

# A Hawaii-szigeteki vulkánok gravitációs anomáliájának inverziója

TORONYI B.

Terra Geo Kft., 1121 Budapest, Kikerics utca 4.  
E-mail: toronyib@hotmail.com

A számításokhoz a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA) által publikált topográfiai és a National Geophysical Data Center (NGDC, USA) által publikált gravitációs adatrendszereket használtam fel. Számításaim célja annak meghatározása volt, hogy a gravitációs adatrendszer inverziójával milyen horizontális és vertikális kiterjedésű ható mutatható ki a kiválasztott köpenyfeláramlásos vulkáni sziget esetében. Az inverziós számítások modellje véges kiterjedésű, függőleges tengelyű, henger alakú ható volt. A gravitációs anomáliák inverzióját szimplex és simulated annealing módszerekkel végeztem. Hawaii fő szigetén lévő vulkánok magmakamráiban lévő sűrűséginhomogenitásokat határoztam meg inverzióval, továbbá a gravitációs anomália hosszú hullámhosszú részét is modelleztem.

## Toronyi, B.: Inversion of the Hawaiian gravity anomalies

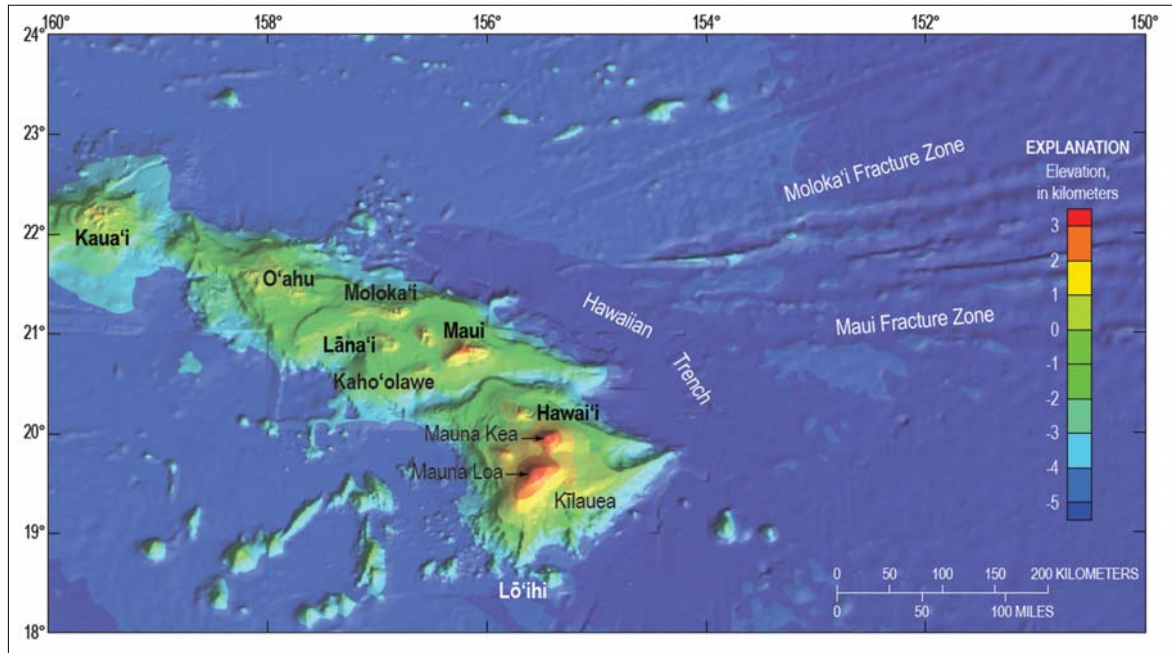
The inversion is based on the topographical data set published by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA) and the gravity data set published by the National Geophysical Data Center (NGDC, USA). The aim of the present calculations is the determination of horizontal and vertical extensions of the gravity sources above a volcanic island created by a mantle plum. The direct problem of inversion is a finite length right circular cylinder. The optimum problem is solved by the simplex and the simulated annealing methods. Gaussian and Laplacian parameter distributions of the right circular cylinder are applied. The inversion of the gravity anomalies results the vertical and horizontal extensions of the magma chamber of the Hawaiian volcanoes and the long wavelength gravity anomalies part are modelled, too.

*Beérkezett:* 2015. november 11.; *elfogadva:* 2016. február 26.

## Bevezetés

Hawaii fő szigetének kiterjedése mintegy 10413 km<sup>2</sup>. A nagyobb kiterjedésű gravitációs anomáliákat a mesterséges holdak mérései detektálják, míg a lokális hatók anomáliatere felszíni, illetve tengeri mérésekből állnak rendelkezésre, melyekből Rapp és Basic (1992) állították elő e cikkben felhasznált anomáliákat. Hawaii szigetének közetfizikai paramétereivel számos tanulmány foglalkozik. A Hawaii szigetsoporról (1. ábra) átfogó tanulmányt publikáltak Sherrod és munkatársai 2007-ben. A Hawaii fő szigete a szigetsoport legfiatalabb tagja. A szigeten öt pajzsvulkán található, további két vulkán helyezkedik el a víz alatt. A vulkánok közül ma is aktív az a három, amely a sziget délnyugati részén található, a legfiatalabb még víz alatt van. A szigetnek ezen a részén jelentkező földrengé-

sek epicentruma is egy keleti, és egy délnyugati irányú vetőzóna mentén található. A terület a forrófolt (vagy hotspot) szigetvulkanizmusnak jó példája, gőzök és gázok által a felszínre jutott híg folyós bazalt lávaömlések kevés hamuval. A legidősebb vulkán a Kohala, 0,78 millió évnél is fiatalabb. A radiometriai kormeghatározás a legnagyobb mennyiségű anyagot felszínre hozó bazaltvulkanizmus korát 0,43–0,25 millió évesre teszi. A Kohala, Hualálai és a Mauna Kea vulkánok bazaltja sokkal több alkáli (Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O) fémeket tartalmaznak, mint a Mauna Loa és Kilauea bazaltjai. A jelen tanulmányban bemutatott gravitációs hatók különböző módon meghatározott paraméterei az anomáliák pontosabb értelmezéséhez járulnak hozzá. Az anomáliák inverziójából kapott eredmények érdekes információkat szolgáltatnak a hatók horizontális és vertikális kiterjedéséről.



**1. ábra** | A Hawaii-szigetek topográfiája (Denlinger, Morgan 2014)  
**Figure 1** | Topography of the Hawaiian islands (Denlinger, Morgan 2014)

## Adatok

A National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) az USA díjmentesen elérhető és letölthető adatbázisából az ETOPO1 1 perces felbontású domborzatmodellel számoltam (Amante, Eakins 2009). Gravitációs adatok a National Geophysical Data Center (NGDC) az USA által közzétett „Gravity 1994 Edition CD” anyagából álltak rendelkezésemre (Hittleman et al. 1994). A CD-n található adatsorok közül az alábbi, ún. szabad levegőjű gravitációs (free-air anomália) adatokat használtam fel, amelyeket a gravitációs mérések és a tengerfelszín GEOS3/SEASAT/GEOSAT altimetriai adataiból határoztak meg 1993 márciusában. A Rapp és Basic (1992) által  $72 \div -72$  és  $0-360$  fokok között az egész Földre 7,5 perces felbontással elkészített térképének egy részlete (2. ábra) mutatja a Hawaii szigetsor free-air anomáliatérképét.

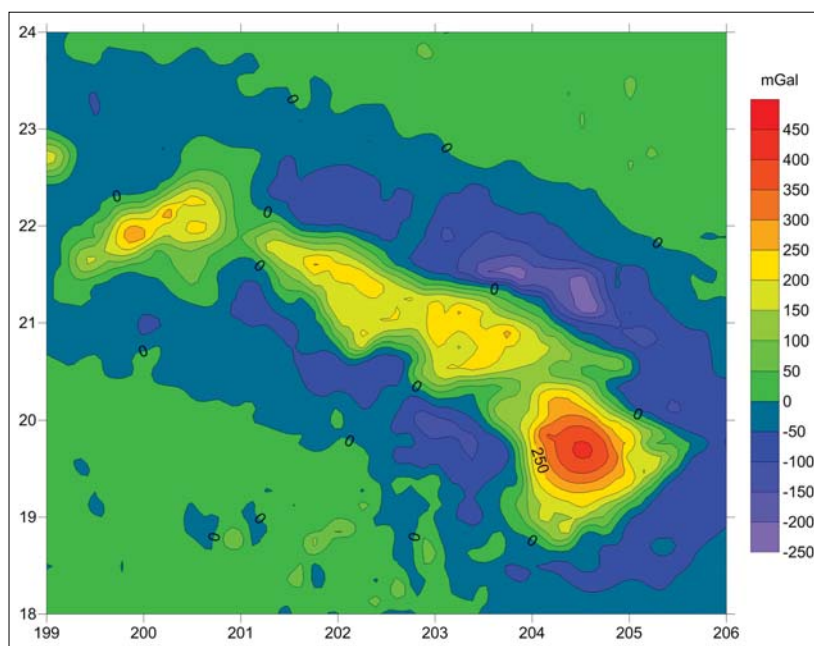
A topográfiai korrekciót az ETOPO1-ből származtatott 500 m-es szintvonalközzökkel számítottam ki, sokszögletű hasáb alakú hatót feltételezve, amelynek a tengerszintre vonatkoztatott hatását határoztam meg Plouff módszerével (1976). Egy  $n$  oldalú, sokszögletű prizma ható gravitációs hatásának függőleges komponense:

$$g = G\rho s_m \sum_{i=1}^n \left\{ s_p A [z_2 - z_1] + z_2 \left[ \tan^{-1} \frac{z_2 d_1}{PR_{12}} - \tan^{-1} \frac{z_2 d_2}{PR_{22}} \right] - z_1 \left[ \tan^{-1} \frac{z_1 d_1}{PR_{11}} - \tan^{-1} \frac{z_1 d_2}{PR_{21}} \right] - P \ln \left[ \frac{R_{22} + d_2}{R_{12} + d_1} \frac{R_{11} + d_1}{R_{21} + d_2} \right] \right\}, \quad (1)$$

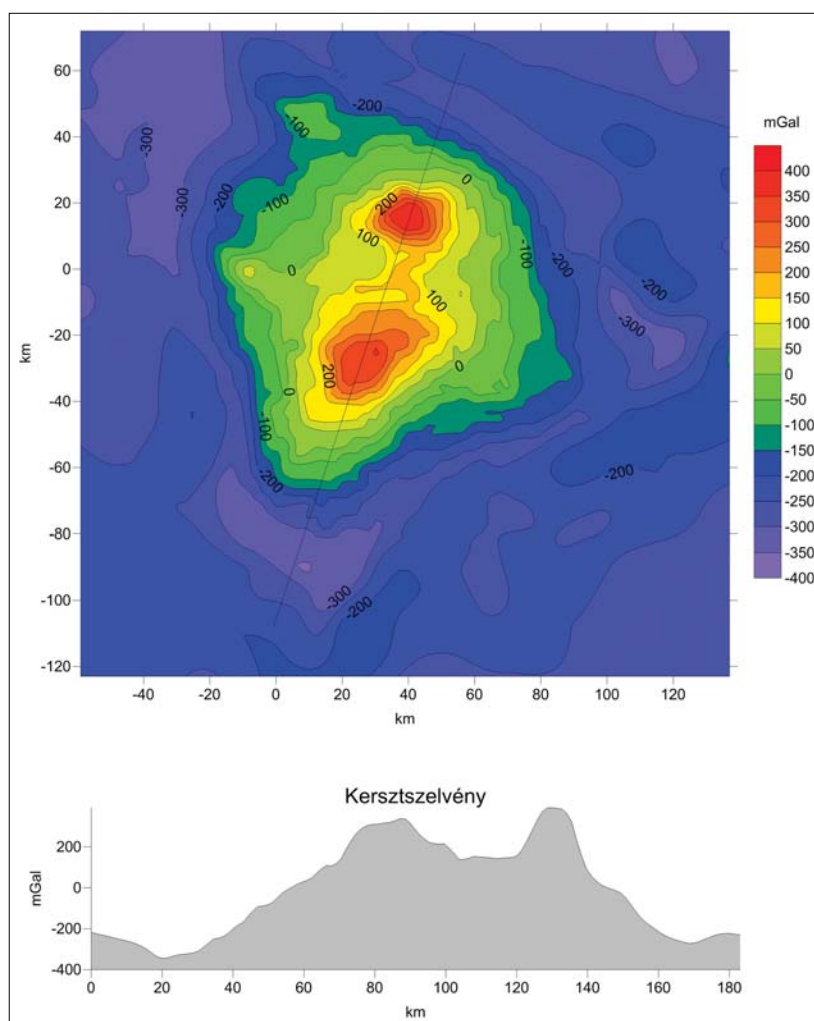
ahol  $G$  a gravitációs állandó,  $\rho$  a prizma sűrűsége,  $P$  a prizma oldalának távolsága a  $z$  tengelytől,  $R$  a prizma sarkának (sík, sarok) távolsága az origótól, Az  $a$  prizma két sarkának  $z$  tengelynél mért szöge,  $z_1$  a prizma felső síkjának magassága,  $z_2$  a prizma alsó síkjának magassága, az  $s_m$  paraméter  $(-1)$  értékű, ha a prizma a terepsík felett van  $(+1)$  értékű, ha alatta, az  $s_p$  paraméter  $(-1)$  értékű, ha  $P$  negatív, és  $(+1)$  értékű, ha  $P$  pozitív. A modellhez  $2700 \text{ kg/m}^3$  sűrűséget használtam, melyet a fő szigeten végzett mélyfúrási geofizikai eredmények (Keller et al. 1979) alapján határoztam meg. A mélységkorrekciót a fent leírt topográfiai korrekcióhoz hasonlóan számoltam szintén  $2700 \text{ kg/m}^3$  sűrűséget feltételezve. A Veining Meines által meghatározott izosztatikus hatást nem modelleztem (Watts 1978). Mivel a geoid topográfiai arány Hawaii fő szigete esetén  $3,5-6 \text{ m/km}$  között változik, így az izosztatikus egyensúly nem állt be, és feltételeztem egy dinamikus hatást is (Sandwell, MacKenzie 1989, Cserepes et al. 2000). A topográfiai és a Bouguer-lemezkorrekciók után megkaptam a Bouguer-anomáliát (3. ábra), ezen végeztem el az inverziót. A kapott eredmény jól korrelál a szakirodalomban található eredményekkel (Denlinger, Morgan 2014, Kauahikaua et al. 2000, Milbert 1991).

## Inverzió

Az inverzió során azzal a feltételezéssel éltem, hogy függőleges henger alakú ható okozza az anomáliákat. Az ilyen alakú hatók gravitációs hatásához szükséges egyenleteket a szakirodalomban publikáltak (Nabighian 1962, Nagy 1965). A modell  $\Delta g$  gravitációs terét két, lefelé végtelen kiterjedésű henger terének különbsége adja meg:



**2. ábra** | Hawaii szabad levegőjű anomáliái (Rapp, Basic 1992)  
**Figure 2** | Free-air anomalies of the Hawaiian islands (Rapp and Basic 1992)



**3. ábra** | Hawaii fő szigetének gravitációsanómália-térképe (helyi koordináta-rendszerben)  
**Figure 3** | Gravity anomalies of the Hawaiian main island (in local coordinate system)

$$\Delta g(\mathbf{m}) = \Delta g^{\text{felső}} - \Delta g^{\text{alsó}}, \quad (2)$$

ahol az  $\mathbf{m}$  vektor jelenti a modell paramétereit. Az  $\mathbf{m}$  vektor elemei az  $R$  sugár és a henger felső ( $a^{\text{felső}}$ ), illetve alsó ( $a^{\text{alsó}}$ ) lapjának a mélysége. A henger gravitációs terét az alábbi egyenletek adják meg:

$$\Delta g^{\text{felső}} = 2G\rho R \left[ \frac{1-x^2}{\sqrt{(1+x)^2 + a_1^2}} K + \sqrt{(1+x)^2 + a_1^2} E \right. \\ \left. + \frac{\pi}{2} a_1 [\Lambda_0(\varphi_1, k_1) - 2] \right] \quad (3)$$

$$\text{és} \quad \Delta g^{\text{alsó}} = 2G\rho R \left[ \frac{1-x^2}{\sqrt{(1+x)^2 + a_2^2}} K + \sqrt{(1+x)^2 + a_2^2} E \right. \\ \left. + \frac{\pi}{2} a_2 [\Lambda_0(\varphi_2, k_2) - 2] \right], \quad (4)$$

ahol  $G$  a gravitációs állandót,  $\rho$  a henger sűrűségét,  $E$  és  $K$  az elsőfajú és másodfajú teljes elliptikus integrálokat,  $\Lambda_0$  a Heuman-féle lambdafüggvényt jelentik. A (3) és (4) egyenletben szereplő  $x$ ,  $a_1$  és  $a_2$  változó jelentése  $x = x_0/R$ ,  $a_1 = a^{\text{felső}}/R$ ,  $a_2 = a^{\text{alsó}}/R$ , ahol  $x_0$  a hengerek közös tengelyétől mért távolság,  $a^{\text{felső}}$  és  $a^{\text{alsó}}$  a henger alsó és felső lapjának a mélysége. A Heuman-féle függvény  $\varphi_1$ ,  $k_1$ ,  $\varphi_2$ ,  $k_2$  paramétereit a

$$k_1^2 = \frac{4x}{(1+x) + a_1^2}, \quad \varphi_1 = \arcsin \frac{a_1}{\sqrt{(1-x)^2 + a_1^2}}, \\ k_2^2 = \frac{4x}{(1+x) + a_2^2}, \quad \varphi_2 = \arcsin \frac{a_2}{\sqrt{(1-x)^2 + a_2^2}} \quad (5)$$

egyenletekkel határozhatók meg. Az inverziót a Bayes-módszer felhasználásával végeztem el, Laplace- és Gauss-eloszlású paraméterek esetére (Box, Tiao 1973, Tarantola 1987, Duijndam 1988a, 1988b, Menke 1989, Gregory 2005, Kis et al. 2011, 2012, 2014). A Bayes-féle következtetés alapegyenlete:

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) = p(\mathbf{d}|\mathbf{m})p(\mathbf{m}), \quad (6)$$

ahol  $\mathbf{d}$  a mérési adatok vektorát,

$$\mathbf{d} = [d_1, d_2, \dots, d_N]^T, \quad (7)$$

$N$  a mérési adatok számát,  $T$  a transzponált vektort jelenti. Az  $\mathbf{m}$  jelenti a modell paramétereinek vektorát,

$$\mathbf{m} = [m_1, m_2, \dots, m_M]^T, \quad (8)$$

$M$  a paraméterek számát jelenti. A (6) egyenletben  $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$  a modell paramétereinek a mérési adatokra vonatkoztatott feltételes valószínűségi sűrűségfüggvényét,  $p(\mathbf{d}|\mathbf{m})$  a mérési adatoknak a modell paramétereinek feltételes valószínűségi sűrűségfüggvényét,  $p(\mathbf{m})$  a modell paramétereinek valószínűségi sűrűségfüggvényét jelentik. Mind a mérési adatokat, mind a paramétereket a  $\mathbf{C}_d$ , illetve  $\mathbf{C}_M$  kovarianciamátrixuk jellemzi:

$$\mathbf{C}_d = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & \cdots & \sigma_1 \sigma_N \rho_{1N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_N \sigma_1 \rho_{N1} & \cdots & \sigma_N^2 \end{bmatrix}, \quad (9a)$$

$$\mathbf{C}_M = \begin{bmatrix} \sigma_1^2 & \cdots & \sigma_1 \sigma_M \rho_{1M} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_M \sigma_1 \rho_{M1} & \cdots & \sigma_M^2 \end{bmatrix}. \quad (9b)$$

A (9a,b) kovarianciamátrixokban  $\sigma_1, \sigma_2, \dots$ , az adatok, illetve a modellparaméterek szórását,  $\rho_{ij}$  a megfelelő korrelációs együtthatót jelenti. A Bayes-féle következtetés (6) alapegyenletében szereplő  $p(\mathbf{m})$  a priori valószínűségi sűrűségfüggvény legyen többdimenziós eloszlású:

$$p(\mathbf{m}) = \frac{M \Gamma\left(\frac{M}{2}\right)}{\pi^{M/2} 2^{1+\frac{M}{\kappa}} \Gamma\left(1+\frac{M}{\kappa}\right) |\mathbf{C}_M|^{1/2}} \\ \times \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\mathbf{m} - \mathbf{m}')^T \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}')] \right\}^{\frac{\kappa}{2}}, \quad (10)$$

esetünkben  $\kappa = 1$  vagy  $2$ , és  $\Gamma$  a gammafüggvényt, míg  $\mathbf{C}_M$  az *a priori* kovarianciamátrixot jelenti. Az (6) alapegyenletben szereplő *likelihood* valószínűségi sűrűségfüggvény

$$p(\mathbf{d}^{\text{mért}}|\mathbf{m}) = \frac{N \Gamma\left(\frac{N}{2}\right)}{\pi^{\frac{N}{2}} 2^{1+\frac{N}{\kappa}} \Gamma\left(1+\frac{N}{\kappa}\right) |\mathbf{C}_D|^{1/2}} \\ \times \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta g(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_D^{-1} (\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta g(\mathbf{m}))] \right\}^{\frac{\kappa}{2}}, \quad (11)$$

ahol az előző egyenletben szereplő  $\mathbf{C}_D$  kovarianciamátrixot a  $\mathbf{C}_D = \mathbf{C}_d + \mathbf{C}_T$  összefüggés adja meg, itt  $\mathbf{C}_T$  az elméleti modell kovarianciamátrixát jelenti. Az *a posteriori* valószínűségi sűrűségfüggvény a

$$p^{\text{a posteriori}} \propto \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\mathbf{m} - \mathbf{m}')^T \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}')] \right\}^{\frac{\kappa}{2}} \\ \times \exp \left\{ -\frac{1}{2} [(\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta g(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_D^{-1} (\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta g(\mathbf{m}))] \right\}^{\frac{\kappa}{2}} \quad (12)$$

formában írható fel.

A minimumfeladat megoldását szimplex és a simulated annealing módszerekkel határoztam meg (Walsh 1975, Kirkpatrick et al. 1983).

A számítások célja az  $\mathbf{m}$  paramétervektor értékeinek becslése. Ezt a becslést a (12) a posteriori valószínűségi sűrűségfüggvény maximális értéke határozza meg. Ezzel ekvivalens megfogalmazás a (12) egyenletben lévő exponenciális kifejezésekből álló szorzat pozitív előjellel vett kitevői összegének minimalizálása, így tehát a kitevőkből álló

$$F(\mathbf{m}) = \frac{1}{2} \left[ (\mathbf{m} - \mathbf{m}')^T \mathbf{C}_M^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}') \right]^{\frac{\kappa}{2}} + \frac{1}{2} \left[ (\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta \mathbf{g}(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_D^{-1} (\mathbf{d}^{\text{mért}} - \Delta \mathbf{g}(\mathbf{m})) \right]^{\frac{\kappa}{2}} \quad (13)$$

egyenlet minimumát kívánom meghatározni az  $\mathbf{m}$  vektor függvényében. A simulated annealing Metropolis-féle eljárását a statisztikus fizikából ismert hűlési folyamat analógiájára vezették be. Az eljárás alkalmazása során ki kell választani egy, az állapot (hőmérséklet-) csökkenését leíró függvényt. Jelen esetben szakirodalmi javaslat alapján az alábbi egyenletet választottam:

$$T_k = T_0(1 - k/c)^2. \quad (14)$$

A (14) egyenletben  $T_k$  a  $k$ -adik lépésben az állapotot jellemző értéket,  $T_0$  a kezdeti állapot értékét, míg  $c$  az iterációs lépések számát jelenti.

A  $C_{ap}$  a posteriori kovarianciamátrix nemlineáris esetben a

$$\mathbf{C}_{gp} \approx [\mathbf{G}_n^T \mathbf{C}_D^{-1} \mathbf{G}_n + \mathbf{C}_n^{-1}]^{-1} \quad (15)$$

összefüggés alapján határozható meg, ahol a  $\mathbf{G}_n$  mátrixot a

$$\mathbf{G}_n = \left( \frac{\partial \Delta g}{\partial \mathbf{m}} \right)_{\text{meghatározott}} \quad (16)$$

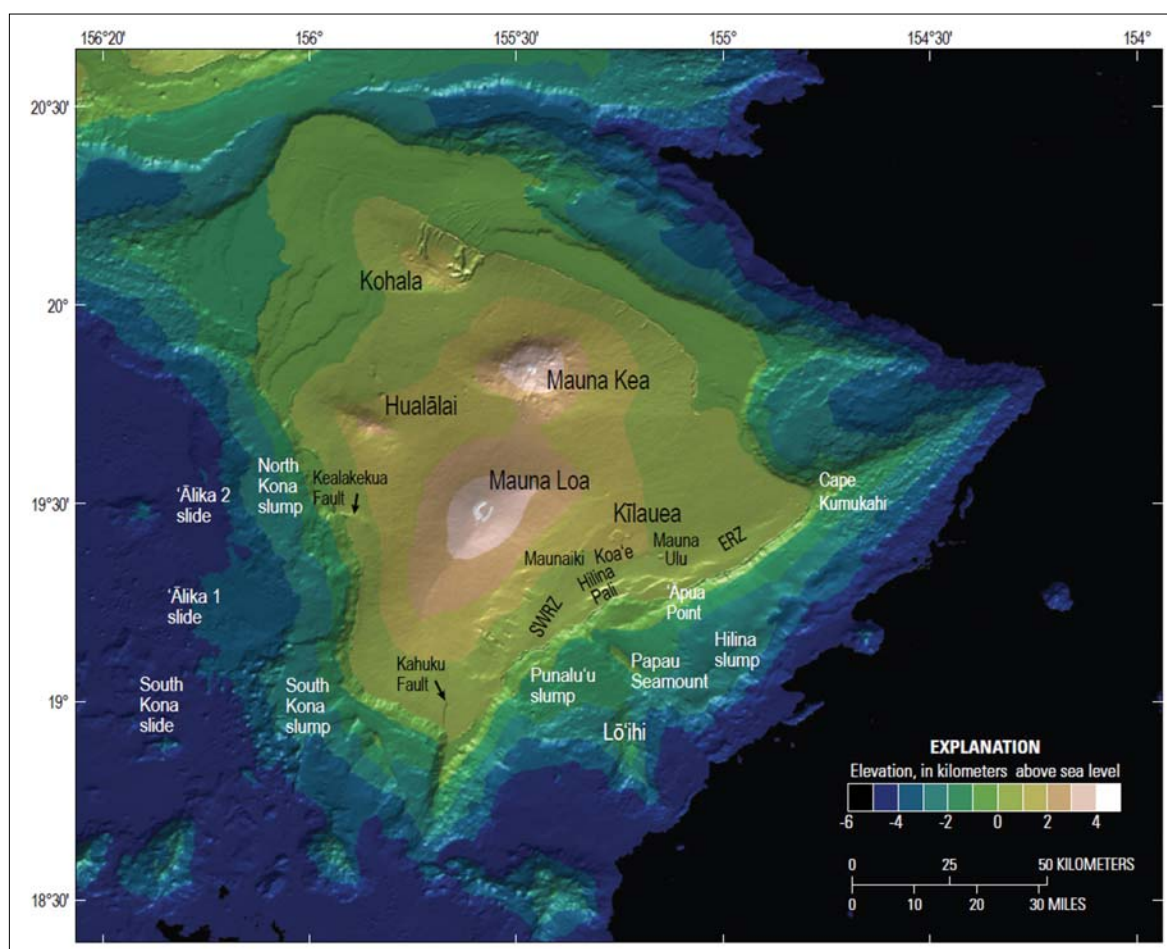
deriválttal definiáljuk. Jelen esetben a modell összetett volta miatt a (16) deriváltat numerikusan, differenciahányadossal közelítettem.

Számításaim során három paraméterértéket: a hengermodell sugarát, tető- és talpmélységét kívántam meghatározni, előre rögzített, ugyanakkor változtatható sűrűség mellett.

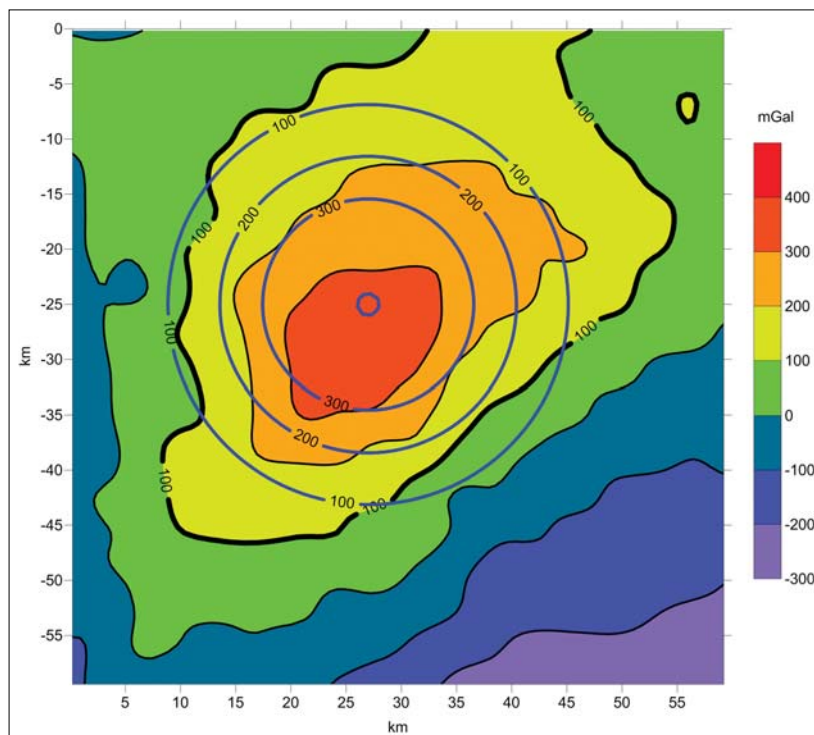
## Eredmények és következtetések

A szakirodalom 5 vulkáni területet (Mauna Loa, Mauna Kea, Hualálai, Kohala, Kilauea) különít el, továbbá 2 törési zónát a szigeten belül (keleti, délnyugati terület), ld. *4. ábra* (Denlinger, Morgan 2014, Kauahikaua et al. 2000).

A gravitációsanómália-térképen egyértelműen jól azonosíthatók a Mauna Loa, Mauna Kea, Hualálai, Kohala vulkánok. A Kilauea nem jelentkezik önálló anomáliaként, hanem hatása a Mauna Loa északkeleti kitüremkedéseként észlelhető. Míg a Kohala anomáliája jelentősen kisebb, mint a többi. A fentiek alapján az inverziós számításokat a Mauna Loa, Mauna Kea, Hualálai vulkáni területekre végeztem el (5–7. ábra). Az *apriori* információként felhasználtam, hogy a Moho-felület a tomográfia adatok alapján 12–15 km mélyen helyezkedik el.

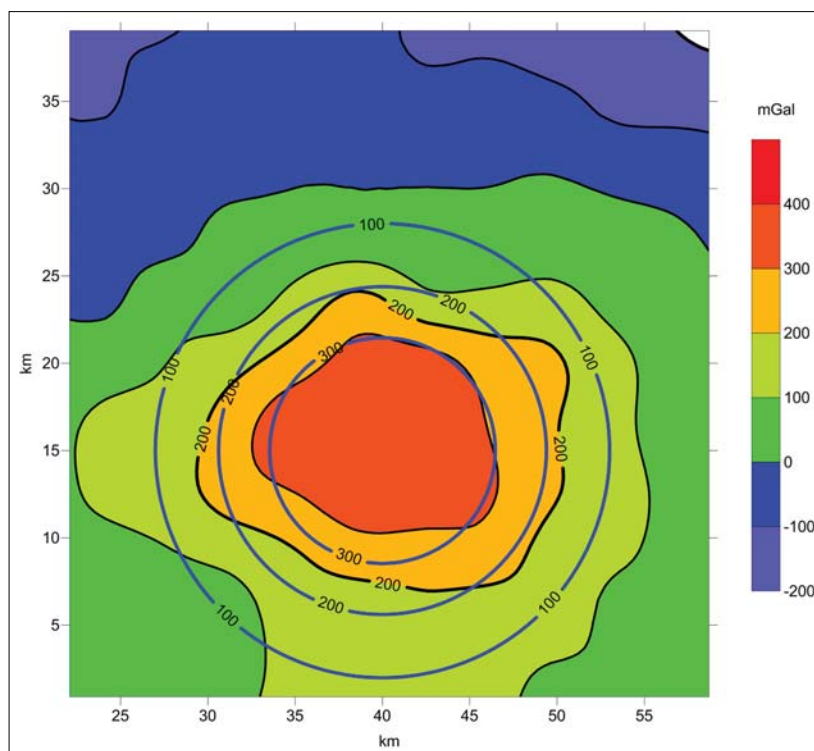


**4. ábra** | Hawaii fő szigetének topográfiája és főbb morfológiai jellemzői (Denlinger, Morgan 2014)  
**Figure 4** | Topography of the Hawaiian main island and the characteristic morphological elements (Denlinger, Morgan 2014)



**5. ábra** Mauna Loa gravitációsanomália-térképe és a modellből, az inverzió eredményeként kapott anomália (kék izovonal) az 1. táblázat paramétereivel

**Figure 5** Gravity anomalies of the Mauna Loa and the results of the inversion (blue line) according to Table 1

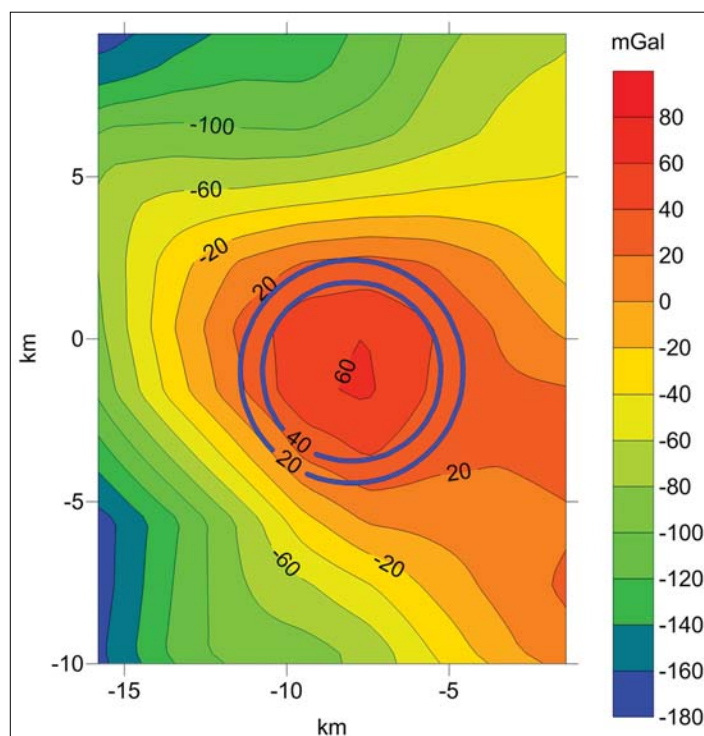


**6. ábra** Mauna Kea gravitációsanomália-térképe és a modellből, az inverzió eredményeként kapott anomália (kék izovonal) az 1. táblázat paramétereivel

**Figure 6** Gravity anomalies of the Mauna Kea and the results of the inversion (blue line) according to Table 1

A simplex-eljárás viszonylag különböző kezdeti paramétereiről indítva is viszonylag kicsi szórással (2%) ugyan azt a megoldást adta mind Laplace-, mind Gauss-eloszlás ese-

tén. A simulated annealing eljárás egyértelműen nagyságrendekkel nagyobb szórással adta a megoldást a kezdeti paraméterek függvényében. A két eljárás ugyanazt az ered-



**7. ábra** | Hualalai gravitációsanómia-térképe és a modellből, az inverzió eredményeként kapott anomália (kék izovonal) az 1. táblázat paramétereivel

**Figure 7** | Gravity anomalies of the Hualalai and the results of the inversion (blue line) according to Table 1

ményt adta a Laplace- vagy Gauss-eloszlás esetén. A sűrűség változása (10%) a sugárra szinte nem volt hatással (1%), míg a ható helyzetére igen, a sűrűség növelésével a ható „nyúlt” és „kúszott” felfelé (5–10%). A kapott eredmények mind kiterjedésükben, mind tömegükben és sűrűségben korrelálnak a szakirodalomban található magmakamra adatokkal (3100–3300 kg/m<sup>3</sup>, 2–6 km, ld. Kauahikaua et al. 2000, Flinders et al. 2010, Zurek, Williams-Jones 2013), a választott modell korlátain belül. A maradék anomáliából eltávolítva az inverzió eredményét jól láthatóvá válik – ami már az inverzió előtt is látszott –, hogy Mauna Loa nem

teljesen hengersizmetrikus ható eredménye. Jól kirajzolódik továbbá, hogy van egy ható, mely a Kahuku töréstől tart ívesen Kilauea vulkánig. Ez korrelál a detektált fészekmélységekkel és a tomográfiai adatokkal, becsült mélysége 10–15 km a tengerszintje alatt.

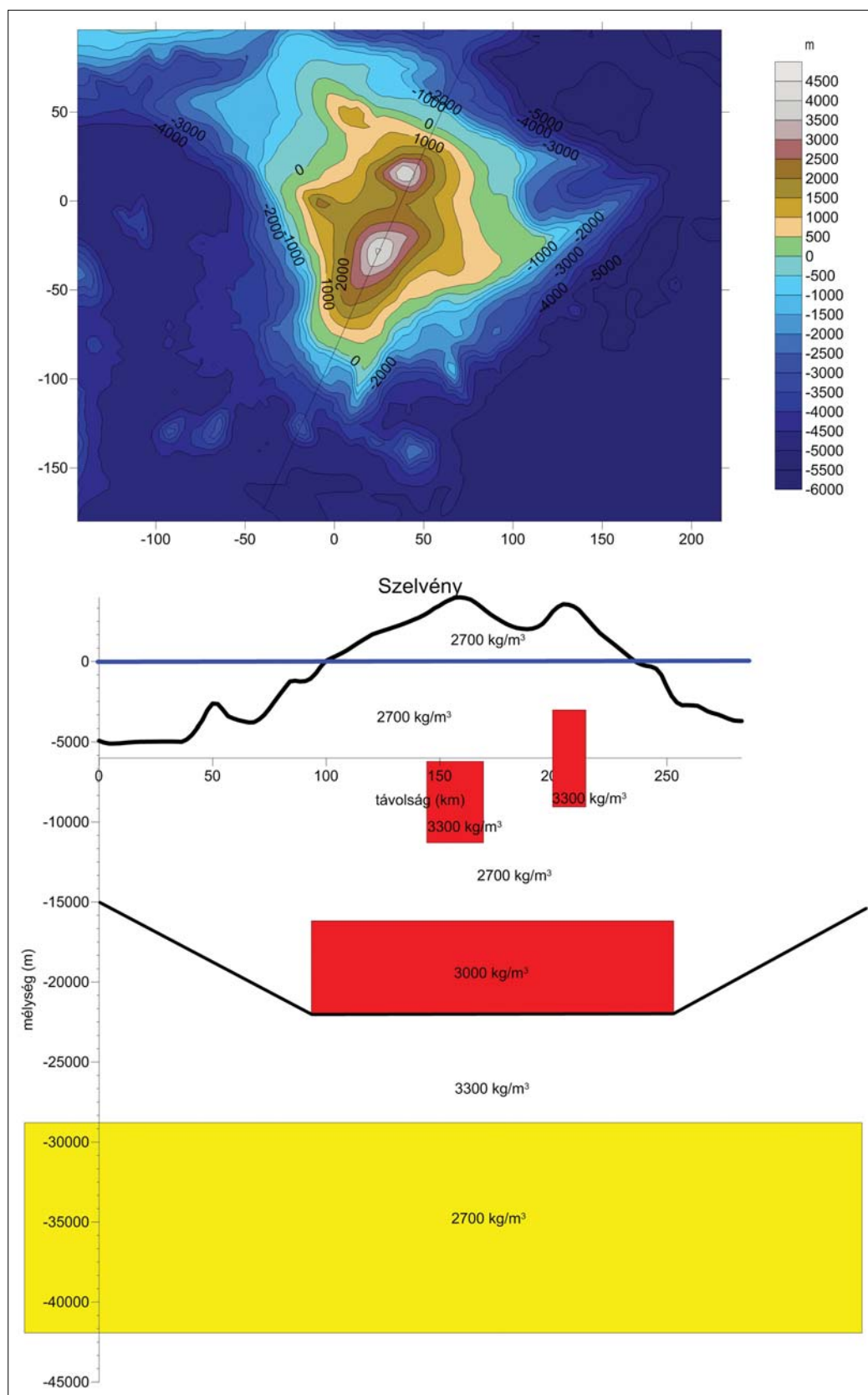
Mivel a hosszú hullámhosszú részt nem távolítottam el, így jól láthatóvá válik a gravitációs anomálián, hogy van egy, a sziget kiterjedésével összevethető méretű pozitív anomália és közvetlen közelében egy negatív (a sziget közepétől kb. 100 km-re –200 ÷ –300 mGal). A gravitációsanómia-térképből kivontam az inverzióval meghatározott rö-

**1. táblázat** | Eredmények 3300 kg/m<sup>3</sup> sűrűséget feltételezve és Laplace-eloszlás esetén simplex-eljárással  
**Table 1** | Results obtained by assuming 3300 kg/m<sup>3</sup> density and using the simplex procedure with Laplacian distribution

|           | Sugár (km)  | Felső sík mélysége (km) | Alsó sík mélysége (km) |
|-----------|-------------|-------------------------|------------------------|
| Mauna Loa | 13,82 ± 6,5 | 5,79 ± 1,1              | 10,60 ± 3,1            |
| Mauna Kea | 9,09 ± 7,3  | 3,30 ± 9,4              | 9,92 ± 8,9             |
| Hualálai  | 3,31 ± 10   | 0,28 ± 10               | 0,71 ± 9,9             |

**2. táblázat** | Eredmények 3300 kg/m<sup>3</sup> sűrűséget feltételezve és Gauss-eloszlás esetén simplex-eljárással  
**Table 2** | Results obtained by assuming 3300 kg/m<sup>3</sup> density and using the simplex procedure with Gaussian distribution

|           | Sugár (km)                           | Felső sík mélysége (km) | Alsó sík mélysége (km) |
|-----------|--------------------------------------|-------------------------|------------------------|
| Mauna Loa | 16,08 ± 6,5                          | 3,90 ± 1,1              | 7,00 ± 3,1             |
| Mauna Kea | 9,64 ± 7,3                           | 2,69 ± 9,4              | 7,67 ± 8,9             |
| Hualálai  | a modellparaméterek nem konvergáltak |                         |                        |



**8. ábra** A tömeginhomogenitások elhelyezkedése és kiterjedése Hawaii fő szigete esetében  
**Figure 8** Schematic model of gravity sources of the Hawaiian main island

vid hullámhosszú anomáliákat (3 vulkán hatása), így kaptam meg a nagy hullámhosszúságú részt. Ezen elvégezve az

inverziót az alábbi paraméterű hatót kaptam: sűrűség 3000 kg/m³, sugár  $80 \pm 19,8$  km kiterjedésű, amíg a felső sík  $16 \pm$

10 km, az alsó sík  $21 \pm 12$  km mélyen van a tengerszint alatt. Az általam detektált ható lehetséges, hogy a szigetnek az izosztatikus „gyökere” az óceáni kéregben (Watts et al. 1985). A Bouguer-anomálián látszik továbbá egy, a szigettől kb. 250 km-ig tartó negatív anomália ( $-50 \div -100$  mGal), mely a köpenyben lévő feláramlás eredménye lehet (McKenzie 1976, Ritsema, Allen 2003). A korábbiakban már alkalmazott inverziós eljárással meghatároztam a ható paramétereit: sűrűség  $2700 \text{ kg/m}^3$ , sugár  $253 \pm 100$  km, a felső sík  $29 \pm 36,1$  km, az alsó sík  $42 \pm 49,1$  km. Ez a köpenyben lévő feláramlás szétterülése lehet a kéreggel való találkozás során (8. ábra).

Míg korábbi cikkünkben (Kis et al. 2007) más égitesteken lévő gravitációs anomáliákat modelleztük jelentősen egyszerűbb morfológiát feltételezve, a modell a földi környezetben is használhatónak bizonyult.

## Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki Kis Károlynak, a konzulensének a hosszú évek során nyújtott folyamatos diszkuszióért.

## A tanulmány szerzője

Toronyi Bence

## Hivatkozások

- Amante C., Eakins B.W. (2009): ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi: 10.7289/V5C8276M [access date]
- Box G. E. P., Tiao G. C. (1973): Bayesian Inference in Statistical Analysis. Addison-Wesley
- Cserepes L., Christensen U. R., Ribe N. M. (2000): Geoid height versus topography for a plume model of the Hawaiian swell. *Earth Planet. Sci. Lett.* 178, 29–38
- Denlinger R. P., Morgan J. K. (2014): Instability of Hawaiian Volcanoes, Characteristics of Hawaiian Volcanoes. In: Poland M. P., Takahashi T. J., Landowsky C. M. (eds.), U.S. Geological Survey Professional Paper 1801, Chapter 4
- Duijndam A. J. W. (1988a): Bayesian estimation in seismic inversion. Part I: Principles. *Geophysical Prospecting* 36, 878–898
- Duijndam A. J. W. (1988b): Bayesian estimation in seismic inversion Part II: Uncertainty analysis. *Geophysical Prospecting* 36, 899–918
- Flinders A. F., Ito G., Garcia M. O. (2010): Gravity anomalies of the Northern Hawaiian Islands: Implications on the shield evolutions of Kauai and Niihau. *J. Geophys. Res.* 115, B08412, doi: 10.1029/2009JB006877
- Gregory P. C. (2005): Bayesian Logical Data Analysis for the Physical Sciences. Cambridge University Press
- Littleman A. M., Dater D. T., Bohman R. W., Racey S. D. (1994): Gravity – 1994 Edition CD ROM and Users' Manual: National Geophysical Data Center, p. 29
- Kauahikaua J., Hildenbrand T., Webring M. (2000): Deep magmatic structures of Hawaiian volcanoes, imaged by three-dimensional gravity models. *Geology* 28/10, 883–886
- Keller G. V., Troebridge G. L., Murray J. C., Skokan C. K. (1979): Results of an experimental drill hole at the summit of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 5/3–4, 345–385
- Kis K., Taylor P. T., Pusztas S., Toronyi B. (2007): A Hold, a Vénusz és a Mars globális gravitációs anomáliái. A Mars négy lokális gravitációs anomáliájának kvantitatív értelmezése. *Magyar Geofizika* 48, 154–164
- Kis K. I., Taylor P. T., Wittmann G., Toronyi B., Pusztas S. (2011): Inversion of magnetic measurements of the CHAMP satellite over the Pannonian Basin. *Journal of Applied Geophysics* 75, 412–418
- Kis K. I., Taylor P. T., Wittmann G., Toronyi B., Pusztas S. (2012): Interpretation of the total magnetic field anomalies measured by the CHAMP satellite over a part of Europe and the Pannonian Basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* 47, 130–140
- Kis K. I., Taylor P. T., Wittmann G. (2014): A földi mágneses tér gradienseinek meghatározása mesterséges holdak méréseiből és a kurszki mágneses anomália inverziója, *Magyar Geofizika* 55, 150–162
- Kirkpatrick S., Gelatt Jr. C. D., Vecchi N. P. (1983): Optimization by simulated annealing. *Science* 220, 671–680
- McKenzie D. (1976): Surface deformation, gravity anomalies and convection. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 48, 211–238
- Menke W. (1989): Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press Inc., San Diego, New York, Boston, Sydney, Tokyo, Toronto
- Milbert D. G. (1991): GEOID90: A high-resolution geoid for the United States. *Eos Trans. AGU* 72/49, 545–554
- Nabighian N. M. (1962): The gravitational attraction of a right vertical circular cylinder at points external to it. *Pageoph.* 53, 45–51
- Nagy D. (1965): The evaluation of Heuman's lambda function and its application to calculate the gravitational effect of a right circular cylinder. *Pure and Applied Geophysics* 62, 5–12
- Plouff D. (1976): Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections. *Geophysics* 41/4, 727–741
- Rapp R. H., Basic T. (1992): Ocean-wide gravity anomalies from GEOS-3, Seasat and Geosat altimeter data. *Geophysical Research Letter* 19/19 October, 1979–1982
- Ritsema J., Allen R. M. (2003): The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letter* 207, 1–12
- Sandwell D. T., MacKenzie K. R. (1989): Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells. *Journal of Geophysical Research* 94, 7403–7418
- Sherrod D. R., Sinton J. M., Watkins S. E., Brunt K. M. (2007): Geologic map of the State of Hawai'i. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007, 1089 [http://pubs.usgs.gov/of/2007/1089/]
- Tarantola A. (1987): Inverse Problem Theory. Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation. Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo
- Walsh G. R. (1975): Methods of Optimization. John Wiley and Sons, London, New York, Sydney, Toronto
- Watts A. B. (1978): An analysis of isostasy in the world's oceans. 1. Hawaiian-Emperor seamount chain. *Journal of Geophysical Research* 83/B12, 5989–6004
- Watts A. B., ten Brink U., Buhl P., Brocher T. (1985): A multi-channel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emperor seamount chain. *Nature* 315, 6015, 105–111
- Zurek J. M., Williams-Jones G. (2013): The shallow structure of Kilauea caldera from high-resolution Bouguer gravity and total magnetic anomaly mapping. *J. Geophys. Res.* 118, 3742–3752, doi: 10.1002/jgrb.50243