

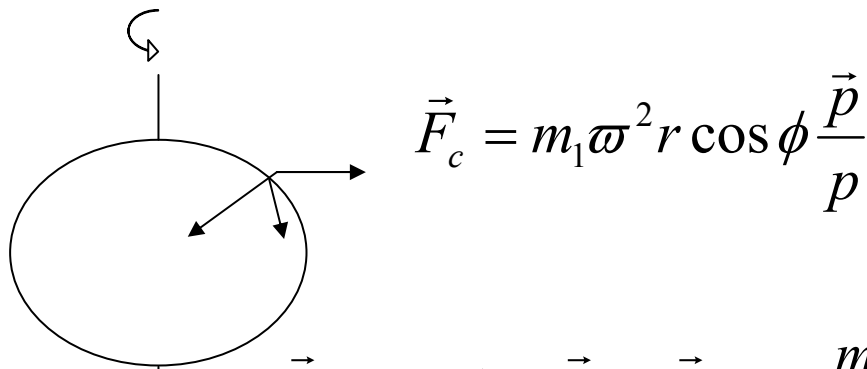
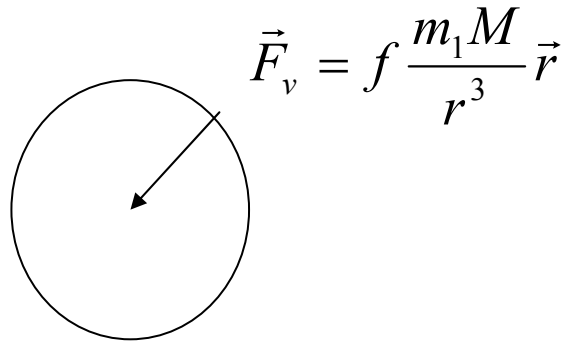
Geofizika

Gravitáció

Összeállította: dr. Pethő Gábor ME, Geofizikai Tanszék

A Föld alakja

A Föld felszínén ható erők a tömegvonzási és a centrifugális erő.



$$\vec{F}_g = m_1 \vec{g} = \vec{F}_v + \vec{F}_c = f \frac{m_1 M}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} + m_1 \omega^2 r \cos \phi \frac{\vec{p}}{p}$$

A Föld alakja

NEHÉZSÉGI ERŐ és a NEHÉZSÉGI ERŐ POTENCIÁLJA

A nehézségi erő (\vec{F}_g) a tömegvonzási erő (\vec{F}_v) és a centrifugális erő (\vec{F}_c) eredője.

Az M tömegű Föld a felszínén lévő m_1 tömegű nyugvó testre a Newton-féle általános tömegvonzási törvény szerint hat. Ha a Föld tömegét ($M = 5.977 \cdot 10^{24} \text{ kg}$) annak középpontjába képzeljük el és a Föld átlagos sugarát $r=6370\text{km}$ -nek vesszük, az általános tömegvonzási állandó ($f = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2$) és a próbatömeg tömegének ismeretében Föld középpontja felé mutató tömegvonzási erő számítható. A Föld forgása miatt a felszínén nyugvó testre a centrifugális erő is hat, melynek iránya a forgástengelyre merőlegesen, kifelé mutat (\vec{p}), és mértékét a próbatest tömege, a szögsebesség ($\omega = 2\pi / \text{csillagászatinap}$), a forgástengelytől mért távolság ($p = r \cos \phi$ -ahol Φ a földrajzi szélességet jelöli-) határozza meg.

Mivel ez a két erőterörvénymentes, ezért van potenciáljuk. Azok a pontok melyekben a potenciál értéke ugyanaz, nívófelületet (ekvipotenciális felület) alkotnak. A tömegvonzási és a centrifugális erő potenciálja :

$$U_v = -f \frac{m_1 M}{r}$$

$$U_c = -\frac{1}{2} m_1 \omega^2 r^2 \cos^2 \phi$$

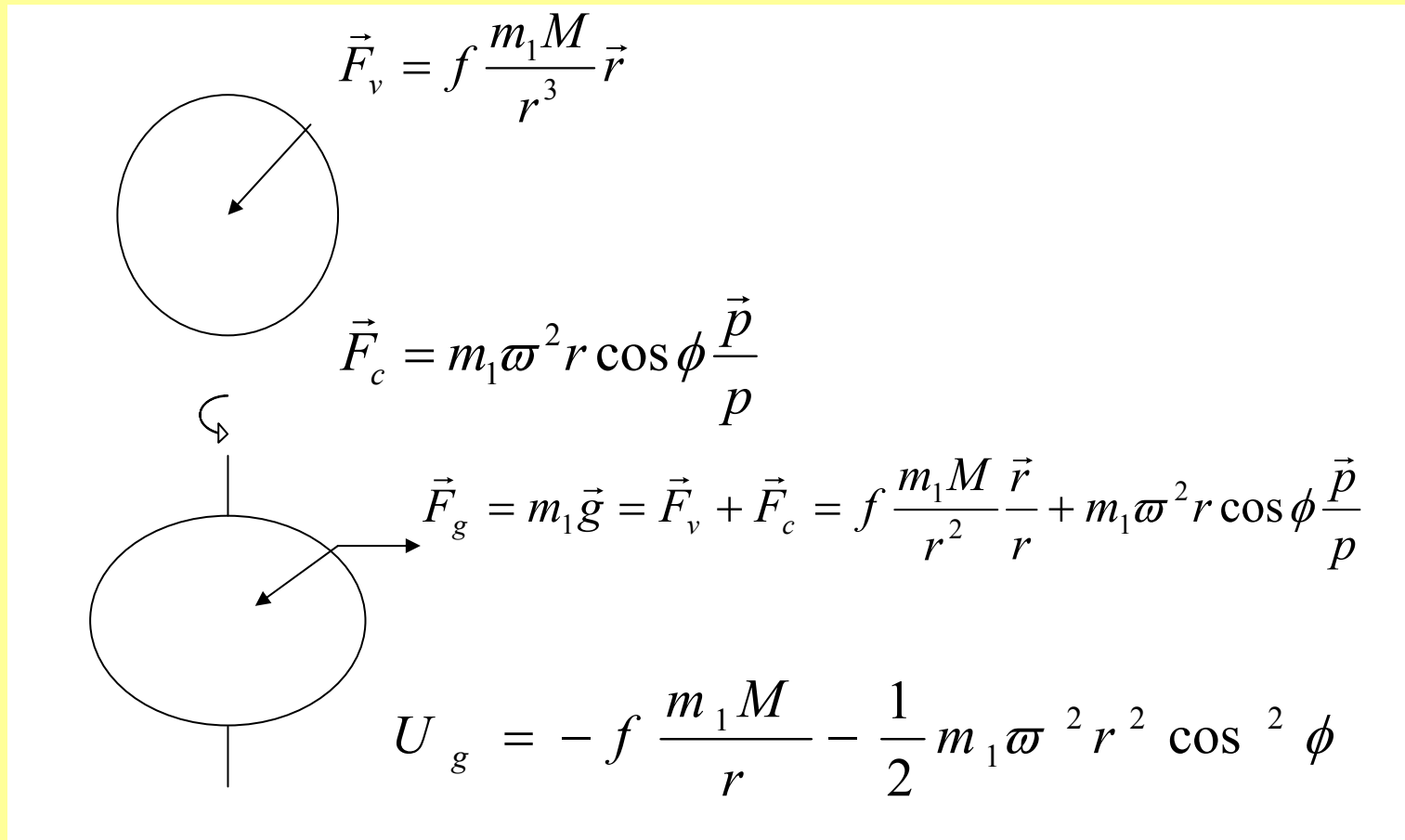
$$\vec{F}_v = f \frac{m_1 M}{r^3} \vec{r}$$

$$\vec{F}_c = m_1 \omega^2 r \cos \phi \frac{\vec{p}}{p}$$

Ha tengelykörüli forgás nem lenne, akkor a nívófelületek gömbök lennének. A centrifugális erő miatt a szintfelületek a gömbtől eltérnek, olyan forgási ellipszoid alakot vesznek fel, melynek egyenlítői sugara nagyobb mint a pólusokhoz tartozó.

A Föld alakja

A Föld felszínén ható erők a tömegvonzási és a centrifugális erő.



Gravitációs kérdés

Milyen a centrifugális és a tömegvonzási erő aránya az Egyenlítő mentén és az É-i sarkon? Megoldás az Egyenlítő mentén:

$$\vec{F}_c = m_1 \omega^2 r \cos \phi = m_1 \omega^2 r = m_1 (2\pi / 24 * 60 * 60)^2 * 6.37 * 10^6 \text{ kgm} / \text{s}^2$$

$$\vec{F}_v = f \frac{m_1 M}{r^2} = 6.67 * 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2 \frac{m_1 * 5.977 * 10^{24} \text{ kg}^2}{6.37^2 * 10^{12} \text{ m}^2}$$

Az arány független m_1 értékétől. SI mértékrendszert használva a mérőtömeg 1kg az erőt N egységben kapjuk.

$$\frac{|\vec{F}_c|}{|\vec{F}_v|} = \frac{.033688 \text{ N}}{9.825 \text{ N}} = \frac{1}{292} \approx \frac{1}{300}$$

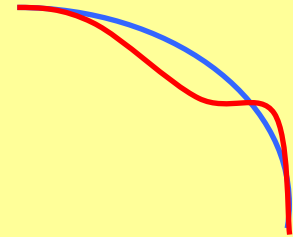
Más földrajzi szélességek mellett az arány még kisebb, a sarkokon zérus.

A Föld alakja

Normál Föld (forgási ellipszoid) $r_{fe} = r_e (1 - l * \sin^2 \phi)$

Tényleges Föld (geoid)

$$r_{geoid} = r_{geoid}(\phi, \lambda)$$



A Föld valóságos alakja (valódi alakja azaz a geodéziai felszíne)

A normál Föld a saját tengelye körül forgó folyadékszerű Föld egyensúlyi alakja az óceánok szintjén. Ez a nívófelület forgási ellipszoid, mely felületen a nehézségi gyorsulás normál értéke is megadható:

$$g_{norm} = g_e (1 + \beta * \sin^2 \phi + \beta_1 * \sin^2 2\phi)$$

Az óceánok szintjével egybeeső nehézségi erőter nívófelülete a geoid ,a Föld tényleges alakja. Ez a felület nemcsak a földrajzi szélesség (Φ), hanem kisebb mértékben ugyan de a földrajzi hosszúság (λ) függvénye is. A geoidon a nehézségi gyorsulás értéke:

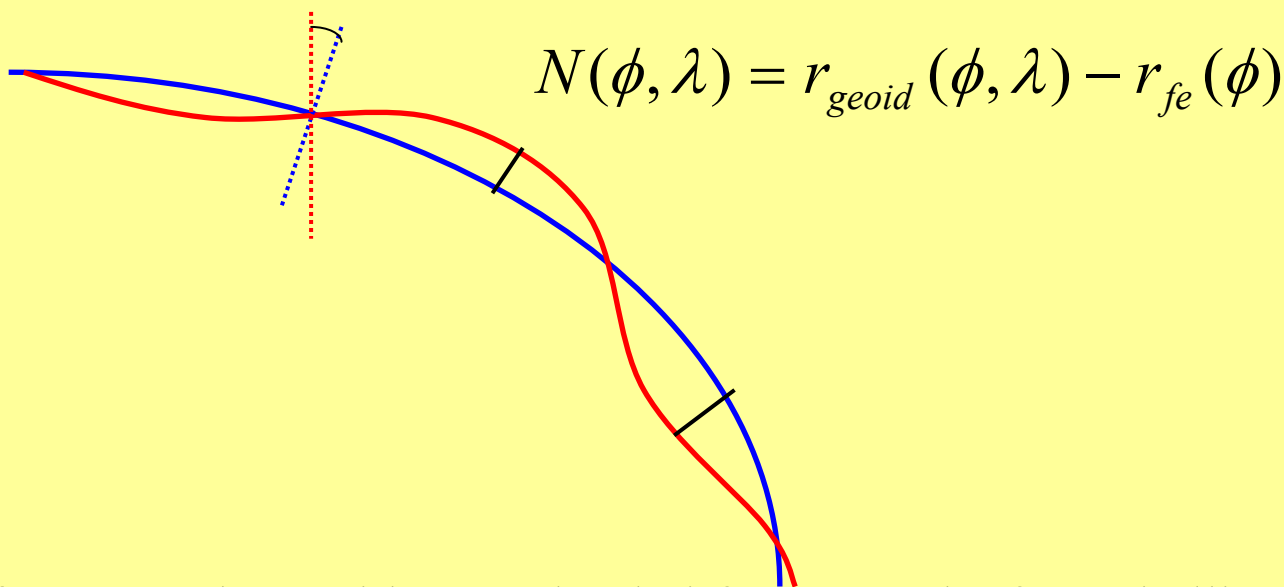
$$g_{geoid} = g_{geoid}(\phi, \lambda)$$

A lapultság mértéke

- A Föld egyenlítői sugara 6378km, míg a poláris sugara 6357km, azaz csak 21km a kettő közötti különbség. A Föld sugarának ez a változása a centrifugális erő pólusok felé csökkenésével együtt azt eredményezi, hogy az egyenlítői g érték „csupán” 978gal, míg a pólusokon 983gal. A Hold gravitációs hatása 0.11mgal, míg a Nap hatása 0.05mgal-t érhet el.

A FÖLD ALAKJÁNAK JELLEMZÉSE

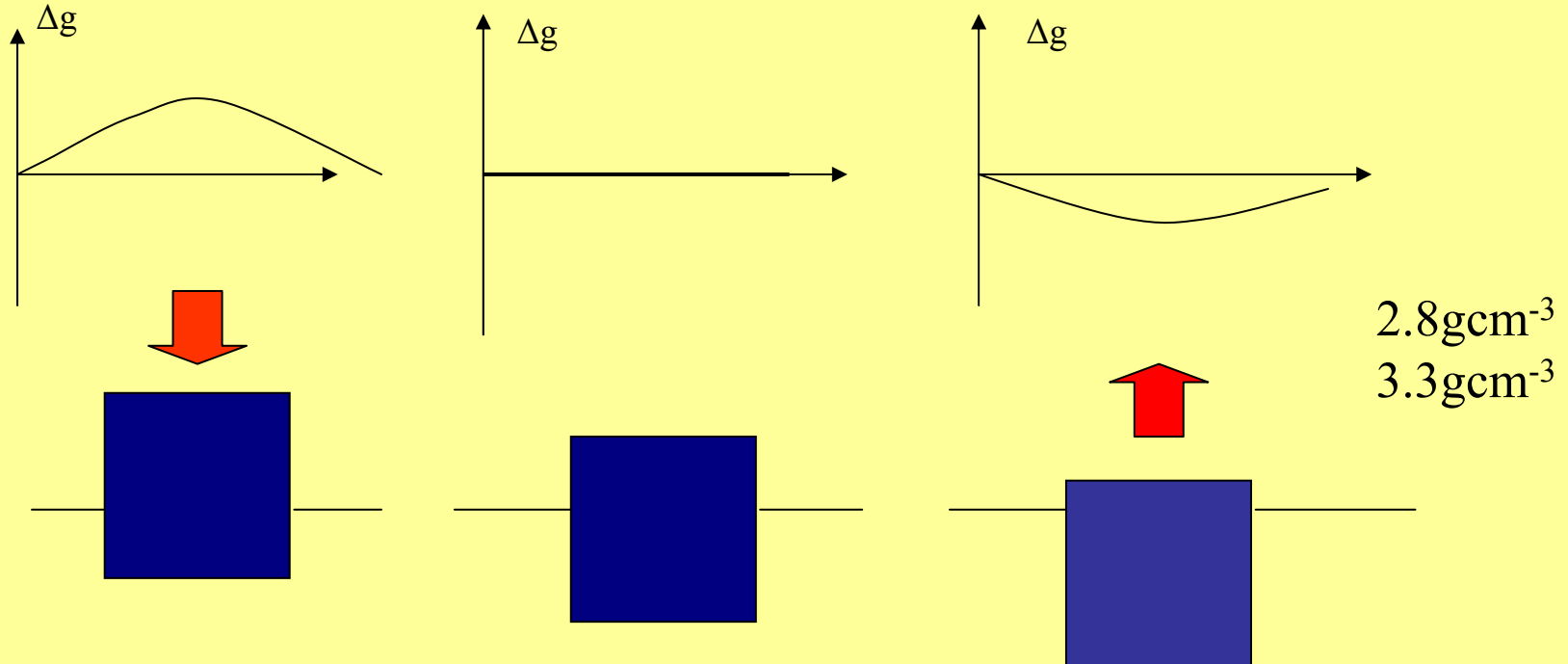
Ha a Föld alakját kívánjuk jellemezni, akkor a **geoid** és a **forgási ellipszoid** felületek magasságkülönbségét kell megadni . Ezt a magasságkülönbséget nevezzük geoid undulációnak (N), mely a földrajzi szélesség és hosszúság függvénye.



A valóságos függővonal a geoidra, az elméleti függővonal a forgási ellipszoidra merőleges. A kettő ott tér el egymástól, ahol nagy a geoid unduláció. Általában ezek a helyek izosztatikus anomáliákhoz kötődnek. A függővonal-elhajlás a nagyobb sűrűségű tömegek felé jelentkezik.

Izosztatikus gravitációs anomália előjele és a kéregblokk helyzete közti kapcsolat

Izosztatikus korrekció: Úszási egyensúlyt feltételezve kiszámítható a vizsgált mérési területhez tartozó hegységgyökerek és óceáni ellengyökerek gravitációs hatása, amit levonunk a mért nehézségi gyorsulásból számítható Bouguer-anomália értékekből. Ha az így kapott érték zérus, akkor a vizsgált terület izosztatikusan egyensúlyban van.



A piros nyíl a kiegyenlítődhöz szükséges mozgás irányát adja meg. Pozitív izosztatikus anomália esetén a blokk lefelé, negatív izosztatikus anomália esetén felfelé fog mozogni.

Izosztatikus gravitációs anomália Skandinávia területén

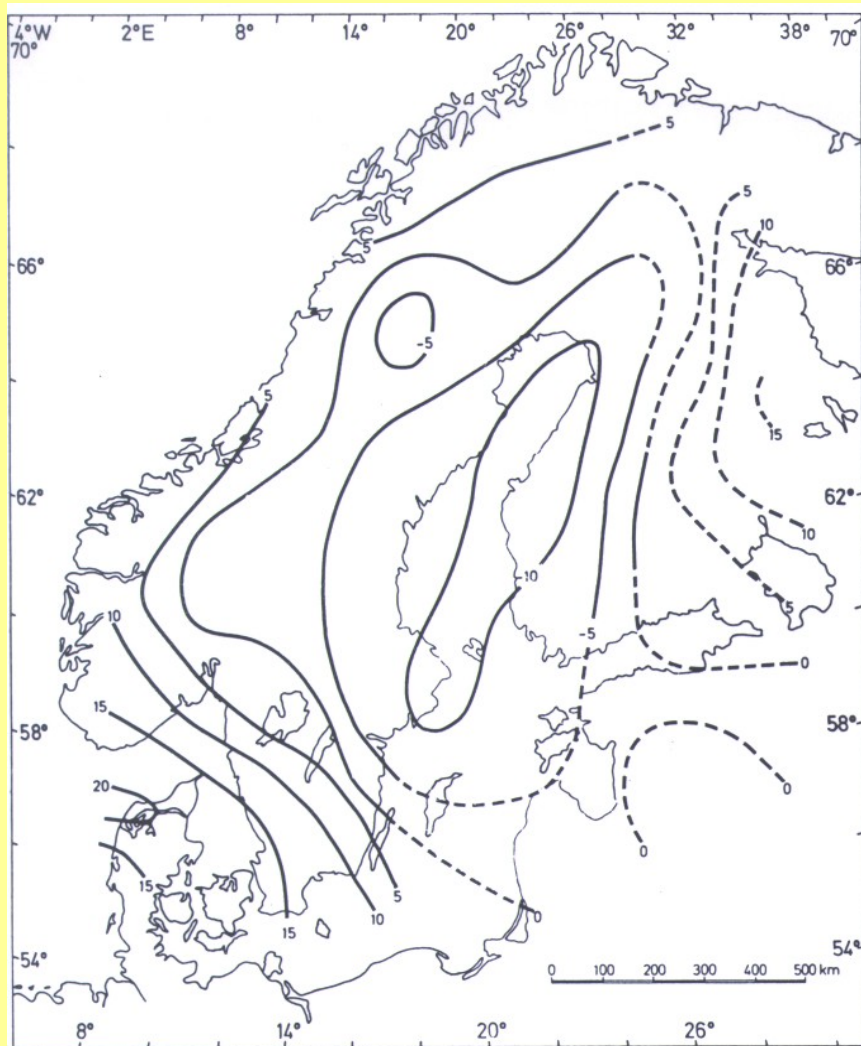


Figure 3.15. $4^\circ \times 8^\circ$ mean residual gravity anomaly (mgal) map of Fennoscandia. Observed gravity low correlates well with the central area of uplift shown in Figure 3.13. (After Balling, 1980.)

A negatív anomáliával jellemezhető területrészeknek az izosztatikus egyensúlyi helyzet kialakulása érdekében emelkedniük kell.

Az eljegesedést követő kiemelkedés Skandinávia területén

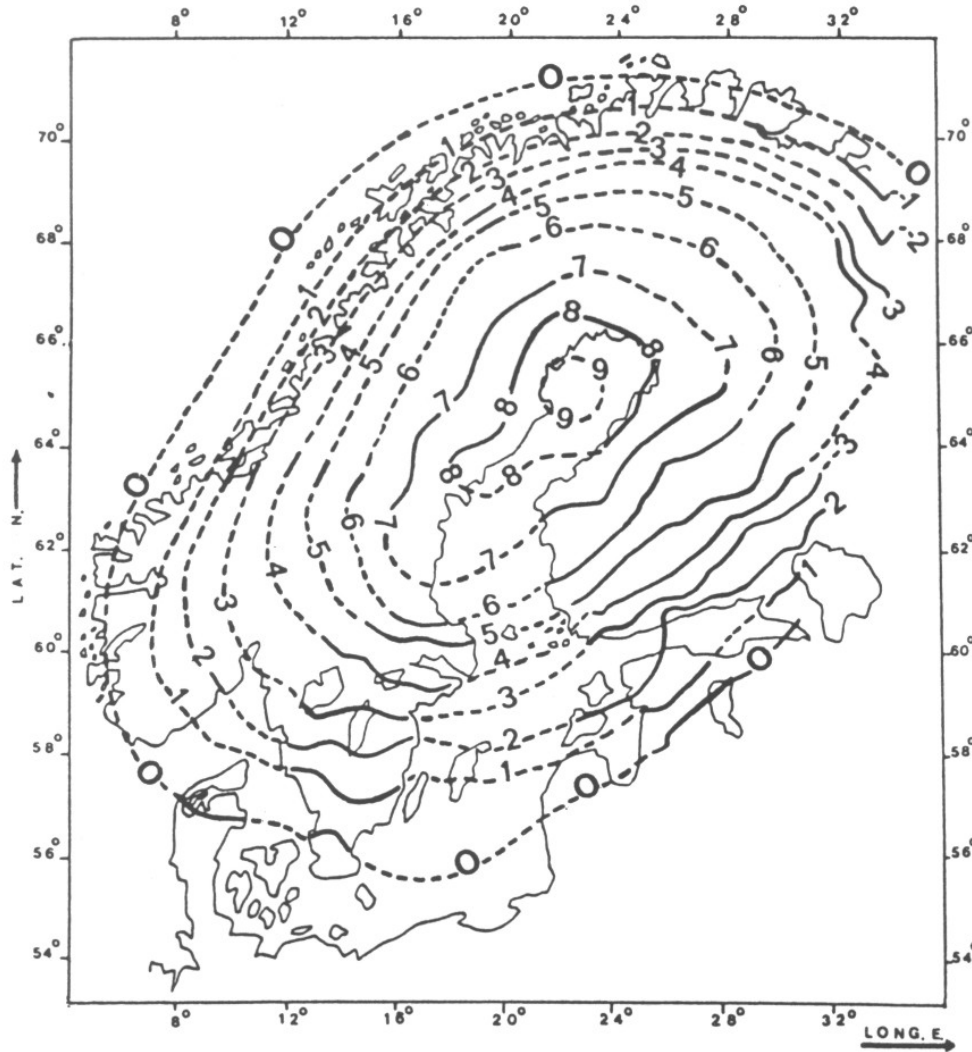
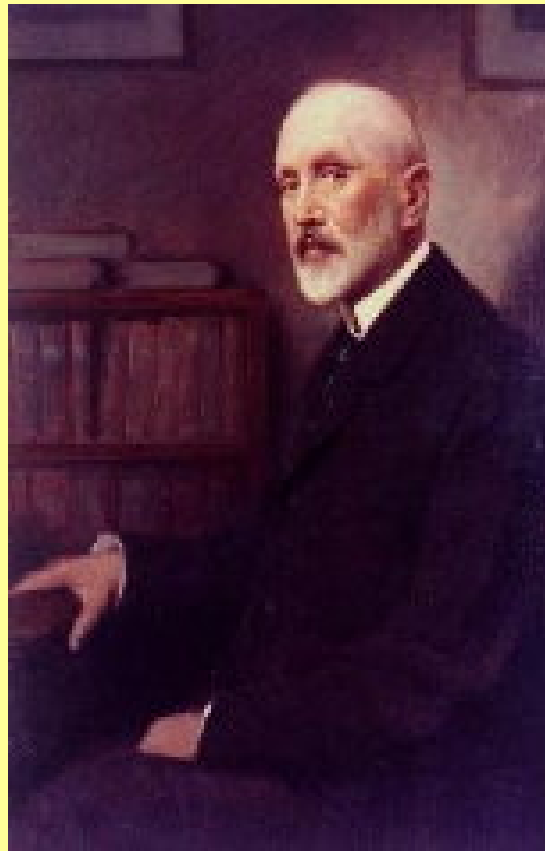


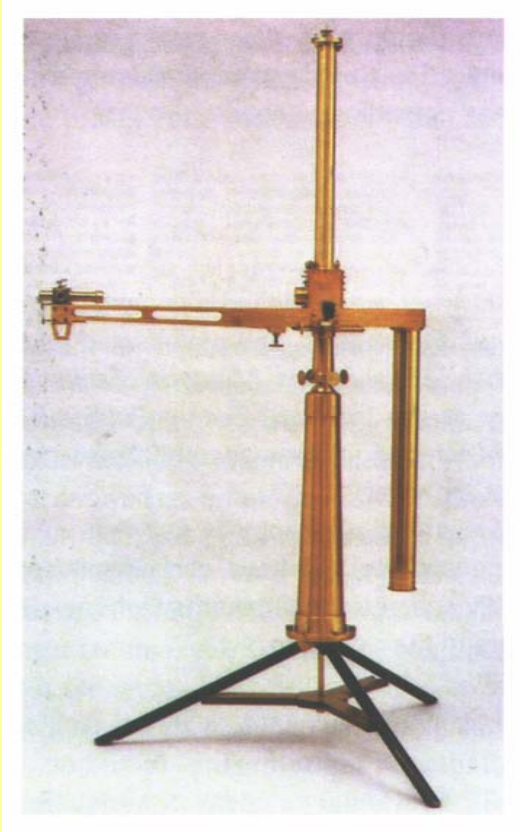
Figure 3.13. Postglacial uplift of Scandinavia. Maximum rate of land uplift (9 mm/yr) is observed over the Gulf of Bothnia. (After Bjerhammar, 1980.)

A legnagyobb mértékű emelkedés a legnagyobb izosztikus anomáliával jellemezhető helyeken figyelhető meg.

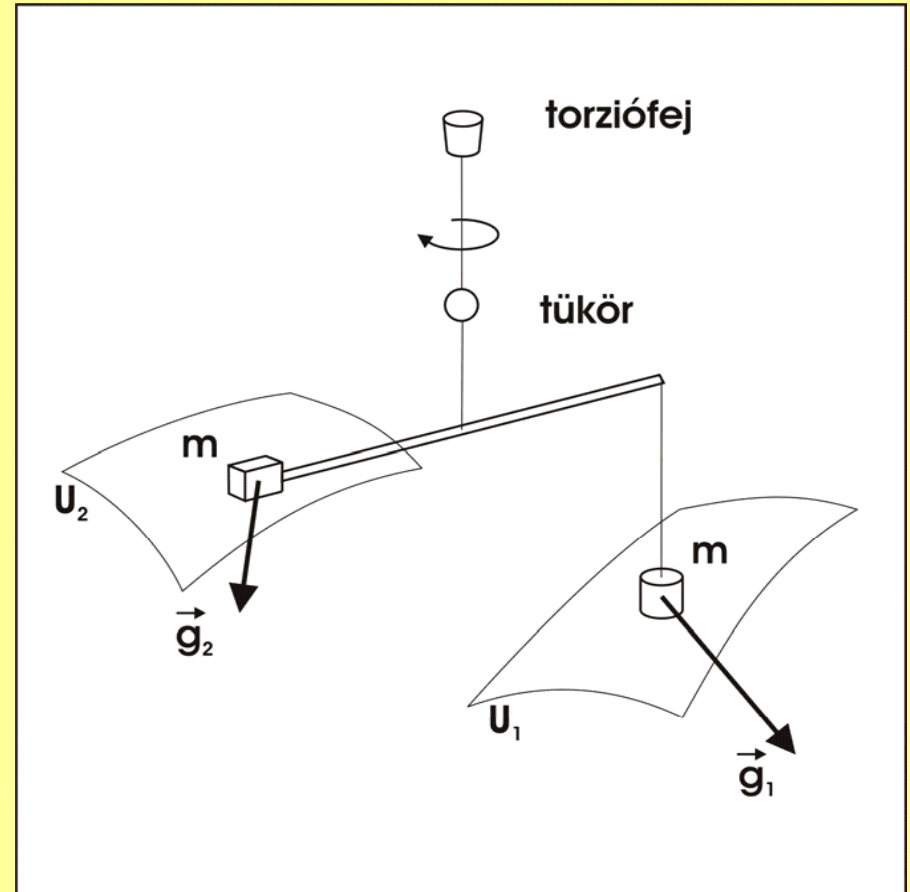
GRAVITÁCIÓ Eötvös-inga



GRAVITÁCIÓ Eötvös-inga



1898, 1900 Párizs, Balatoni inga



Egyszerű inga és működési elve. Az ingára ható nehézségi erő forgatónyomatékával a torziós szál torziós nyomatéka tart egyensúlyt.

EÖTVÖS-INGÁVAL MÉRHETŐ MENNYISÉGEK

Az Eötvös-ingával a nehézségi erőter potenciáljának másodrendű deriváltjaiból számítható **görbületi mennyiség** és a **nehézségi erő horizontális gradiense határozható meg**. Eötvös kimutatta, hogy az általa bevezetett *vízszintes irányítóképesség mennyiség* (R) a nehézségi gyorsulás (g), a minimális (r_{min}) és maximális görbületi sugár (r_{max}) függvénye, továbbá ez a mennyiség a nehézségi erőter potenciáljának (U) x és y szerinti másodrendű deriváltjainak ismeretében is kifejezhető:

$$R = g \left(\frac{1}{r_{min}} - \frac{1}{r_{max}} \right) = \left[(U_{yy} - U_{xx})^2 + (2U_{xy})^2 \right]^{1/2} = \left[U_{\Delta}^2 + (2U_{xy})^2 \right]^{1/2}$$

Ezen **görbületi mennyiségnek** a földrajzi É-kal (x) bezárt szöge (λ):

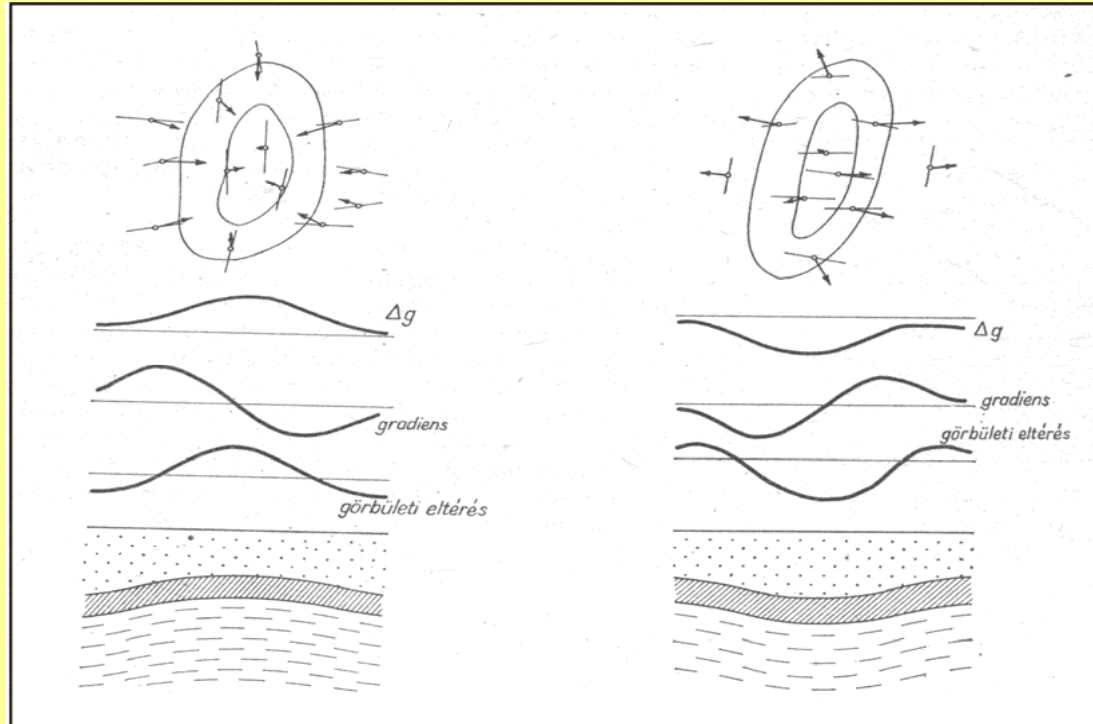
$$\operatorname{tg} 2\lambda = -\frac{2U_{xy}}{U_{\Delta}}$$

Az ingarúdra ható forgatónyomaték nemcsak a görbületi mennyiséget meghatározó deriváltaktól, hanem a **horizontális gradiens** két összetevőjétől (U_{xz} , U_{yz}) is függ. Ez a vektor merőleges az egyenlő nehézségi erő értékű helyeket összekötő izogal vonalakra. Abszolút értéke:

$$|\vec{G}| = \left(U_{xz}^2 + U_{yz}^2 \right)^{1/2}$$

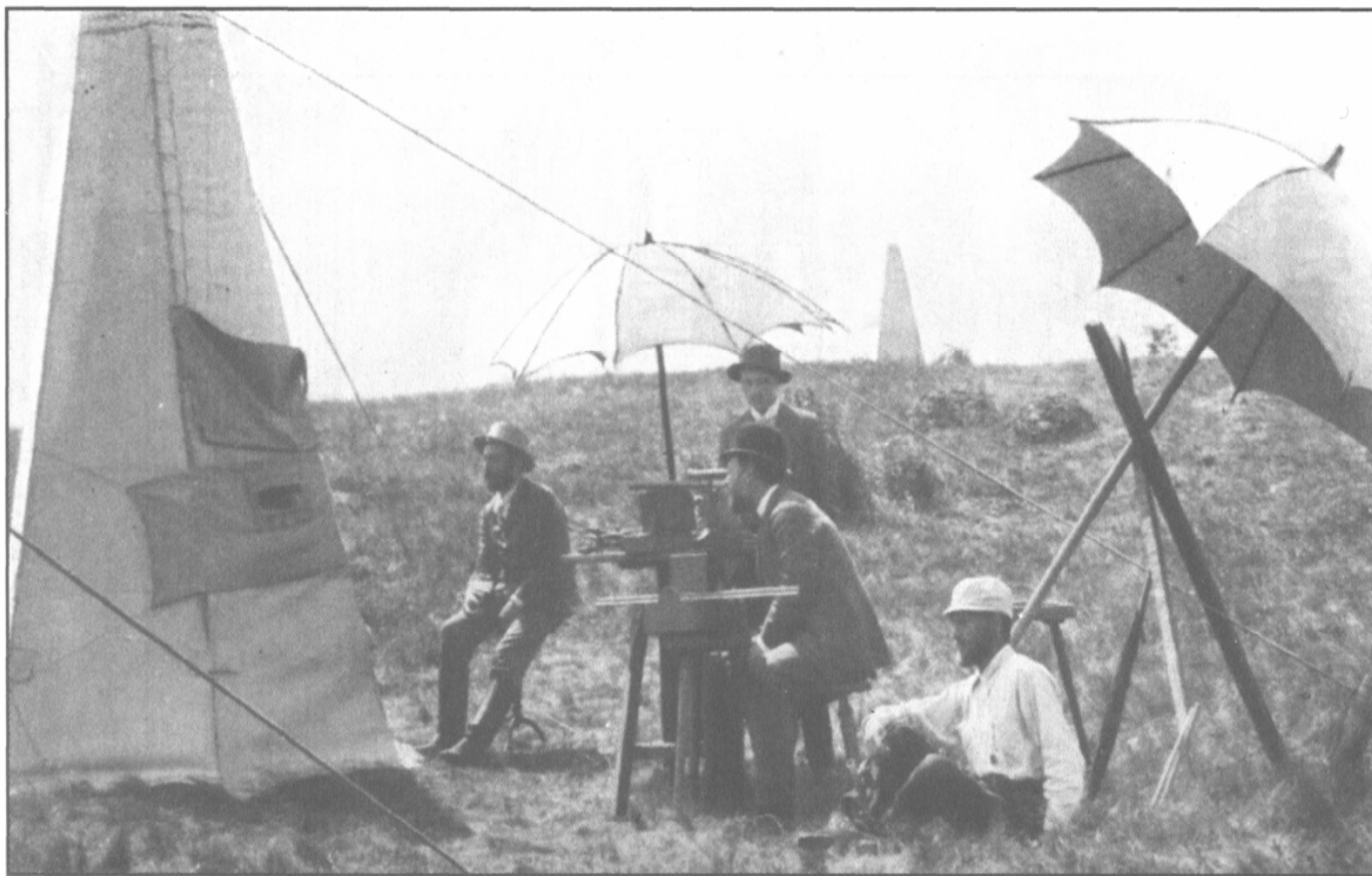
ami a hosszegységre eső nehézségi erő növekedés mértékével egyezik meg. A gradiens SI egysége $1/s^2$, a gyakorlati egység Eötvös tiszteletére $1Eötvös = 1E = 0.1mGal/km$. Minden egyes mérési pontban az előbbi négy ismeretlen derivált mellett az ötödik ismeretlen a felfüggesztő szál csavaratlan egyensúlyi helyzete. Az egyes (egyszerű) ingával egy mérési ponton ezért kellett öt azimutban mérni.

A mérhető mennyiségek és a szerkezeti elemek kapcsolata



Antiklinális és szinklinális szerkezet gravitációs hatása a nehézségi anomália (Δg), a gradiens és a göbületi eltérés tükrében. Antiklinális felett gravitációs maximum és tengelye felett pozitív göbületi eltérés alakul ki, ellentétben a szinklinálissal.

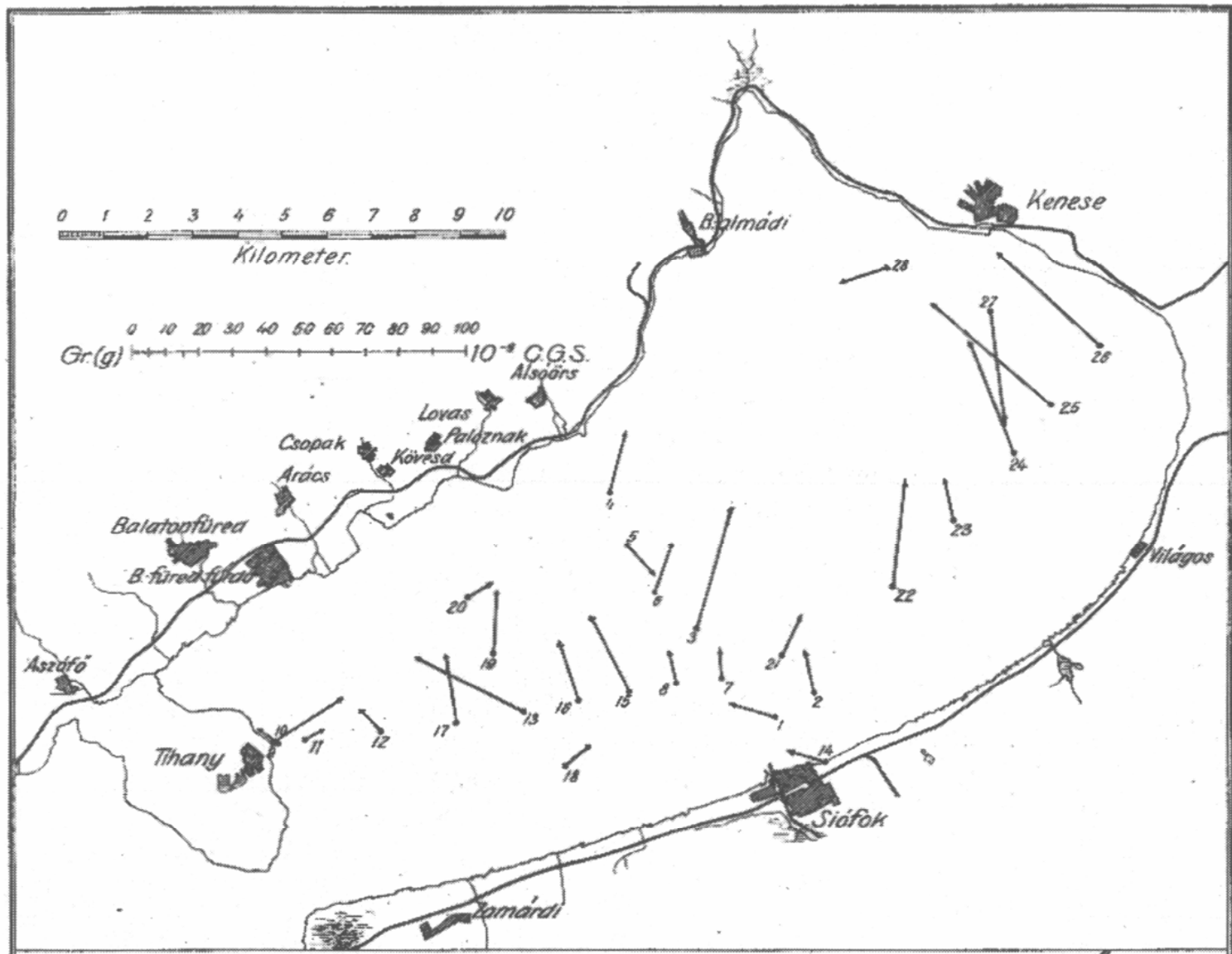
Eötvös-inga mérések a Ság hegyen 1891-ben



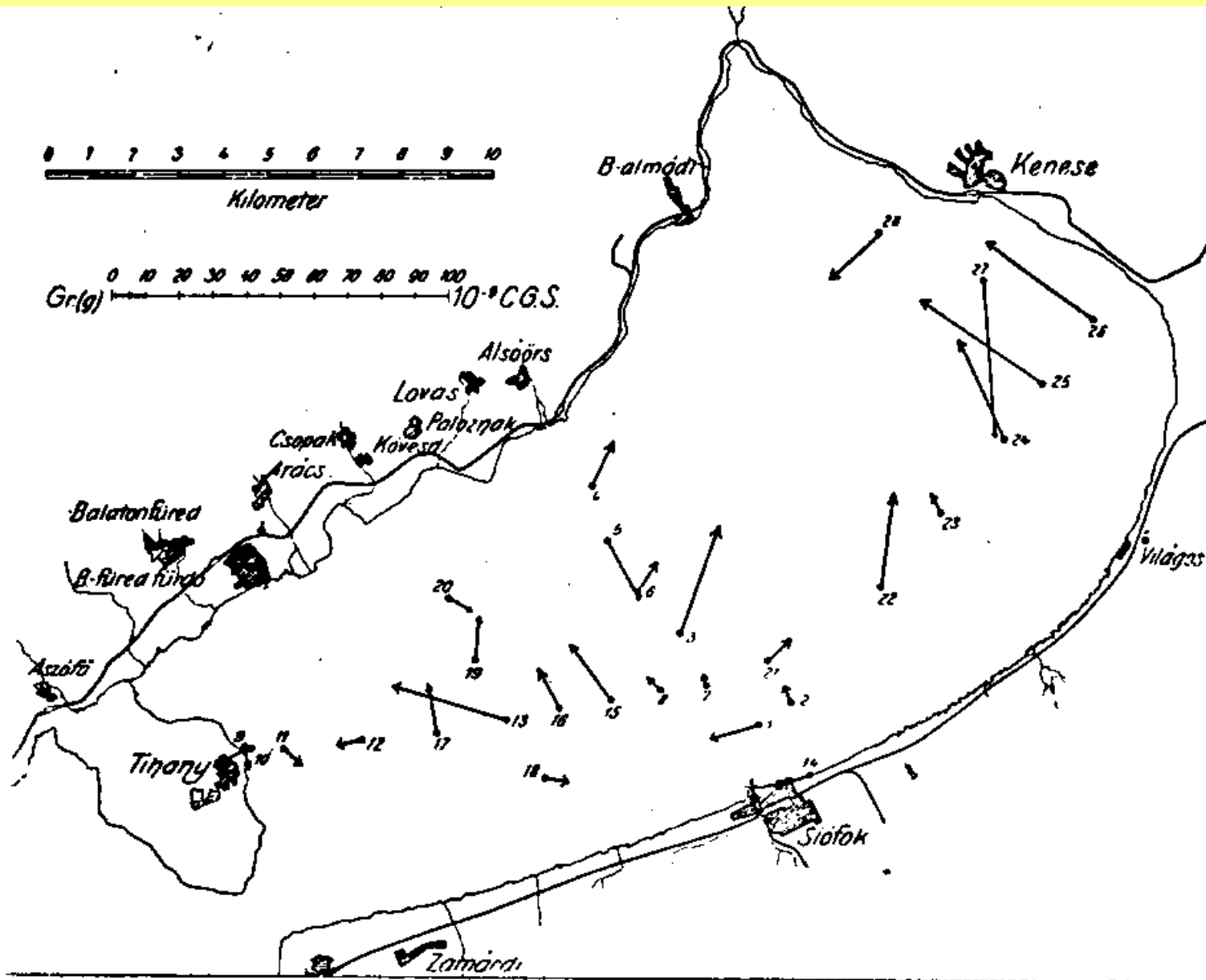
GRAVITÁCIÓ - Eötvös-inga mérések:
Balaton jege (1901-1903) 40 ponton



Balatoni gradiens térkép 1908



Topográfiai hatásra korrigált horizontális gradiens eloszlás

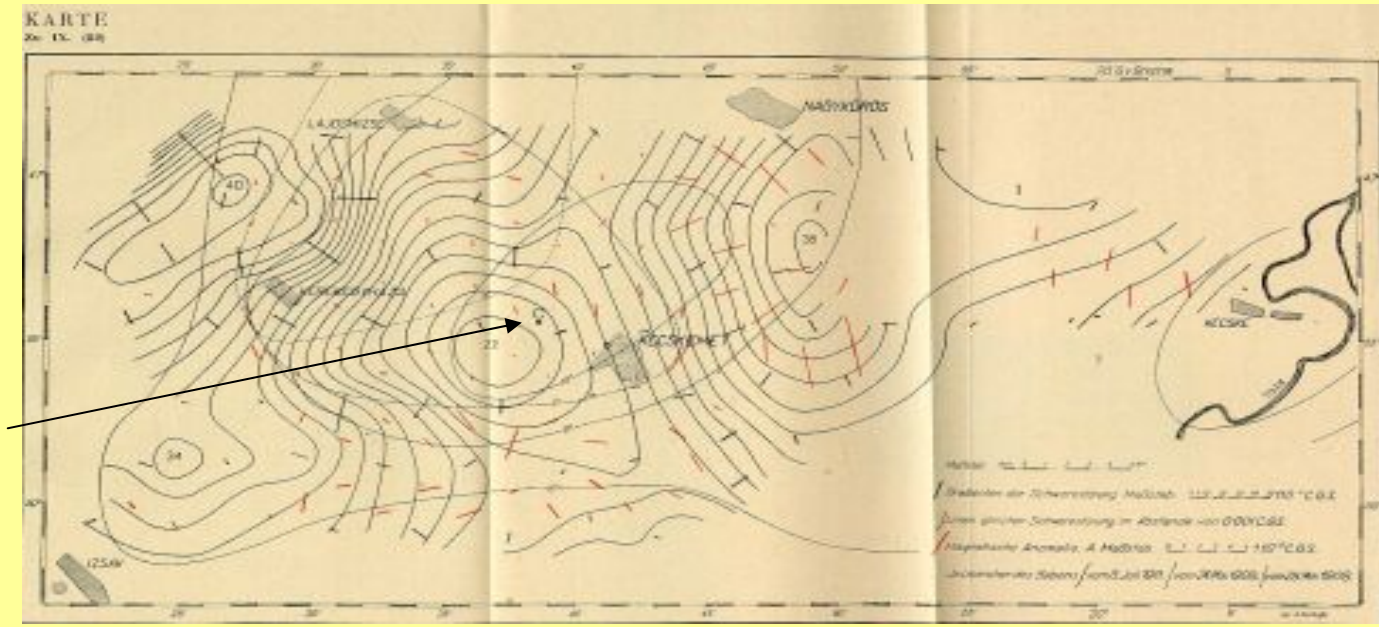


Eötvös–féle kettős inga (1902)



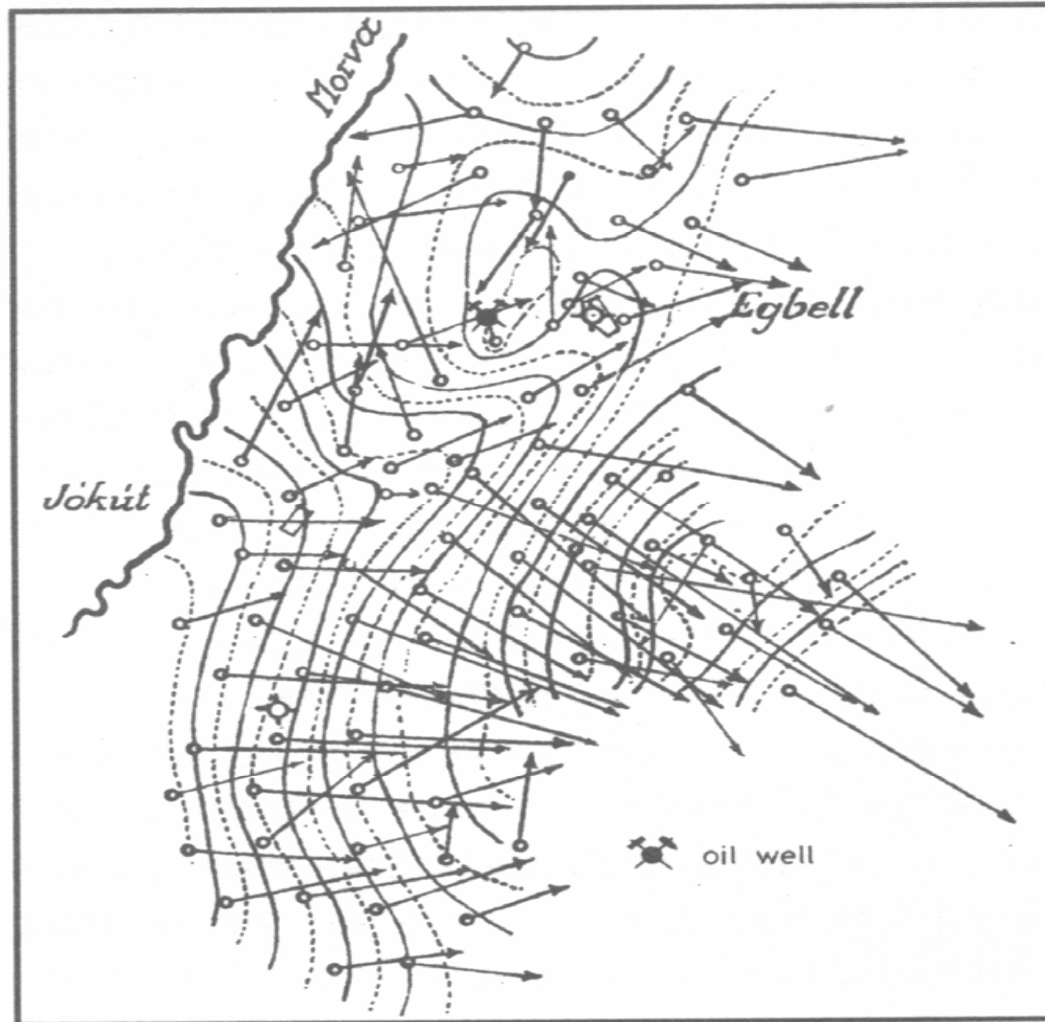
A kettős ingával egy állomáson elég 3 azimutban mérni (egy azimutban a két inga egy-egy leolvasást ad, a négy ismeretlen derivált mellett a két inga csavaratlan egyensúlyi helyzete – összesen 6 ismeretlen- a három azimutban elvégzett mérésekből meghatározható).

Kecskeméti Eötvös-inga mérés



Eötvös-inga és mágneses mérések térképe Kecskemét környékén az 1911-es földrengést követően (az epicentrum helyét C jelöli).

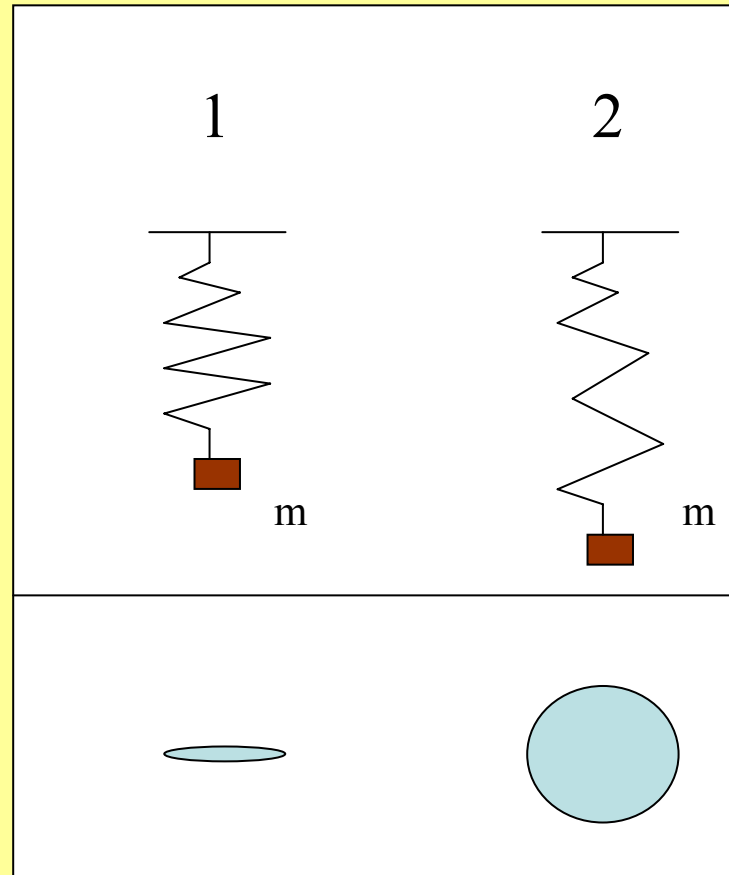
Egbell környéki mérés 1916



Eötvös–ingával elért további eredmények

Az I. világháborút követően a műszer megkezdte diadalútját. **Európa, Ázsia (Irak, Irán), Észak (Egyesült Államok)- és Dél-Amerika (Venezuela)** kutatási területein csaknem két évtizeden át az olajkutatás versenytárs nélküli eszközévé vált. 1922-ben a Shell és az Amerada olajvállalatok szereztek be ingákat, 1924-ben az Amerada felfedezte a Nash Dome (Egyesült Államok) szerkezetet. Amerikaiak állapították meg, hogy az Egyesült Államokban ez az eredmény fémjelzi a gyakorlati geofizika megszületését. Egyedül a **Mexikói öbölben az 1930-as évek közepéig 35-40 Eötvös-ingás mérőcsoport dolgozott és legalább 80 produktív mezőt fedezett fel, összesen több mint 1 milliárd hordó készlettel.** A könnyebben kezelhető, egyszerűbb korrekciókat igénylő graviméterek a harmincas évek vége felé kezdték felváltani az Eötvös-ingákat bár pontosságuk még jóval kisebb volt, mint az ingával megvalósítható 1 Eötvös. *Az Eötvös-inga a nagyobb antiklinálisokhoz és sódómokhoz kapcsolódó szénhidrogén tárolók kutatásának az első hatékony eszköze, amit az is bizonyít, hogy segítségével több milliárd köbméter gázt és több százmillió tonna olajat találtak meg.*

Graviméter működésének (rugós mérleg) elve

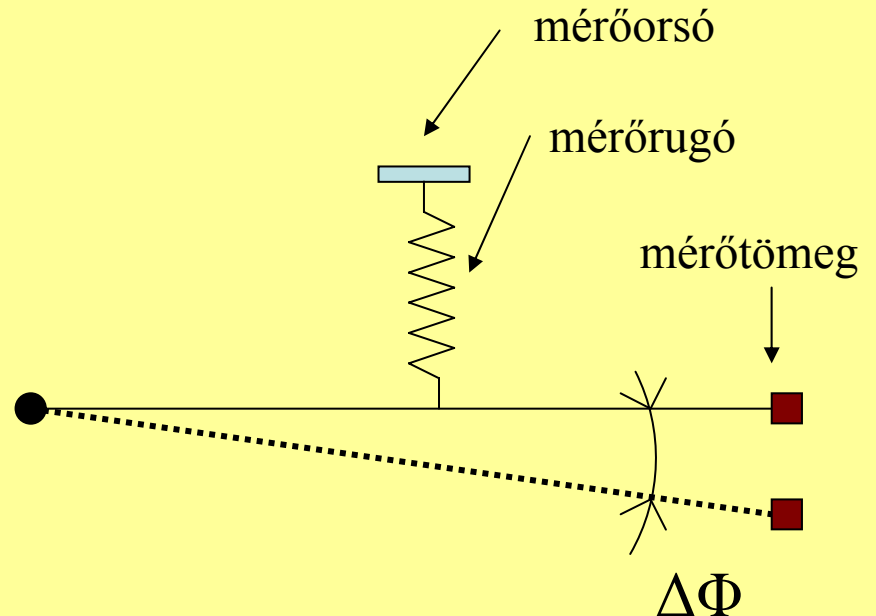


Minél nagyobb a felszín alatt lévő ható tömege, annál nagyobb a mérőtömeget tartó rúgó megnyúlása: $mg_1 = r l_1$ és $mg_2 = r l_2$ amiből $m \Delta g = r \Delta l$

Relatív mérés

Graviméter működésének elve: a mérési ponton a rendszer szögkitérése $\Delta\Phi$ arányos a mért Δg értékkel

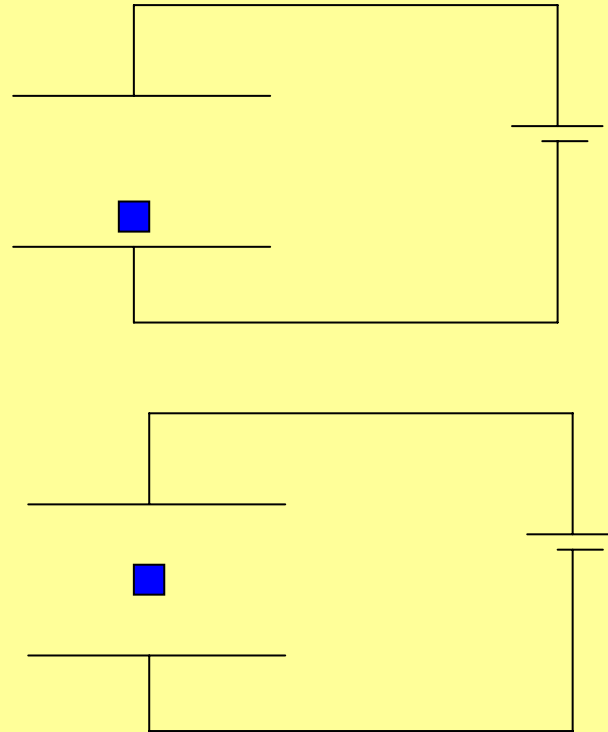
A gravimétert szintezés után a mérőorsó elforgatásával vízszintes helyzetbe hozzuk.



Az asztatikus graviméterek a labilis egyensúlyi helyzet közelében működnek, ahol a nehézségi erő kis változásának megfelelő kis forgatónyomaték változás viszonylag nagy szögkitérést eredményez. 0.1mGal pontosság legalább.

Automata graviméter

A Δg megváltozás a mérőtömeget a nullhelyzetbe hozó visszacsatoló feszültséggel arányos.



A mérőtömeg egy kondenzátor fegyverzetei között van. A visszacsatoló feszültség értékét kell mérni. Az automata graviméterrel $1\mu\text{gal}$ pontosság érhető el.

BOUGUER ANOMÁLIA TÉRKÉP

Cél: felszín alatti laterális sűrűségváltozás kimutatása

Mérési adatokban különböző gravitációs hatások szerepelnek, a felszín alatti oldalirányú (laterális) sűrűségváltozások térképezése a feladat. Emiatt korrekciókat kell alkalmazni, melyek a következők.

-földrajzi szélesség (és hosszúság) szerinti g változás → NORMÁL KORREKCIÓ

- mérési állomás magasságok → MAGASSÁGI -és BOUGUER KORREKCIÓ

-állomások környezetében eltérő topográfia → TOPOGRAFIKUS KORREKCIÓ

-árapály keltő erők és műszerjárás → BÁZISOLÁS

Gravitációs korrekciók

Normál korrekció: az óceánok szintjén az egyenlítői g érték 983gal, míg a pólusokon 978gal.

$$g_{norm} = g_e (1 + \beta * \sin^2 \phi + \beta_1 * \sin^2 2\phi)$$

Magassági (tiszta magassági v. Faye-féle) korrekció : az óceánok szintjétől való eltávolodást veszi figyelembe, függetlenül a geoid és a mérési állomás közötti tömeg eloszlástól.

$$C_F = 0.3086 * H$$

Bouguer-korrekció: számértékben a planparallel síkokkal határolt lemez tömegvonzása

$$C_B = 0.0418 * H * \rho$$

Topografikus korrekció: koaxiális hengergyűrű szegmensek szuperpozíciójaként határozható meg, mértéke függ a szegmens térfogatától, sűrűségétől és a mérési állomástól számított távolságától.

Annak érdekében, hogy a mért értékek (Δg_M) területi eloszlása a felszín alatti laterális sűrűségváltozást tükrözze, a fenti négy hatást korrekcióba kell venni. A Bouguer-anomáliát (Δg_B) megkapjuk, ha minden egyes mérési pontra ezeket a korrekciókat elvégezzük, majd a korrekciók után kapott értékekből térképet szerkesztünk.

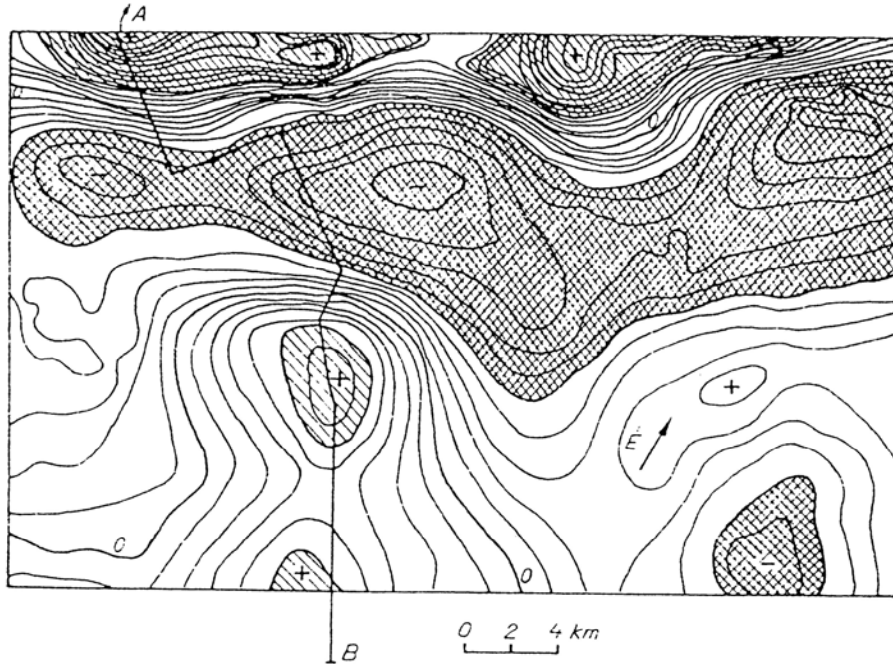
$$\Delta g_B = \Delta g_M + C_F - C_B + C_T + C_\Phi$$

az állomás tengerszint feletti magasságából adódó g csökkentő hatást C_F

a geoid és az állomásszintje közötti tömegek vonzó hatását C_B

az állomás környezetében a domborzati g csökkentő hatást C_T

az Egyenlítőtől a pólusok felé növekvő változást C_Φ jelöli.

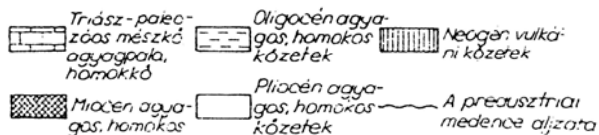
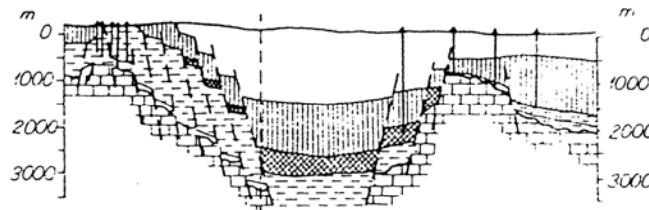
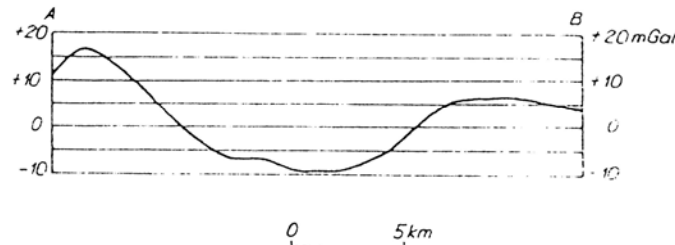


Mezőkövesd-Zsóri

Bouguer-anomália térkép

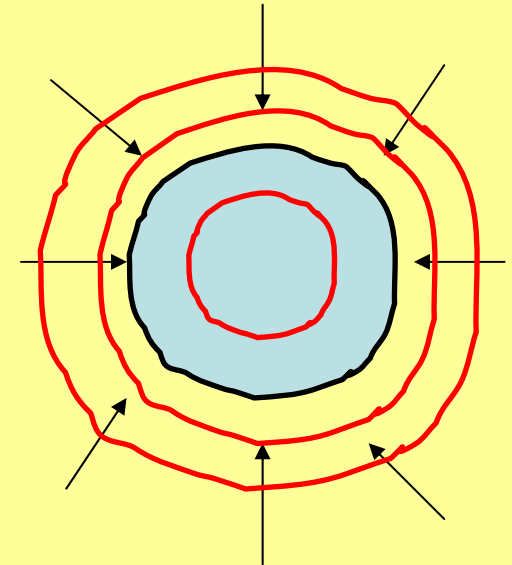
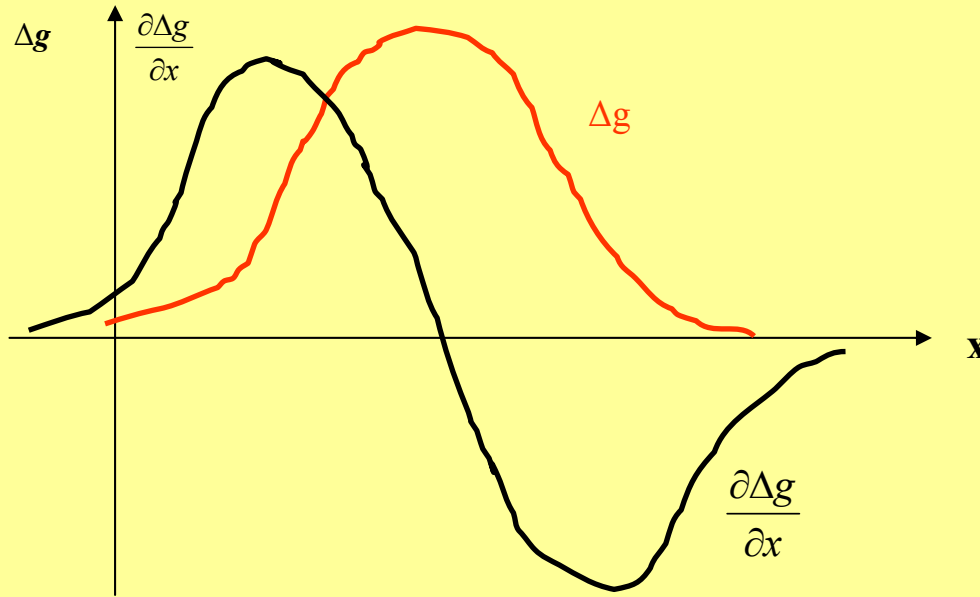
Bouguer-anomália
szelvény az AB mentén

(az alaphegységgel jól
korrelál, viszont kis
felbontású)

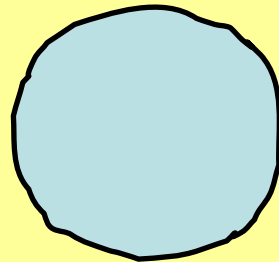


Földtani értelmezés
(vertikális metszet)
további adatok
figyelembe vételével

BOUGUER ANOMÁLIA és HORIZONTÁLIS GRADIENS összevetése



felszín



felszín alatti tömegetöbbit
(ennek a testnek=hatónak) nagyobb a
sűrűsége mint a környezetének)

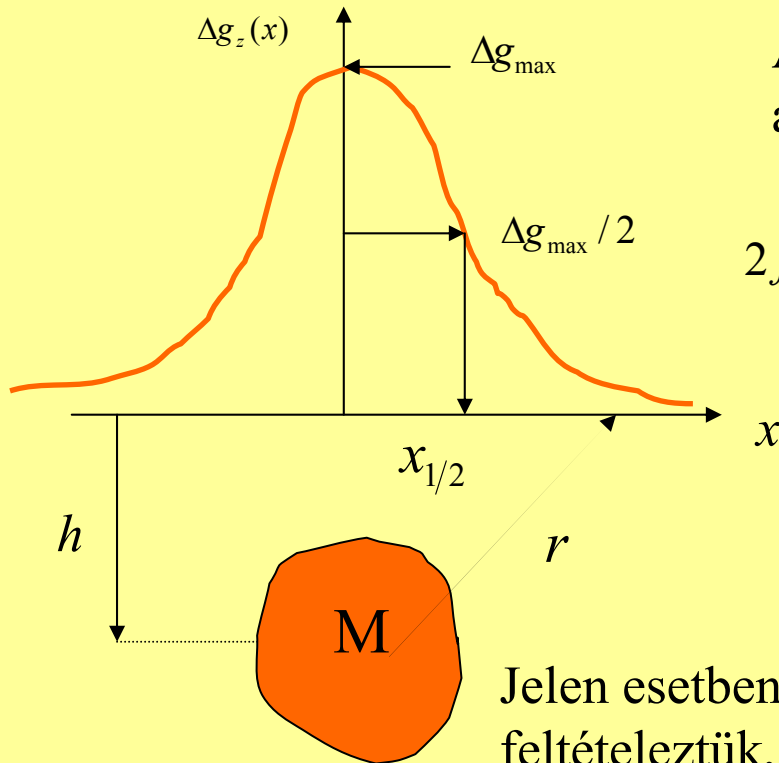
Gömb alakú ható gravitációs hatása. A cél: a félértékszélesség ($x_{1/2}$) és a ható mélysége (h) közti kapcsolat megadása.

(A graviméter mérőtömege legyen egységnyi)

$$\Delta g_{\max} = f \frac{M}{h^2}$$

$$\Delta g(x) = f \frac{M}{r^2} = f \frac{M}{h^2 + x^2}$$

$$\Delta g_z(x) = f \frac{M}{r^2} \frac{h}{r} = f \frac{M}{h^2 + x^2} \frac{h}{(h^2 + x^2)^{1/2}}$$



A félérték szélességű pont az a pont, melyben a maximális anomália fele mérhető, tehát:

$$2f \frac{Mh}{(h^2 + x_{1/2}^2)^{3/2}} = f \frac{M}{h^2} \Rightarrow 2h^3 = (h^2 + x_{1/2}^2)^{3/2} \Rightarrow h \approx 1.3x_{1/2}$$

A gömb alakú ható tömeg többlete (M), térfogata (V), és sugara (s) meghatározható (közelíthető):

$$M = \frac{h^2 \Delta g_{\max}}{f} = \Delta \rho V = \Delta \rho \frac{4\pi}{3} s^3$$

Jelen esetben pl. érc-tömegnél ez az anomália pozitív, hisz azt feltételeztük, hogy a gömb sűrűsége nagyobb mint a környezetéé. Sótömegs, barlang esetében ellentétes a gravitációs hatás, ott negatív az anomália.

Üreg gravitációs hatása

Applications to environmental and engineering studies

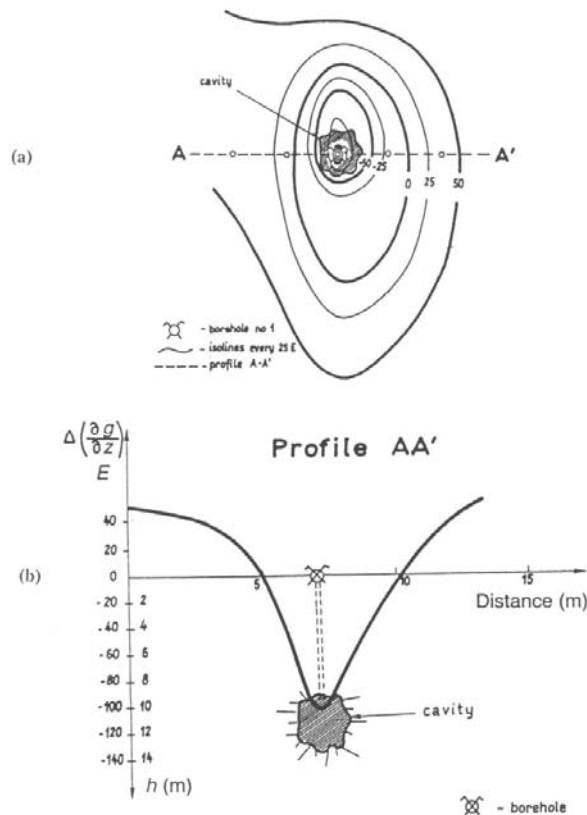


Fig. 2.30 (a) Surface distribution of the gravity vertical gradient values over a cavern in an old mining work in Poland. The vertical gradient measurements were made using a portable tower-like tripod of height 3 m. (b) Gravity vertical gradient anomaly over the profile AA'. The borehole positioned over the anomaly maximum, after penetrating surface rocks, reached a rock cavity at a depth of 10 m. (After Fajkiewicz, 1976.)

Tipikus mikrogravitációs feladat. A jó kimutathatóság érdekében legalább olyan sűrű állomásközzel kell mérni mint amilyen a ható várható mélysége. **Félértékszélesség** itt is alkalmazható.

Két szinten – a felszínen és 3m-rel a felszín felett- volt a mérés. A két szintre vonatkozó térképet (a felszíniből a felszín felett) egymásból kivonták és a differencia-hányados térképpel közelítették a **vertikális gradiens** térképet. Az üreg gravitációs hatása a felszínen nagyobb, mint az attól magasabb szinten. A derivált térképpel a ható felszíni vetületét megbízhatóbban lehet kijelölni, így a fúrás is nagyobb valószínűséggel fogja harántolni az üreget.

Etna tevékenysége 1989-1992

Az 1991-92 közötti kitörés az elmúlt 100 év kitörései között a legnagyobb volt, kb. 10-szer nagyobb tömegű olvadék jutott a felszínre mint 1989-ben (a DK-i kráterből). A 91-92 –es kitörést (DDK-i törésvonal mentén sötét satírozott rész) nem előzte meg sem az Etna felszínének a változása, és szeizmológiai jelenség sem. Viszont a mikrogravitációs mérések az időbeli változások nyomán követésére jelen esetben jól használhatók voltak.

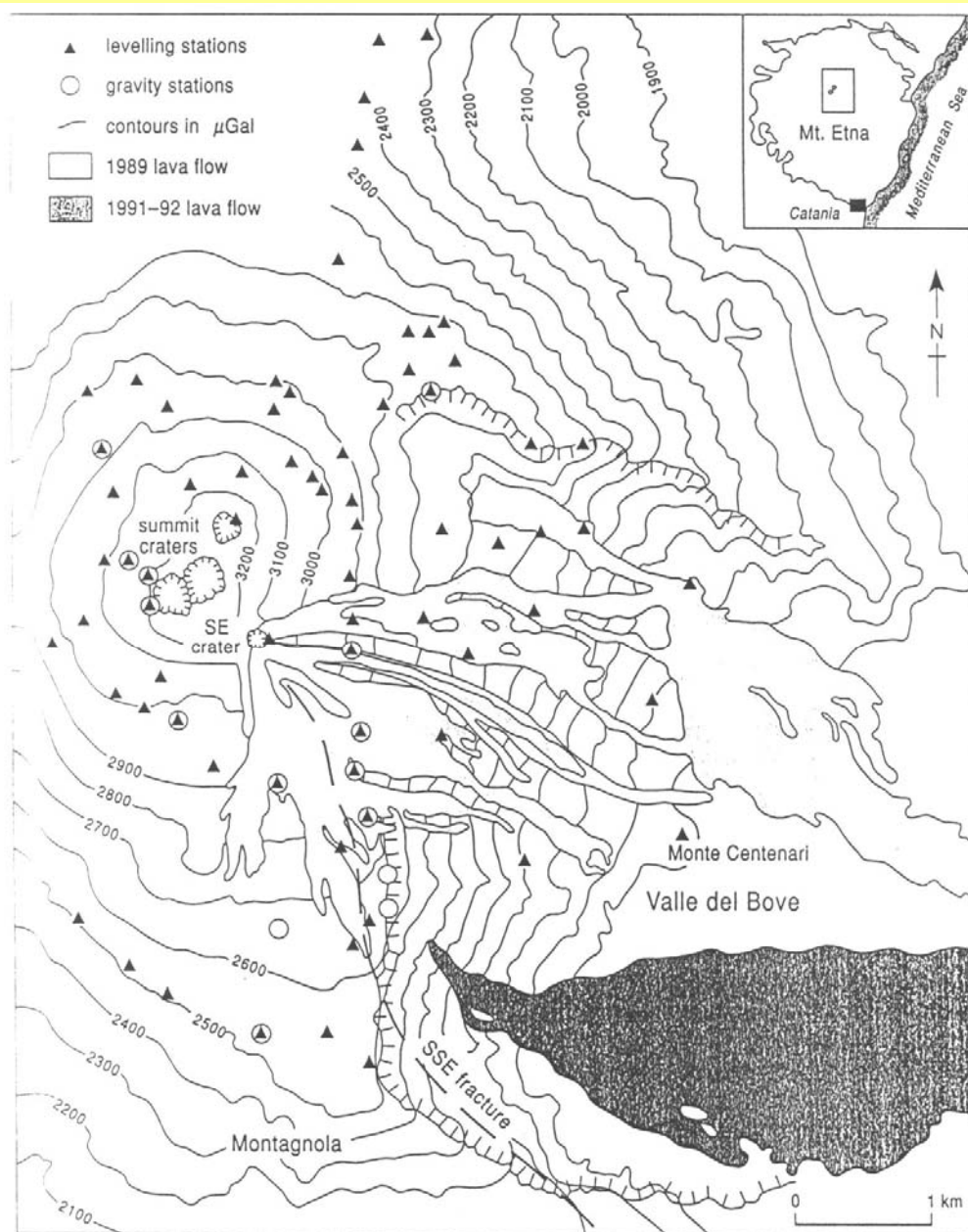


Figure 24.4 Map of Etna.

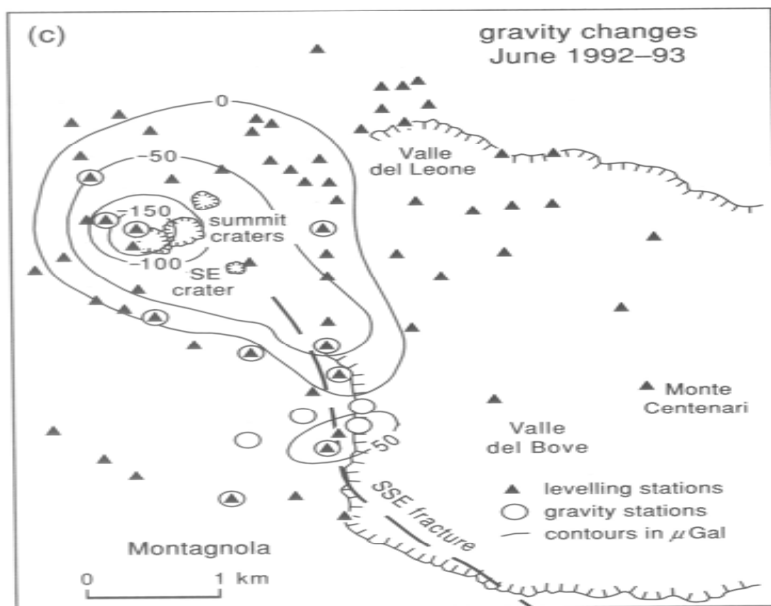
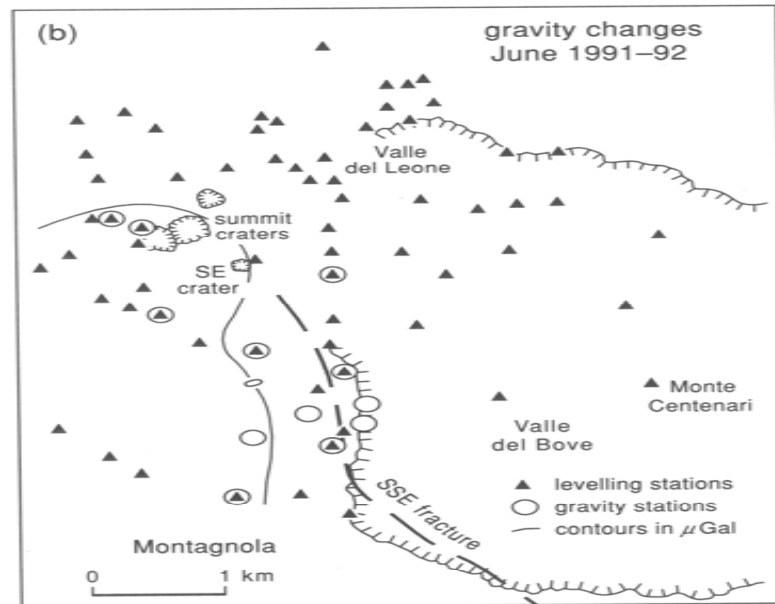
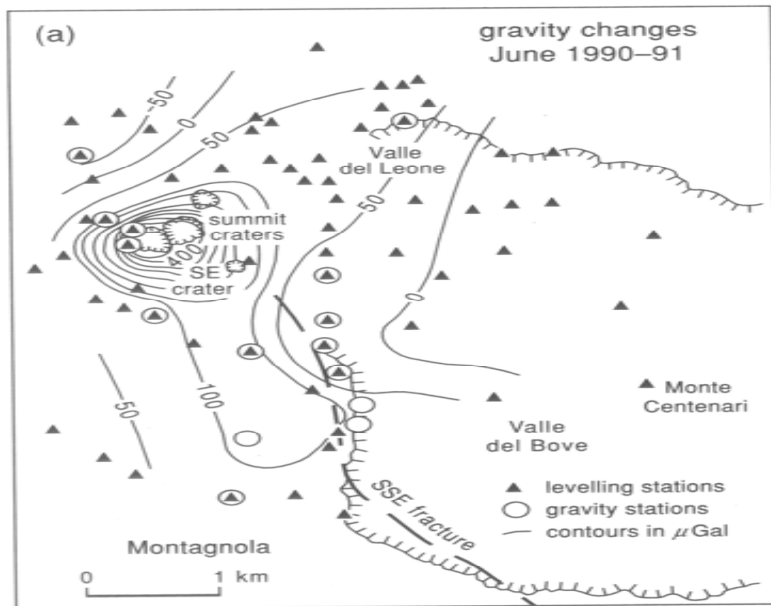
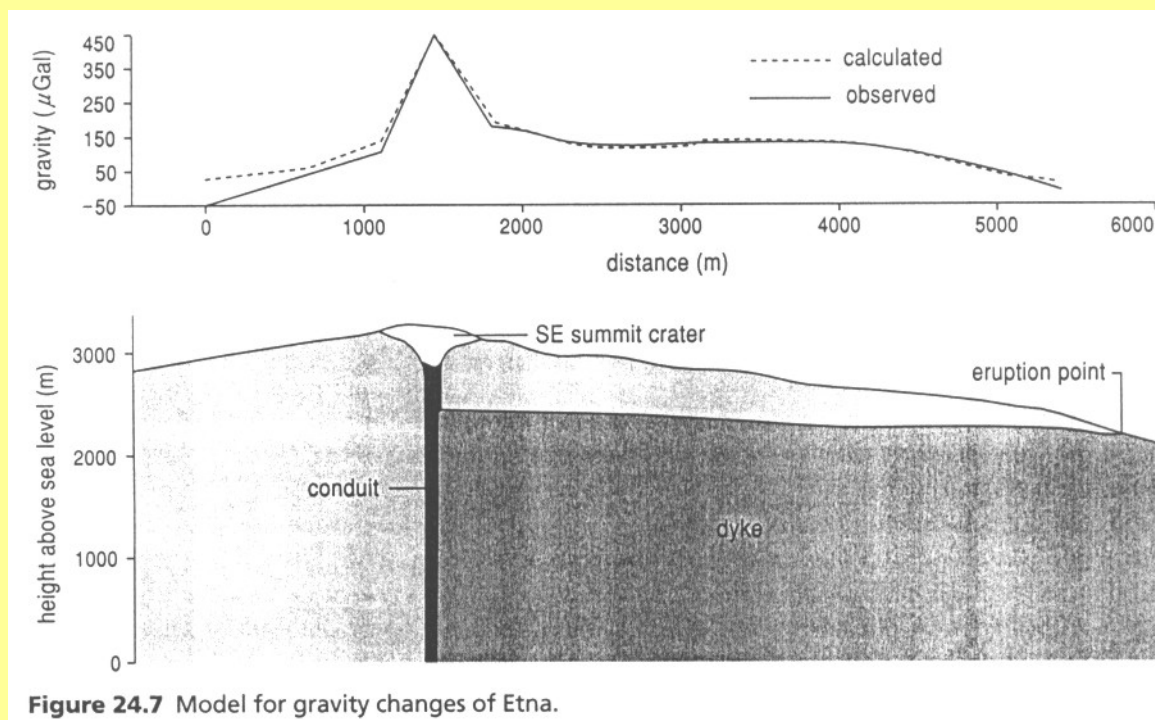


Figure 24.6 Gravity changes in the Etna summit area.

A (fő)kürtőben az olvadék felfelé emelkedett tömeg többletet eredményezve, onnan a felszínre érve kitörhet. Kitörés után az olvadék visszahúzódik, ami a mért g érték csökkenését eredményezi a kürtő környezetében a felszínen.

Etna, olvadékemelkedés, tömegnövekedés, pozitív g értékváltozás

Hogyan lehet megbecsülni a kúrtóban megjelenő magma tömegét? A kitörés nem a kúrtó feletti főkráterben következett be, hanem a D-DK-i törésvonal kiszélesedésével és olvadék kitöltésével a főkrátertől kb. 3km-re. 1990 jún. és 1991 jún. közötti g változásból henger alakú ható feltételezésével oldották meg a feladatot.



Kúrtó átmérő 50m, felnyomuló anyag 10Mt, visszahúzódás 500m

A kőzetek sűrűségéről

A **magmás kőzetek** sűrűsége mint az összetételtől, ill. szövettani jellemzőktől. Az összetétel miatt a bázikus tűzi eredetű kőzetek sűrűsége nagyobb mint a savanyúaké és a semleges kőzetek sűrűsége átmenetet képez. A nagykristályos intruzív kőzetek sűrűsége hasonló kémiai összetétel mellett nagyobb sűrűségűek mint az effuzívok. A megadott sűrűségadatok t/m³, kg/dm³, g/cm³-ben értendők.

Gránit (2.7)→ diorit (2.9)→ peridotit (3.2) (mélységi magmás kőzetek)

Riolit (2.5)→ andezit (2.8)→ bazalt (3.0) (kiömlési kőzetek)

Az **üledékes kőzetek** sűrűsége a kémiai összetételtől, a porozitástól, a pórusokat kitöltő anyag halmazállapotától, annak sűrűségétől (pl. a kitöltő folyadék típusától) függ. A kompaktság mértékének növekedése sűrűség növelő. Ugyanazon összetétel mellett nagy kőzetsűrűség intervallumok fordulhatnak elő.

Barnaszén (1.0-1.4)

Homok (1.4-2.2)

Homokkő (1.6-2.8)

Mészke (1.5-2.6)

Dolomit (2.2-2.7)

Kősó (2.05-2.2)

A **metamorf kőzetek** –mivel a nagy nyomás és hőmérséklet alatt a kiindulási kőzet átkristályosodásával jönnek létre- megnövekedett sűrűséggel jellemezhetők a kiindulási értékhez képest. Pl . gránitból vagy homokos agyagból **gneisz (2.6-3.0)** v. mészkőből átalakult **márvány (2.7-2.9)**.

A kőzetmállási folyamatok sűrűség csökkenéssel járnak.

A fluidumok közül az **olaj sűrűsége széles határok között (0.6-1.3) változik,** ellentétben a **vízével (1.0-1.05)**.

A fémásványok nagy sűrűségűek:

Barit 4.3- 4.7

Kalkopirit 4.1-4.3

Galenit 7.4-7.6

Hematit 4.9-5.3

Magnetit 4.9-5.3

Pirit 4.9-5.2

Bouguer térkép transzformációi

A térképek *lokális* és *regionális* gravitációs hatások szuperpozíciói.

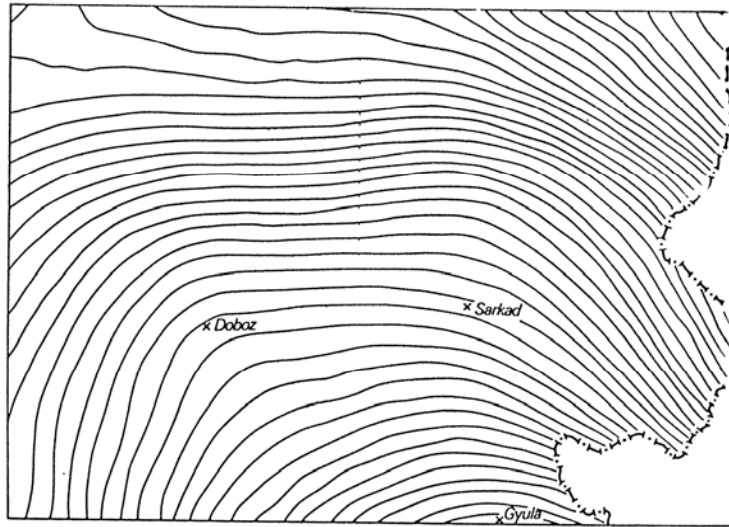
A *lokális* hatások a felszín közeli laterális sűrűségváltozások, míg a *regionális* hatások a kéreg mélyebben fekvő inhomogenitásai miatt jelentkeznek. A **transzformációk célja** a hatások szétválasztása ,ill. **a hatások egyikének a kiemelése.**

LOKÁLIS HATÁS KIEMELÉSE

Simítás –residuál térkép
Analitikus lefelé folytatás
Alulvágó szűrő
Második derivált (g_{zz}) térkép

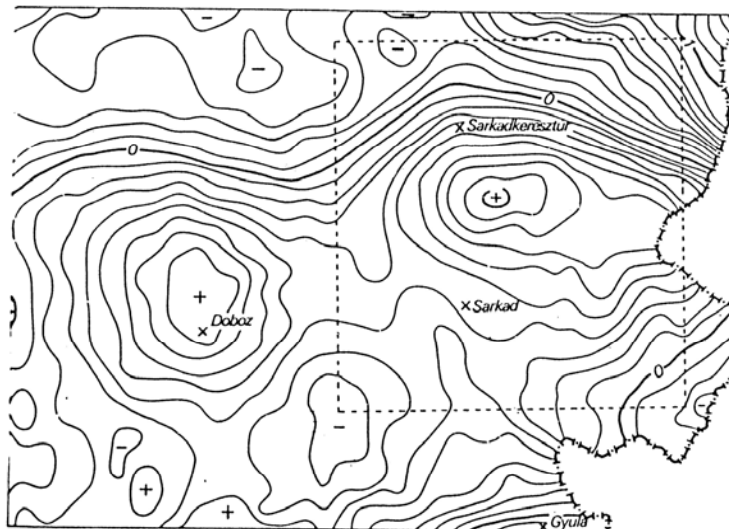
REGIONÁLIS HATÁS KIEMELÉSE

Simítás –a simított térkép
Analitikus felfelé folytatás
Felülvágó szűrő



3.57 ábra. A Sarkadkeresztúr és környéke kutatási terület Bouguer-anomáliatérképe (A Gcofizik. Kutató Vállalat mérése és feldolgozása)

Bouguer anomália térkép



Residuál v. maradék
anomália térkép, mely a
Bouguer-anomália térkép
és a simított térkép
különbsége.

Szűrt Bouguer anomália térképek

A Bouguer anomália térképeken a regionális hatások elkenet, nagy hullámhosszú változásként jelennek meg, ellentétben a lokális hatókkal, melyek kis hullámhosszú változásokat eredményeznek. A térbeli frekvenciatartományban lehetőség van arra, hogy a nagy hullámhosszú, azaz kis térbeli frekvenciájú hatásokat kiemeljük a nagy térbeli frekvenciájú, azaz kis hullámhosszú nehézségi gyorsulás változásokkal szemben (vagy ennek ellenkezőjére is).

Ennek érdekében

A Bouguer anomália térképet Fourier transzformálni kell (1.lépés)

A megfelelő szűrőfüggvénnyel a térbeli frekvenciatartományban megszorozzuk a Fourier transzformált Bouguer anomália térképet (2.lépés). Ez utóbbi művelet jelenti magát a szűrést.

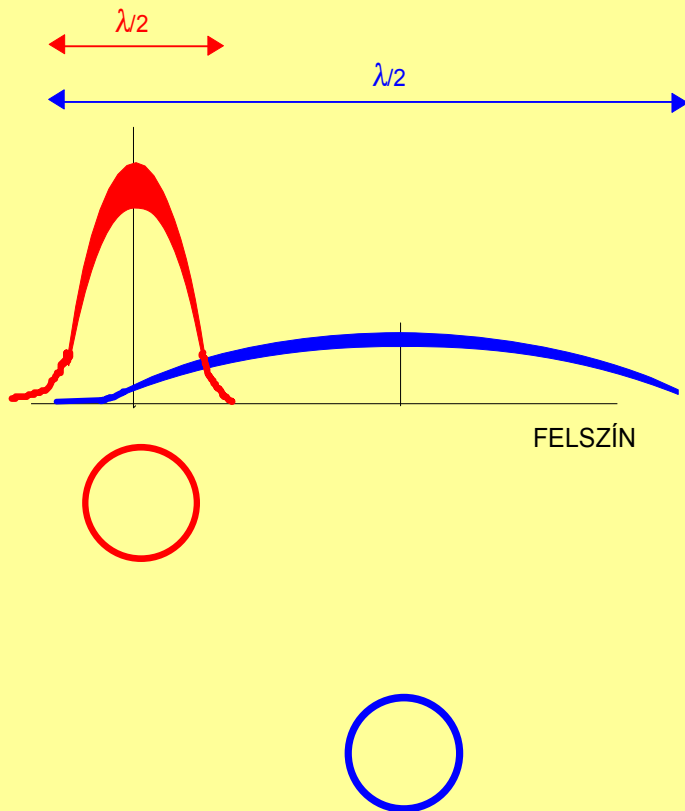
A térbeli frekvenciatartományban kapott szűrt térképet visszaállítjuk az (x,y) tartományba(3.lépés).

A térbeli frekvencia a hullámhossz reciproka, megadja a hosszegységre eső hullámok számát:

$$k = 1/\lambda$$

A ható mélysége és a gravitációs anomália amplitúdója és hullámhossza közötti kapcsolat

$$\vec{F}_v = f \frac{m_1 M}{r^2}$$

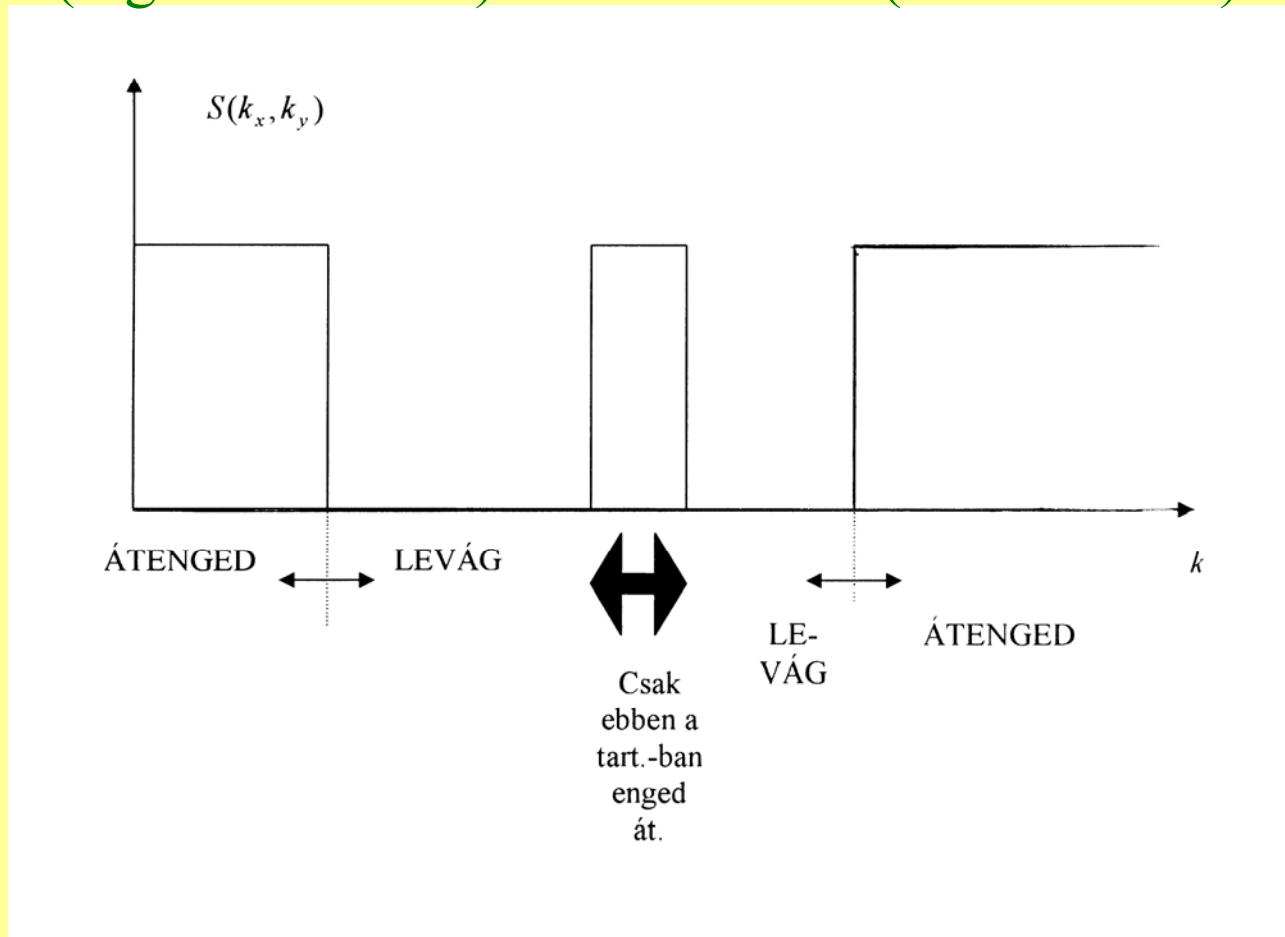


- Ugyanazon ható ha **mélyebben** van akkor gravitációs hatása nagyobb hullámhosszal és kisebb amplitúdóval jelentkezik mint amikor a **felszín közelében** van.

Felülvágó szűrő
(regionális hatás)

Sáv sz.

Alulvágó szűrő
(lokális hatás)



$k = 1/\lambda$ a térbeli frekvencia és a hullámhossz egymással fordítottan arányosak.

1. Áttérünk a térbeli frekvencia tartományba.

$$G(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) e^{-j(k_x x + k_y y)} dx dy \quad \text{Fourier transzformáció}$$

2. A térbeli frekvenciatartományban végezzük el a szűrést

$$G(k_x, k_y) * S(k_x, k_y) = F(k_x, k_y) \quad \text{Szűrés}$$

3. Visszatérünk az xy tartományba

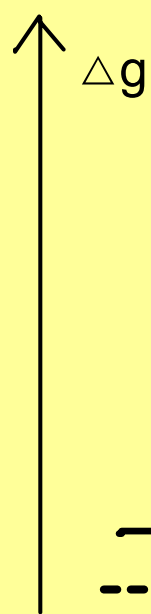
$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y) e^{j(k_x x + k_y y)} dk_x dk_y \quad \text{Inv. Fourier transzformáció}$$

Analitikus folytatás

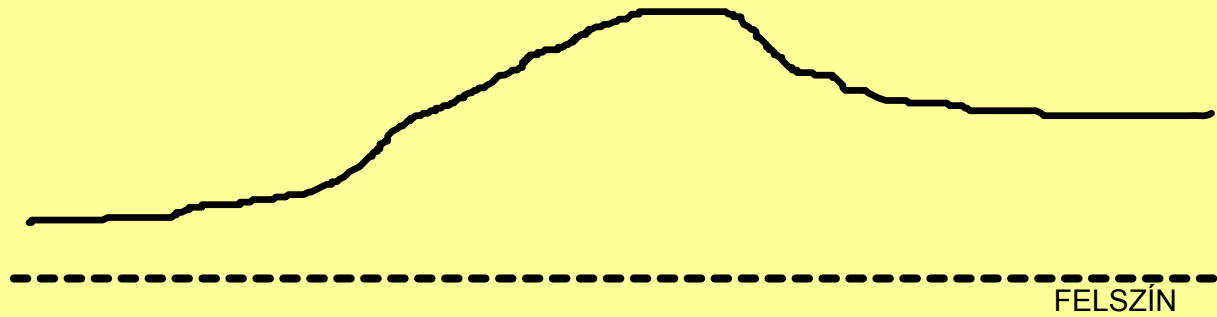
Ha a nehézségi erő eloszlása ismert pl. a felszínen, akkor a nehézségi erő potenciálja vagy annak deriváltjai meghatározhatók ettől eltérő szinteken, feltéve, ha az átszámítás szintje a hatók felett marad.

$$U(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \iint \frac{1}{r} g_B(x, y, 0) dx dy$$

Ha az analitikus folytatást felfelé végezzük, akkor a felszín közeli hatók gravitációs hatását jobban elnyomjuk, mint a mélybeliekét. A lefelé folytatással ezzel ellentétes hatást érünk el: a lokális hatók hatását emeljük ki.



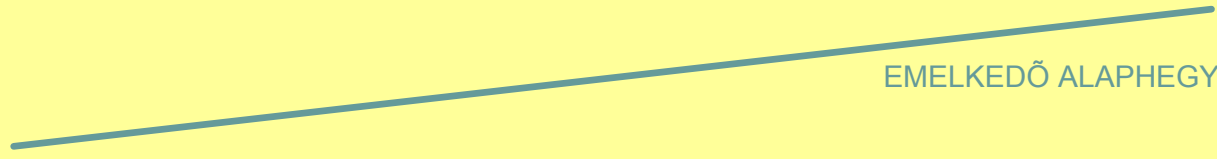
Szelvény menti Bouguer-anomália, mely a lokális és a regionális hatás(ok) szuperpozíciója.



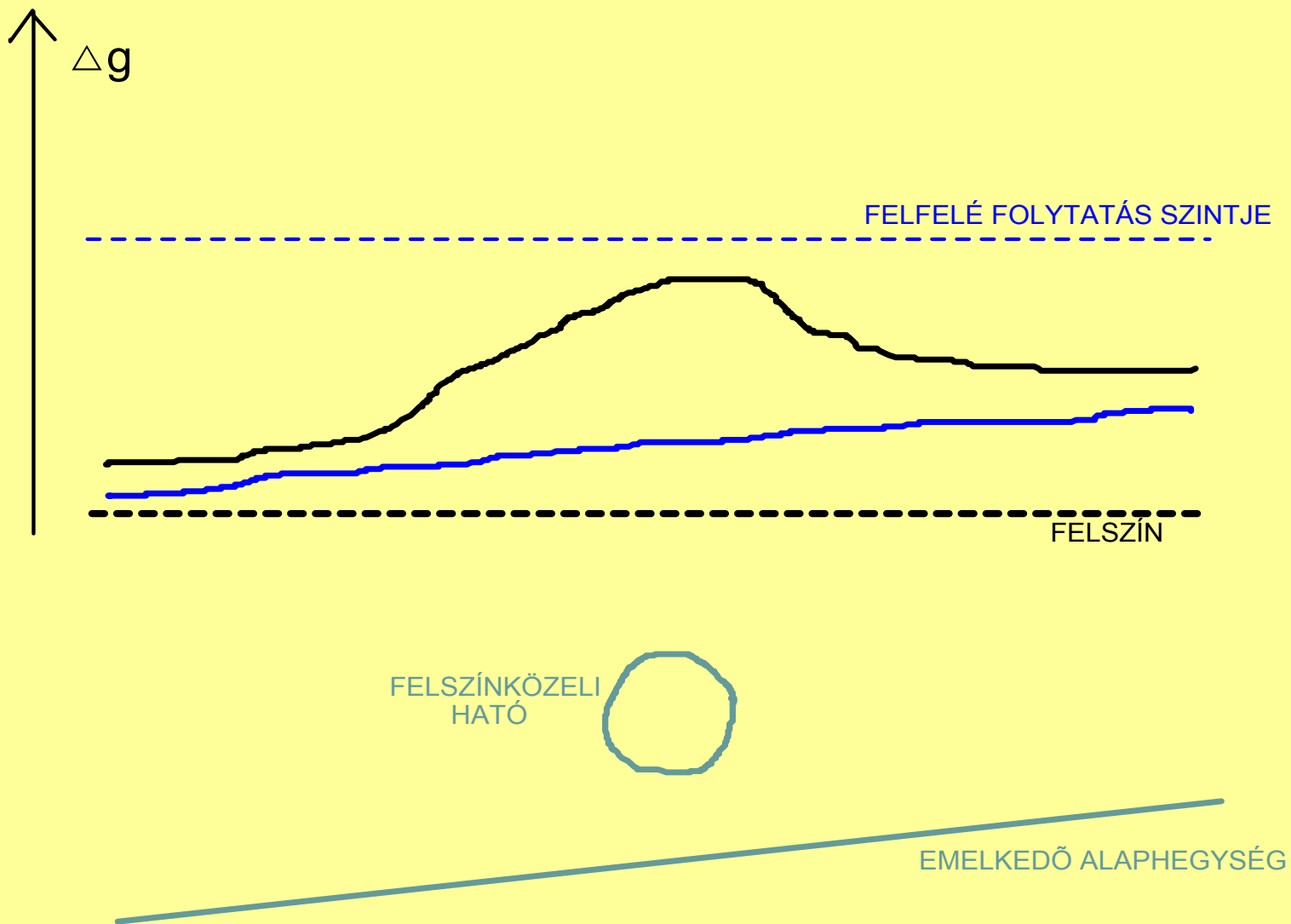
FELSZÍNKÖZELI
HATÓ



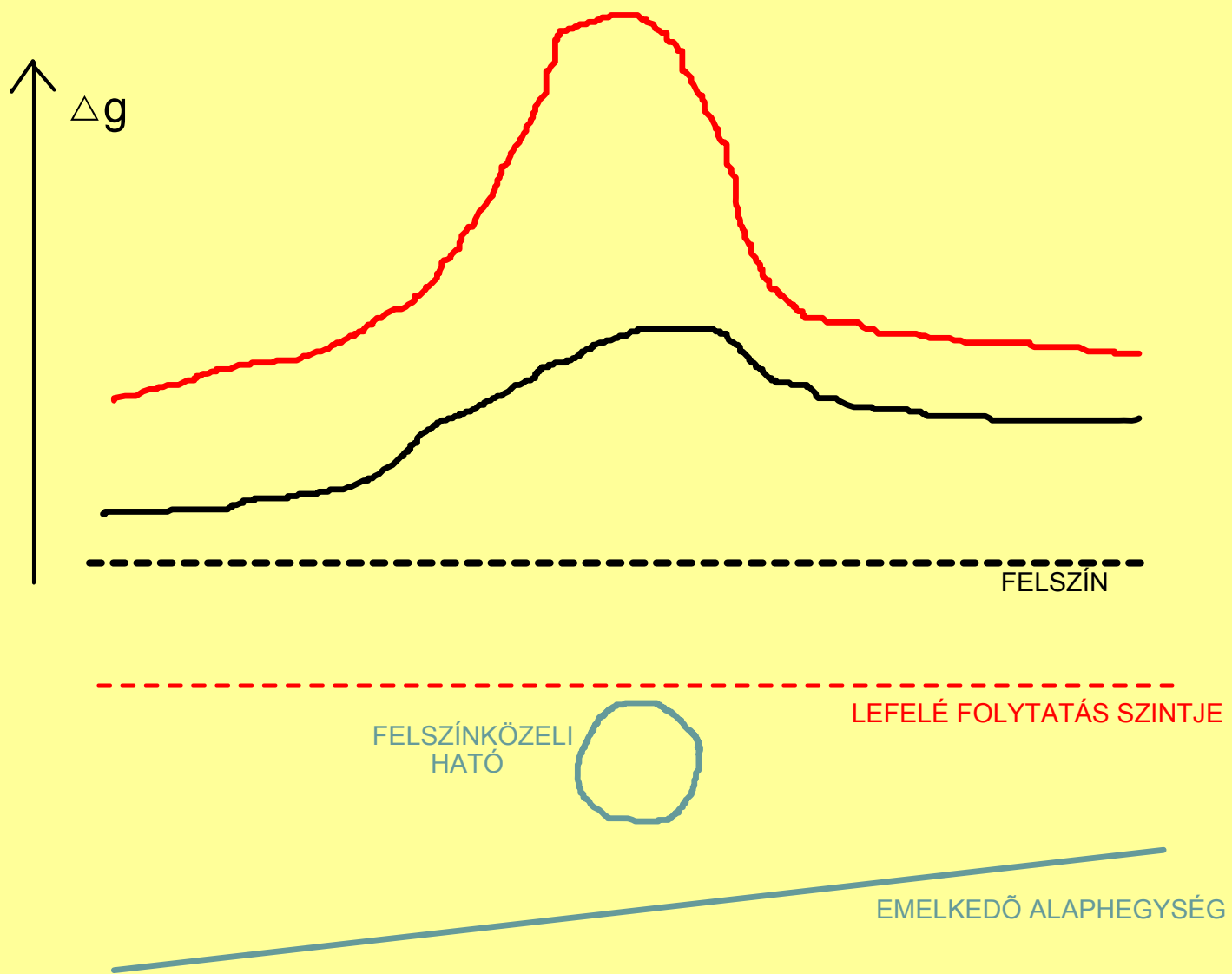
EMELKEDŐ ALAPHEGYSÉG



A felfelé folytatással a regionális hatást emeljük ki, a lokális hatást „elnyomjuk”.



Analitikus lefelé folytatással a lokális hatást emeljük ki, a mélybeli hatást „elnyomjuk”.



Második derivált térkép

A második derivált térkép hatásmechanizmusát úgy érdemes érzékeltetni, hogy ugyanazon tömeget a felszíntől eltérő z mélységben képzelünk el. Az M tömeg által okozott nehézségi gyorsulás megváltozása, ha az z mélységben van:

$$\Delta g = f \frac{M}{z^2}$$

A második derivált két, egymás utáni z szerinti deriválást jelent:

$$\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = 6f \frac{M}{z^4}$$

Minél mélyebben van ugyanaz az M tömeg, annál kisebb a hatása a második derivált térképen. Így a felszín közeli hatásokat (a lokális hatásokat) emeljük ki, míg a mélybelieket (a regionálisokat) elnyomjuk. **Pl. ha ugyanazon tömeg 2-szer mélyebben van, akkor gravitációs hatása a második derivált térképen 16-szor kisebb, mint a felszín közelié.**

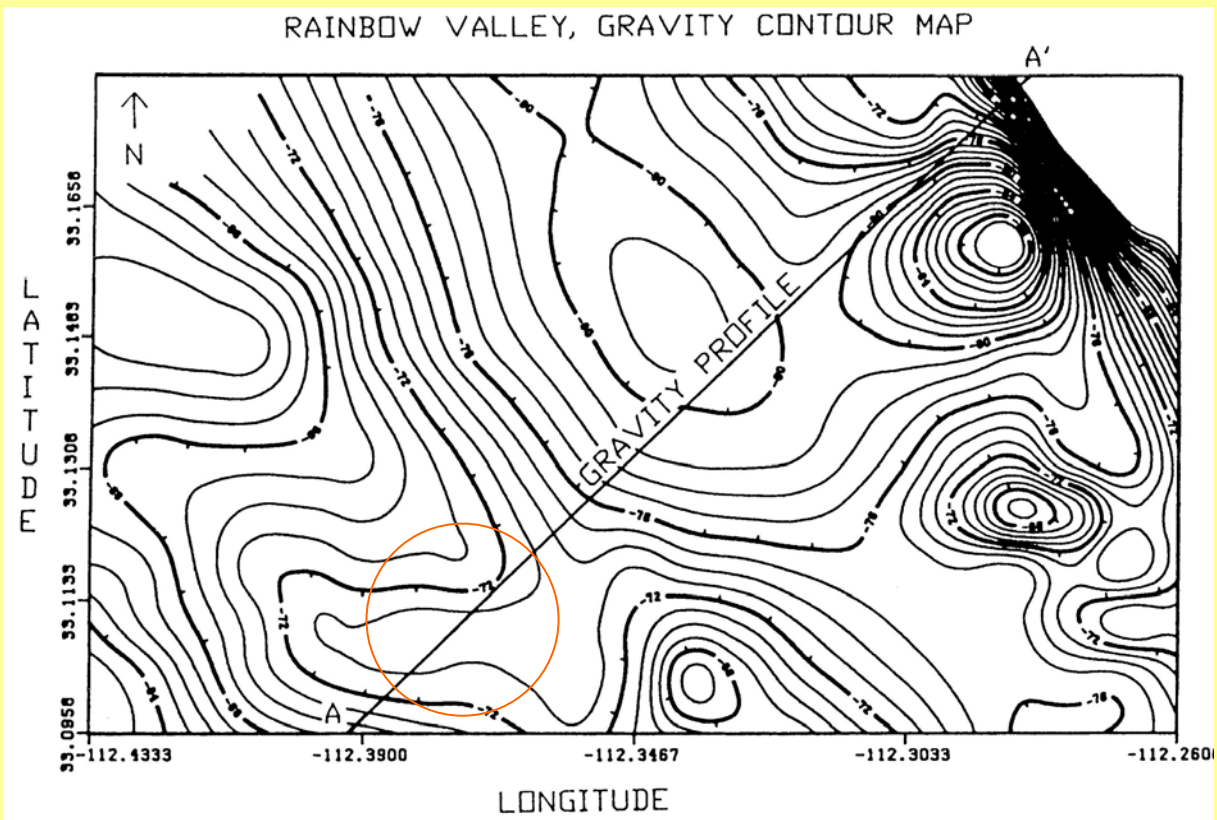
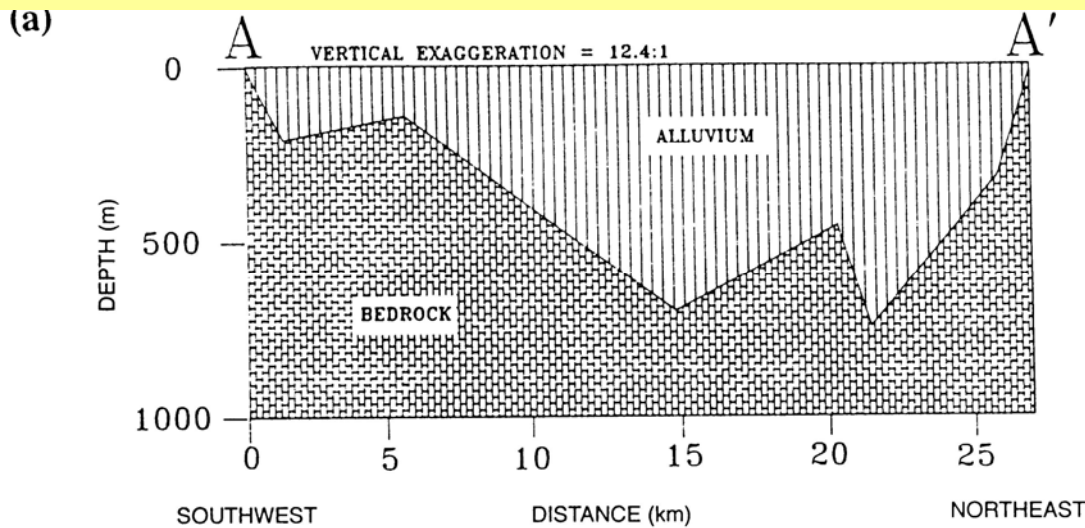


Fig. 2.23 Bouguer gravity map of the Rainbow Valley in the Maricopa area of Arizona, and location of profile AA'. (After Sternberg *et al.*, 1990.)

Hová lehetne építeni részecske gyorsítót?



$$2.2-2.7 \text{ kg/dm}^3$$

Feladat a kis sűrűségű fedőüledék vastagságának a térképezése.

Hol vannak szóba jöhető süllyedésmentes helyek? (ui. vízkivétel is van öntözési céllal)

Másik szempont: ne legyen nagy az alapkőzet dőlése.

Választás:

AA' déli (DNY)része

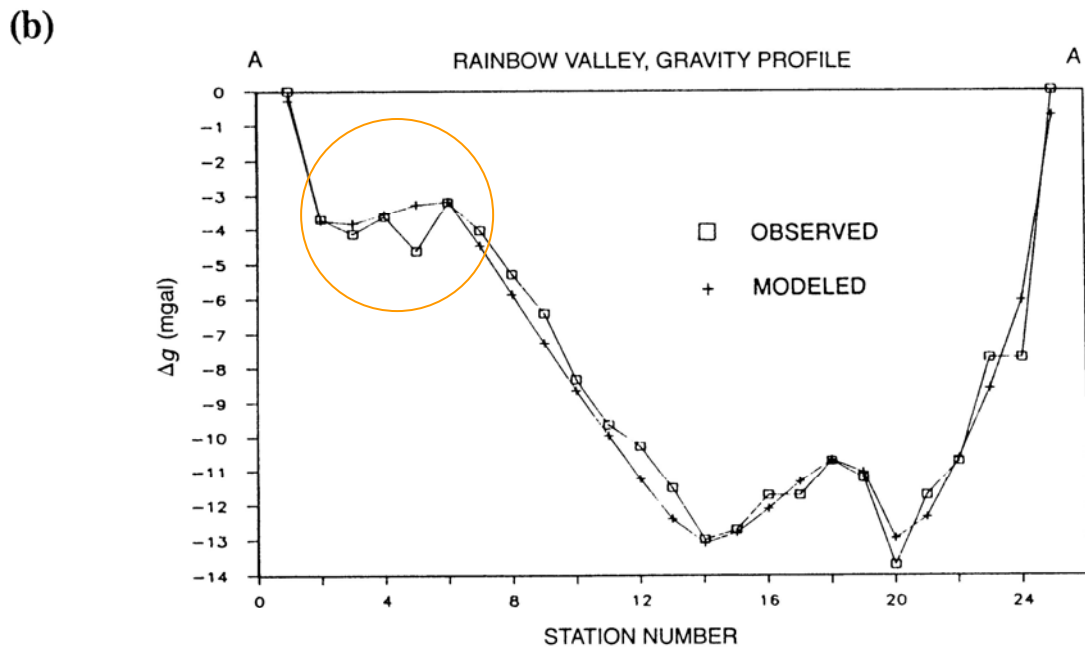


Fig. 2.24 (a) Gravity model for profile AA'. (b) Calculated vs observed anomaly profile. (After Sternberg *et al.*, 1990.)

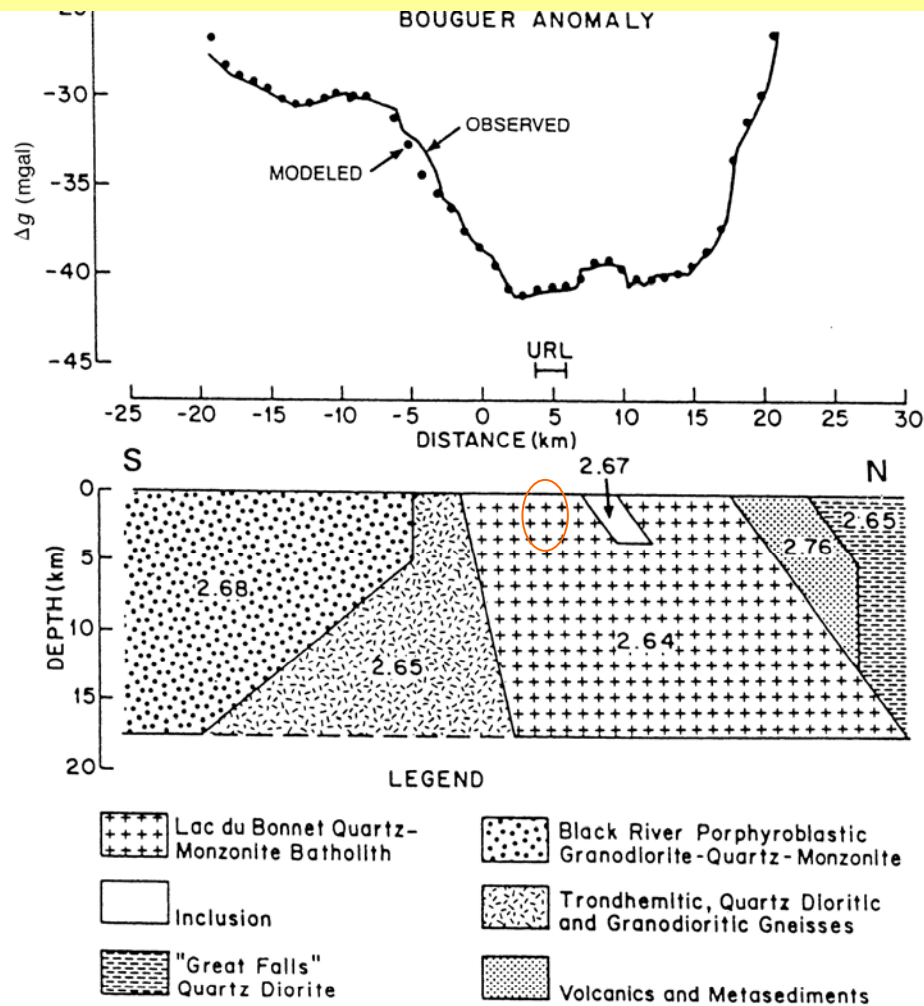


Fig. 2.22 Observed gravity profile (upper) and a two-dimensional gravity model (lower) for a north-south section of the Whiteshell research area in southeastern Manitoba, Canada. The density values shown in the model are in g/cm^3 . URL indicates the surface position of an underground research laboratory built in this area for *in-situ* petrophysical and geotechnical investigations by way of a shaft to a depth of 440 m below the surface. (After Soonawala *et al.*, 1990.)

Magmás kőzettestek döntő határfelületek mentén érintkeznek. Mélységi kiterjedésük, felszín alatti formájuk megismerése fontos a **radioaktív hulladéktemető** helye megállapítása szempontjából. **Homogén, kisebb sűrűségű kőzet keresése a feladat.** A batolitnak itt egy gravitációs minimum felel meg, benne megjelenik egy hozzá képest nagyobb sűrűségű intruzív kőzettest. 2D-s inverzió. További vizsgálatok, URL, miért pont ott?

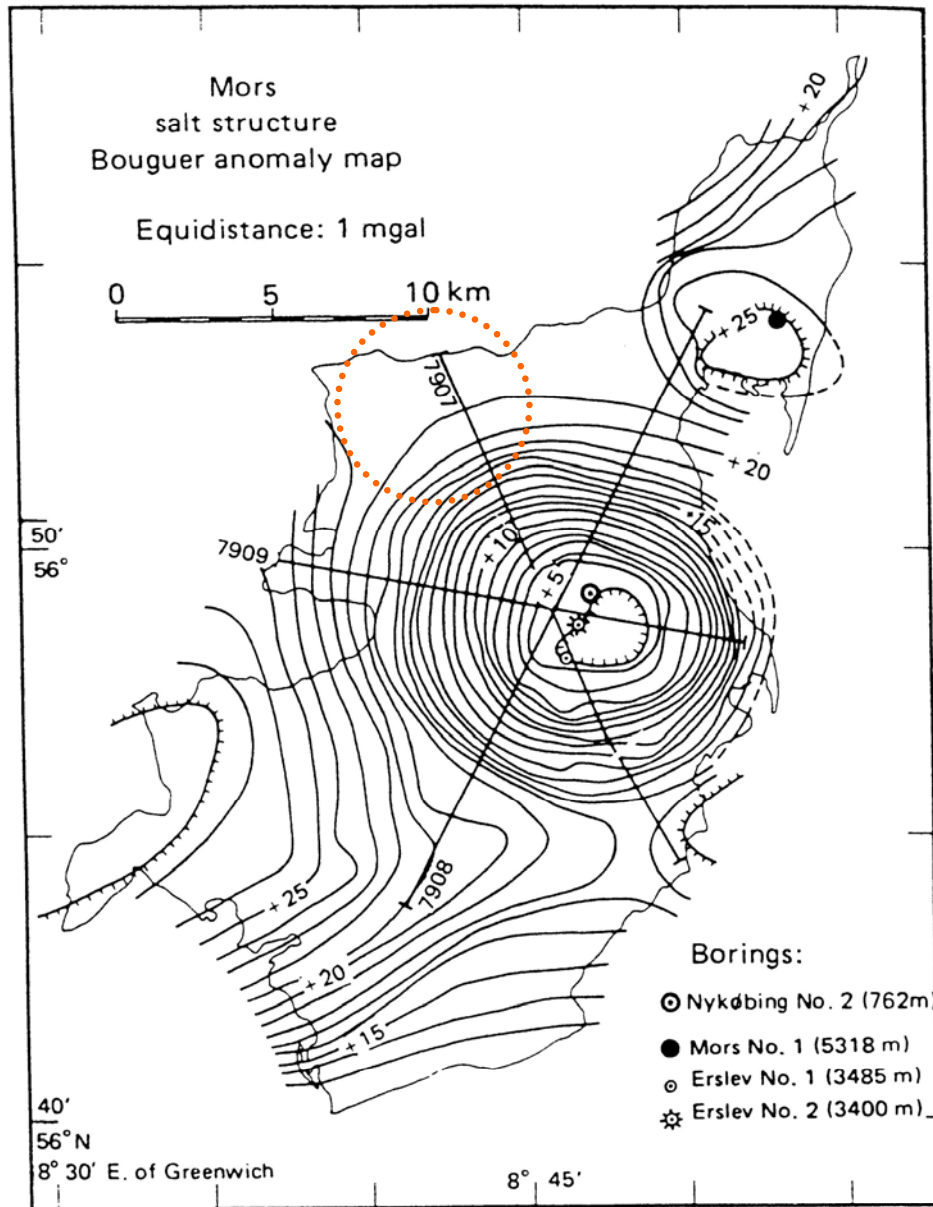


Fig. 2.19 Bouguer gravity map over the Mors salt dome in northern Denmark. Contour interval, 1 mGal (10 g.u.). Seismic profiles crossing the central gravity minimum are numbered. (Based on the gravity map by Saxov, 1956; redrawn from Madirazza, 1980.)

Cél : radioaktív hull. tárolás

Sódom, gömb alakú hatóval közelítve a félértékszélesség alapján $h=4800\text{m}$, $s=3800\text{m}$

$(h=1.3 \times s_{1/2})$

Sűrűségkontr.: $0.25\text{kg}/\text{dm}^3$

Só sűrűsége: $2.1 - 2.2\text{kg}/\text{dm}^3$

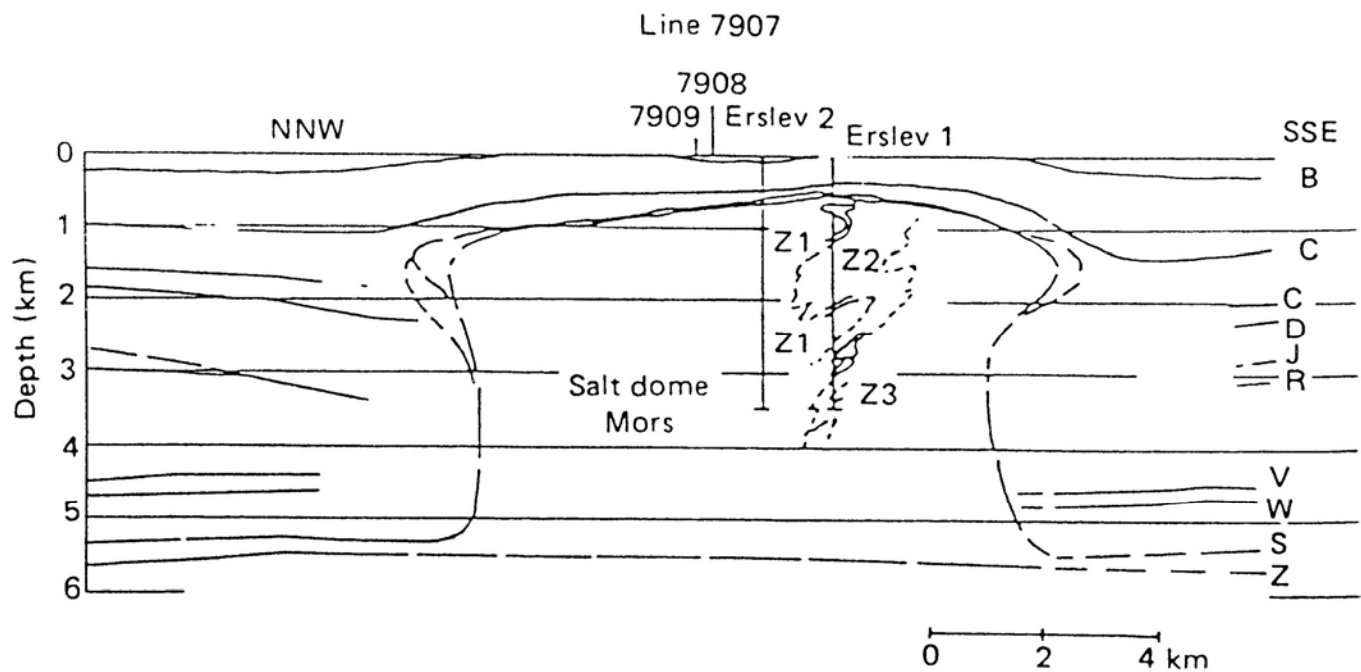


Fig. 2.20 Depth section below seismic line 7907 of Fig. 2.19. Reflecting horizons: B, base Tertiary; C, base Upper Cretaceous; D, base Lower Cretaceous; J, base Jurassic; R, base Rhaetic; V, W, Triassic markers; S, top Zechstein; Z, base Zechstein (After Kreitz, 1981.)

Szeimikus reflexiós méréssel jobb lehatárolás,
fúrásokban sűrűségmérés

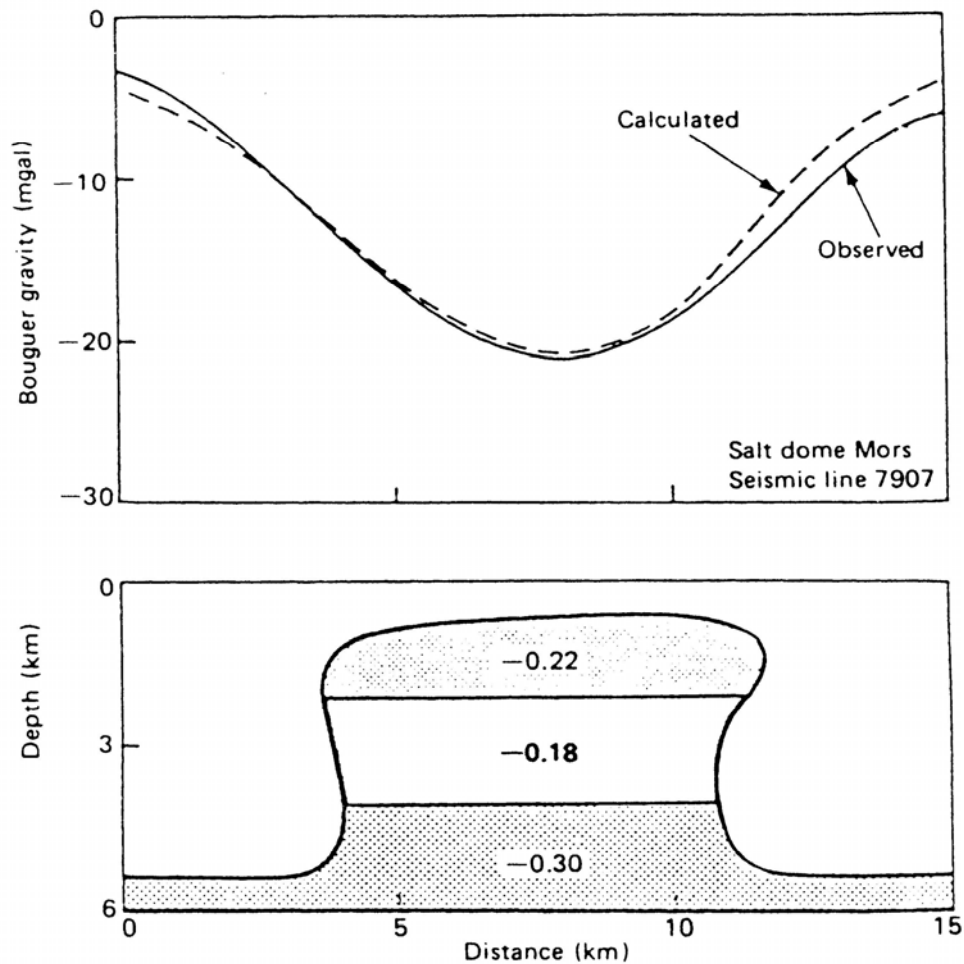


Fig. 2.21 Structural model of the Mors salt dome derived from the seismic section of Fig. 2.20 and the gravity profile. Density contrasts are based on a salt density of 2.17 g/cm^3 (2170 kg/m^3) and densities for off-dome sedimentary sections derived from seismic velocities. (After LaFehr, 1981.)

A szeizmikus adatokból sűrűség kontraszt pontosítható.

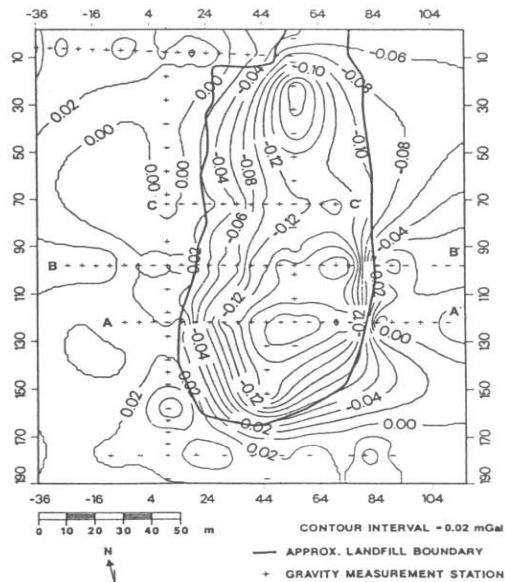
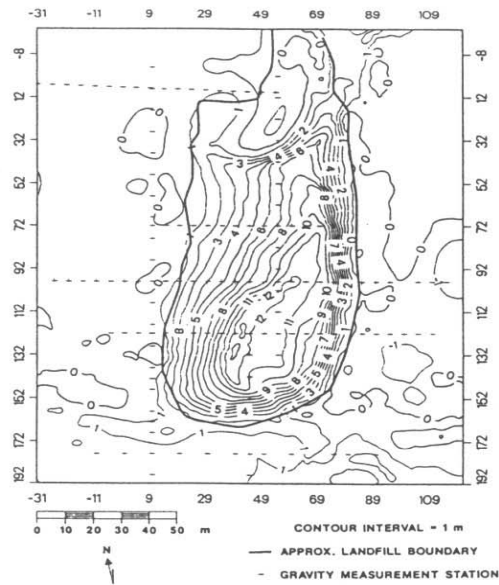


Fig. 2.25 (a) Isopach map of the Thomas Farm Landfill from 1958 and 1988 topographic maps. (b) Residual Bouguer gravity anomaly map over the landfill. Numbers on the margins in (a) and (b) are arbitrary coordinates in meters. (After Roberts et al., 1990.)

KOMMUNÁLIS HULLADÉK LERAKÓ NÉMETORSZÁG

Szeméttelep izovastagság és residuális an. térkép (res= Bouguer-regionális)

É-on előbb kezdték a sz. lerakást, ott BB' konszolidáltabb a komm. hull. mint D-en (AA'), így itt nagyobb a sűrűségkontr. a 2.12kg/dm³-hez képest

máskor a szeméttelep geometriájának a meghatározása a feladat.

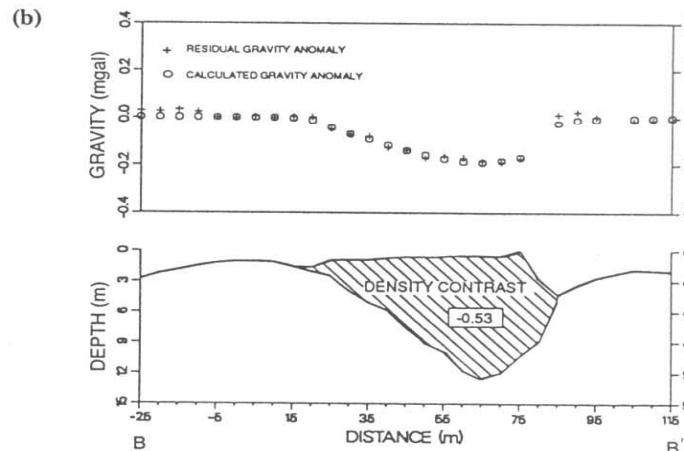
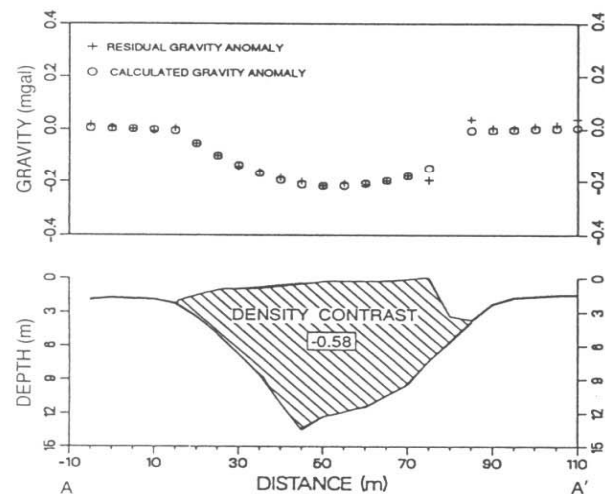


Fig. 2.27 Results of gravity inversion constraining the source of the anomaly to the actual landfill configuration of Fig. 2.25a. Densities determined for the landfill from profiles AA' and BB' (Fig. 2.25b), respectively, are shown in (a) and (b). (After Roberts et al., 1990.)