

# GRAVITAČNÍ ANOMÁLIE

studie

Autoři:

Petr Bartoš

Hvězdárna Fr.Pešty, Sezimovo Ústí

Spolupracovníci:

## Úvod

---

Čas od času slycháme o záhadných místech naší planety, k nimž se řadí i tzv. gravitační anomálie. Bulvární tisk i populární časopisy, televizní štáby i ufologická literatura nám přinášejí reportáže o takových místech, a to velmi vzdálených od našich rodných krajů. Čteme o takových místech v USA (Mystery Spot v Kalifornii u Santa Cruz, v Oregonu - tzv. Oregonský vortex [17]), Japonsku a v Kanadě, ale takové místo se nachází i 30 km od Říma na místě nazvaném Hlava světa.

V pořadu Cestománie [18] odvysílaném dne 7.7.2003 byla uvedena v reportáži taková anomálie na Filipínách. Po silnici obklopené lesem jely auta i malé autobusy do kopce, dokonce i cyklisté. Po zemi se kutálely prázdné láhve. Naopak z kopce cyklisté bez šlapání zastavovali. V roce 2003 byla v pořadu Objektiv uvedena reportáž o podobném místě v Řecku, kde u městečka Livitra se ocelová koule puštěná z kopce zastaví a kutálí.

Uvádí se, že za samovolnou jízdou automobilů do kopce je zvláštní skladba podloží, zejména zvýšený obsah železa. Jak však vysvětlit kutálení plastických lahví, jak je to zachyceno na filmu z podobného místa v Itálii nebo skleněných na Filipínách?

Za těmito a dalšími popisovanými událostmi však stojí mnohé otázky. Opravdu se jedná o gravitační anomálii nebo o pouhý optický klam? Projevuje se anomálie stále nebo jen někdy nebo její intenzita kolísá? Co vlastně anomálii způsobuje? Je takových míst na Zemi více?

Cílem této studie, doplněné o terénní výzkum, je podat odpovědi alespoň na základní otázky, a to především, zda se opravdu jedná o anomálii. Řešení dalších otázek bude jen dalším bonusem této studie.

## Gravimetrie a gravitační mapování

[19]

*Gravitační síly jsou nejslabší ze čtyř fundamentálních fyzikálních interakcí, a přesto jsou to ony, které určují makrostrukturu galaxií, hvězd i planety Země. Úkolem gravimetrie je měření a systematické studium zemského tíhového pole, které významně ovlivňuje řadu procesů v zemském tělese, na zemském povrchu i v atmosféře. V užité gravimetrii zkoumáme tíhové pole Země za účelem vymezení hustotních nehomogenit v zemské kůře. V geodézii jsou výsledky tíhových měření využívány k určení geoidu, což je plocha konstantního tíhového potenciálu, která splývá s klidnou hladinou světových oceánů.*

### Gravimetrie

Fyzikálním základem gravimetrie je Newtonův gravitační zákon. Tíhovou silou působící na těleso na povrchu Země nazýváme výslednici gravitační síly a setrvačné síly odstředivé, kterou zavádíme proto, že v gravimetrii jevy popisujeme v neinerciální souřadné soustavě pevně spojené s rotující Zemí [3]. Již Newton vypočítal, že díky rotaci kolem vlastní osy musí mít Země tvar rotačního elipsoidu, jehož rovníková poloosa je větší než polární poloosa.

Newtonem stanovená hodnota zploštění Země je  $(a-c)/a = 1/230$ , což je hodnota velmi blízká zploštění stanovenému současnými metodami kosmické geodézie  $f = 1/298,2572$ . Rozpracování a zobecnění Newtonových výpočtů, zejména v 19. a 20. století vedlo k definici referenčního hladinového elipsoidu – tzv. normální Země.

První správné určení velikosti tíhového zrychlení je připisováno Galileimu, který v roce 1590 určil metodou volného pádu hodnotu  $g = 9,8 \text{ m.s}^{-2}$ . V gravimetrii se na jeho počest stále používá jednotka 1 Gal =  $10^{-2} \text{ m.s}^{-2}$ , resp. 1 mGal =  $10^{-5} \text{ m.s}^{-2}$ . Metoda volného pádu je i v současné době nejpřesnější metodou pro měření absolutní velikosti tíhového zrychlení [4]. Podrobná tíhová měření v terénu jsou však realizována pomocí snadno přenosných gravimetrů, což jsou astazované pružinové systémy umožňující relativní určení tíže s přesností až  $10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$ .

Rozdíl mezi měřeným tíhovým zrychlením a tíhovým zrychlením matematicko-fyzikálního modelu Země je nazýván tíhovou anomálií. Výsledky měření tíhového zrychlení jsou zobrazovány ve formě map vypočtených tíhových anomálií, které poskytují názornou představu o laterálním rozložení hustotních nehomogenit v zemské kůře.

### Tvar Země

Při určování tvaru Země je důležité mít na zřeteli, že více než 70 % zemského povrchu tvoří hladiny moří a oceánů, jejichž volná hladina je ekvipotenciální plochou zemského tíhového potenciálu. Již Newton dokázal, že rovnovážný stav otáčející se homogenní nestlačitelné kapaliny je rotační elipsoid s malým zploštěním. Newtonovy závěry významně zobecnil Clairaut, který odvodil vztah mezi tíhovým zrychlením a polohou tíhového bodu na povrchu elipsoidu i pro případ, kdy se hustota Země mění v radiálním směru. Clairautův teorém lze zapsat vztahem:

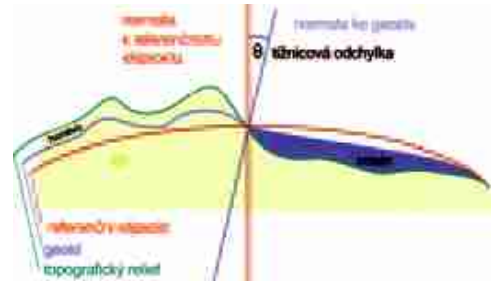
$$\gamma = \gamma_e(1 + \beta \sin^2 \varphi)$$

$$\text{kde } \beta = 5q/2 - f, \quad q = a\omega^2/\gamma_e, \quad f = (a - c)/a$$

přičemž  $\gamma$  je tíhové zrychlení na povrchu elipsoidu v místě o zeměpisné souřadnici  $\varphi$ ,  $\gamma_e$  je tíhové zrychlení na rovníku,  $f$  je zploštění rotačního elipsoidu o poloosách  $a$ ,  $c$  a  $\omega$  je úhlová rychlost rotace Země. Pro gravimetrii měl Clairautův teorém zásadní význam [5], neboť jeho pomocí lze z tíhových měření vypočítat zploštění elipsoidu, kterým aproximujeme Zemi. Gauss v roce 1828 definoval „matematický tvar Země“ jako plochu konstantního tíhového potenciálu, která splývá s klidnou hladinou oceánů. Stokes [6] ukázal, že pro rovnovážné rotující těleso ohraničené plochou konstantního tíhového potenciálu jeho vnější silové pole nezávisí na rozložení hmot v jeho nitru. Listing [7] navrhl název geoid pro plochu konstantního tíhového potenciálu, která splývá s klidnou hladinou oceánů. Ortogonální trajektorie geoidu jsou siločáry tíhového pole, které jsou nazývány tížnicemi. Tvar geoidu je dán

fyzikálními vlastnostmi Země a jejím silovým polem. Na obr. 1 je schematicky znázorněn průběh geoidu, referenčního elipsoidu a topografického reliéfu. Geoid je plocha mimořádného významu pro geodézii, neboť definuje nulovou hladinu pro určování výšek nad hladinou moře (tzv. ortometrické výšky).

Obr. 1. 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  $\theta$ , který svírá normála ke geoidu s normálou k referenčnímu elipsoidu, se nazývá tížnicová odchylka. Velikost tížnicové odchylky může činit i několik desítek úhlových vteřin.



## Referenční elipsoid – normální Země

Skutečný povrch Země je matematicky nedefinovatelný, proto jej nahrazujeme referenčním elipsoidem. Normální Země je nazýván rotační hladinový elipsoid, který má stejnou hmotu jako Země, stejnou úhlovou rychlost rotace a tíhový potenciál, na němž je roven tíhovému potenciálu na geoidu. Střed referenčního elipsoidu splývá s těžištěm Země. Referenční rotační hladinový elipsoid je určen čtyřmi vhodně zvolenými konstantami. Světový geodetický referenční systém 1984 (WGS 84) je definován následujícími primárními konstantami [1, 8, 9]:

$$\begin{aligned} a &= 6\,378\,137 \text{ m}, \\ GM &= 3\,986\,005 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}, \\ J_2 &= 108\,263 \times 10^{-8}, \\ \omega &= 7\,292\,115 \times 10^{-11} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}, \end{aligned}$$

kde  $a$  je hlavní poloosa referenčního elipsoidu,  $GM$  je geocentrická gravitační konstanta (součin gravitační konstanty a hmotnosti Země),  $J_2$  je dynamické zploštění Země a  $\omega$  je úhlová rychlost rotace Země. Z výše uvedených charakteristik hladinového elipsoidu referenčního systému WGS 84 lze vypočítat tíhové zrychlení na tomto elipsoidu. Podle [8] vztah pro velikost normálního tíhového zrychlení  $\gamma_0$  odvodil Pizzeti a později upravil Somigliana do tvaru:

$$\gamma_0 = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}}$$

kde  $\gamma_e$  a  $\gamma_p$  je tíhové zrychlení na rovníku a pólu a dále platí, že

$$k = \frac{2e}{\gamma_e} \sqrt{1 - e^2} - 1, \quad e^2 = (a^2 - c^2)/a^2$$

přičemž  $\varphi$  je zeměpisná šířka. Po dosazení číselných hodnot dostáváme pro normální tíhové zrychlení na referenčním elipsoidu vztah:

$$\gamma_0 = 9,78032677137 \frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2 \varphi}}$$

Hodnoty  $\gamma_0$  vychází v  $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ . Střední hodnota normálního tíhového zrychlení na povrchu referenčního elipsoidu WGS 84 činí  $9,797645 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ , hodnota normálního tíhového zrychlení v zeměpisné šířce  $\varphi = 450$  je  $9,806199 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ .

## Měření tíhového zrychlení

V principu lze měření tíhového zrychlení rozdělit na absolutní a relativní. Pro absolutní tíhová měření se v minulosti používala kyvadla. V současné době se absolutní měření tíhového zrychlení provádějí balistickými gravimetry metodou volného pádu [4]. Na území České republiky se nacházejí dva absolutní tíhové body, které spolu s dalšími body české gravimetrické sítě definují tíhový systém 1995 (S-Gr95) [10]. Páteří bod Jednotné gravimetrické sítě ČR se nachází na hlavním pilíři gravimetrické laboratoře Geodetické observatoře Pecný [10].

Relativní tíhová měření jsou v současné době realizována převážně pomocí gravimetrů, což jsou ve své podstatě pružinové systémy s horizontálně uloženým vahadlem. Většina gravimetrů využívá koncepci pružiny nulové délky [11, 12], pro kterou platí  $F = kx$ , kde  $k$  je tuhost pružiny. Tato pružina je nazývána astazující, neboť udržuje vahadlo v nestabilní rovnováze, kdy i malé změně tíže odpovídá měřitelný pohyb vahadla. Vlastní měření tíhového zrychlení gravimetrem probíhá nulovou metodou, kdy např. změnou polohy horního závěsu pružiny nulové délky je vahadlo uvedeno do horizontální polohy. Praktická realizace gravimetru musí dokázat eliminovat vliv změn teploty, tlaku a magnetického pole a to při zachování robustnosti a malé hmotnosti přístroje (typická hmotnost je 3 až 5 kg) [10, 11]. Současné gravimetry dosahují přesnosti až  $10^{-8} \text{ m.s}^{-2}$ .

## Tíhová anomálie

V geofyzice se nepracuje s absolutní hodnotou tíhového zrychlení, ale s tzv. tíhovou anomálií. Nejčastěji je používána Bouguerova anomálie, která je obecně definovaná následovně:

*Bouguerova anomálie = měřené tíhové zrychlení – tíhové zrychlení modelové Země.*

Tato definice vypadá velmi triviálně, má však zásadní význam pro většinu praktických aplikací. Odečtením tíhového zrychlení modelové Země odstraníme z měřeného tíhového zrychlení závislost na zeměpisné šířce, na výšce tíhového bodu i na lokálních undulacích topografického reliéfu v okolí místa měření. Typická velikost tíhových anomálií se pohybuje od 10 do 1000  $\mu\text{m.s}^{-2}$ . V České republice se od roku 1997 v užití gravimetrii používá následující definice Bouguerovy anomálie:

$$\Delta g = g - \gamma_0 + \delta_{gF} - \delta_{gB} + T - B \quad (4)$$

kde

$\Delta g$  je Bouguerova anomálie,  $g$  je měřené tíhové zrychlení v tíhovém systému S-Gr95,

$\gamma_0$  je normální tíhové zrychlení referenčního elipsoidu WGS 84 definované vztahem (3),

$\delta_{gF}$  je oprava z volného vzduchu (Fayova korekce),

$\delta_{gB}$  je oprava na účinek Bouguerovy desky (Bouguerova korekce),

$T$  je topografická korekce,

$B$  je Bullardův člen.

Bouguerova anomálie i všechny její členy jsou v tomto odstavci uvedeny v  $\mu\text{m.s}^{-2}$ .

Odečtením normálního tíhového zrychlení zbavíme měřené hodnoty závislosti na zeměpisné šířce tíhového bodu. Fayova korekce  $\delta_{gF}$  zohledňuje závislost normálního tíhového zrychlení na výšce tíhového bodu nad referenčním elipsoidem. Pro její výpočet platí:

$$\delta_{gF} [\mu\text{m.s}^{-2}] = (3,0878 - 0,00439 \sin^2\varphi) \cdot H - (7,265 \cdot 10^{-7} - 2,085 \cdot 10^{-9} \sin^2\varphi) \cdot H^2, \quad (5)$$

kde  $H$  [m] je výška tíhového bodu nad referenčním elipsoidem.

Bouguerova korekce  $\delta_{gB}$  početně vyplňuje prostor mezi referenčním elipsoidem a výškovou úrovní tíhového bodu nekonečnou rovinnou deskou o hustotě  $\sigma$  [ $\text{kg.m}^{-3}$ ]. Gravitační účinek této desky je dán vztahem:

$$\delta_{gB} [\mu\text{m.s}^{-2}] = 2\pi \cdot G \cdot \sigma \cdot H = 0,419251 \cdot \sigma \cdot H, \quad (6)$$

přičemž  $G$  je gravitační konstanta.

Topografická korekce  $T$  je oprava na gravitační zrychlení nerovného topografického reliéfu v okolí tíhového bodu. Topografická korekce se počítá numerickou integrací až do vzdálenosti 166 km od tíhového bodu. K popisu topografického reliéfu slouží podrobné digitální modely terénu. Bullardův člen  $B$  je malá korekce členu  $\delta_{gB}$ , která zajišťuje zohlednění zakřivení zemského povrchu. Tato definice Bouguerovy anomálie vychází z [13].

## Gravimetrie v praxi

Gravimetrické mapy přinášejí geofyzikům velmi cenné informace o hustotních nehomogenitách zemské kůry a svrchního pláště. Kvantitativní interpretací gravimetrických map lze vymezit průběhy zlomových linií a vyhledávat struktury perspektivní pro výskyt ložisek ropy a zemního plynu a dalších nerostných surovin.

Plošnou integrací tíhových anomálií se v geodézii odvozuje průběh geoidu, který definuje nulovou hladinu pro určování výšek nad hladinou moře. Detailní znalost geoidu pod kontinenty umožňuje transformaci mezi výškami učenými GPS technologií a ortometrickými výškami určenými nivelací.

## Gravimetrická mapa České republiky

První ucelené gravimetrické mapování našeho státního území proběhlo v letech 1953 až 1961. Výsledkem těchto prací bylo sestavení Gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1 : 200 000 [14]. Tato mapa vycházela z měření tíhového zrychlení na přibližně 50 000 tíhových bodech o průměrné vzdálenosti 2,5 km. Vzhledem ke značnému významu a ohlasu tohoto díla v geofyzikální i geodetické komunitě bylo rozhodnuto pokračovat v detailním gravimetrickém mapování se střední vzdáleností tíhových bodů 0,5 km, za použití přesnějších gravimetrů. Do současnosti bylo detailním gravimetrickým mapováním změřeno asi 300 000 tíhových bodů a pokryto přibližně 80 % území ČR.

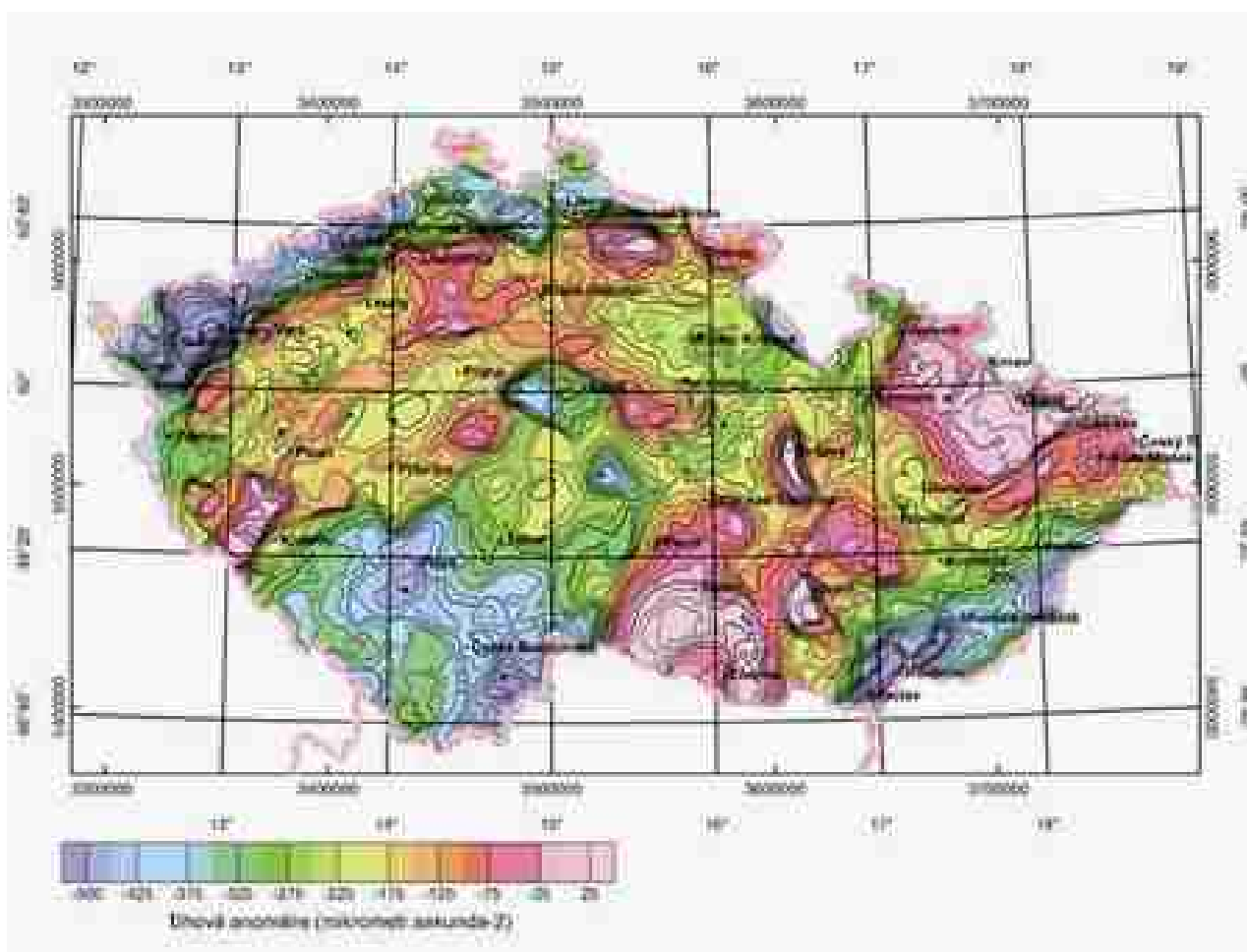
Hlavní využití nacházejí gravimetrické mapy při výzkumu regionální geologické stavby, při vyhledávání struktur perspektivních pro výskyt ložisek ropy a zemního plynu, při průzkumu uhelných pánví a rudních ložisek. Na obr. 2 je uvedena přehledná gravimetrická mapa České republiky. Jedná se o mapu úplných Bouguerových anomálií pro redukční hustotu  $2670 \text{ kg.m}^{-3}$ . Jako vstupní data pro interpolaci pravidelné čtvercové sítě s krokem  $1 \times 1 \text{ km}$  byly využity body Gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:200 000 transformované do tíhového systému S-Gr95.

Mapa je určena pro štáby a útvary dělostřelectva.

Mapa obsahuje:

- izočáry Bouguerových anomálií s krokem 2 mGal – izočáry normálního tíhového zrychlení vykreslené jako soustava rovnoběžek o stejné zeměpisné šířce s intervalem 4 mGal
- doplňkové mimorámové údaje
- Mapu zpracovává VTOPÚ Dobruška jako jednobarevný přítisk do topografické mapy 1:200 000

Přehledný výklad geologických zdrojů tíhových anomálií v ČR lze najít v práci [15]. V prvním přiblížení lze konstatovat, že záporné tíhové anomálie jsou projevem svrchně korových sedimentárních hornin a lehkých granitoidů s přirozenými hustotami menšími než  $2650 \text{ kg m}^{-3}$ . Kladné tíhové anomálie jsou projevem bazických a ultrabazických vyvěřelých a metamorfovaných hornin, resp. těžkých granitoidů s přirozenými hustotami většími než  $2700 \text{ kg.m}^{-3}$ . Hustotní modely geologické stavby jsou sestrojovány metodou gravimetrického modelování, kdy srovnáváme gravitační účinek hustotního modelu s tíhovou anomálií vypočtenou z měření tíhového zrychlení. Z mapy Bouguerových anomálií se metodou frekvenční filtrace vypočítávají tzv. odvozené tíhové mapy. Nejčastěji jde o výpočet regionálních a reziduálních map, pokračování tíhového pole do horního poloprostoru a výpočet druhých derivací tíhového zrychlení [11, 16].



Obr. 2. Přehledná gravimetrická mapa České republiky. Mapa úplných Bouguerových anomálií byla sestavena pro redukční hustotu  $2670 \text{ kg.m}^{-3}$ . Krok izolinií gravimetrické mapy činí  $25 \mu\text{m.s}^{-2}$ . Tíhový systém S-Gr95, souřadnicový systém S42.

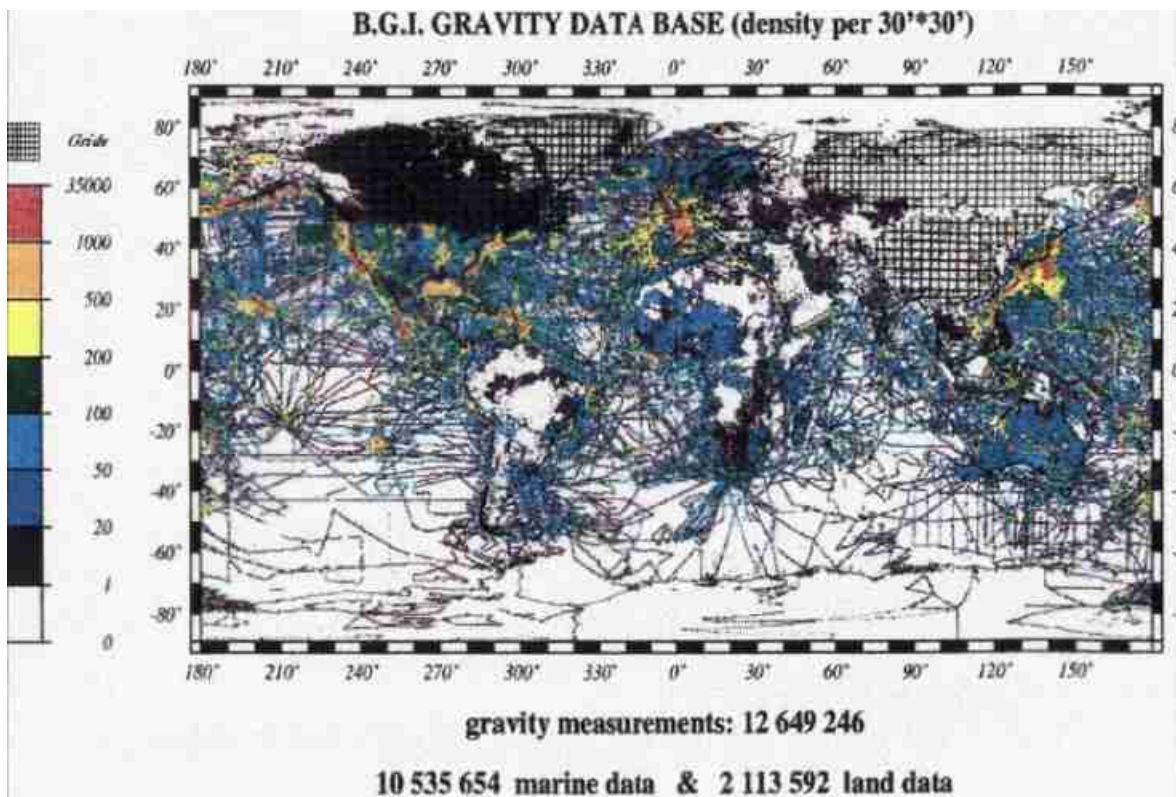
## Globální gravimetrická měření

Pokrytí Země gravimetrickým měřením pomocí družic:

- „poziční“ pozorování SLR, GPS, DORIS, TDRSS a TRANET více než 20 družic,
- přímá altimetrická pozorování z družic TOPEX/Poseidon, ERS-1, GEOSAT

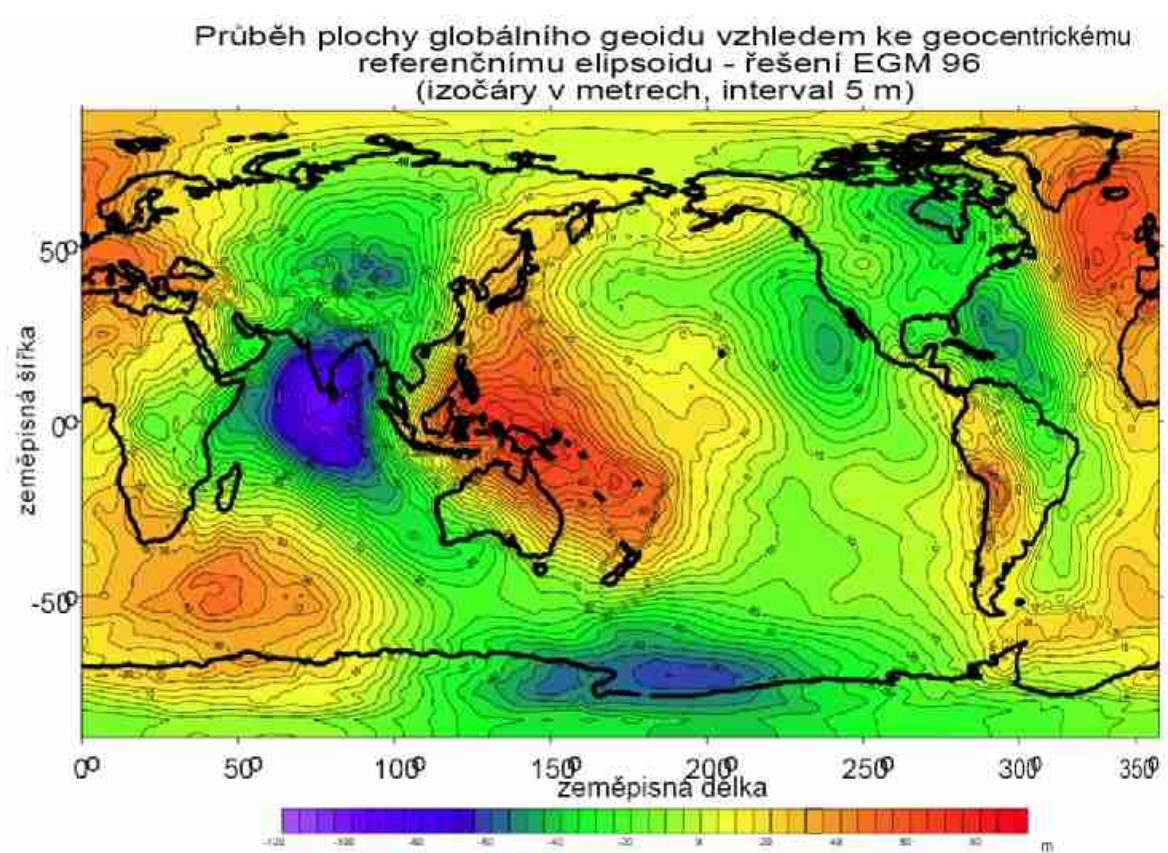
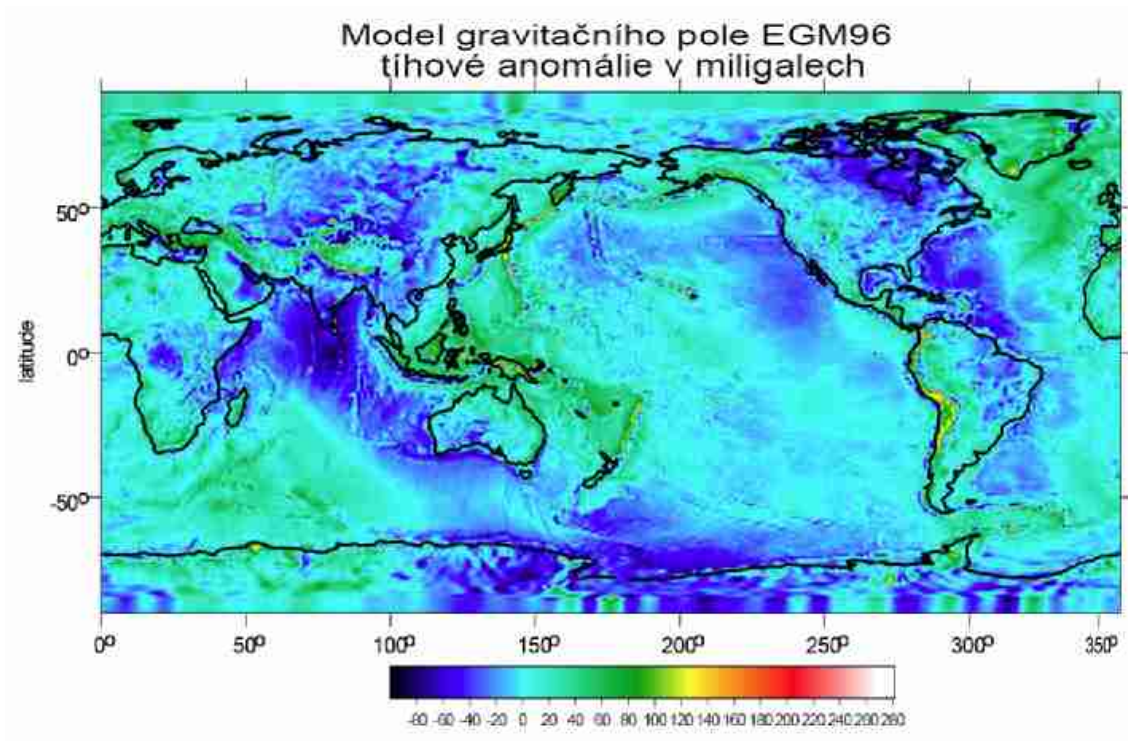
Pokrytí Země gravimetrickým pozemním měřením:

- gravitační anomálie z pozemní, letecké a námořní gravimetrie (střední hodnoty  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) – 32% povrchu Země
- gravitační anomálie z altimetrie (oceány/ledovce) (střední hodnoty  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) – 66% povrchu Země
- gravitační anomálie odvozené z výšek pomocí izostatického modelu Země – 2% povrchu Země





## Model gravitačního pole



---

## Zdroje

---

- [1] M. Pick: Advanced physical geodesy and gravimetry. Ministerstvo obrany ČR, Praha 2000.
- [2] M. Pick, J. Pícha, V. Vyskočil: Úvod ke studiu tíhového pole Země. Academia, Praha 1973.
- [3] E. Mechlová a kol.: Výkladový slovník fyziky. Prometheus, Praha 1999.
- [4] J. Kostecký ml., V. Pálinská, Čs.čas.fyz. 54, 214 (2004).
- [5] N. P. Grušinckij, A. N. Grušinckij: V mire sil tjagotenija. Nedra, Moskva 1978.
- [6] G. G. Stokes, Trans. Cambridge Philosoph. Society 8, 672 (1849).
- [7] J. B. Listing: Nachr. Kgl. Gesellsch. Wiss. Georg-August-Univ, Goettingen 1873, s. 33.
- [8] H. Mortiz, Bulletin Géodésique 54, 395 (1980).
- [9] X. Li, H.-J. Goetze, Geophysics 66, 1660 (2001).
- [10] S. Olejník, K. Diviš, Geodetický a kartografický obzor 49/90, 8 (2002).
- [11] L. L. Nettleton: Gravity and magnetics in Oil Prospecting. McGraw-Hill, New York 1976.
- [12] W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys: Příkladná geofyzika. Nedra, Moskva 1980, s. 28.
- [13] M. Pick, Studia geoph. geod. 38, 352 (1994).
- [14] J. Ibrmajer, Věst. Ústř. Úst. Geol. 38, 217 (1963).
- [15] M. Blížkovský, A. Novotný, M. Suk, Věst. Ústř. Úst. Geol. 60, 143 (1985).
- [16] S. Mareš a kol.: Úvod do užité geofyziky. SNTL, Praha 1990. 220 Čs. čas. fyz. 54 /2004/
- [17] Milan Rýzl však uvádí, že Oregonský vortex je pouhým optickým klamem. Viz Rýzl M.: Věda o Bohu. Gemma, Praha, 1994, s. 33
- [18] Cestománie. Filipíny. ČT 1, 7.7.2003
- [19] GRAVIMETRICKÁ MAPA ČESKÉ REPUBLIKY, Jan Švancara, Ústav fyziky Země, Př. F., Masarykova univerzita v Brně, Tvrdeho 12, 602 00 Brno