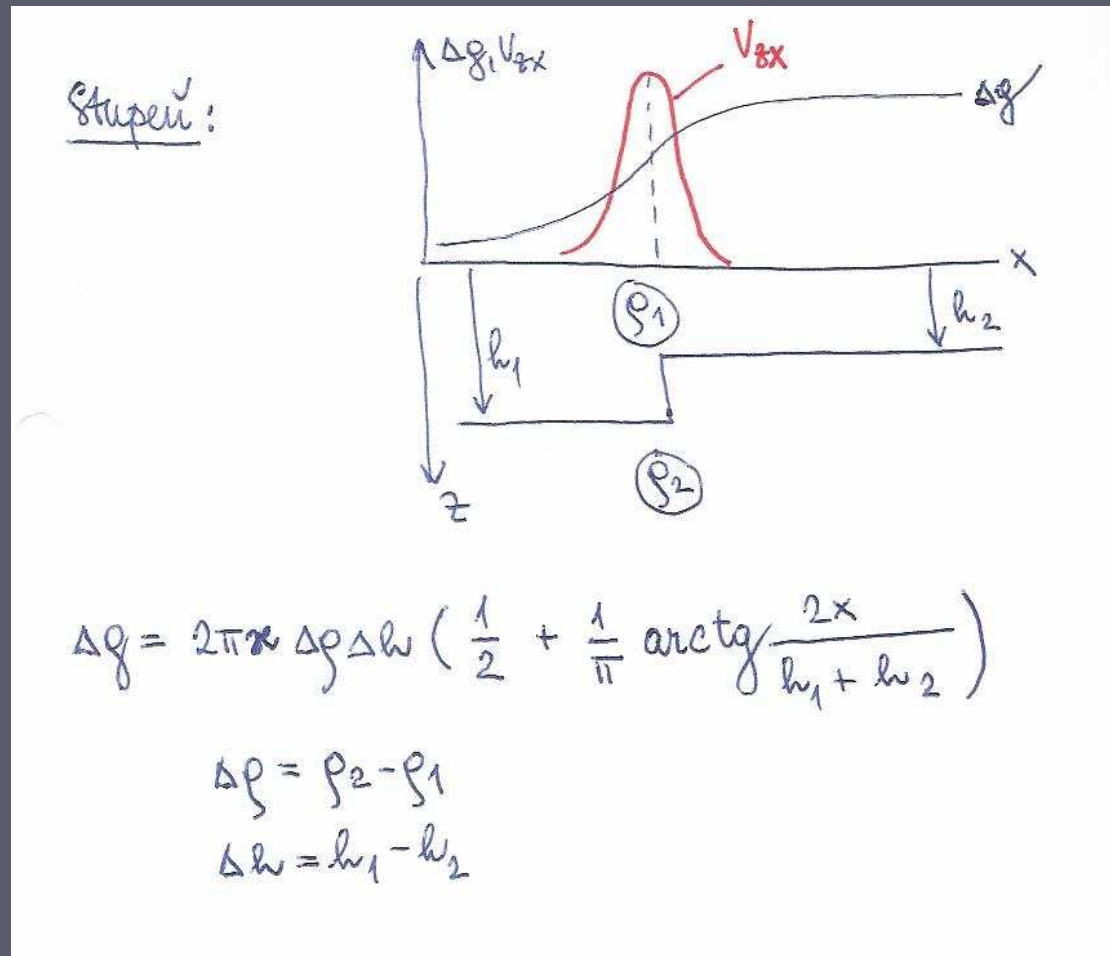
nekonečná vodorovná deska:

$$\Delta g = 2\pi \gamma \Delta \rho \Delta h$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$$



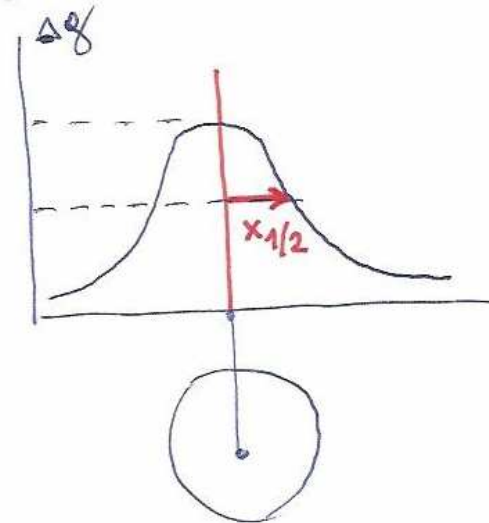
Přímá úloha gravimetrie pro modelová tělesa



Obrácená úloha gravimetrie pro modelová tělesa

Obrácená úloha gravimetrie pro
jednoduché modely

Koule : $h \approx 1,30 \times x_{1/2}$

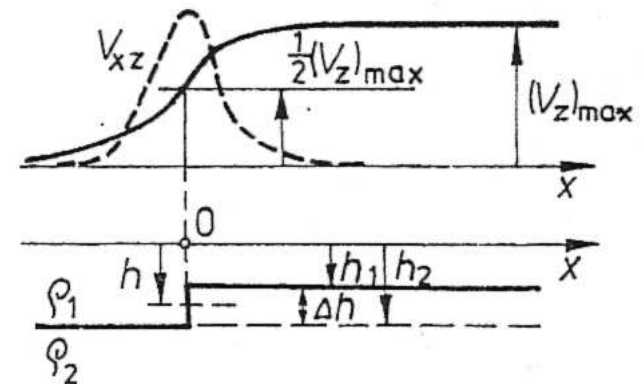


válec : $h \approx x_{1/2}$

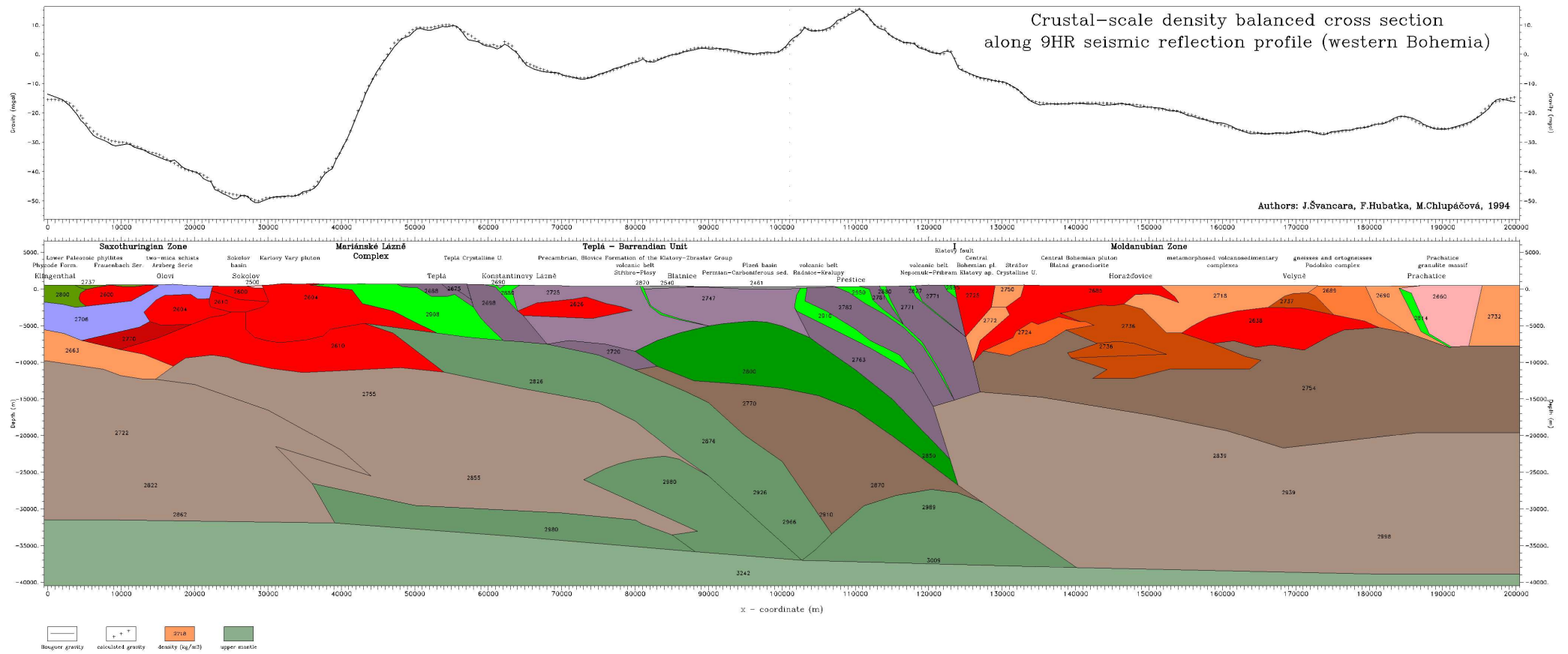
Stupeň

$$\Delta h = \frac{(V_z)_{\max}}{2\pi\kappa \Delta\rho}$$

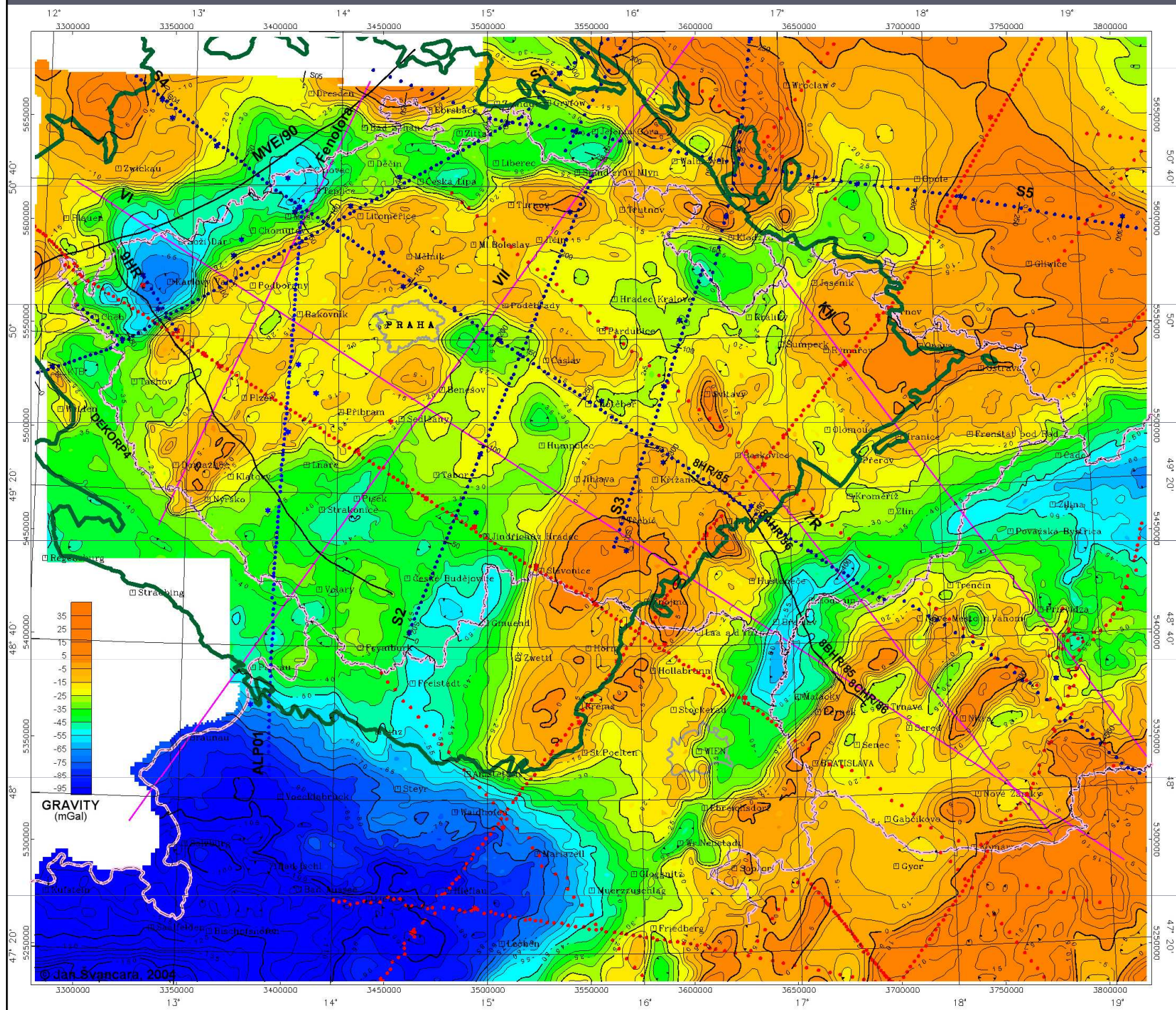
$$h = (h_1 + h_2) : 2 = \frac{2\pi\kappa \Delta\rho \Delta h}{(V_{xz})_{\max}}$$



Obrácená úloha gravimetrie – profilové modelování



Tíhové pole ČR a okolí - Mapa Bouguerových anomálií



Slapové jevy – příliv a odliv

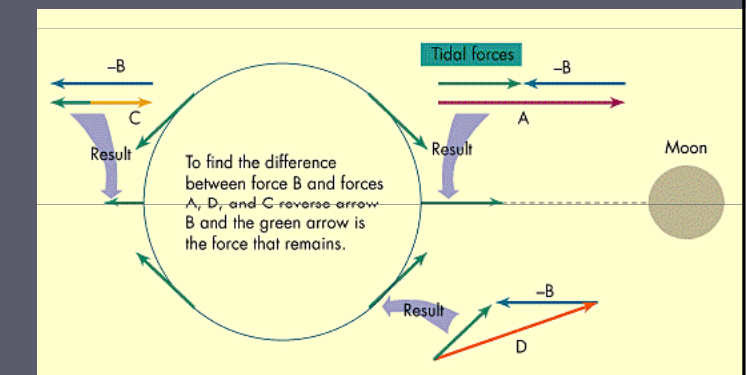
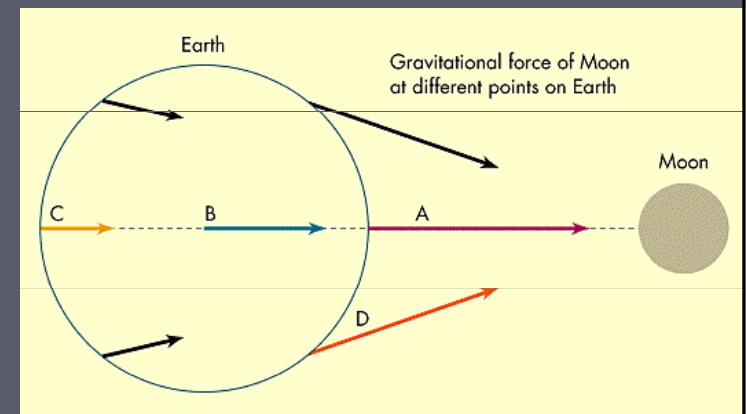
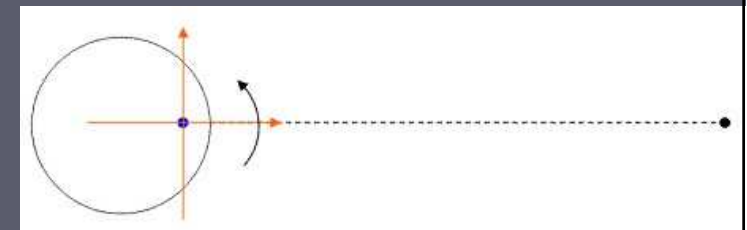
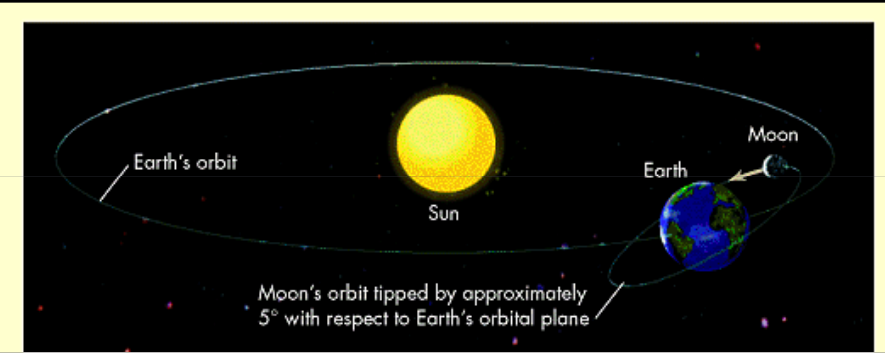
Slapy jsou způsobeny gravitačními účinky Měsíce a Slunce a vzájemným pohybem Země a těchto těles. Rozlišujeme mořské slapy, slapy pevné Země a slapy atmosféry.

Země i Měsíc obíhají okolo těžiště soustavy Země-Měsíc

Podle Newtonova gravitačního zákona působí v bodě A, který je přivrácen k Měsíci větší gravitační síla, než v bodě C, který leží na odvrácené straně Země.

Abychom z gravitačních účinků Měsíce v bodech A a B vypočetli slapové síly, musíme od nich odečíst sílu, která je rovna velikosti gravitačního účinku Měsíce ve středu Země (bod B).

Fyzikálně tato operace vyjadřuje skutečnost, že při pohybu kolem barycentra, každý bod na povrchu Země opisuje kružnici o poloměru 1700 km s úhlovou rychlostí danou třetím Keplerovým zákonem.



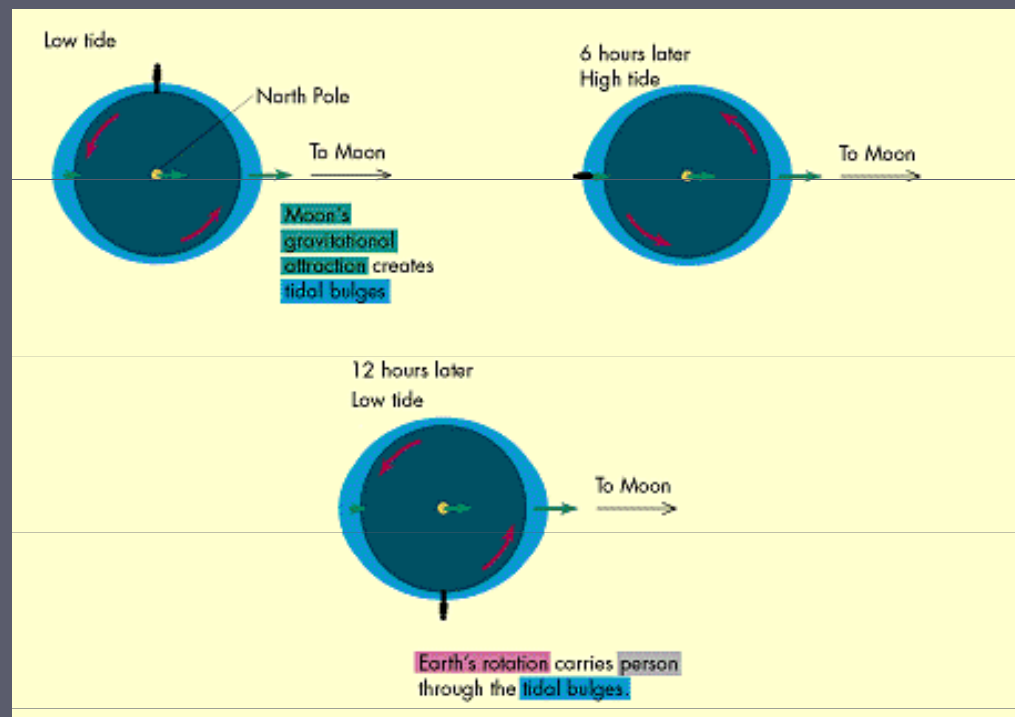
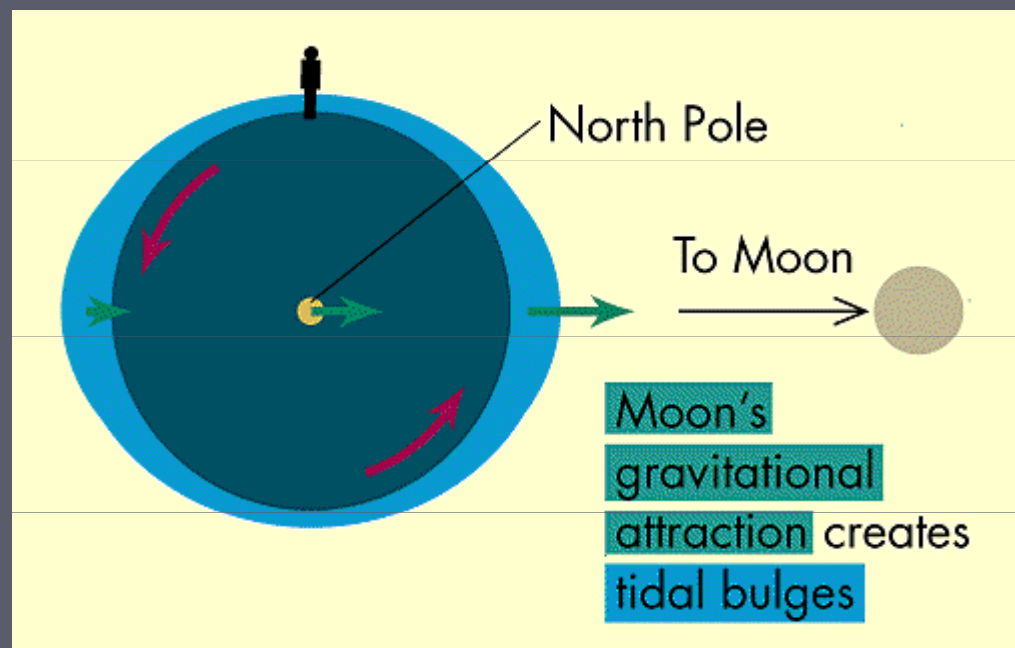
Slapové jevy – příliv a odliv

Největší dmutí mořské hladiny pozorujeme na straně přivrácené k Měsíci a o několik procent menší i na odvrácené straně Země.

K přílivu a odlivu dochází při průchodu Měsíce nad příslušným poledníkem, každých 12 hodin 25 minut.

Gravitačním působením Měsíce tedy na Zemi vzniká přílivový elipsoid s osou Země-Měsíc, kde Země se pod tímto elipsoidem defacto podtáčí.

Pozn.: Rotace Země způsobuje ekvatoriální vydutí moří kolem celé Země. Toto vydutí má konstantní tvar a lunární slapy se k němu přidávají.



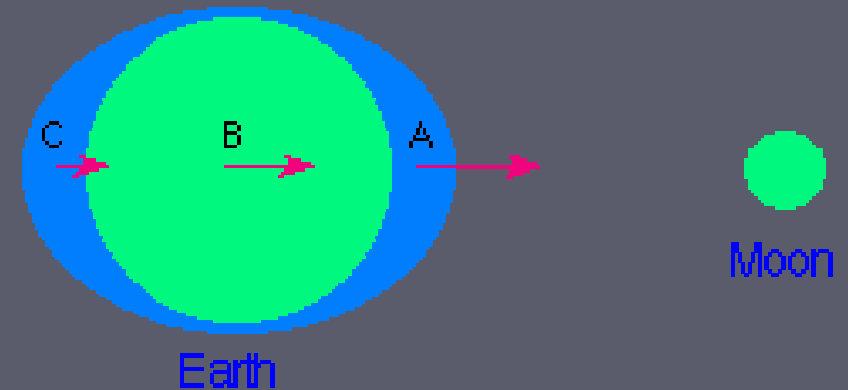
Slapové jevy – příliv a odliv

Měsícem vyvolaná výška přílivu v bodě A na volném moři činí přibližně 54 cm (viz poznámka).

Maximální vzedmutí vyvolané Sluncem činí přibližně 25 cm.

A) Pokud Slunce, Země a Měsíc leží v jedné přímce, slapové síly se sečítají a dochází ke **skočnému dmutí** (54 cm + 25 cm).

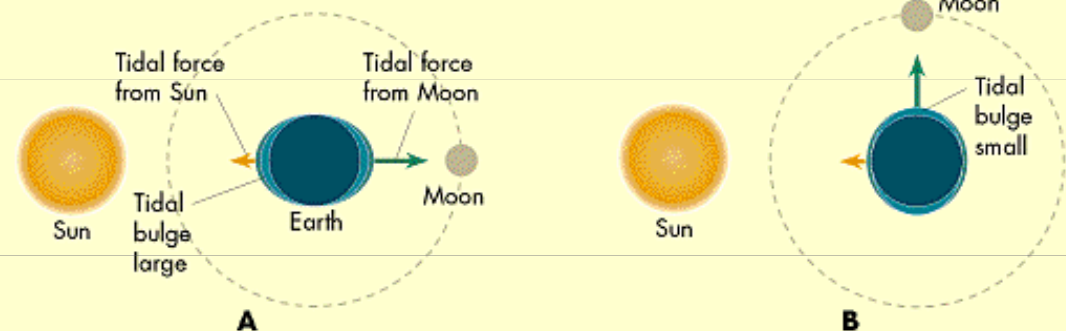
B) Pokud Slunce, Země a Měsíc svírají pravý úhel slapové účinky Měsíce jsou Sluncem částečně vyrušeny a nastává **hluché dmutí**.



High Tide



Low Tide



Pozn.: Skutečná výška přílivu je ovlivněna tvarem pobřeží a úhlem dna. Nejvyšší příliv na světě je v kanadském zálivu Fundy a činí 20 metrů.

Slapové jevy – vázaná rotace

Synchronní (vázaná) rotace je jev, kdy se Měsíc k Zemi otáčí stále stejnou polokoulí.

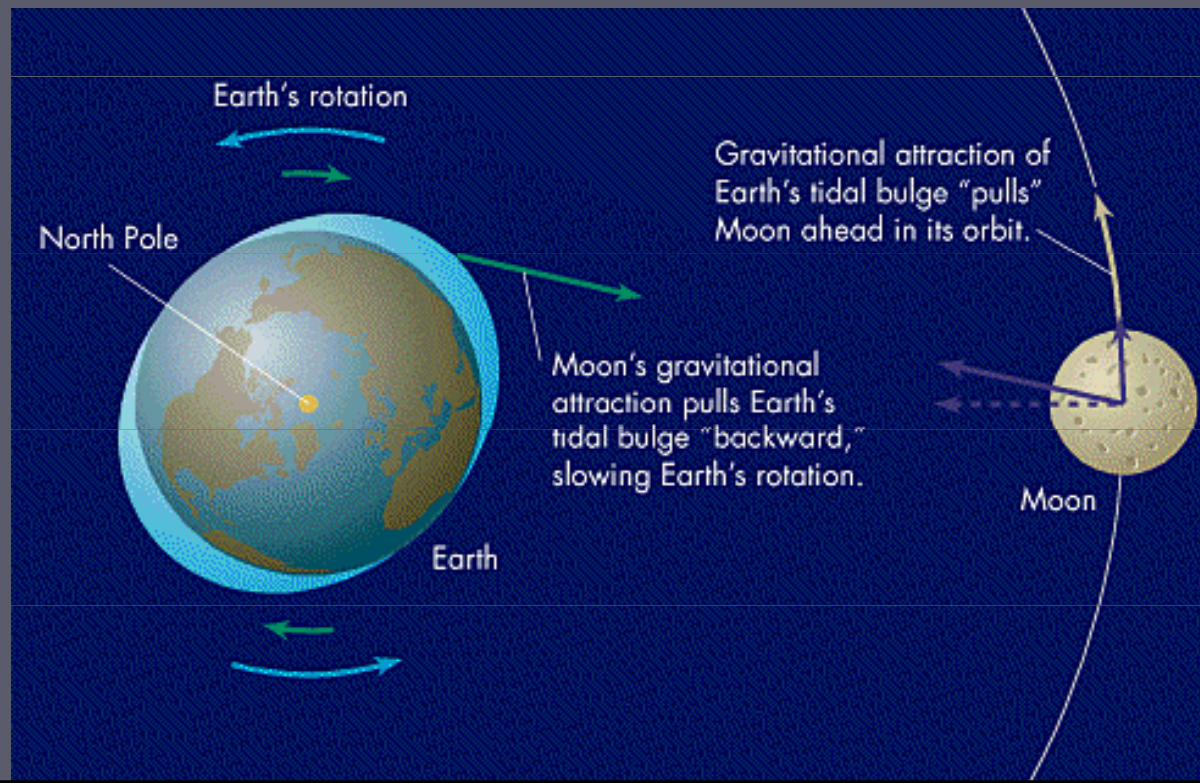
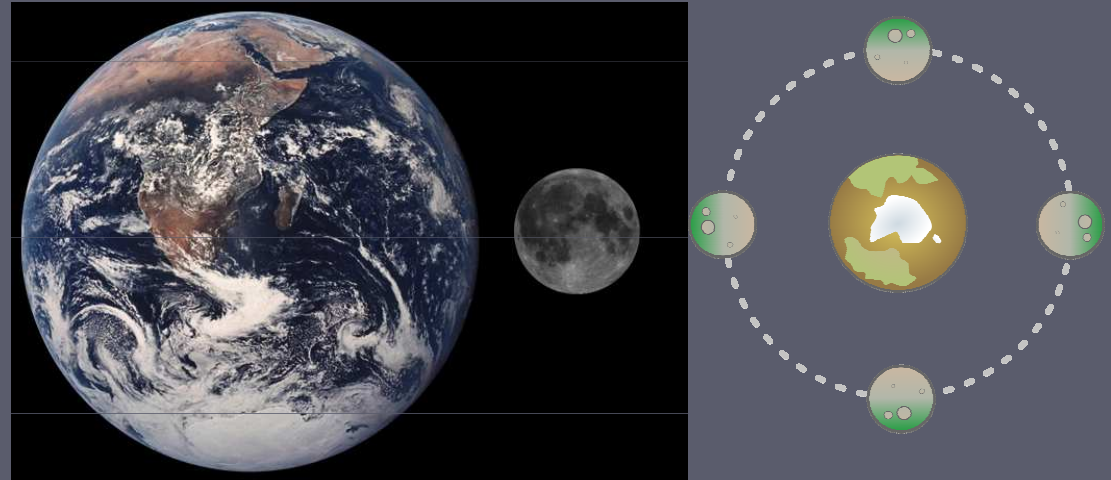
Doba rotace Měsíce kolem jeho osy je rovna době jeho oběhu kolem Země.

Příčinou tohoto jevu je skutečnost, že Země zpomalila rotaci měsíce natolik, že došlo k synchronizaci s dobou oběhu okolo Země.

Rotace Země způsobuje stáčení osy přílivového elipsoidu před spojnicí Země-Měsíc (o cca 10°).

Vzedmutá mořská hladina přitahuje Měsíc a urychluje jej na jeho oběžné dráze.

Vlivem slapových sil dochází ke zpomalování rotace Země (o 2 ms za sto let) a zvětšování vzdálenosti Měsíce od Země (4 cm za rok).



Slapové jevy – vázaná rotace

Přesto že se Měsíc od Země vzdaluje, neunikne v budoucnu od Země.

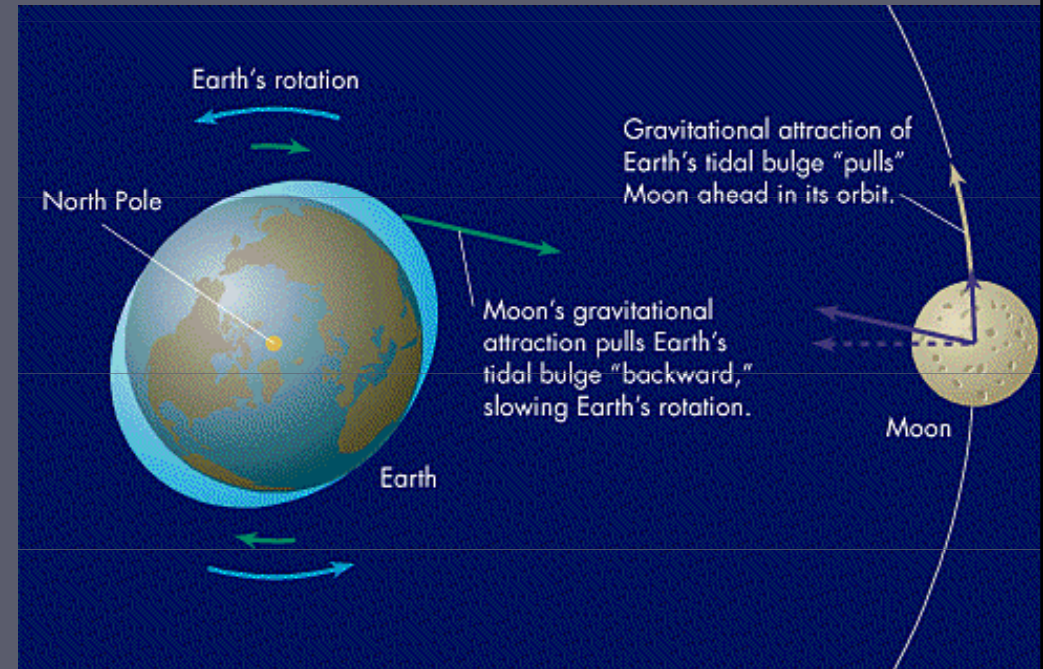
Země se postupně zpomalí natolik, že bude v konečném stavu rotovat synchronně s oběhem Měsíce.

Slapová vzedmutí nebudou odchýlena od spojnice Země-Měsíc.

Numerické odhady ukazují, že v konečném stavu by Měsíc měl být vzdálen od Země 87 zemských poloměrů (dnes 60) a doba oběhu Měsíce činit 47 dní.

Pozn.: Řada měsíců planet sluneční soustavy vykazuje vázanou rotaci.

Vzájemně vázanou rotaci (úplnou synchronizaci) vykazuje Pluto a jeho měsíc Charon. Jejich otáčení i oběh okolo společného těžiště trvají 6,4 dne.



Slapové jevy – vázaná rotace

Dříve než dojde k úplné synchronizaci Země a Měsíce přemění Slunce většinu vodíku na helium a přejde do stadia červeného obra.

V tomto stadiu Slunce dramaticky zvětší svůj objem, pohltí Merkur, Venuši a možná i Zemi...

