

Gravimetrická mapa České republiky

Jan Švancara

Ústav fyziky Země, Přírodovědecká fakulta, Masarykova universita v Brně,
Tvrdého 12, 602 00 Brno, email: jan.svancara@ipe.muni.cz

Úvod

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 užití 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 [1], [2].

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 $1 \text{ Gal} = 10^{-2} \text{ m s}^{-2}$ resp. $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. 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} 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.

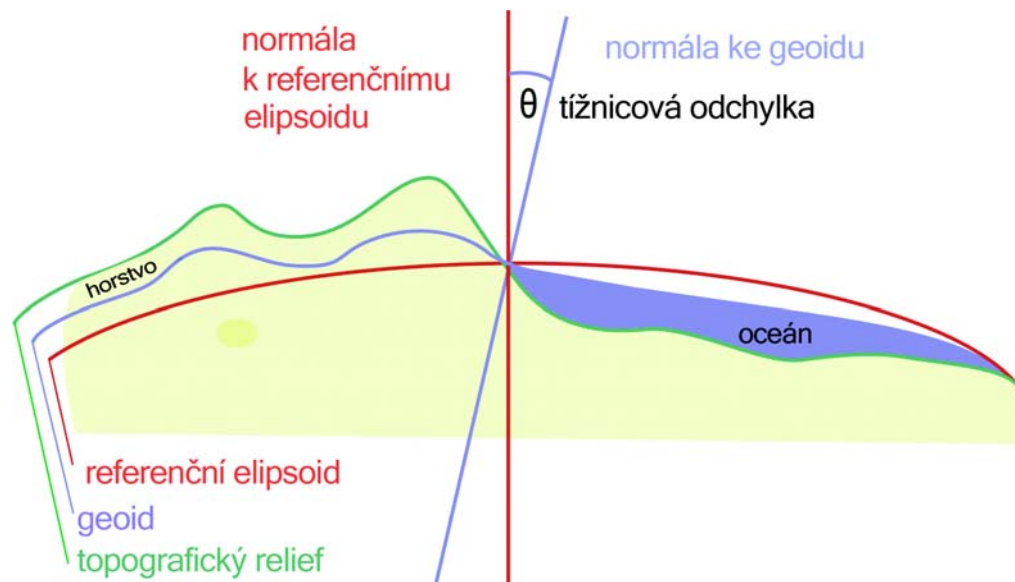
Tvar Země

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:

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

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

přičemž γ je tíhové zrychlení na povrchu elipsoidu v místě o zeměpisné souřadnici φ , γ_e je tíhové zrychlení na rovníku, f je zploštění rotačního elipsoidu o poloosách a, c a ω 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 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.

Referenční elipsoid – normální Země

Skutečný povrch Země je matematicky nedefinovatelný, proto jej nahrazujeme referenčním elipsoidem. Normální Zemí 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]:

$$a = 6378137 \text{ m}$$

$$GM = 3986005 \cdot 10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$$

$$J_2 = 108263 \cdot 10^{-8}$$

$$\omega = 7292115 \cdot 10^{-11} \text{ rad s}^{-1}$$

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 ω 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 γ_0 odvodil Pizzeti a později upravil Somigliana do tvaru:

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

kde γ_e a γ_p je tíhové zrychlení na rovníku a pólu a dále platí, že

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

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

$$\gamma_0 = 9,78032677137 \frac{1 + 0,00193185138639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0,00669437999013 \sin^2 \varphi}} \quad (3)$$

Hodnoty γ_0 vychází v ms^{-2} . Střední hodnota normálního tíhového zrychlení na povrchu referenčního elipsoidu WGS 84 činí $9,797645 \text{ m s}^{-2}$, hodnota normálního tíhového zrychlení v zeměpisné šířce $\varphi = 45^\circ$ je $9,806199 \text{ m s}^{-2}$.

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]. Páteřní 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, které 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} 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:

$$\Delta g = g - \gamma_0 + \delta g_F - \delta g_B + T - B \quad (4)$$

kde Δg je Bouguerova anomálie

g je měřené tíhové zrychlení v tíhovém systému S-Gr95

γ_0 je normální tíhové zrychlení referenčního elipsoidu WGS 84 definované vztahem (3)

δg_F je oprava z volného vzduchu (Fayova korekce)

δg_B 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 δg_F zohledňuje závislost normálního tíhového zrychlení na výšce tíhového bodu nad referenčním elipsoidem. Pro její výpočet platí:

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

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

Bouguerova korekce δg_B početně vyplňuje prostor mezi referenčním elipsoidem a výškovou úrovní tíhového bodu nekonečnou rovinnou deskou o hustotě σ [kg m^{-3}].

Gravitační účinek této desky je dán vztahem:

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

přičemž G je gravitační konstanta.

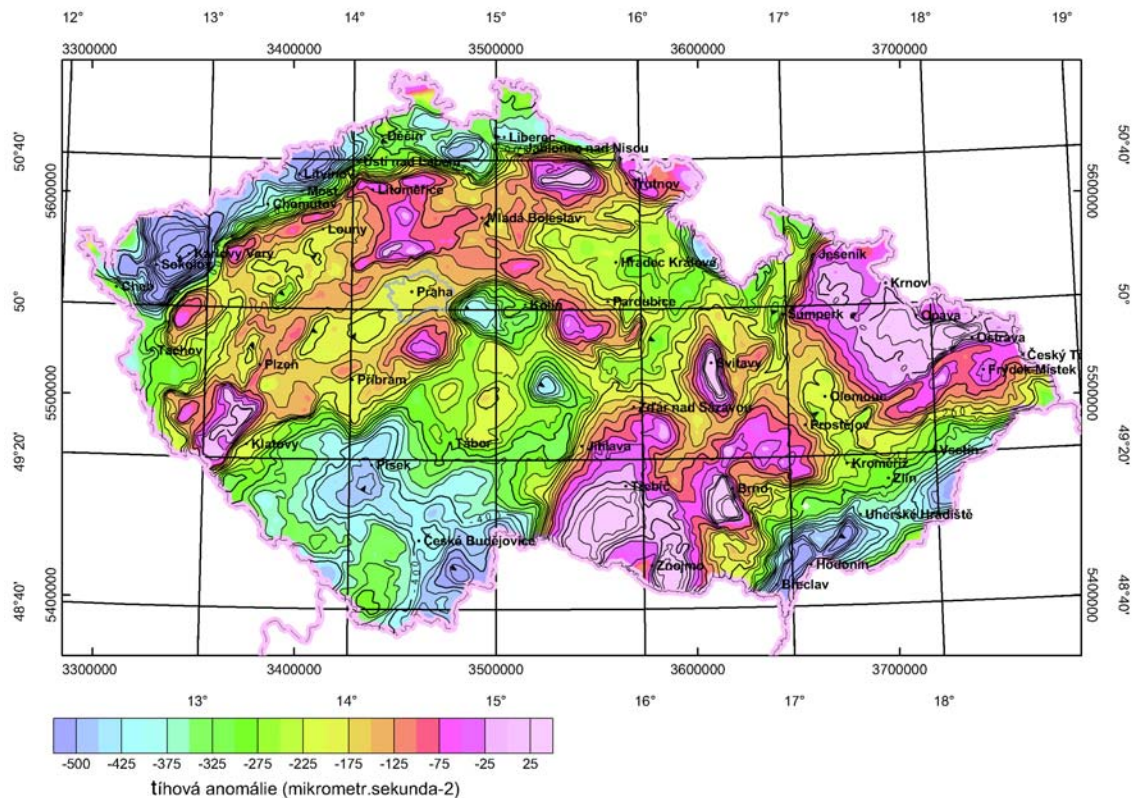
Topografická korekce T je oprava na gravitační zrychlení nerovného topografického reliéfu v okolí tíhového bodu. Topografická korekce se počítá numerickou integrací až do vzdálenosti 166 km od tíhového bodu. K popisu topografického reliéfu slouží podrobné digitální modely terénu. Bullardův člen B je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

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 cca 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 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. 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 kg m^{-3} . Kladné tíhové anomálie jsou projevem bazických a ultrabazických vyvěřelých a metamorfovaných hornin resp. těžkých granitoidů s přirozenými hustotami většími než 2700 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 residuálních 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 kg m^{-3} . Krok izolinií gravimetrické mapy činí $25 \mu\text{m s}^{-2}$. Tíhový systém S-Gr95, souřadnicový systém S42.

Závěr

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.

Literatura

- [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.Kostelecký, O.Pálinkáš, Čs. časopis pro fyziku, xx, (2004) .
- [5] N.P.Grušinskij, A.N.Grušinskij: V mire sil tžagotenija, Nedra, Moskva 1978.
- [6] G.G.Stokes:Trans. Cambridge Philosoph. Society, **8**, s.672 (1849).
- [7] J.B.Listing: Nachr. Kgl. Gesellsch. Wiss. Georg-August-Univ, s.33-98, Goettingen 1873.
- [8] H.Mortiz: Bulletin Géodésique, **54**, s 395-405, (1980).
- [9] X.Li, H.-J. Goetze: Geophysics, **66**, s1660-1668, (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: Příkladnaja geofizika, Nedra, Moskva 1980, s.28.
- [13] M.Pick: Studia geoph. geod., **38**, s. 352-358 (1994).
- [14] J.Ibrmajer: Věst. Ústř. Úst. Geol., **38**, 4, s.217-226 (1963)
- [15] M.Blížkovský, A.Novotný, M.Suk: Věst. Ústř. Úst. Geol., **60**, 3, s.143-154 (1985)
- [16] S. Mareš a kol.: Úvod do užité geofyziky, SNTL, Praha 1990.