

---

# 8 Tíhové pole Země

**Tíhové pole** ovlivňuje řadu jevů probíhajících v zemském tělese a jeho okolí, působí nejen na tuhá tělesa, ale i na kapaliny a plyny. Jedním z účinků tíhového pole je např. gravitační diferenciaci plyných a kapalných látek podle jejich hustoty. Tíhové pole Země způsobuje tepelné proudění v atmosféře, tj. stoupání lehčího ohřátého vzduchu a klesání těžšího ochlazeného. Analogicky dochází k tepelnému proudění vody v oceánech, mořích a jezerech. Tepelné proudění a gravitační diferenciaci můžeme předpokládat i v zemském nitru, v němž se podle výsledků seismologie vyskytují plastické hmoty schopné pomalého proudění. Tíhové pole Země je tak jedním z hlavních faktorů ovlivňujících dynamický vývoj Země, jehož výsledkem je i rozložení hmot uvnitř zemského tělesa.

---

## 8.1 Gravimetrie

Studiem tíhového pole Země se zabývá geofyzikální metoda zvaná **gravimetrie**. Její počátky sahají až do 16. století, kdy G. GALILEI zkoumal volný pád. Zjistil, že všechna tělesa, nezávisle na hmotnosti, padají s rychlostí  $v = gt$  a za čas  $t$  urazí dráhu  $s = \frac{1}{2}gt^2$ . Veličina  $g$  (přibližně rovná

$9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) je nejčastěji nazývána **zemské tíhové zrychlení**. O sto let později CH. HUYGENS určil zemské tíhové zrychlení pomocí kyvadla a I. NEWTON formuloval zákon o vzájemné přitažlivosti těles.

Jako vědní disciplína se gravimetrie zpočátku rozvíjela v rámci geodézie. Změny zemského tíhového zrychlení se zeměpisnou šířkou byly poprvé zjištěny při astronomických měřeních – při přenášení kyvadlových hodin na velké vzdálenosti. Se změnou polohy směrem k severu se jejich chod zrychloval, směrem k jihu zpomaloval. Tento jev byl vysvětlen jako důsledek změny tíhového zrychlení se zeměpisnou šířkou, způsobené zploštěním a rotací Země.

V polovině 18. století P. BOUGUER objevil závislost zemské tíže na rozdělení hmot pod zemským povrchem. Metodami geodetické astronomie se snažil při stupňových měřeních v Peru (nyní Ecuador) určit poloměr rovníku. Při sledování odchylek tížnice od kolmice na sféroid (viz část 12) zjistil, že skutečná odchylka je podstatně menší, než odpovídá rozložení topografických nerovností (např. vulkány Cotopaxi, Chimborazo). O sto let později se s podobným jevem setkal G. EVEREST, když zjistil, že skutečný účinek Himaláje na odklon tížnice je třikrát menší než vypočtený podle rozložení hmot na zemském povrchu. Jediným vysvětlením tohoto jevu byl předpoklad kompenzujících hustotních nehomogenit v zemském nitru. Tak byly položeny základy učení o **izostázi (rovnovážném stavu)**.

V 18. století A. C. CLAIRAUT matematicky vyjádřil závislost tvaru Země na zemském tíhovém zrychlení. V 19. století se geodeti zabývali gravimetrií v souvislosti s problematikou přesné triangulace a nivelace.

K **uplatnění gravimetrie v geologii** dochází teprve na přelomu 19. a 20. století, kdy R. STERNECK vypracoval metodiku přesných kyvadlových měření tíhového zrychlení a L. EÖTVÖS zkonstruoval gravitační torzní váhy. Ve dvacátých letech měřil F. A. VENING-MEINESZ tíhové zrychlení v oblasti oceánů v okolí ostrovních oblouků pomocí kyvadel umístěných v ponorce.

Rozmach gravimetrie v geologii začíná až v padesátých letech, kdy byly vyvinuty vysoce přesné **gravimetrie**. Hlavní uplatnění nalézá gravimetrie při vyhledávání ložisek ropy a plynu, ohraničování sedimentárních pánví, v nichž se mohou ložiska nacházet, za příznivých podmínek gravimetrie lokalizuje ropné struktury. Dále se gravimetrie uplatňuje při regionálních geologických výzkumech, např. při sestavování strukturně-tektonických schémat pro metalogenetické studie.

Gravimetrie poskytuje významné informace i o **hlubinné stavbě zemského tělesa**. Tak např. z hodnoty tíhového zrychlení vyplývá, že průměrná hustota Země dosahuje  $5,52 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , což je hodnota dvakrát vyšší nežli hustota hornin ve svrchní části zemské kůry. Hustota v zemském jádru pak musí být ještě vyšší (předpokládá se  $15 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ). V poslední době jsou studovány pravidelné i nepravidelné variace tíhového zrychlení, jejichž analýza poskytuje významné informace o současné dynamice zemského tělesa.

## 8.2 Tíhová síla, tíhové zrychlení a tíhový potenciál

V soustavě těles má každé těleso své **gravitační pole**, které působí na tělesa ostatní. V souladu s všeobecným gravitačním zákonem (vztah 3.19) výsledné gravitační pole v určitém bodě působí na těleso o hmotnosti  $m_1$  gravitační silou  $F_1$  a na těleso o hmotnosti  $m_2$  gravitační silou  $F_2$ .

Měřením se dá dokázat, že platí  $\frac{F_1}{m_1} = \frac{F_2}{m_2}$ . Gravitační pole v určitém bodě takto charakterizuje vektorová veličina, která se nazývá **intenzita gravitačního pole**.

$$\mathbf{E} = \frac{\mathbf{F}}{m} \quad (8.1)$$

Tato veličina má určitou velikost, směr a orientaci, její jednotkou je  $(\text{N} \cdot \text{kg}^{-1})$ , tj.  $(\text{m} \cdot \text{s}^{-2})$ . Neboť podle (3.8) je  $\mathbf{F} = m \cdot \mathbf{a}$ , plyne z (8.1)  $\mathbf{E} = \mathbf{a}$ . Vektor intenzity gravitačního pole je v daném místě totožný s vektorem zrychlení, které gravitační síla dává tělesu.

Při studiu gravitačního pole Země můžeme v prvním přiblížení zanedbat působení ostatních nebeských těles. Předpokládáme-li hmotnost Země  $M_Z$  a hmotnost tělesa na jejím povrchu  $m$ , pak podle (3.8) a (8.1) platí:

$$F_g = G \frac{M_Z m}{r_Z^2}, \quad E_g = a_g = G \frac{M_Z}{r_Z^2}, \quad (8.2)$$

kde  $E_g$  je intenzita a  $a_g$  zrychlení gravitačního pole na povrchu Země,  $r_Z$  je poloměr Země (za předpokladu kulového tvaru),  $G$  je gravitační konstanta.

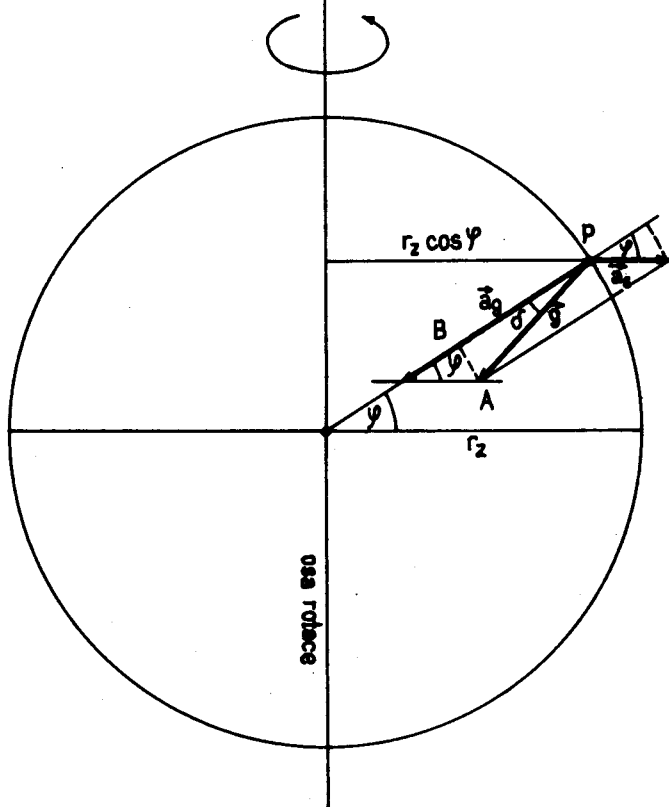
Kromě **gravitační síly**  $F_g$  působí na tělesa na povrchu Země také **síla odstředivá (setrvačná)**  $F_s$ , vyvolaná otáčivým pohybem Země kolem osy:

$$F_s = m \omega_Z^2 r_Z \cos \varphi, \quad (8.3)$$

kde  $\omega_Z$  je úhlová rychlost zemské rotace (viz část 13.1) a  $\varphi$  zeměpisná šířka. I toto setrvačné pole má svoji intenzitu  $E_s$ , shodnou s odstředivým zrychlením

$$a_s = \omega_Z^2 r_Z \cos \varphi. \quad (8.4)$$

Výslednicí gravitační síly  $F_g$  a odstředivé síly  $F_s$  je **tíhová síla**  $F_G$ . Směr tíhové síly se nazývá svislý, na daném místě zemského povrchu jej určuje směr nitě volně zavěšené olovnice (směr tížnice). Síla  $F_G$  uděluje volnému tělesu zrychlení volného pádu, které se také nazývá **zemské tíhové zrychlení**  $\mathbf{g}$  ( $g \approx 9,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ), resp. **zemská tíže**. Platí  $F_G = m\mathbf{g}$ . Zemské tíhové zrychlení  $\mathbf{g}$ ,



8.1 Závislost zemského tíhového zrychlení  $g$  na gravitačním zrychlení  $a_g$  a setrvačném zrychlení  $a_s$ .

základní veličinu sledovanou v gravimetrii, můžeme také získat jako vektorový součet gravitačního zrychlení  $a_g$  a odstředivého zrychlení  $a_s$  (obr. 8.1).

Směr a velikost tíhového zrychlení  $g$  se mění se zeměpisnou šířkou. Na rovníku ( $\varphi = 0^\circ$ ) jsou zrychlení  $a_g$  a  $a_s$  nesouhlasně orientována, zrychlení  $a_s$  má maximální velikost  $\omega^2 r_z$ . Jejich výslednice je orientována souhlasně s větším zrychlením  $a_g$ . Na tělesa nalézající se na rovníku působí nejmenší tíhová síla, také tíhové zrychlení  $g$  je zde nejmenší a je orientováno do středu Země. Na pólu ( $\varphi = 90^\circ$ ) je zrychlení  $a_s$  rovno nule, takže gravitační zrychlení  $a_g$  je rovno tíhovému zrychlení  $g$ , které je zde největší. Pro  $0^\circ < \varphi < 90^\circ$  svírá tíhové zrychlení  $g$  s gravitačním zrychlením  $a_g$  úhel  $\delta$  (obr. 8.1), jehož velikost je maximálně  $6'$  v zeměpisné šířce  $\varphi = 45^\circ$ .

Přibližný vzorec, vyjadřující závislost tíhového zrychlení  $g$  na zeměpisné šířce  $\varphi$ , můžeme odvodit z pravoúhlého trojúhelníka ABP na obr. 8.1:

$$g = \left[ (a_g - a_s \cos \varphi)^2 + a_s^2 \sin^2 \varphi \right]^{-\frac{1}{2}} = \left[ a_g^2 - 2a_g a_s \cos \varphi + a_s^2 \right]^{-\frac{1}{2}} = a_g \left[ 1 - 2 \frac{a_s}{a_g} \cos \varphi + \left( \frac{a_s}{a_g} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}}. \quad (8.5)$$

Položíme-li  $\frac{\omega^2 r_z}{a_g} = \beta$  a uvážíme-li, že  $\beta \approx 0,03$ , můžeme poslední člen v závorce vypustit

$$\text{a psát: } g = a_g (1 - \beta \cos^2 \varphi), \quad (8.6)$$

(tj. na rovníku  $g_r = a_g (1 - \beta)$  a na pólu  $g_p = a_g$ ).

Rovnice (8.6), odvozená za předpokladu kulového tvaru Země, platí pouze přibližně. Ve skutečnosti se tvar zemského tělesa blíží rotačnímu elipsoidu, neboť ke dlouhodobě působícím silám – jako je tíhová síla  $F_G$  – se Země chová podle zákonů hydrostatiky.

Podle přesného vzorce (Helmertova) se tzv. **normální tíhové zrychlení**  $g_n$  rovná (v  $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ):

$$g_n = 9\,780\,300 (1 + 0,005\,302 \sin^2 \varphi - 0,000\,007 \sin^2 2\varphi). \quad (8.7)$$

Tento vzorec musíme znát při výpočtu **tíhových anomálií**, které získáme jako rozdíl skutečné tíže (vhodným způsobem opravené) a normální tíže.

V některých případech je matematické vyjádření tíhového pole jednodušší pomocí skalární veličiny, tzv. **tíhového potenciálu**  $V$ , nežli prostřednictvím vektoru, tj. tíhového zrychlení  $g$ . Volíme-li pravouhlo souřadnicovou soustavu tak, aby osa  $z$  byla svislá, pak platí

$$g = \frac{\delta V}{\delta z} = V_z.$$

Tíhové zrychlení  $g$  lze tedy vyjádřit jako parciální derivaci podle  $z$  tíhového potenciálu  $V$ .

Průběh pole tíhového potenciálu v okolí Země si můžeme znázornit pomocí ploch, na nichž je velikost potenciálu konstantní. Tyto tzv. **ekvipotenciální plochy** mají stejné vlastnosti jako klidná vodní hladina (zemská tíže  $g$  je na ně kolmá). Klidná hladina oceánů a moří, myšleně pokračující také v prostoru kontinentů, odpovídá skutečnému tvaru Země, **geoidu** (viz část 12). Odchytky geoidu od rotačního elipsoidu (sféroidu) jsou způsobeny nerovnostmi zemského povrchu a hustotními nehomogenitami v zemském tělese. Průběh geoidu je nejlépe znám z oblasti oceánů, kde byla podle soustavných radarových měření z družic (např. SEA SAT 1982) s vysokou přesností měřena výška průměrné hladiny oceánů.

### 8.3 Tíhové opravy a tíhové anomálie

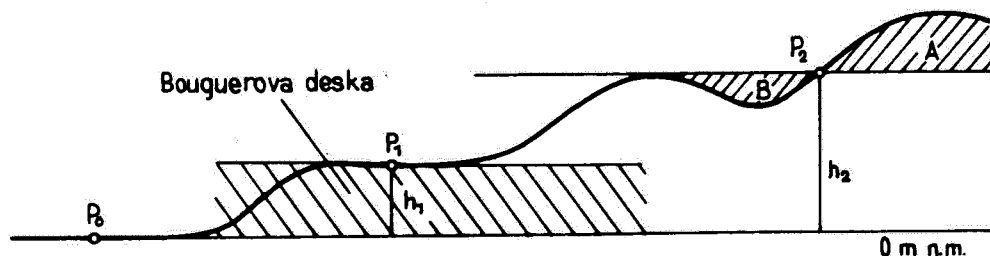
Při řešení geodetických problémů, jako je určení tvaru geoidu, tížnicové odchytky, opravy při přesné triangulaci aj. je výpočet **tíhových anomálií** poměrně jednoduchý. Na zkoumaném území je skutečná zemská tíže určena relativním měřením (viz část 8.6) a porovnána s normální hodnotou (vztah (8.7)) vypočtenou pro odpovídající zeměpisnou šířku. Je-li skutečná tíže větší než normální, je **anomálie kladná**, v opačném případě je **záporná**. Vliv topografických nerovností na tíhové anomálie je zachován v plném rozsahu.

Podstatně složitější je **výpočet tíhových anomálií při řešení geologických problémů**, kdy tíhové opravy volíme tak, aby byl odstraněn vliv topografických nerovností a aby tíhové anomálie byly projevem hustotních nehomogenit nalézajících se v různých hloubkách v zemské kůře a svrchním plášti. Ve srovnání s celkovou hodnotou tíhového pole (přibližně  $10^7 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) a se změnami závisujícími na zeměpisné šířce ( $5,2 \cdot 10^4 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ) je projev hustotních nehomogenit v geologické stavbě velmi malý (od jednotek  $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$  po  $10^2 - 10^3 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ ). K tomu, abychom získali tíhové anomálie vyjadřující zkoumané geologické skutečnosti, musíme jednotným způsobem uvážit závislost zemské tíže na nadmořské výšce, na členitosti terénu a na dalších faktorech.

Závislost na **zeměpisné šířce** odstraníme odečtením normální tíže  $g_n$  od naměřené tíže  $g$ . Vzhledem k tomu, že výsledky tíhových měření jsou zpracovávány na počítačích, je hodnota  $g_n$  získávána výpočtem podle vzorce (8.7), výjimečně je odečítána z tabulek.

Odstranění vlivu **nadmořské výšky** je složitější. Pokud má bod měření ( $P_0$  na obr. 8.2) nulovou nadmořskou výšku a nalézá se v morfologicky klidném terénu, získáme odečtením normálního pole  $g_n$  od naměřené tíže  $g$  tíhovou anomálií  $\Delta g$ . Je-li bod měření  $P_1$  umístěn v rovinatém terénu v nadmořské výšce  $h_1$ , musíme jej „přenést“ na nulovou nadmořskou výšku. To znamená, že k naměřené tíži přičteme **opravu z volného vzduchu (Fayova oprava)**  $3,086h_1$  a odečteme od ní **opravu z Bouguerovy desky**  $0,419\rho h_1$ . Oprava z volného vzduchu má kladné znaménko, což je způsobeno přemístěním bodu  $P_1$  blíže k těžišti Země. Oprava z Bouguerovy desky je záporná,

neboť odstraňuje vzrůst tíže způsobený Bouguerovou deskou. Prvořadý význam má volba redukční či normální hustoty. Pokud je volena nesprávně, je výsledná tíhová mapa závislá na reliéfu zemského povrchu, takže může dojít k potlačení anomálií způsobených geologickými nehomogenitami.



8.2 Zavedení oprav při výpočtu úplné Bouguerovy anomálie

Zavedení opravy v bodě  $P_2$  (obr. 8.2) je ještě složitější. Zemská tíže je zde ovlivněna hmotou A nad i deficitem hmoty B pod úrovní bodu  $P_2$ . Hmoty A působí směrem vzhůru, tj. zmenšuje zemskou tíži v bodě  $P_2$ , proto lze její účinek odstranit kladnou opravou. Neexistující hmota B byla zahrnuta do opravy z Bouguerovy desky, takže byla odečtena větší hodnota než odpovídá skutečnosti. Vliv deficitu hmoty B lze tedy také odstranit kladnou opravou. Souhrn dílčích oprav z nerovnosti reliéfu tvoří tzv. **topografickou korekci**, která je vždy kladná. Její stanovení je pracné, proto ji počítáme výhradně na počítači. Výpočtu topografické korekce je třeba věnovat maximální péči, zejména v horských terénech, neboť svými hodnotami může tvořit podstatnou část celkové korekce.

Úplnou Bouguerovu anomálii  $\Delta g$  tedy můžeme počítat podle vzorce

$$\Delta g = g - g_n + (3,086 - 0,419 \rho) h + \Delta g_t - B, \quad (8.8)$$

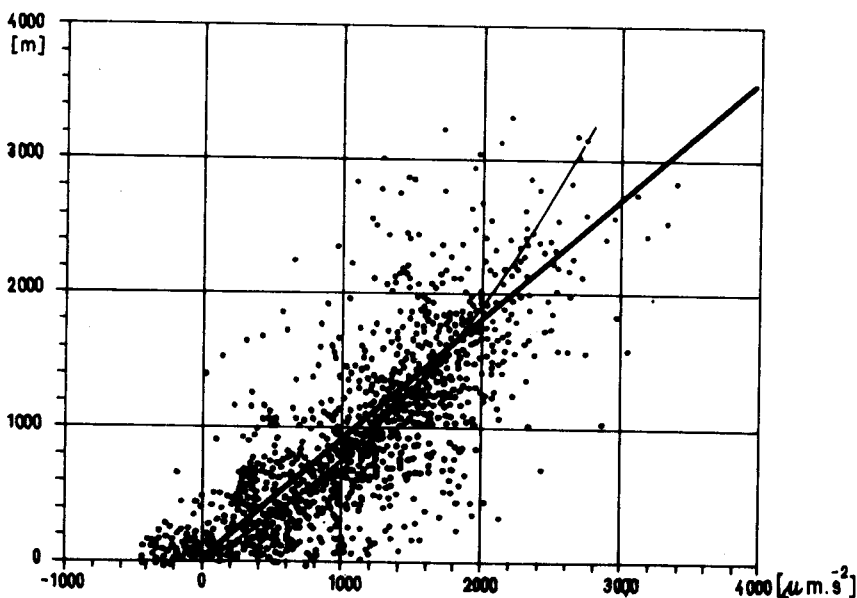
tj. od naměřené tíže  $g$  odečteme normální tíži  $g_n$ , přičteme Fayovu opravu  $3,086h$ , odečteme opravu z Bouguerovy desky  $0,419\rho h$ , připočteme topografickou korekci  $\Delta g_t$ , a odečteme tzv. Bullardův člen  $B$ . Ten bere v úvahu skutečnost, že při přesných výpočtech musíme Bouguerovu desku ohraničit kulovými plochami.

Vzorec (8.8) platí pouze pro body, nalézající se na zemském povrchu na pevnině v nadmořské výšce  $h \geq 0$  m. V praxi se však můžeme setkat s celou řadou jiných případů. Měříme-li např. v podzemí, v báňském díle nebo ve vrtu, může být nadmořská výška  $h \geq 0$  m nebo  $h < 0$  m. V prvním případě platí vzorec (8.8) s tím rozdílem, že topografickou korekci  $\Delta g_t$  nahradíme účinkem všech hmot nalézajících se nad úrovní bodu měření. Je-li  $h < 0$  m, má Fayova oprava znaménko záporné, oprava z Bouguerovy desky kladné, účinek hmot nad úrovní bodu měření je vypočten analogicky jako topografická korekce.

Pokud je tíhové pole měřeno na hladině vodních ploch, je hustota vody doplněna na  $2,67 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , tj. tíže je zvětšena o účinek desky o mocnosti rovné hloubce dna v bodě měření a s hustotou cca  $1,7 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

## 8.4 Izostáze a izostatické anomálie

Normální tíže  $g_n$  je vypočtena pro hustotně homogenní Zemi jako účinek hmot nalézajících se pod povrchem sféroidu. Jestliže při tíhovém měření vypočteme podle vzorce (8.8) úplnou Bouguerovu anomálii, odstraníme účinek hmot nalézajících se nad sféroidem, takže průměrná hodnota  $\Delta g$  na kontinentech by měla být blízka nule. Z globálních tíhových podkladů však je



8.3 Globální závislost úplné Bouguerovy anomálie na nadmořské výšce. V případě ideální izostatické kompenzace by všechny body ležely na přímce

patrně (obr. 8.3), že se kontinenty vyznačují záporným tíhovým polem a že hodnota úplné Bouguerovy anomálie je závislá na nadmořské výšce. Tento nesoulad lze objasnit pouze změnami v rozložení hmot nalézajících se pod zemským povrchem. Tak např. všechna pásemná pohoří alpsko-himálajského typu jsou provázána výraznými zápornými anomáliemi  $\Delta g$ , což lze vysvětlit deficitem hmot pod pohořími.

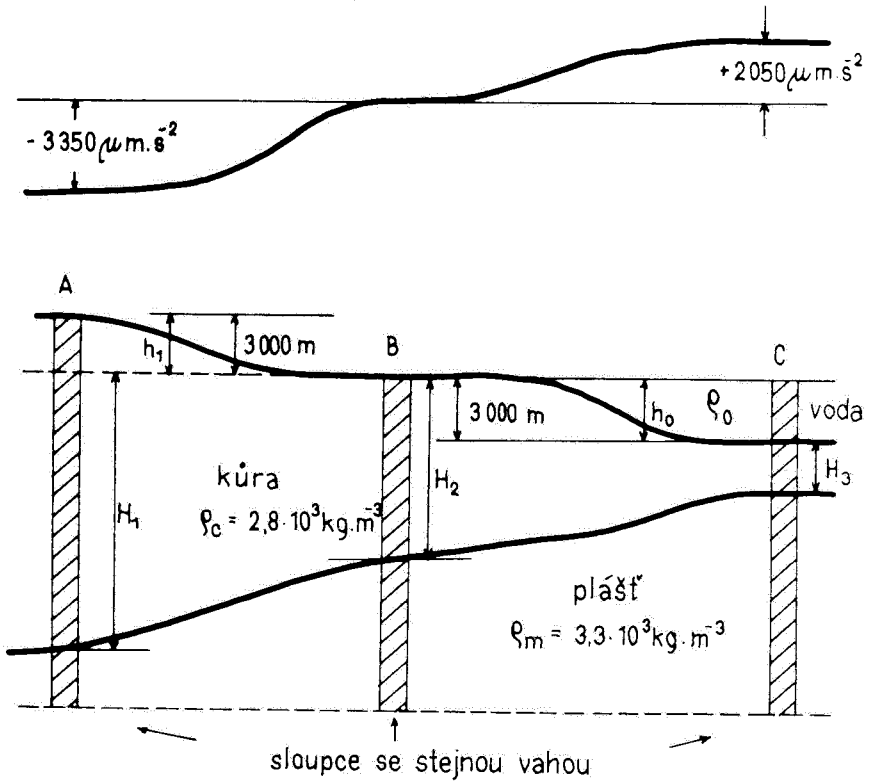
Toto zjištění je v principu shodné s již zmíněným poznatkem geodetů, že totiž odklon tížnice od normály ke sféroidu je podstatně menší, než odpovídá topografickým nerovnostem zemského povrchu.

Koncem minulého století byl tento jev nazván **izostáze**, tj. **stav blízký hydrostatické rovnováze**. Jedná se o aplikaci Archimedova zákona na jevy a procesy odehrávající se v geologickém čase v zemské kůře a svrchním pláští. Aplikace Archimedova zákona je oprávněná, neboť ke dlouhodobě působícím silám se zemské těleso chová podle zákonů hydrostatiky.

Závislost úplné Bouguerovy anomálie na reliéfu je schématicky znázorněna na obr. 8.4. Kontinenty jsou provázány zápornou, oceány kladnou anomálií  $\Delta g$ . Princip teorie izostáze je založen na předpokladu, že **hmotnost vertikálního sloupce** zadaného průměru je všude na Zemi stejná, nezávisle na reliéfu a nadmořské výšce, a to jak na kontinentech, tak i na oceánech. Spodní ohraničení sloupců je předpokládáno na **ploše kompenzace**. Rovnost hmotností různých sloupců může být dosažena dvěma způsoby. Např. sloupec A (obr. 8.4), který je vyšší nežli sloupec B, může být tvořen lehčími horninami (**Prattova hypotéza**). Nebo se oba sloupce mohou skládat ze dvou typů hornin s odlišnými hustotami, jejich zastoupení však je v každém sloupci jiné (**Airyho hypotéza**).

**Prattova hypotéza** je v rozporu se známým koloběhem hornin v geologickém vývoji. Předpokládáme erozi svrchních partií sloupce A a usazování erodovaného materiálu nad sloupcem B. Má-li být zachována platnost Prattovy hypotézy, musí postupně růst hustota sloupce A (výška se zmenšuje) a klesat hustota sloupce B (výška roste). Mechanismus takového procesu není znám. Navíc bylo seismickým měřením zjištěno, že fyzikální rozhraní v kůře a pláští mají vesměs subhorizontální uspořádání.

## Bouguerova anomálie



8.4 Zjednodušený model závislosti úplné Bouguerovy anomálie na mocnosti kůry a na reliéfu

Výklad **Airyho hypotézy** je podstatně snazší. Posuďme situaci ve sloupcích A, B, C na obr. 8.4. Sloupec A se nalézá v místě horského hřbetu s nadmořskou výškou  $h_1$ , hranice kůry – plášť je v hloubce  $H_1$ , hustota zemské kůry je  $\rho_c \approx 2,8 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Hmotnost sloupce A na  $1 \text{ m}^2$  pak je rovna  $\rho_c (H_1 + h_1)$ . Sloupec B je na kontinentu, dosahuje hladiny moře, mocnost kůry je zde rovna  $H_2$ . Hmotnost sloupce B do hloubky  $H_1$  je rovna  $\rho_c H_2 + \rho_m (H_1 - H_2)$ , neboť musíme zahrnout i odpovídající část pláště o hustotě  $\rho_m \approx 3,3 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Sloupec C obsahuje vrstvu mořské vody  $h_o$  s hustotou  $\rho_o = 1,03 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , tenkou kůru mocnou  $H_3$  a část pláště v rozsahu  $(H_1 - H_3 - h_o)$ . Hmotnost sloupce C pak je rovna  $\rho_o h_o + \rho_c H_3 + \rho_m (H_1 - H_3 - h_o)$ . Podle Airyho hypotézy platí pro uvedený zjednodušený model rovnice:

$$\begin{aligned} \rho_c (H_1 + h_1) &= \rho_c H_2 + \rho_m (H_1 - H_2) = \\ &= \rho_o h_o + \rho_c H_3 + \rho_m (H_3 - H_3 - h_o). \end{aligned} \quad (8.9)$$

Tato rovnice vyjadřuje vztah mezi nadmořskou výškou a mocností zemské kůry. Volíme-li např.  $H_2 = 30 \text{ km}$  a  $h_1 = 3 \text{ km}$ , pak dostaneme  $H_1 = 46,8 \text{ km}$ . Pokud známe mocnost kůry např. z hlubinné seismické sondáže, můžeme určit hustotu kůry a pláště.

Plocha kompenzace musí být umístěna pod Moho-diskontinuitou. Za předpokladu homogenní hustoty svrchního pláště se může plocha kompenzace nalézat mezi kůrou a hranicí litosféra – astenosféra.

Při praktickém výpočtu **izostatických korekcí** si nejprve stanovíme výchozí model, tj. závislost reliéfu a mocnosti zemské kůry. Výpočet izostatické korekce je podobný výpočtu topografické korekce.

Z globálního hlediska na zemském povrchu převažuje **izostatická rovnováha**. Existují však rozsáhlé oblasti či zóny, kde v geologickém vývoji nebylo dosaženo rovnovážného stavu. Svědčí o tom existence izostatických anomálií všude tam, kde se zavedením izostatických korekcí nepodařilo minimalizovat Bouguerovy anomálie. Typickým příkladem jsou hlubokomořské příkopy, rozkládající se podél ostrovních oblouků a aktivních okrajů kontinentů. Rozsáhlé intenzivní záporné izostatické anomálie svědčí o existenci endogenních sil, působících proti izostázi.

---

## 8.5 Odvozené tíhové anomálie

---

Mapa úplných Bouguerových anomálií je vyjádřením tíhového účinku všech geologických objektů nalézajících se v různých hloubkách pod zemským povrchem. **Tíhová mapa** obvykle nezobrazuje jednoduchou anomálii, odpovídající účinku jediného rušivého tělesa. Spíše bývá kombinací anomálií různých velikostí, od lokálních o rozměrech prvních stovek metrů, přes regionální dosahující desítek až stovek kilometrů, ke kontinentálním o rozměrech tisíců kilometrů.

Vyhodnocení každé tíhové mapy začíná odstraněním účinku těch objektů, které nás nezajímají, a zdůrazněním účinku geologických těles, která jsou předmětem geologického výzkumu či průzkumu. Výsledkem tohoto prvního kroku vyhodnocení jsou **mapy regionálních a lokálních (reziduálních) tíhových anomálií**. Tyto mapy mohou být odvozeny mnoha způsoby. Nejstarší a nejjednodušší je způsob grafický, kdy zkušený interpretátor empiricky prokládá naměřeným polem plynulou křivku (obr. 8.5a) či plochu a tu označí za **regionální anomálii**  $\Delta g_R$ . Jejím odečtením od úplné Bouguerovy anomálie  $\Delta g$  získá **anomálie lokální**  $\Delta g_L$ :

$$\Delta g_L = \Delta g - \Delta g_R \quad (8.10)$$

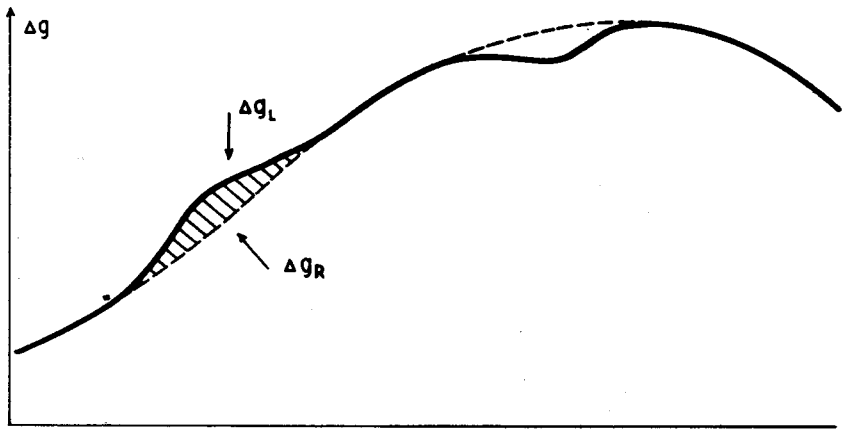
Způsob ručního vyhlazování poskytuje velmi dobré výsledky, může však být zatížen subjektivním přístupem interpretátora a nemůže být realizován na počítači.

Ručnímu vyhlazování jsou blízké některé výpočetní postupy, které je napodobují a zároveň odstraňují jeho pracnost. Výkonné počítače umožňují prokládat tíhovým polem plochy (polynomy) druhého, třetího a vyšších řádů, které jsou analytickým vyjádřením regionálního pole  $\Delta g_R$ . Regionální anomálie  $\Delta g_R$  získané ručním vyhlazováním či prokládáním ploch nám umožňují výpočet lokálních anomálií  $\Delta g_L$ , které mohou být kvantitativně interpretovány, tj. výsledkem interpretace je geometrický model rušivého geologického objektu.

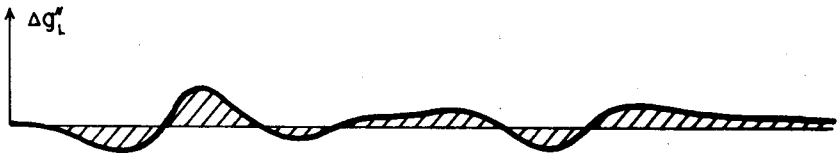
Ke kvalitativní interpretaci tíhových map byla vypracována řada analytických postupů, jejichž výsledkem jsou mapy regionálních anomálií, lokálních anomálií, druhých derivací tíže, modulů horizontálních gradientů tíže a další. Tyto postupy částečně vycházejí z teorie informatiky s cílem oddělit užitečný signál od šumu.

Aby bylo možno plně využít předností zpracování na počítačích, je tíhová mapa vyjádřena v číslkové podobě a hodnoty úplných Bouguerových anomálií jsou interpolací přiřazeny průsečíkům pravidelné čtvercové sítě. V každém bodě čtvercové sítě můžeme umístit středy několika kružnic s poloměry volenými tak, aby procházely uzly čtvercové sítě (obr. 8.6). Označíme-li stranu základního čtverce  $s$ , pak můžeme volit např. tyto poloměry:  $s, s\sqrt{2}, 2s, s\sqrt{5}, 2s\sqrt{2}$  atd. Velikost strany čtverce  $s$  je dána počtem tíhových bodů na jednotku plochy, tj. měřítkem terénních prací. Při regionálním měření je síť bodů nepravidelná, před výpočtem odvozených anomálií je transformována do čtvercové. Při detailním měření jsou tíhové body rozloženy v pravidelné síti profilů.



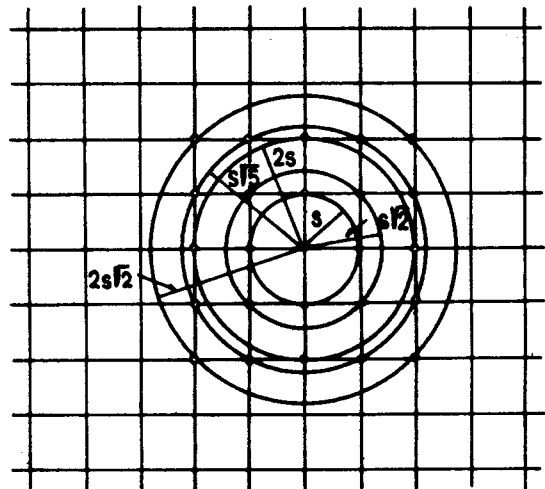


a)



b)

8.5 Rozdělení Bouguerovy tíhové anomálie  $\Delta g$  na anomálii regionální  $\Delta g_R$  a lokální  $\Delta g_L$ ; způsob: a) grafický, b) početní



8.6 Čtvercová síť bodů s hodnotami úplných Bouguerových anomálií; vyznačeny jsou poloměry kružnic pro výpočet regionálních a lokálních anomálií, resp. druhých derivací tíže

Nejjednodušší **kvalitativní analytický způsob** výpočtu regionální anomálie  $\Delta g_R$  spočívá ve stanovení průměrné hodnoty Bouguerovy anomálie  $\Delta g$  na kružnici o vhodně zvoleném poloměru. Lokální anomálie  $\Delta g_L$  pak vypočteme podle vztahu (8.10). Velikost poloměru kružnice určuje velikost objektů, které se nám projeví v mapě lokálních anomálií. Na obr. 8.5b vidíme, že v porovnání s grafickým způsobem jsou anomálie získané analyticky zkráceny a proto nevhodné ke kvalitativní interpretaci. Uvedený způsob výpočtu lokálních anomálií je numericky, nikoliv fyzikálně, shodný s výpočtem druhých derivací tíže

$$\frac{\delta^2 \Delta g}{\delta z^2} = V_{zz}.$$

V poslední době je při výpočtu map odvozených anomálií využívána **vlnové délkové filtrace**. Zkoumaný signál, tj. tíhové pole, je funkcí nikoliv času, ale vzdálenosti. Princip je stejný jako u elektrických filtrů, které propouštějí elektrický proud pouze předem zvolené frekvence. Lze dokázat, že i vlnové délkový filtr je v podstatě shodný s výpočtem druhé derivace tíže  $V_{zz}$  či lokální anomálie  $\Delta g_L$ .

Dalším postupem, často používaným při kvalitativní interpretaci nejen v gravimetrii, ale i v magnetometrii, je **analytické pokračování pole nahoru či dolů**. Pole přepočtené směrem nahoru poskytuje podobnou informaci jako mapa regionálních anomálií, směrem dolů – jako mapa lokálních anomálií.

Pro kvalitativní posouzení horizontálních změn hustot hornin jsou výhodné **mapy horizontálních gradientů tíže**. Při výpočtu z křivek  $\Delta g$  je horizontální gradient  $V_{xz}$  vztažen k určitému směru. Máme-li k dispozici mapy úplných Bouguerových anomálií, je výhodné počítat modul horizontálního gradientu tíže a konstruovat mapy izolinií. Maxima na těchto mapách sledují výrazná vertikální hustotní rozhraní a zlomové struktury.

## 8.6 Tíhová měření

Jedním ze základních předpokladů úspěšnosti gravimetrie při řešení geologických i geodetických problémů je získání kvalitních tíhových podkladů, tj. tíhových map sestavených na základě **terenních tíhových měření**. Zemskou tíží můžeme měřit absolutně a relativně.

**Absolutní měření** vychází ze známých fyzikálních jevů, umožňujících nepřímé určení zemské tíže. Např. **volný pád** je definován vztahem uvedeným na začátku části 8.1, **doba kyvu kyvadla**

rovnici  $T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$  ( $l$  je délka kyvadla). Z volného pádu může být absolutní tíže určena

s přesností  $\pm(0,1 \text{ až } 0,01) \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ , pomocí kyvadla s přesností  $\pm 10 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ . Absolutní měření je velmi náročné, proto je realizováno pouze na několika vybraných bodech zemského povrchu. Ty slouží jako základny, na něž jsou ostatní tíhové body navazovány relativním měřením.

K **relativnímu tíhovému měření** slouží **gravimetry**, jejichž měřicí element nejčastěji tvoří křemenný systém s vahadlem otočným kolem vodorovné osy a soustava pružin. Na hmotnost umístěnou na konci vahadla působí jednak zemská tíže, jednak astazuující pružina. Změny polohy vahadla jsou kompenzovány měřicí pružinou. Na obr. 8.7 je moderní gravimetr firmy Scintrex dosahující přesnosti  $\pm 0,1 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ .

**Tíhová měření** jsou většinou realizována na zemském povrchu. Speciálně upravenými gravimetry lze měřit na dně oceánů, ve vrtech a na pohyblivých se stanovištích (na lodích, v letadlech a družicích). Měření na dně oceánů a ve vrtech dosahují přesnosti  $\pm(0,1 \text{ až } 0,3) \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ . Měření ve vrtech slouží především k určení hustoty horninového masívu. Z měření v různých hloubkách můžeme s velkou přesností určit hustoty hornin v okolí vrtu.



8.7 Měření gravimetrem (foto R. DUDA)

Měření na pohybujiících se stanovištích jsou málo přesná, neboť jsou nepříznivě ovlivněna zrychlením těchto stanovišť. Měření na pohybujiících se lodích dosahuje přesností  $\pm 10 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ , letecká měření mají přesnost  $\pm 100 \mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ .

**Terénnímu tíhovému měření** předchází přípravná etapa. Je třeba co nejjasněji formulovat řešený geologický problém, podle hustotních poměrů zhodnotit možnosti gravimetrie a v závislosti na měřítku geologických výzkumů stanovit měřítko gravimetrických terénních prací. Tím je určena i hustota sítě tíhových bodů. Při měření v nepravidelné síti tíhových bodů je požadováno, aby se vzdálenost tíhových bodů na mapě zvoleného měřítka pohybovala kolem 1 cm. Např. při měřítku 1 : 50 000 připadají na 1 km<sup>2</sup> 4 tíhové body. Pro detailní profilová měření je vzdálenost profilů volena tak, aby byla na mapě rovna 1 cm. Při měřítku 1 : 10 000 to je 100 m.

Všechny tíhové body jsou relativním měřením navázány na základní síť tíhových bodů. Na části bodů, obvykle kolem 5 %, je měření opakováno, aby ve vztahu  $m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2n}}$

mohla být určena jeho přesnost ( $d$  je rozdíl opakovaného měření,  $n$  značí počet dvojic). Na všech bodech musí být nivelací určena nadmořská výška, jejíž přesnost se pohybuje v rozmezí 3 až 10 cm podle požadované přesnosti tíhové mapy. V každém bodě je z topografické mapy odečtena zeměpisná šířka, aby mohla být určena normální hodnota tíže. Ze všech uvedených veličin pak lze podle vztahu (8.8) vypočítat úplnou Bouguerovu anomálii. Vliv variací tíhového pole, způsobených účinkem Slunce a Měsíce, může být odstraněn častým navazováním na základní síť nebo podle tabulek. Výpočetní práce při sestavování tíhových map jsou realizovány na samočinných počítačích.

## 8.7 Kvantitativní interpretace tíhových anomálií

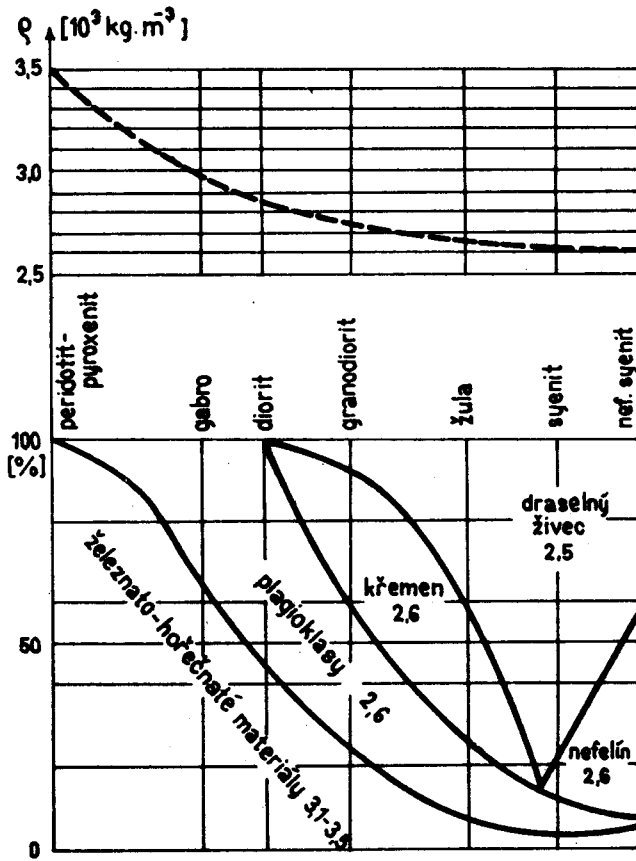
Tíhové mapy získané výše popsaným způsobem jsou odrazem pouze hustotních nehomogenit nalézajících se pod zemským povrchem. Jsou zbaveny účinku zemského tělesa jako celku i účinku topografických nerovností. Cílem jejich interpretace je sestavení fyzikálně-geologického modelu podpovrchové stavby podle průběhu tíhového pole.

Tíhové anomálie vznikají pouze v tom případě, kdy se horniny, z nichž je budována zkoumaná oblast, dostatečně liší v hustotách a kdy hranice mezi nimi nejsou horizontální. Čím větší je rozdíl

Přehled přirozených hustot ( $10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) vybraných hornin

Tabulka 8.1

Horniny	Přirozená hustota					
vyřelé	hlubinné	žula	2,58	2,55—2,68		
		granodiorit	2,69	2,62—2,78		
		diorit	2,81	2,67—2,92		
		gabro	2,95	2,85—3,05		
		peridotit	3,19	2,88—3,29		
	výlevné	křemenný porfyr	2,60	2,54—2,66		
		porfyr	2,73	2,55—2,81		
		čedič	2,54	2,22—2,85		
		usazené	mechanické	písek		1,30—2,00
				pískovec		2,00—2,90
spraš, hlína				1,20—2,40		
prachovec				1,20—2,40		
jíl, jílovec				1,20—2,90		
chemické	jílovitá břidlice			2,30—3,00		
	vápenec			1,80—2,90		
	dolomit			1,90—3,00		
	kamenná sůl			2,10—2,30		
	anhydrit			2,40—2,90		
přeměněné	orto-	sádrovec		2,10—2,50		
		sladkovodní křemenec		2,32—2,60		
		ortorula	2,72	2,58—2,90		
		amfibol	2,99	2,80—3,20		
		hadec	2,54	2,40—3,20		
	para-	krystalický křemenec	2,64	2,62—2,65		
		mramor	2,70	2,68—2,72		

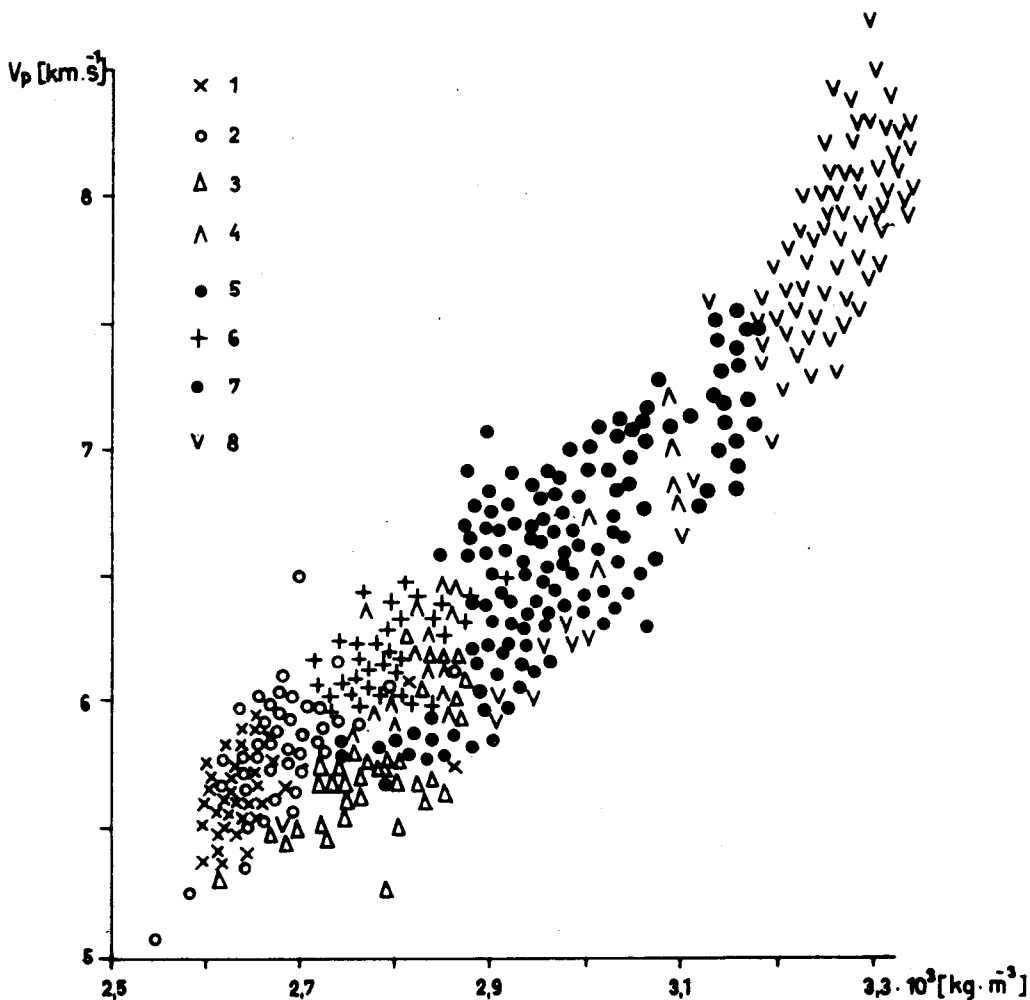


8.8 Závislost hustoty vyvřelých hornin na mineralogickém složení (I. V. LUČICKU, 1967)

mezi hustotou vyhledávaného objektu a okolního prostředí (tzv. **diferenční hustota**), tím větší je úspěšnost gravimetrických výzkumů. Dobrá znalost hustotních poměrů je základním předpokladem pro sestavení fyzikálně-geologického modelu podpovrchové stavby.

Údaje o **hustotách hornin** můžeme získat jednak laboratorním proměřováním vzorků, jednak měřením v terénu (in situ). **Laboratorní určování hustot hornin** je velmi přesné, získané výsledky však jsou znehodnoceny tím, že vzorek byl vyjmut z přirozených podmínek, v nichž se nalézal v terénu. Nelze zachovat jeho přirozenou vlhkost, je proměřován za jiných teplotních a tlakových podmínek. Způsobů, jimiž lze určovat **hustoty hornin přímo v terénu**, je celá řada. Tak např. při zpracování výsledků tíhových měření v hornatém terénu můžeme volit různé hustoty hornin pro opravu z Bouguerovy desky (vztah 8.8). Průměrné hustotě hornin zkoumané oblasti je rovna ta hodnota, při níž výsledná tíhová mapa nezávisí na tvaru reliéfu. Na podobném principu je založeno určení průměrných hustot horninových komplexů podle gravimetrických měření ve vrtech a báňských dílech. Ze změny tíhového zrychlení s nadmořskou výškou můžeme s vysokou přesností určit hustotu okolních hornin. Podrobné údaje o hustotách hornin podél vrtů můžeme získat hustotní karotáží (gama-gama-karotáž).

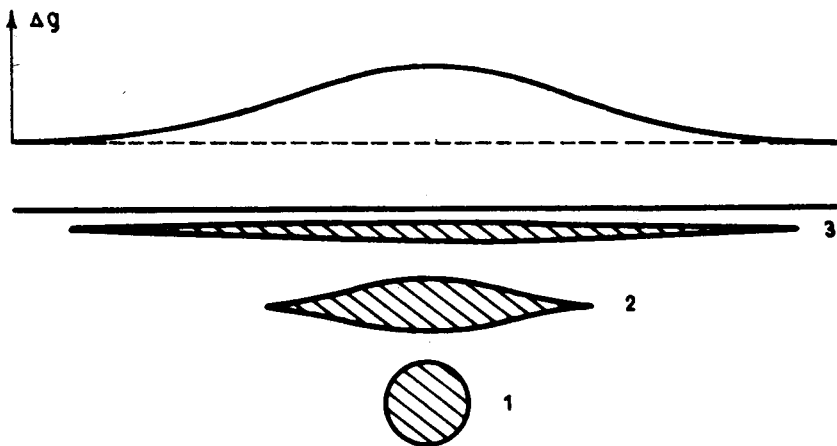
**Hustoty hornin** se mění v širokém rozmezí (tab. 8.1), neboť jsou závislé na řadě faktorů: na mineralogickém složení, struktuře a textuře, pórovitosti, nasycení vodou, tlaku a teplotě. Hustota



8.9 Závislost mezi hustotami a rychlostmi šíření podélných vln vyvřelých a metamorfovaných hornin (N. B. DORTMAN, M. Š. MAGID, 1969); 1 – žuly, 2 – biotické a biotit-amfibolické ruly, 3 – granát-biotické ruly; 4 – biotit-amfibolické ruly a amfibolity, 5 – plagioklasgranity, 6 – diority a gabrodiority, 7 – gabronority, 8 – ultrabazika

vyvřelých (magmatických) hornin závisí především na mineralogickém složení (obr. 8.8). Usazené horniny mají hustoty velmi variabilní, významná je závislost na pórovitosti, která u sedimentárních hornin dosahuje až desítek procent. Přeměněné (metamorfované) horniny vznikají jak z vyvřelých, tak z usazených hornin. Jejich hustoty jsou velmi rozmanité, závisí na složení původní horniny a na procesech přeměny, jimž byla hornina podrobena.

Mezi jednotlivými fyzikálními parametry existují úzké korelační vztahy. Tak např. růst hustoty vyvřelých a metamorfovaných hornin je obvykle provázen růstem rychlostí podélných vln (obr. 8.9). Tato závislost je využívána při komplexní interpretaci gravimetrických a seismických podkladů.



### 8.10 Mnohoznačnost interpretace tíhové anomálie

**Interpretace tíhových anomálií** je ve své podstatě mnohoznačná. Neexistuje matematické řešení jednoznačně vyjadřující zdroje tíhového pole. Např. jednoduchá tíhová anomálie na obr. 8.10 může odpovídat kouli (1), může však být vyvolána i čočkovitým tělesem nalézajícím se v menší hloubce (2) nebo tenkou deskou s proměnnou mocností umístěnou při zemském povrchu (3).

Je tedy zřejmé, že jednoznačné určení hloubky a tvaru těles vyvolávajících tíhovou anomálii je nemožné bez dalších **doplňujících údajů**. Nejcennější jsou údaje o hloubkách hustotních rozhraní získané z vrtů a báňských děl, eventuálně hloubkové údaje podle výsledků dalších geofyzikálních metod (seismických, geoelektrických). V úvahu je třeba brát i znalosti o litologii jednotlivých souvrství, předpokládané geometrické tvary hustotních rozhraní, tj. hypotézy o geologické stavbě zkoumaného terénu. Čím více konkrétních údajů o hloubkách a hustotách máme k dispozici, tím lépe výsledek interpretace odpovídá geologické skutečnosti.

**Kvantitativní rozbor výsledků gravimetrických měření** sestává z několika kroků. Nejprve musíme mít k dispozici tíhové anomálie, o nichž předpokládáme, že jsou účinkem zkoumaných geologických nehomogenit. Tyto anomálie musí být vyjádřeny v  $\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ , např. jako  $\Delta g_L$ , nikoliv jako druhé derivace tíže. Dalším krokem je porovnání jednotlivých anomálií s tíhovým účinkem těles jednoduchého geometrického tvaru, což nám umožní přibližné ocenění hloubek rušivých objektů. Posledním, nejnáročnějším krokem je podrobná **kvantitativní interpretace**, spočívající v porovnání interpretované tíhové anomálie s teoretickým projevem hustotního, resp. geologického modelu. Tyto modely jsou výsledkem matematického modelování těles libovolného tvaru, která mohou být dvojrozměrná nebo trojrozměrná. Jsou-li interpretované anomálie protaženého tvaru, kdy jejich větší rozměr převyšuje alespoň trojnásobně menší rozměr, můžeme přistoupit k **modelování dvojrozměrnému**. V případě izometrických anomálií je nezbytné **trojrozměrné modelování**, které je podstatně složitější a může být realizováno pouze na výkonném počítači. Vzorce pro tíhový účinek těles jednoduchého tvaru jsou v tab. 8.2. Ze vzorců můžeme odvodit vztahy pro kvantitativní interpretaci tíhových anomálií. Pro izometrické anomálie můžeme např. nalézt hodnoty souřadnice  $x$ , pro něž platí:

$$V_z = \frac{3}{4} (V_z)_{\max}, \quad V_z = \frac{1}{2} (V_z)_{\max}, \quad V_z = \frac{1}{4} (V_z)_{\max}.$$

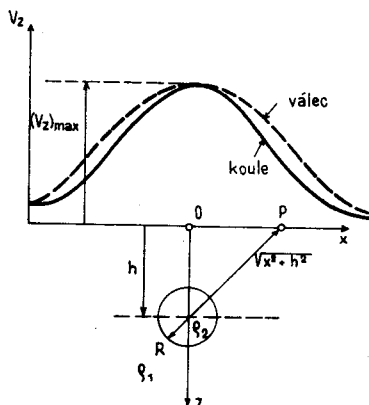
Těleso	Vzorec	Graf
--------	--------	------

a)  
koule

$$\Delta g = V_z = \frac{GMh}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$$

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 \Delta \rho$$

$$(V_z)_{max} = \frac{GM}{h^2}$$



b)  
kruhový  
dvojezměrný  
válec

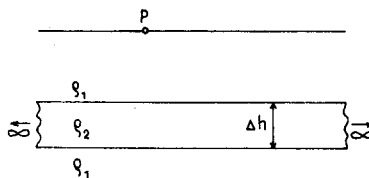
$$\Delta g = V_z = \frac{2Gmh}{x^2 + h^2}$$

$$m = \pi R^2 \Delta \rho$$

$$(V_z)_{max} = \frac{2Gm}{h}$$

c)  
nekonečná  
vodorovná  
deska

$$\Delta g = V_z = 2\pi G \Delta \rho \Delta h = 0,42 \Delta \rho \Delta h$$

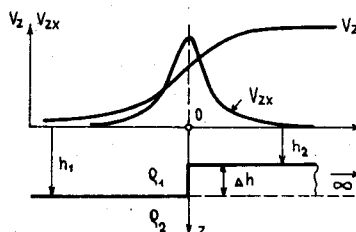


d)  
vodorovná  
polonekonečná  
deska  
(stupeň)

$$\Delta g = V_z = 2G \Delta \rho \Delta h \left( \frac{\pi}{2} + \text{arctg} \frac{2x}{h_1 + h_2} \right)$$

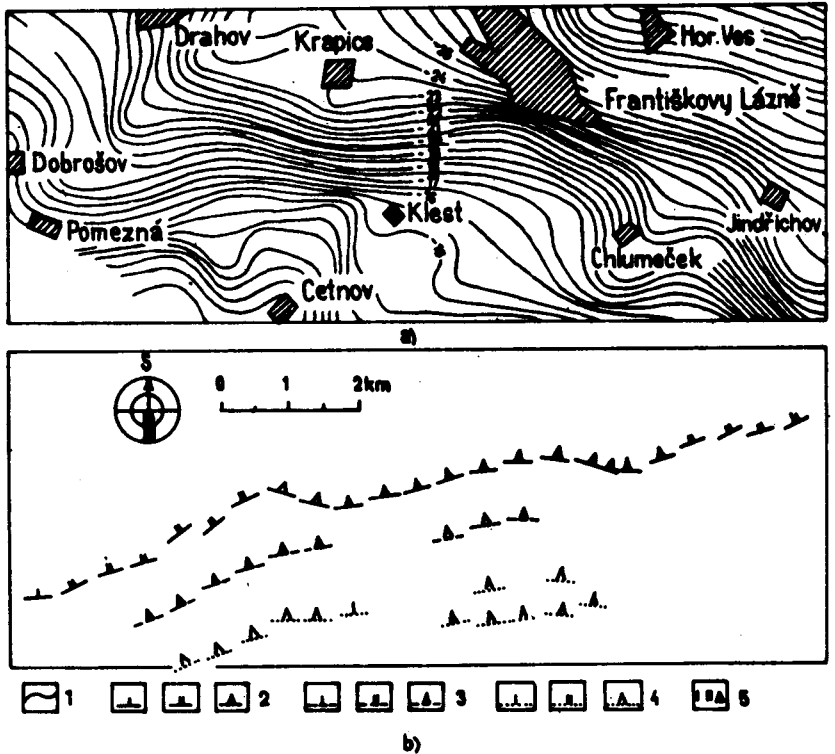
$$(V_z)_{max} = 2\pi G \Delta \rho \Delta h$$

Pro všechny modely  $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$   
 $\rho_2 > \rho_1$





Těleso	Vzorec	Graf
a) koule	$h \doteq 2,17x_{3/4} \doteq 1,30x_{1/2} \doteq 0,81x_{1/4}$	
b) válec	$h \doteq 1,75x_{3/2} \doteq x_{1/2} \doteq 0,57x_{1/4}$	
c) hustotní rozhraní	$h_2 - h_1 = \frac{V_z(P_2) - V_z(P_1)}{2\pi G \Delta \rho}$	
	$h = aV_z + b$	
d) stupeň	$\Delta h = \frac{(V_z)_{max}}{2\pi G \Delta \rho}$ $h = (h_1 + h_2) : 2 = \frac{2\pi \Delta \rho \Delta h}{(V_{xz})_{max}}$	



8.11 Interpretace tektoniky podle gravimetrie; a) úplné Bouguerovy anomálie, b) Linslerovy indikace tektoniky (J. POLANSKÝ, 1973); 1 – izolinie  $\Delta g$ , 2 – pozice rozhraní pro hloubku  $h = 0,5$  km, 3 – totéž pro  $h = 1,0$  km, 4 – totéž pro  $h = 3$  km, 5 – výraznost indikace, směr snížení hustoty

Mezi těmito hodnotami a hloubkou  $h$  platí vztahy v tab. 8.3a. Podobným způsobem lze postupovat i v případě kruhového dvojrozměrného válce (tab. 8.3b). Výraz pro nekonečnou vodorovnou desku můžeme využít při sledování změn v hloubce jednoho hustotního rozhraní (tab. 8.3c). Známe-li alespoň v jednom bodě hloubku hustotního rozhraní a předpokládanou diferenční hustotu  $\Delta \rho$ , můžeme podle změn tíhové anomálie vypočítat změny v hloubkách. Je-li k dispozici více hloubkových údajů, můžeme metodou nejmenších čtverců nalézt závislost mezi  $V_z$  a  $h$ . Mapu izolinií Bouguerových anomálií pak lze přetransformovat na mapu izohyps. Předpokládáme-li polonekonečnou vodorovnou desku či stupeň, můžeme nalézt mocnost desky či skok stupně a průměrnou hloubku podle vztahů v tab. 8.3d.

Výkonné počítače umožňují řešení přímé a opačné úlohy i pro dvojrozměrná či trojrozměrná tělesa nepravidelného tvaru.

Příkře upadající hustotní rozhraní, zlomy ap. se projevují jako dvojrozměrné anomálie vyvolané stupněm. Pro jejich vyhledávání je vhodná speciální metoda navržená LINSEREM. Příklad jejího použití je na obr. 8.11.

## 8.8 Gravimetrické metody v geologii

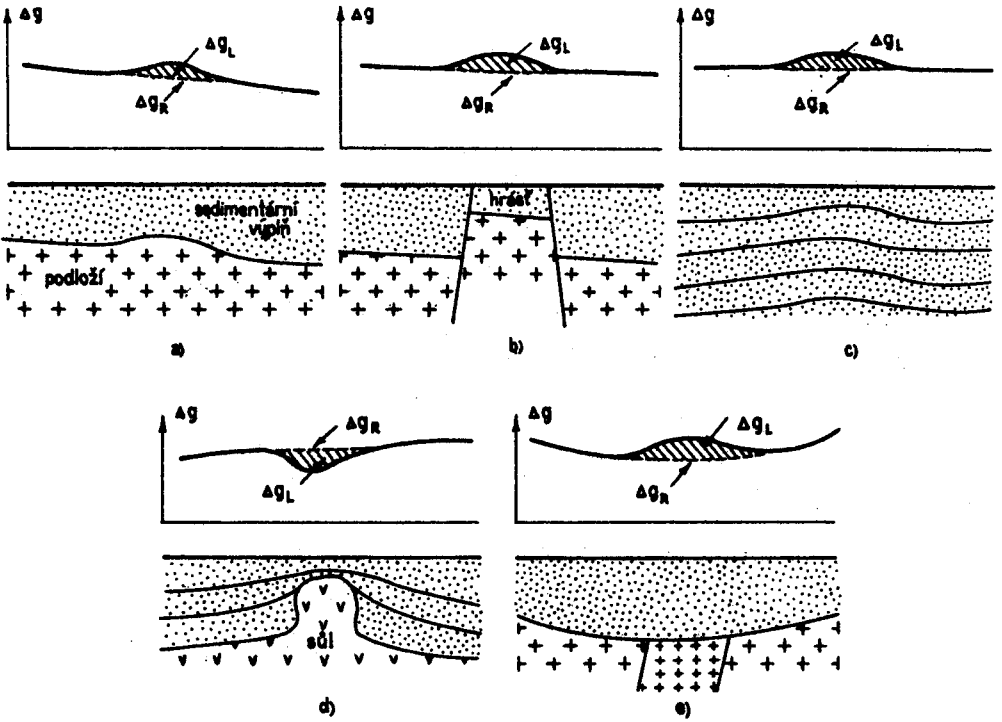
Možnosti uplatnění **gravimetrie v geologii** jsou velmi rozmanité, neboť řešené problémy mohou být globální, regionální i detailní. Některé z nich jsou heslovitě uvedeny v tab. 8.4.

Z analýzy **globálního tíhového pole** můžeme stanovit hustotní nehomogenity ve svrchním plášti. Podle tíhových anomálií lze zemskou kůru rozdělit na kontinentální, charakterizovanou

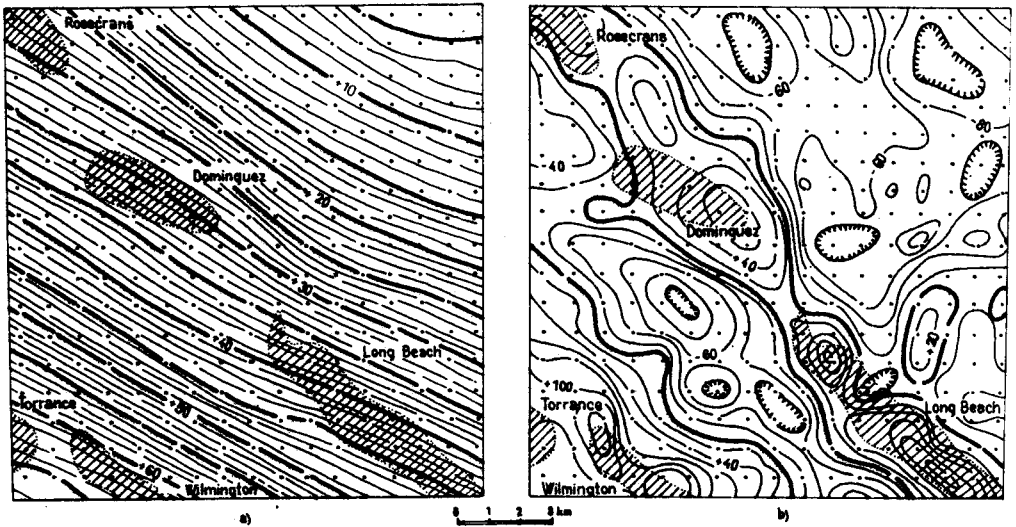
### Použití gravimetrie v geologii

Tabulka 8.4

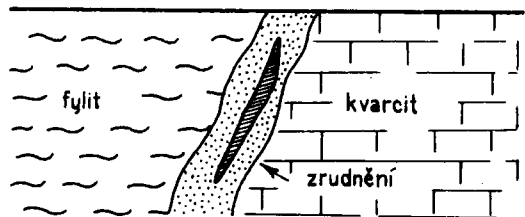
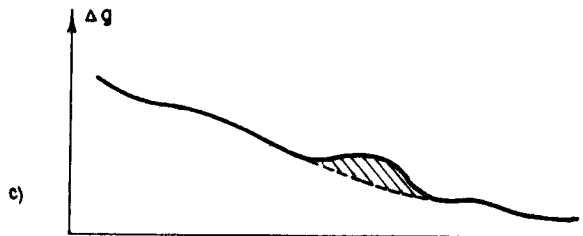
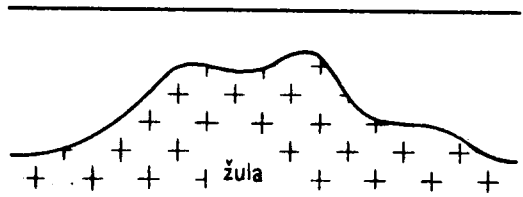
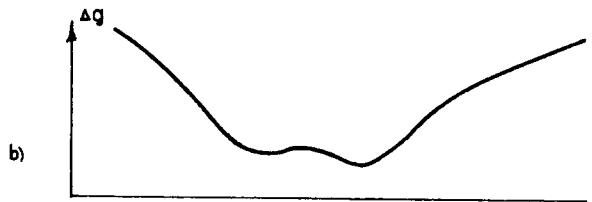
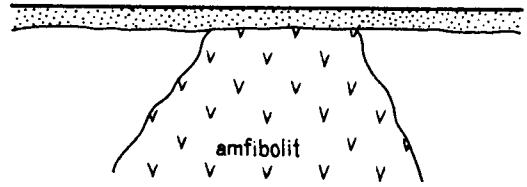
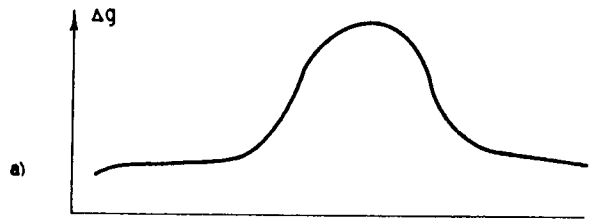
Řešený problém	Fyzikální předpoklady	Výsledek
globální stavba zemského tělesa	hmotnost Země je úměrná zemskému gravitačnímu zrychlení	průměrná hustota zemského tělesa = $5,52 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
	rozložení hustot v zemském tělese určuje průběh tíhového potenciálu a tíhového zrychlení $g = V_z$	určení tvaru geoidu
	komplexním zpracováním seismologických a tíhových dat a podle velikosti momentu setrvačnosti Země můžeme stanovit pravděpodobný průběh hustoty s hloubkou	maximální měrná hustota $12\text{--}15 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$
	lokální zvýšení teploty hmot uvnitř svrchního pláště vede k poklesu hustoty	analýzou globál. tíhového pole Země lze vymezit hustotní nehomogenity ve svrchním plášti
	kontinentální kůra se při povrchu skládá z lehké granitické vrstvy, pod níž je uložena těžká bazaltová vrstva; oceánická kůra je tvořena pouze bazaltovou vrstvou	globální minima $\Delta g$ vymezují kontinentální kůru, maxima oceánickou
regionální geologie	hustoty vyvřelých, usazených a přeměněných hornin se výrazně liší, což vede ke vzniku intenzivních anomálií	gabra a diority se projevují maximy, žuly a syenity minimy; usazené horniny jsou vesměs zdrojem záporných anomálií
vyhledávání ložisek ropy a plynu	hustota sedimentárních hornin, v nichž se nalézají ložiska, s hloubkou vzrůstá, je však menší než hustota vyvřelých a přeměněných hornin v podloží	rozsáhlá tíhová minima vymezují plochy nadějně na výskyt ropy, za příznivých podmínek gravimetrie lokalizuje ropné struktury
vyhledávání ložisek rud a nerud	hustoty hornin, na něž jsou ložiska vázána, se zpravidla liší od okolí; některé typy rud a nerud mají anomální hustoty	gravimetrie úspěšně řeší struktury rudních polí; výjimečně může lokalizovat ložiska
hydrogeologie	vodní zdroje jsou vázány na struktury v sedimentárních horninách nebo na tektonické zóny ve vyvřelých a přeměněných horninách; sedimentární a tektonicky porušené horniny mají malé hustoty	v sedimentárních pánvích gravimetrie vymezuje příznivé struktury; ve vyvřelých a metamorfovaných horninách mikrogravimetrie lokalizuje tektonické zóny
inženýrská geologie	tektonické porušení a navětrávání hornin se projeví snížením hustoty	mikrogravimetrie vymezí tektonicky porušené a navětrané horniny
speleologie archeologie	deficit hmoty v krasových jeskyních, sklepeních, kryptách atp. je zdrojem malých záporných anomálií	při odpovídajících hloubkách a rozměrech jsou mikrogravimetrie lokalizovány jeskyně, sklepení, krypty atd.



8.12 Zdroje lokálních anomálií v ropných pánvích; a) elevace podloží, b) hrást, c) elevace v sedimentárním souvrství (hustota roste směrem do hloubky), d) solný peň, e) hustotní nehomogenita v podloží



8.13 Tíhová měření v Los Angeles Basin: a) mapa úplných Bouguerových anomálií, b) mapa druhých derivací  $V_{zz}$



8.14 Tíhová anomálie nad: a) amfibolitovým tělesem, b) žulovou elevací, c) zrudněním

záporným tíhovým polem, a na oceánickou, provázenou kladným tíhovým polem. Průběh tíhového potenciálu  $V$ , resp. tíhového zrychlení  $g = V_z$  určuje skutečný tvar Země, tj. geoid.

Při **studiu regionální geologické stavby** gravimetrie lokalizuje kladnými anomáliemi tělesa tvořená gabry a diority, zápornými anomáliemi tělesa tvořená žulami a syenity. Usazené horniny, vzhledem k relativně nižším hustotám, jsou vesměs zdrojem záporných anomálií. Přeměněné horniny, jejichž hustota závisí na složení původní horniny a na procesech přeměny, se mohou projevit kladnými i zápornými anomáliemi.

Gravimetrie patří mezi nejdůležitější geofyzikální metody, uplatňující se v **prospekci na ropu**. Vzhledem k malé hustotě sedimentárních hornin, v nichž dochází k akumulaci ropy, můžeme s pomocí gravimetrie vymezit sedimentární pánve nadějně na výskyt ropných ložisek. Na podrobných gravimetrických mapách, po odstranění regionálního vlivu, zjistíme lokální anomálie, z nichž některé mohou odpovídat elevacím sedimentárních vrstev obsahujících ropu (obr. 8.12). V mapě úplných Bouguerových anomálií je projev lokálních struktur obvykle zastřen regionálními vlivy (obr. 8.13a). Za příznivých podmínek jsou ropné struktury lokalizovány na mapě druhých derivací tíže  $V_{zz}$  (obr. 8.13b).

Při vyhledávání ložisek rud a nerud gravimetrie řeší **strukturní problémy**, tj. lokalizuje komplex hornin a tektonické prvky, na něž jsou ložiska vázána. Tak např. ložiska Ni-Cu rud se mohou vyskytovat v amfibolitových masívech, projevujících se v tíhových mapách jako výrazná maxima (obr. 8.14a). Rudy Sn a W jsou často vázány na vrcholové části žulových těles, která jsou zdrojem tíhových minim (obr. 8.14b). Jen výjimečně, při dostatečné hmotnosti a malé hloubce rušivého tělesa, může gravimetrie přímo lokalizovat rudní těleso (obr. 8.14c).