

landon, geofizika nélkül nem megy. Hamar felismerve és emlékezve közös munkáinkra, bevont engem is e távoli földrész geofizikai kutat

E két időpont között, a viking harcosok rettegésben tartották egész Nyugat- és Dél



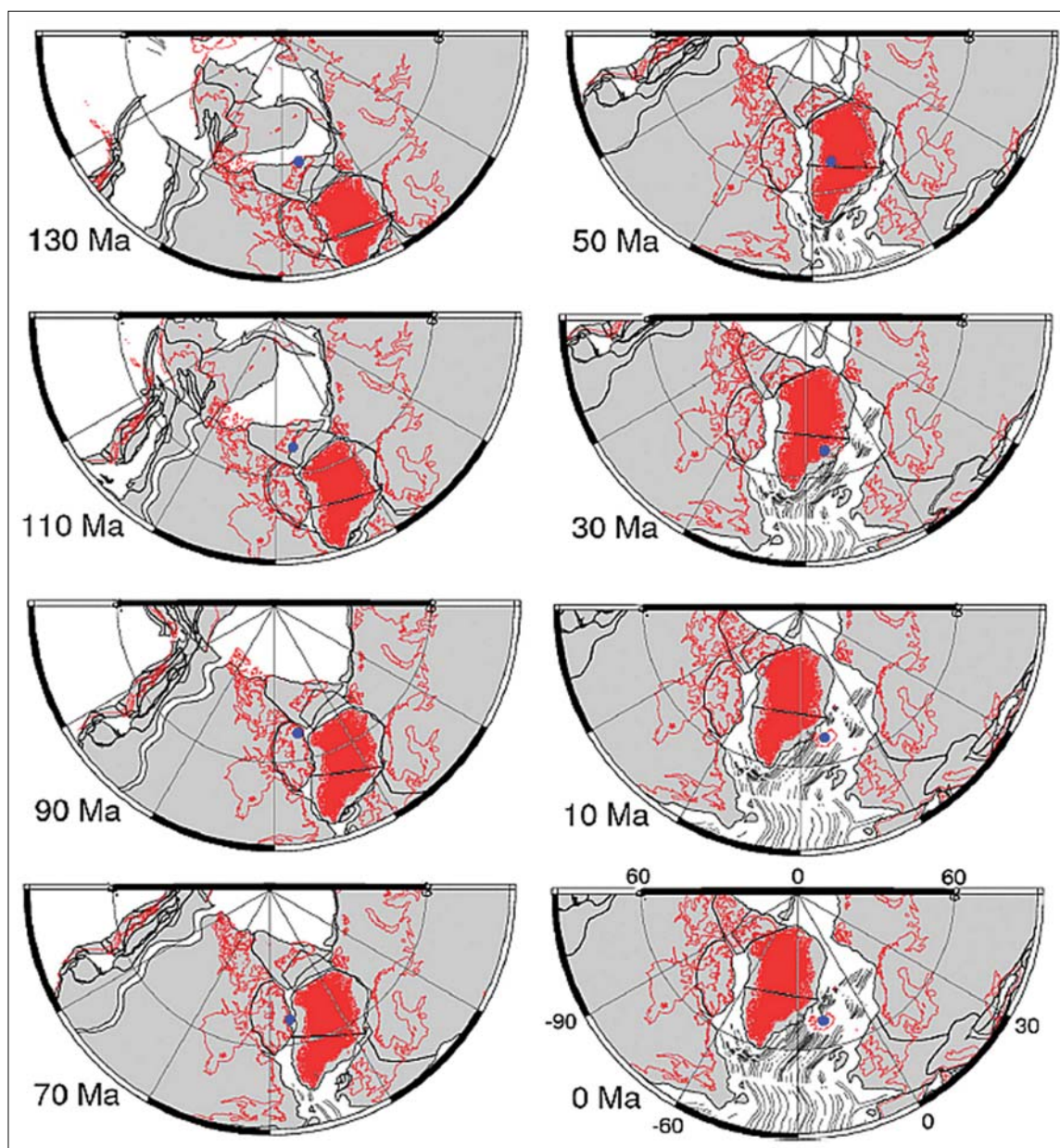
(5. ábra). A nyugati part mentén észak felé folyik a Nyugat Grönlandi Áramlat a Davis-szoros felé; az áramlat egy része összekapcsolódik a Labrador

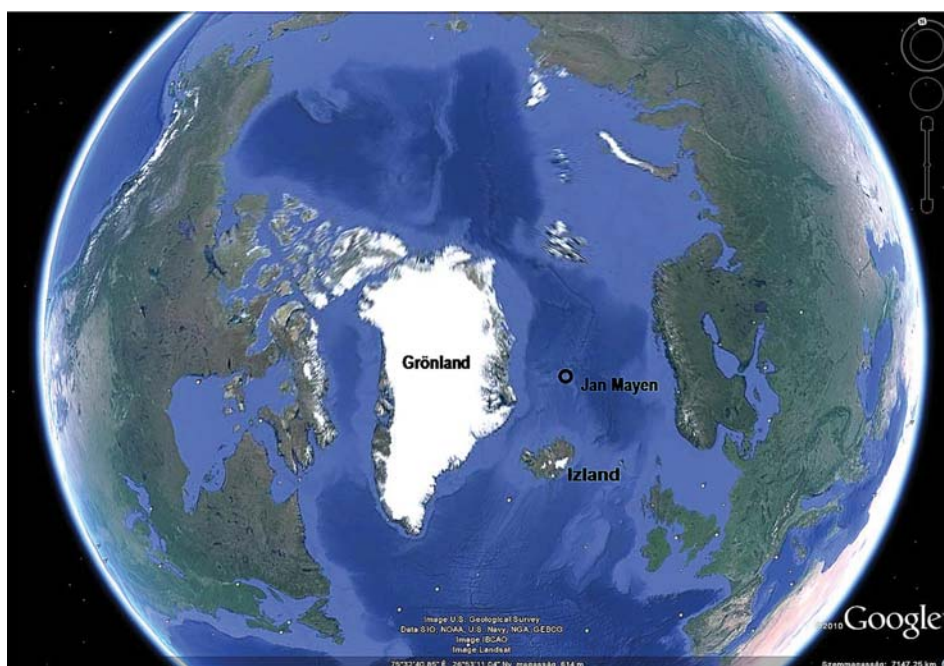
4 m-rel megnövekedne, s a víz elöntené New York-ot, Los Angeles-t, Londont, Koppenhágát, Szentpétervárt, Murszot, Odesszát, Vlagyivos

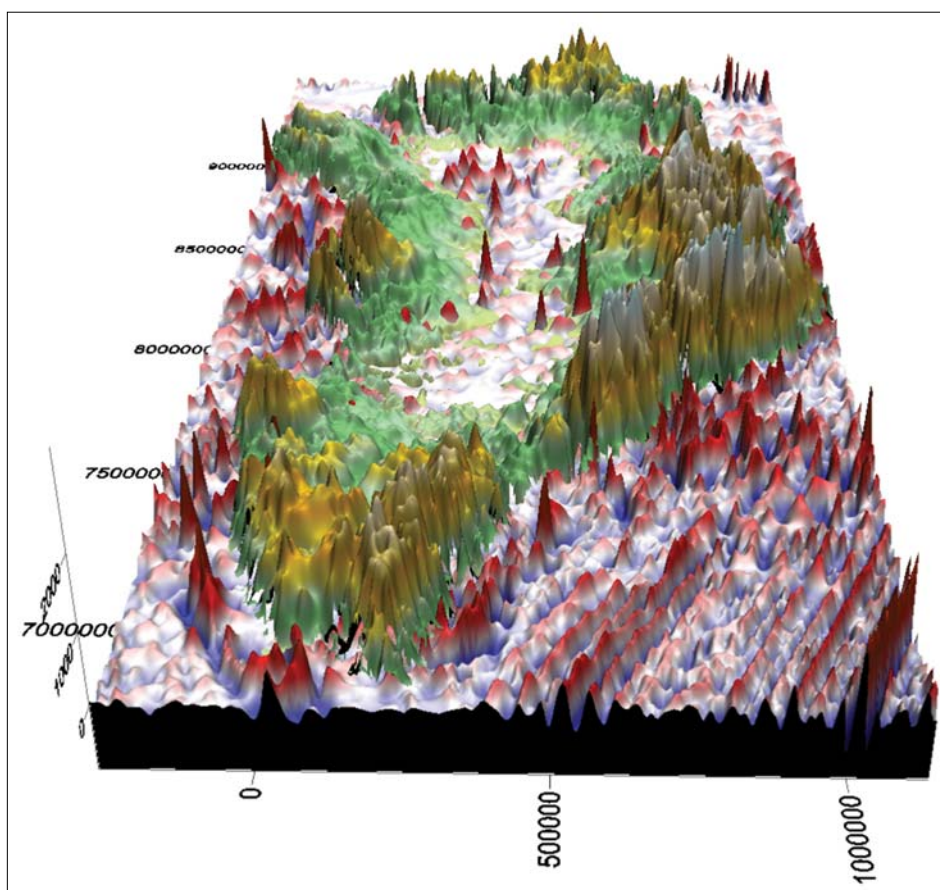
A másik érdekes momentum, hogy amikor a vikingek meghódították Grönlandot, akkor a sziget zöld volt, ami olyan kl

Kéreg-, litoszféraszerkezetek

Grönland kialakulásának néhány mozzanata szemléletesen megjelenik az Alpok ge

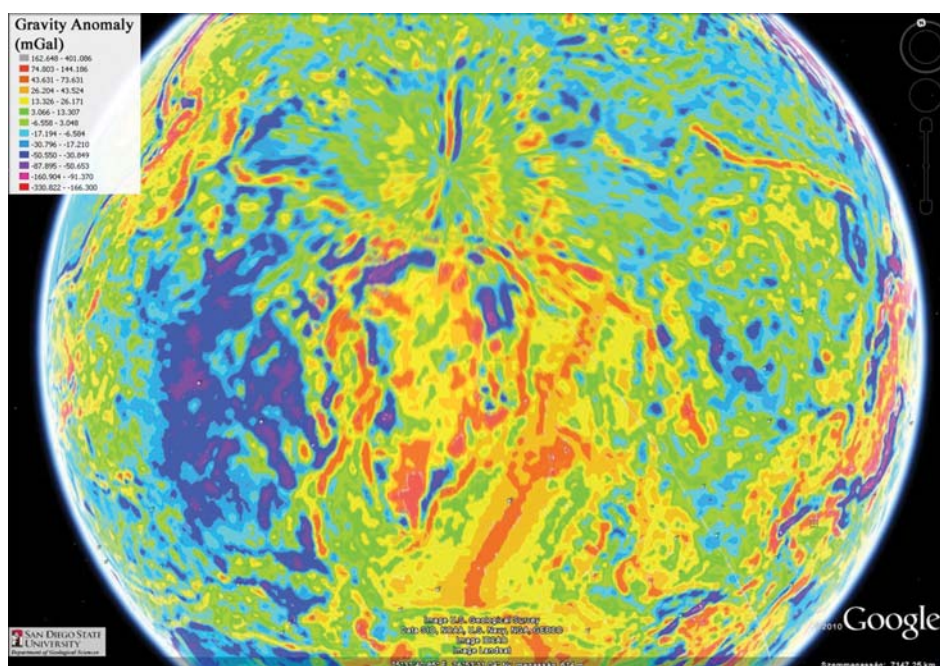






17. ábra | Grönland jég nélküli domborzata (zöld-sárga-barna színskála) és a szűrt, nagyfrekvenciás mágneses anomáliák (kék-fehér-piros színskála) együttes megjelenítése. Megfigyelhetjük a normál és reverz mágnesezettségű bazaltok által okozott párhuzamos anomáliákat a terület DK-i részén, valamint Grönland tengelyvonában megjelenő „lokális” maximum anomáliákat a földrész közepén és az É-i részén

Figure 17 | Bedrock relief (green–brown colours) and high-frequency magnetic anomalies (blue–red colours) of Greenland. Note the parallel magnetic anomalies over the oceanic basalts at SE part and the local maximums in the middle of Greenland



18. ábra | A Föld gravitációs térképe, Faye-anomália (WGM, GRACE műhold)

Figure 18 | World Gravity Map, Free-air anomalies over Greenland (WGM, GRACE satellite)

alapján határozhatjuk meg. A mágnesestér-átfordulásoknak köszönhetően a hátság mentén képződő, normál vagy reverz mágnesezettségű bazaltok pozitív és negatív anomaliasávokat okoznak. A párhuzamos anomaliasávok jól azonosíthatóan jelentkeznek az Atlanti-óceán felett, Észak-Amerika (Grönland) és Eurázsia között még a CHAMP műhold adataiból készült „a Föld digitális mágneses anomália-térképe” (World Digital Magnetic Anomaly Map, WDMAM, Hemant et al. 2007) alapján is (16. ábra). A bazaltpáztárk kora meghatározható a mágneses anomália-térkép alapján meghatározott pólusátfordulásokból, és a transzform vetők helye is jól azonosítható a mágneses anomáliák alapján.

A 17. ábra szűkebb kivágatának DK-i részén, a szűrt, nagyfrekvenciás mágneses anomália-térképen a Középtatlanti-hátságra jellemző sávos mágneses anomáliák látszanak kék-fehér-piros színekkel. Grönland DNY-i peremén az óceán-középi kanyon mágneses anomáliája is azonosítható. Elérve a kontinentet megjelenik a szárazföld felszíne (jég nélkül) zöld-sárga-barna színskálával. A szárazföld belsejében helyenként nagyfrekvenciás mágneses maximum anomáliák jelentkeznek, amelyek az eltérő színezésnek köszönhetően jól látszanak. Az anomáliák pontos földtani azonosítása szinte lehetetlen a 3 km körüli jégvastagság miatt (például Saltus et al. 2011), de a hotspot vándorlása miatt a bazaltos vulkanizmus lehet a mágneses hatás oka csakúgy, mint Izlandon (Brozena 1995).

Készült gravitációs, Faye-anomália- (Free-air Anomaly) térkép az egész Földről (a mérési adatokon magasságkorrekciót végeztek, de nem volt Bouguer-korrekció és topográfiai korrekció sem). Ezt a térképet a műholdas

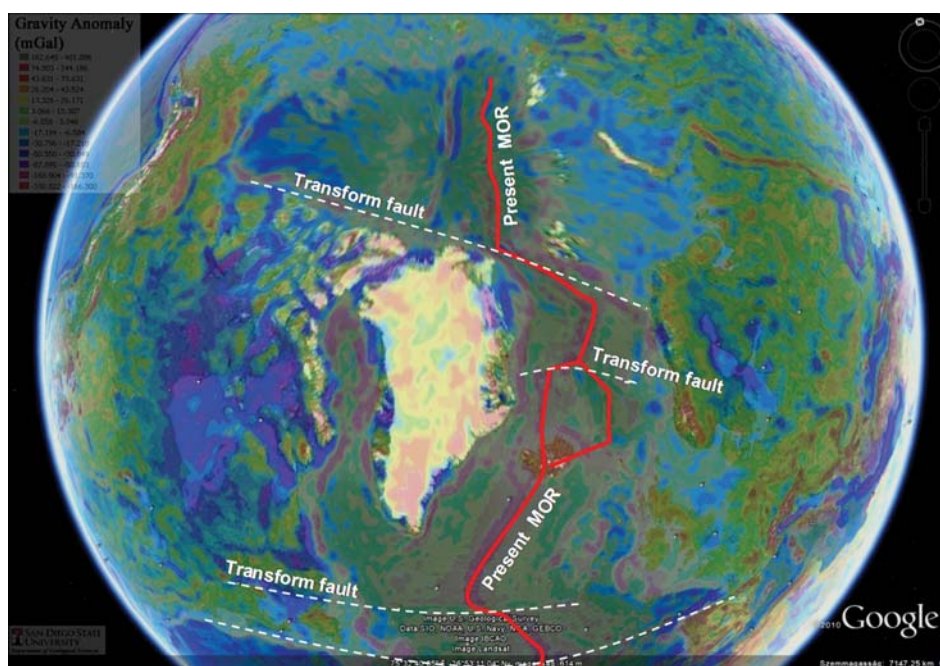
gravitációs mérésnek köszönhetjük, amelyet a GRACE műhold észlelési adataiból készítettek (18. ábra, World Gravity Map, WGM, Bonvalot et al. 2012).

Ezen a térképen azt láthatjuk, hogy az Óceán-középi-hátság jelentős gravitációs maximumot okoz csakúgy, mint a kontinensperemi shelf zónák szélei (Ocean Continent Boundary – OCB, azaz óceán–kontinens perem) így például a grönlandi shelf zónák peremén is.

A grönlandi maximum zónákat Voigt et al. (1999) shelf peremi plio-pleisztocén glaciális üledékes felhalmozódásnak illetve óceáni kéregbeli nagyobb sűrűségű hatóknak tulajdonították. A transzform vetők, például Grönland É-i peremén egyben lemezperemek is, gravitációs maximumot okozva (19. ábra). Az ábrán megjelenő szerkezeteket érdemes a mágneses anomália-térképpel (16. ábra) is összevetni.

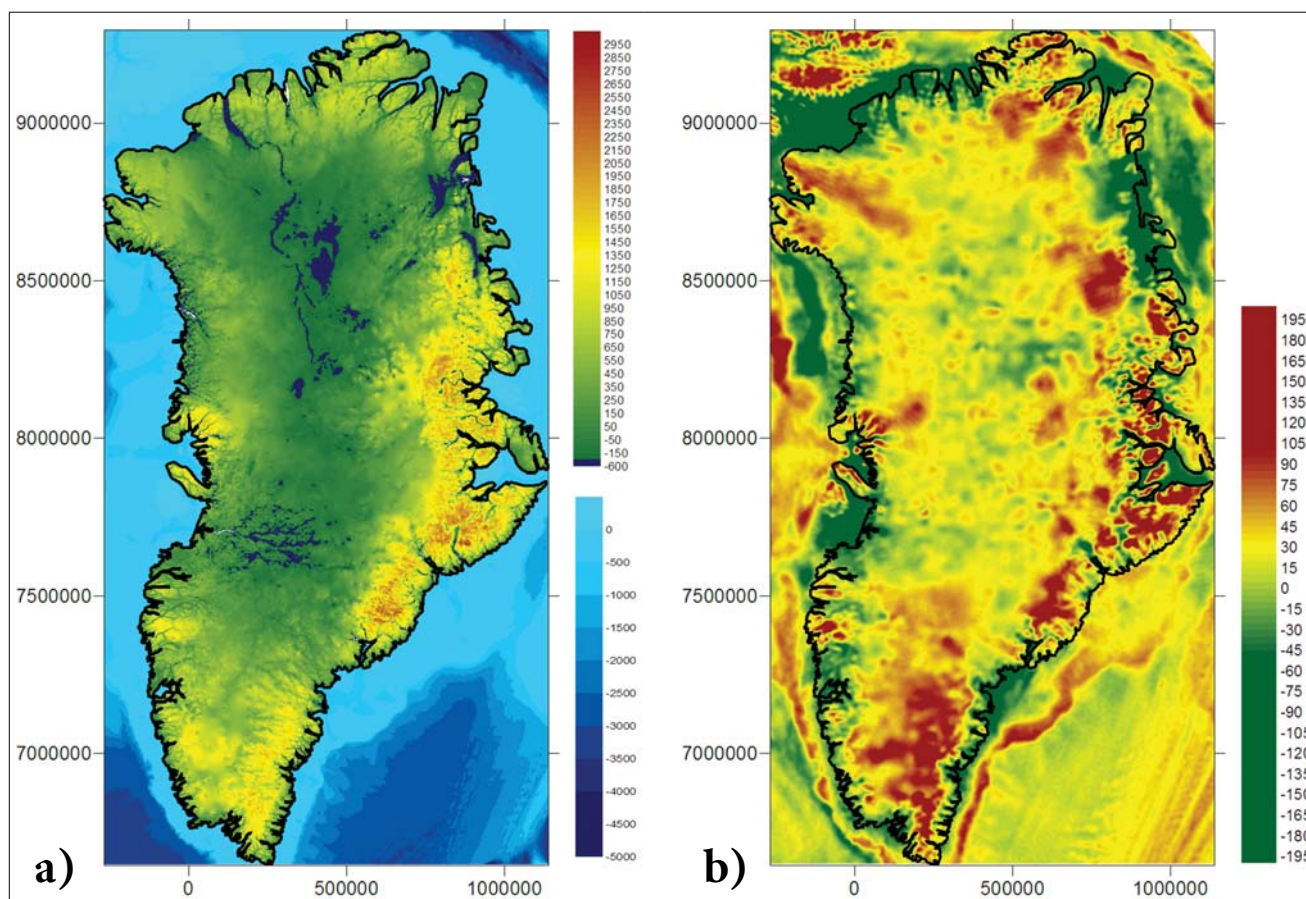
A Faye-anomália-térkép a kontinensek felett főleg a domborzatot képezi le, de a tengerek felett Bouguer-anomália-térképként szokták használni (mivel nincsenek tengerszint fölé emelkedő domborzati hatások). Az óceán mélysége a tengervíz $1,027 \text{ g/cm}^3$ körüli sűrűségével alapvetően meghatározza a gravitációs Faye-anomália menetét. A tengerfenék domborzatával mutat erős korrelációt a Faye-anomália, amitől az óceánok esetében is a Bouguer-lemezkorrekció segítségével lehet megszabadulni (eltüntetjük a tengervíz és tenger mélység gravitációs hatását, hogy csak a földkérget felépítő kőzetek hatása jelenjen meg). Ha ezt nem tesszük meg, az téves földtani értelmezéshez vezethet.

A bemutatott térképeken az látszik, hogy az óceán–kontinens átmenet (OCB) igen kontrasztos váltást jelent



19. ábra Áttetsző Faye-anomália-térkép a Google Earth felületén, az Óceán-középi-hátság és néhány transzform vető vonalával. Jól látszanak a kontinensperemi shelf zónák széleinél kialakult gravitációs maximumvonalatok

Figure 19 Transparent Free-air anomaly map over the surface of Google Earth with the lines of the MOR and some transform faults. Gravity maximums are detectable along the edges of shelf zones



20. ábra Grönland kőzetfelszín-domborzata és tengermélysége [a], méterben] és Faye-anomália-térképe [b], mGal-ban]
 Figure 20 Bedrock topography and ocean depth [in meters, a)] and the Free-air anomaly map [in mGals, b)]

a Faye-anomáliák amplitúdójában és textúrájában is, amit Grönland egészének geofizikai vizsgálatakor is figyelembe kell vennünk (l. később a Prof-1 szelvény anomália-görbéin).

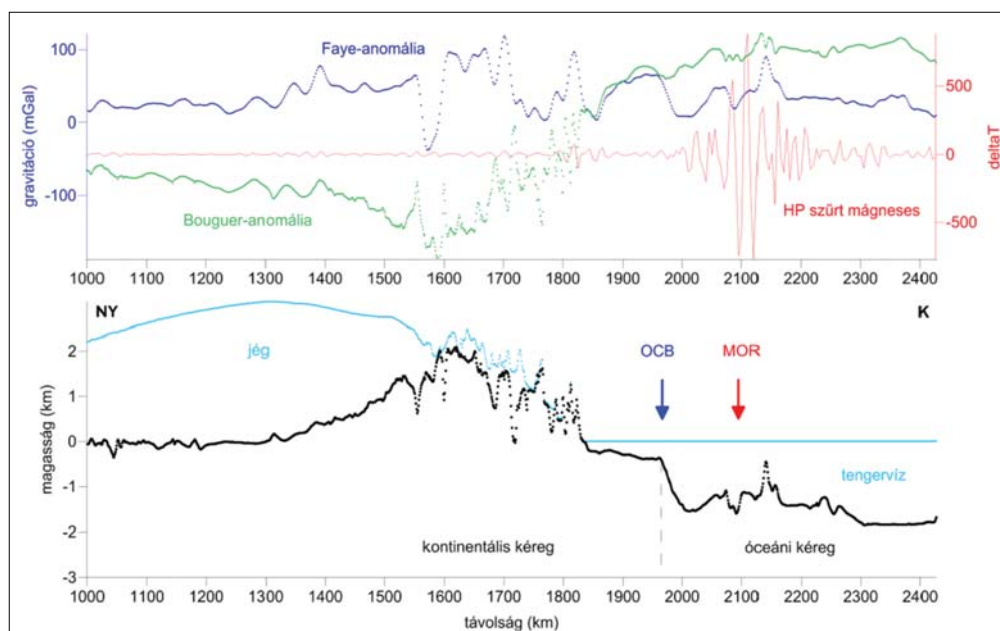
A „valós” területi képhez a gömbfelülettől is meg kell szabadulnunk, másképpen ívelt szerkezetek tömkelegét fogjuk kimutatni, különösen a térkép szélein – át kell térnünk gömbfelületből síkvetületbe. Meg kell ezt tenni annál is inkább, mert egyrészt részletező mérések csak korlátozott területre állnak rendelkezésre, másrészt Grönlandnak mint kontinensnek vizsgáljuk a földtani felépítését, hogy a jégvastagság-változások (klímaváltozások) okát jobban megértsük.

Grönland szűkebb környezete

A részletesebb paramétertérképek vizsgálatához tehát át kellett térnünk távolságtartó, síkvetületbe. Univerzális Transzverzális Mercator (UTM, északi 24-es zóna) síkvetületet választottuk, amelynek közép hosszúsági köre 39 fok nyugat és Grönland É–D irányban elnyúlt alakja miatt minimalizálja a területi torzulásokat. Grönland szűkebb környezetének domborzati térképét,⁶⁾ amelyet főleg repülőgépes radarmérések adataiból állították össze,⁷⁾ a

20a. ábrán láthatjuk. Az óceán esetében a tengermélységet látjuk, amelyek természetesen a tengerjáró hajók tengerfenék-méréseiből származnak. Az ábra érdekessége, hogy a szárazföld belső domborzatának egy része a tengerszintje alatt van, ami a közel 3 km vastag jégtakaró súlyával magyarázható. A kőzetfelszín domborzatának kialakulása – a kontinens szélein jelentkező hegyvonulatokkal és a középtengely mentén található, tengerszint alatti területrészekkel – lemeztektonikával és glaciális izosztáziával magyarázható.

A szárazföldi domborzat (20. ábra) térképén látható az a ~740 km hosszú, 800 m mély kanyon, amely Grönland közepétől húzódik ÉÉK-i irányba (Bamber et al. 2013), ahol aztán eléri a tengert. A kanyonban, a jégtakaró alján a vastag jégtakaró hőszigetelő hatása és a jégmozgás által okozott nyírófeszültségek miatt a jég egy része megolvadhat. Ekholm et al. (1998) radarmérésekkel mutattak ki víz halmazállapotú anyagot a kanyon alján, amelynek egy része újra megfagy, hatalmas, 200–1000 m vastag, viszonylag meleg jégtömböket formálva (Bell et al. 2014). A kanyont színezéssel is próbáltuk kiemelni, a legmélyebb részek és a korábban már említett kanyon mélységtartományát kék színnel jelöltük a domborzati térképen (20a. ábra). A kanyon a viszonylag sűrű mintavételezésnek köszönhetően vált kimutathatóvá – a radarmérések a vonal mentén sűrű



21. ábra A PROF-1 szelvény K-i részének domborzata (alul) és a Faye-, Bouguer-anomália- és HP szűrt mágneses anomália-görbéje (felül) az É–D koordináta 7778 km-e mentén (15. ábra). Az OCB megjelenését a mágneses anomáliák megszűnése és gravitációs maximum megjelenése mutatja. A MOR helyét a legnagyobb amplitúdójú mágneses anomáliák jelzik

Figure 21 Bedrock and ice surface along the eastern part of PROF-1 (below) with the Free-air gravity and high frequency (high-pass filtered, HP) magnetic anomaly profile (above). The OCB is marked by the western end of high-amplitude, high-frequency magnetic anomalies and the local gravity maximum. MOR is located at the highest magnetic anomaly amplitudes

(3,25–50 m), de vonalak között már nem egyforma (több kilométeres) sűrűséggel fedik le Grönlandot.

Tengeri Bouguer-anomália

A 20b. ábrán a Faye-anomália- (free-air) térképet⁸⁾ láthatjuk. Érdeemes megfigyelni a kontinens shelf peremrészeit, azaz az óceáni és kontinentális lemezek határát, amely gravitációs Faye-anomália maximumvonulatai formájában jelentkezik a kontinens partvonalain túl, jelezve a tenger mélységének és a tengerszint alatti kőzetek anyagi összetételének változását.

Vajon miért maximumzónaként és nem gravitációs lépcsőként jelenik meg az OCB vonala? Az óceáni és a kontinentális tábla határvonalaiban kisebb fajta konverziós deformációk – gyűrődések és delaminációs jelenségek – elképzelhetők, amelyek megmagyaráznák a maximumot, ugyanakkor a tengerfenék mélységadatai alapján ennek semmi nyoma (21. ábra). Persze mindez megjelenhet a kőzettani felépítésben is, jelentős sűrűséganizotrópiát okozva (pl. Voigt et al. 1999). Bár nehéz elképzelni, hogy az 1–2 km mélységben a „fiatal” üledékes kőzetek 100 mGal-os maximumot okozzanak.

Másik magyarázat is van azonban. Mivel a Faye-anomália érzékeny a domborzatra, így a tengerfenék szintváltozásaira is érzékeny lesz. A szárazföldön ettől a domborzati hatástól a Bouguer-lemezkorrekcióval szabadulunk meg, azaz kiszámítjuk az egyszerű Bouguer-anomáliát. (Az abszolút Bouguer-anomália kiszámításához a topo-korrekciót (*terrain correction*) is el kellene végezni.)

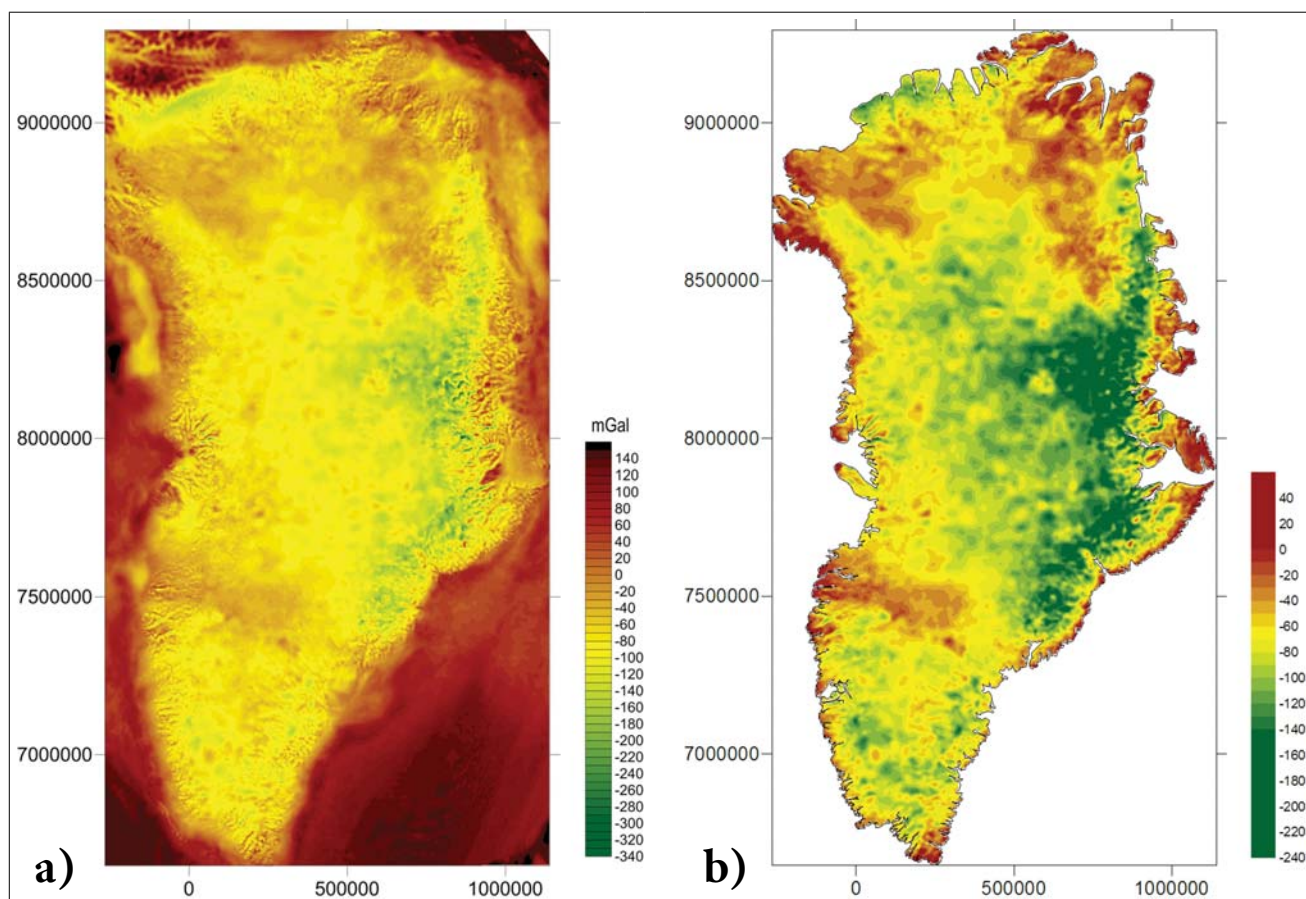
Az óceánok esetén is be kell vezetni egy ilyen jellegű korrekciót (mint pl. Lillie (1999), bár ő a korrekció során feltöltötte a tengert 2,67 g/cm³ sűrűségűre), ha a gravitációs anomália-térképen a kőzetek sűrűségkülönbségéből származó hatásokat akarjuk látni és nem a tengerfenék-morfológiát. Ehhez el kell tüntetni a változó vastagságú tengervíz-oszlop gravitációs hatását ugyanúgy, ahogyan a Bouguer-lemezkorrekcióval tettük, a különbség csak annyi, hogy korrekciós sűrűségként a tengervíz sűrűségét használjuk:

$$\text{tengervíz-korrekció} = 0,041878 \times 1,027 \times h_{\text{tengervíz}},$$

ahol, $h_{\text{tengervíz}}$ = a tengerfenék mélysége (m_{asl}).

Kicsit előreszaladva, a PROF-1 szelvény mentén bemutatjuk a Faye-anomália mellett az egyszerű Bouguer-anomáliagörbét is (21. ábra), látszik, hogy a tengerfenék hullámzásából származó hatás a shelf peremén szinte eltűnik. A megmaradt lokális maximum már sokkal inkább magyarázható a Voigt et al. (1999) által felvázolt földtani modellel. Jól látszik a Bouguer-anomáliamaximumok alapján a nagyobb sűrűségű óceáni kéreg hatása, amely a kontinens felé folyamatos átmenettel a kisebb sűrűségű, vastag kontinentális kéreg által okozott Bouguer-anomáliaminimumba megy át. A Kaledónidák alatt megjelenő izosztikus gyökérzóna jelenti a legnagyobb minimumot.

Jól látszik a tengerszint felett lévő jég és kőzet, valamint az alatta lévő tengervíz hatása a Faye- és Bouguer-anomáliák összevetése alapján.



22. ábra Változó (jég- és kőzet-) korrekciós sűrűséggel kiszámolt Bouguer-anomália-térkép a teljes területre (a) és csak a szárazföld területén (b)
Figure 22 Bouguer anomaly map calculated by variable (rock and ice) reduction density for the full area (a) and for the continental part of Greenland (b)

Szárazföldi Bouguer-anomália

A Faye-anomália (Free-air) adatából és a jég- és kőzet-felszín magassági adatokból kiszámoltuk a Bouguer-korrekció értékét $2,67 \text{ g/cm}^3$ (kéreg) és $0,917 \text{ g/cm}^3$ (jég) sűrűségértékekkel (pontról-pontra figyelembe véve az adott helyen a tengerszint feletti kőzet- és jégvastagságot). A korrekció során, a tengerszint felett található eltérő közegek miatt, néhol csak a jéggel, máshol csak a kéreggel, és van, ahol a kettő keveréke által meghatározott vegyes sűrűséggel kellett számolni.

A több kilométer vastag szárazföld és/vagy jég a súlyánál fogva izosztikus hatást is okoz (a kontinens belenyomódik a köpenybe). Ez Bouguer-anomáliaminimumként jelentkezik az óceáni lemez felett a kiemelt köpeny és vékony kéreg miatt tapasztalt maximumokhoz képest (22a. ábra). Az óceáni területeken elvégeztük a tengeri Bouguer-lemezkorrekciót is.

A szárazföld földtani felépítésének részletesebb tanulmányozásakor az óceáni lemez nagy gravitációs hatásának kizárása (levágása) szükséges, és csak a kontinensre eső Bouguer-anomáliaadatokat érdemes figyelembe venni (22b. ábra).

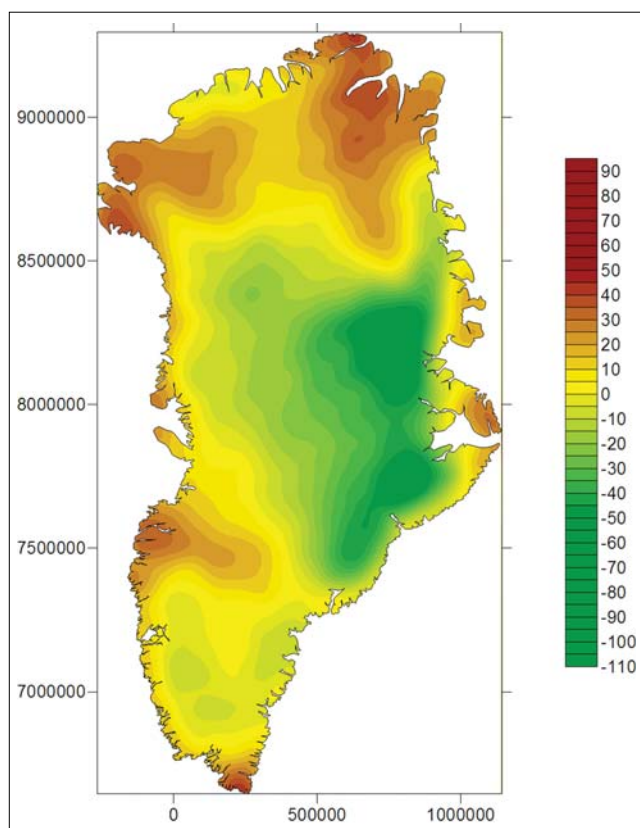
A Bouguer-anomália-térképet vizsgálva, hamar meggyőződhetünk arról, hogy a térkép legfőbb sajátosságait a

mélybeli hatások adják. Erre példa az 50 km-re analitikusan felfelé folytatott Bouguer-anomália-térkép (23. ábra), amely a felfelé folytatás ellenére megőrizte az eredeti Bouguer-anomália-térkép jellegét, és a térkép értéktartománya sem változott jelentősen. Ez azt mutatja, hogy az anomáliákat főleg mélybeli kéreg-, köpenyhatások határozzák meg, ebben benne van a kéregvastagság (Moho-felület), illetve kéreg esetleg köpeny inhomogenitásával és litoszféravastagsággal összefüggő gravitációs hatások.

Izosztázia Grönlandon

A földtani értelmezéshez először meg kell szabadulni a Moho (kéreg–köpeny határfelület) által okozott hatásoktól. A Moho mélységét a lokális (plasztikus) izosztikus modellből (Airy 1855) kiindulva meg tudjuk határozni. Valószínűleg Vening Meinesz regionális (elasztikus) izosztikus modelljét (Heiskanen, Vening Meinesz 1958) is érdemes lenne kiszámolni és elemezni az értelmezések során, de most, először a lokális modellt vizsgáljuk meg.

A számításokat némileg bonyolítja a nagy vastagságú kontinentális jég jelenléte, de minden adat ismert a korrekció elvégzéséhez. Ki kell számítani Grönland szárazföldi domborzatából a szilárd kéreg által okozott gyökérzónát (*root*) és a jégvastagság által okozott változást, vala-



23. ábra | Analitikusan 50 km-re felfelé folytatott Bouguer-anomália-térkép

Figure 23 | Bouguer anomaly map analytical upward continuation to 50 km

mint az óceáni részekben a kis sűrűségű tengervíz miatt bekövetkező köpenykiemelkedés mértékét (*antiroot*).

Az izosztázia szempontjából összetett modellel kell számolnunk:

- tengerszint feletti tömegtöbbletek hatása (kőzet, jég),
- tengerszint alatti tömeghiányok hatása (jég, tengervíz, laza üledék).

Ha nem lennének hegyek, dombok, hanem csak a tenger szintjén egy síkság, akkor nem kellene az izosztatikussal számolni. A kéregsűrűségű hegyek tömegtöbblete jelentős terhelést jelent, amelyet a rendszer köpenybe nyúló kéreg anyagú gyökérszónákkal (*root*) kompenzál az úszási egyensúly elve alapján (Airy 1855). A terület egy részén azonban a tenger szintje alatt a kéregnél kisebb sűrűségű anyagok (pl. tengervíz, jég, laza üledék) vannak, amelyek tömeghiányt okoznak, ezt a nagy sűrűségű köpenyanyag megemelkedése (*antiroot*) kompenzálhatja.

Grönland esetében is ezekkel a hatásokkal kell számolni, egyedül a laza üledékek hatása zárható ki, mivel Grönland esetében ilyen gyakorlatilag nincs (Henriksen et al. 2009).

1) Tengerszint feletti közettömegek hatása (tömeg-többlet)

Az izosztatikussal gyökérszónák kiszámítására használt alapképlet (1) általános formája a következő:

$$d_r = d_c + h_{\text{kor}} ,$$

$$h_{\text{kor}} = [(\sigma_c - \sigma_l) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_f , \quad (1)$$

$$h_{\text{kor}} (\sigma_m - \sigma_c) = h_f (\sigma_c - \sigma_l) ,$$

ahol

d_r – a kompenzációs mélység (*root*);

d_c – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);

σ_c – a kőzet (kéreg) sűrűsége (2,67 g/cm³);

σ_l – a levegő sűrűsége (~0,0013 g/cm³);

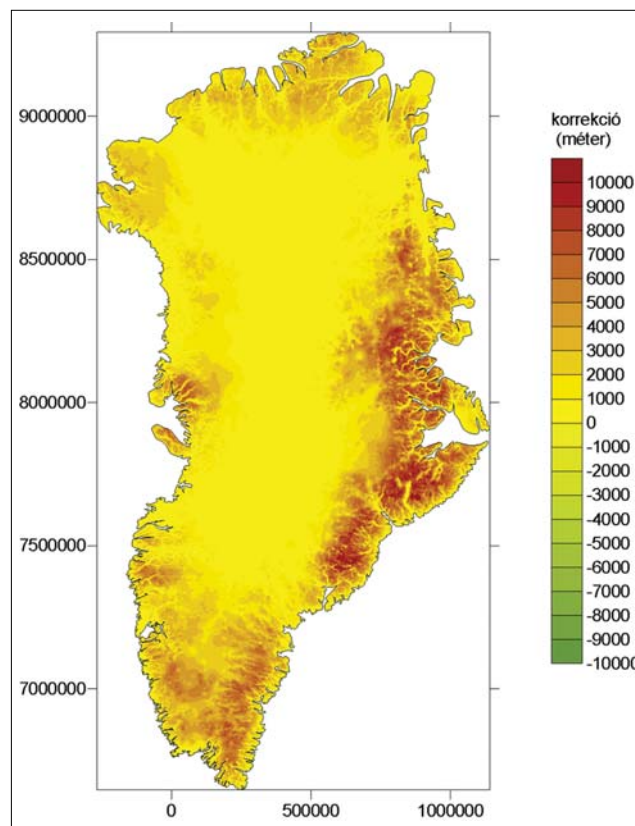
σ_m – a köpeny sűrűsége (3,27 g/cm³);

h_{kor} – a mélységkorrekció értéke;

h_f – a kőzetszín domborzata (tszf. magasság).

A tengerszint feletti felszínmagasságból és a kőzet–levegő sűrűségkülönbségből származó hatást kompenzálja a kéreg és köpeny határfelületének a mélyülése (a levegő sűrűsége tulajdonképpen elhagyható a képletben). A Bouguer-lemezkorrekció meghatározásánál a tengerszint feletti összletek sűrűségét használjuk, ami általában (az izosztázia esetén is), az egyszerűség kedvéért a kéreg átlagsűrűsége szokott lenni.

A képlet alkalmazásával megkapjuk, hogy az egységnyi domborzati kiemelkedés 4,45-ször nagyobb gyökérszónát eredményez, azaz az (1) képlet jobb oldalának szorzója (ezt nevezzük izosztatikussal koefficiensnek) 4,45 lesz, vagyis növeli a kéreg vastagságát. Ez a gyakorlatban azt jelenti,



24. ábra | Izosztatikussal gyökérszónák h_{kor} növekedésének mértéke (m) – a tengerszint feletti közettömegek hatásának kiegyenlítése

Figure 24 | The rate of isostatic root thickness correction h_{kor} caused by the bedrock relief lying above the sea level

hogy 1 km magas hegy a Moho-szintjét 4,45 km-rel viszi mélyebbre az átlagos mélységhez képest (3 km esetén pedig, az érték 13,35 km lesz).

Grönland területére a szárazföldi domborzat pozitív értékei alapján kiszámolt izosztatikus gyökérszóna méretét, azaz a kéreg kivastagodásának mértékét a 24. ábra mutatja.

2) Tengerszint feletti jégtömeg izosztatikus hatása (tömegtöbblet)

Itt is az izosztatikus gyökérszónákra alkalmazott képletet használjuk, csak a tömegtöbbletet nem a kőzetek okozzák, hanem a szárazföldi jég. Ennek megfelelően az (1) képlet paraméterei némileg módosulnak, a tengerszint feletti *kőzetvastagság* és *kőzet-levegő* sűrűségkülönbség helyett a tengerszint feletti *jégvastagság* és *jég-levegő* sűrűségkülönbség által okozott tömegtöbbletet kell kompenzálni a Moho szintjének módosításával (2):

$$\begin{aligned} d_r &= d_c + h_{\text{kor}}, \\ h_{\text{kor}} &= [(\sigma_j - \sigma_l) / (\sigma_m - \sigma_c)] h_j, \\ h_{\text{kor}} (\sigma_m - \sigma_c) &= h_j (\sigma_j - \sigma_l), \end{aligned} \quad (2)$$

ahol

d_r – a kompenzációs mélység (*root*);

d_c – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);

σ_c – a kőzet (kéreg) sűrűsége ($2,67 \text{ g/cm}^3$);

σ_j – a jég sűrűsége ($0,917 \text{ g/cm}^3$);

σ_l – a levegő sűrűsége ($\sim 0,0013 \text{ g/cm}^3$);

σ_m – a köpeny sűrűsége ($3,27 \text{ g/cm}^3$);

h_j – a tengerszint feletti jég vastagsága;

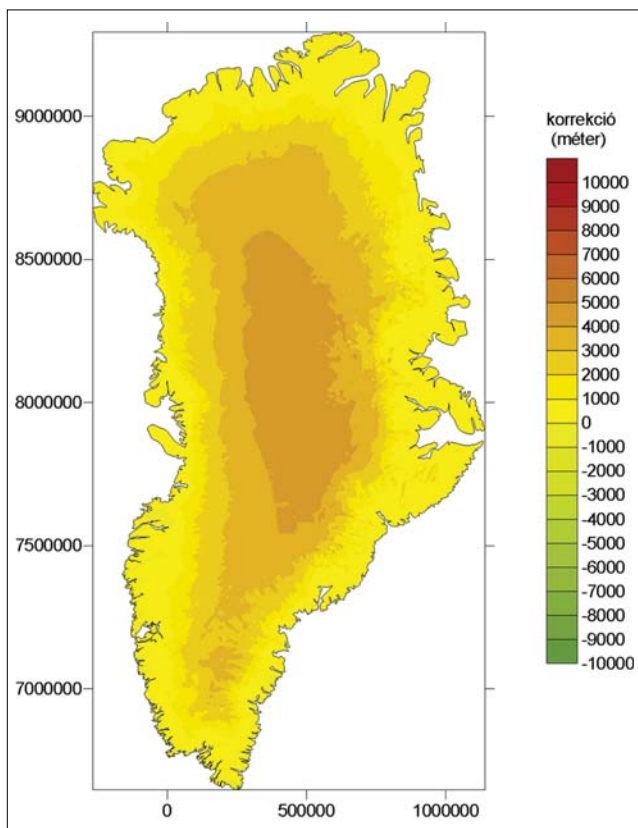
h_{kor} – a mélységkorrekció értéke.

A jégpáncél izosztatikus módosító hatásának kiszámításakor az izosztatikus koeficiens értéke: 1,52, azaz 1 km vastag jég 1,52 km-rel növeli a gyökérszóna méretét.

A tenger szintje feletti jégvastagságból származó mélységkorrekció értékét mutatja a 25. ábra. A jég hatása miatt kialakuló legnagyobb korrekció ($\sim 4,6 \text{ km}$) Grönland belsőjében jelentkezik, ahol a jég vastagsága 3 km körüli.

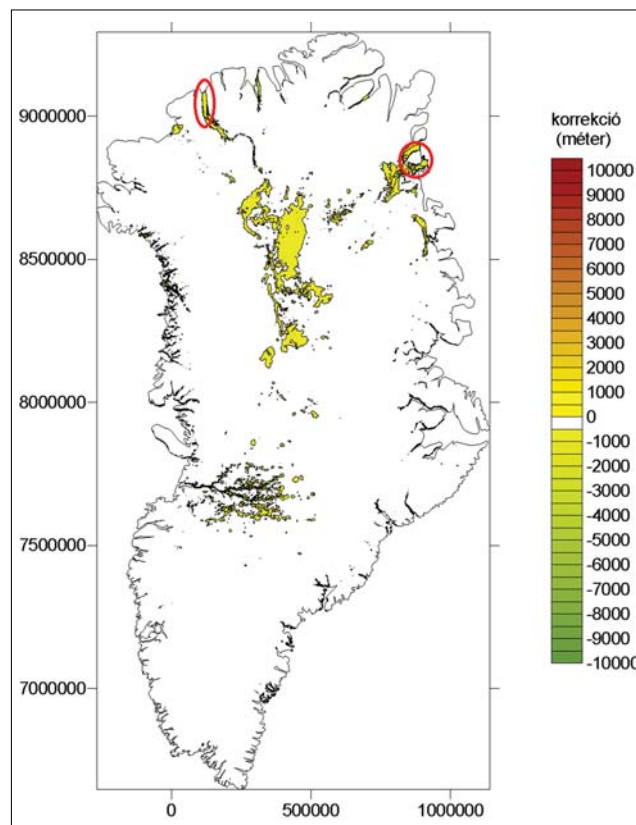
3) Tengerszint alatti szárazföldi jég izosztatikus hatása (tömeghiány)

Grönlandnak azon a részén, ahol a kőzetszín a tengerszint alatt van, a tengerszint alatti térrész nem tengervízzel, hanem szárazföldi jéggel van kitöltve. Kivételt az úszó shelfjég képez, amely csak néhány kisebb területen fordul elő Grönland északi részén (Petermann-glacier a korábban leírt kanyonban és a Zachariae/N79 gleccserek úszó jég-shelfje Grönland észak-keleti részén, 26. ábra). A központi, tengerszint alatti területen kőzet helyett jeget találunk. Az ebből származó tömeghiány a Moho emelkedését fogja



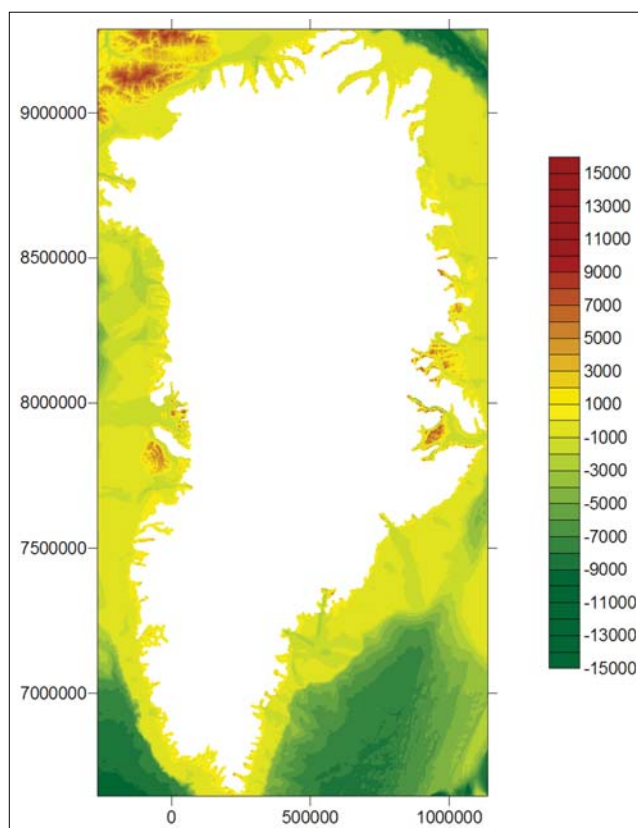
25. ábra A jég vastagságából és a jég–levegő közötti sűrűségkontrasztból származó izosztatikus korrekció mértéke

Figure 25 The isostatic root thickness correction h_{kor} to remove the effect of continental ice sheet



26. ábra A tengerszint alatti jég módosító hatása, az ebből származó izosztatikus korrekció mértéke. Piros ellipszisek jelzik az úszó jégpáncélt

Figure 26 The rate of isostatic root thickness correction h_{kor} to remove the effect of the ice below the sea level. Red circles mark floating ice shelves



27. ábra A tengerfenék mélységének hatásából származó korrekció, h_{korr} mértéke

Figure 27 The rate of isostatic root thickness correction h_{korr} caused by the relief of seabed

okozni, tompítva a tengerszint feletti jég hatását. Ezt a következőképpen számíthatjuk ki:

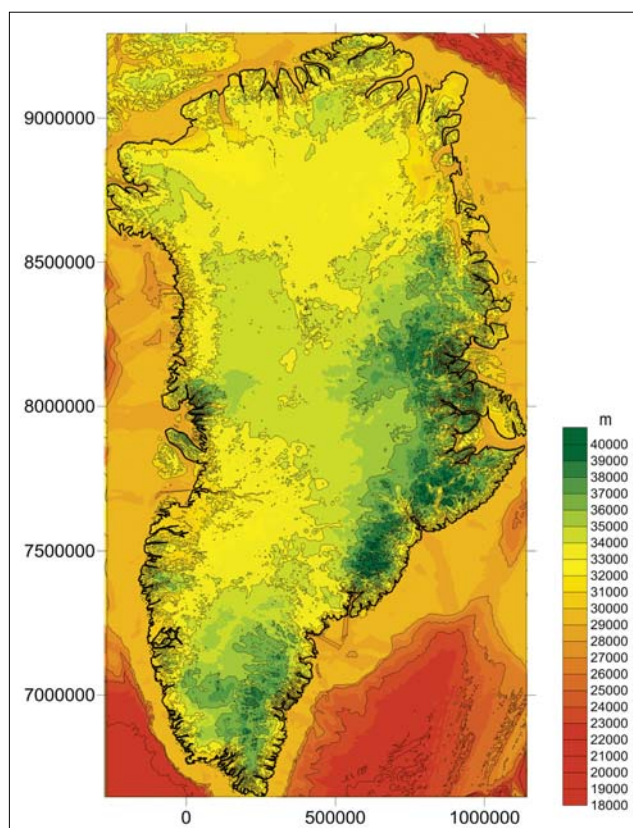
$$\begin{aligned} d_{ar} &= d_c - h_{\text{korr}}, \\ h_{\text{korr}} &= [(\sigma_c - \sigma_j)/(\sigma_m - \sigma_c)] h_j, \\ h_{\text{korr}}(\sigma_m - \sigma_c) &= h_j(\sigma_c - \sigma_j), \end{aligned} \quad (3)$$

ahol

d_{ar} – a kompenzációs mélység (*antiroot*);
 d_c – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);
 σ_c – a kőzet (kéreg) sűrűsége (2,67 g/cm³);
 σ_j – a jég sűrűsége (0,917 g/cm³);
 σ_m – a köpeny sűrűsége (3,27 g/cm³);
 h_j – a tengerszint feletti jég vastagsága;
 h_{korr} – a mélységkorrekció értéke.

Az izosztatikus koeficiens értéke 2,92 körüli, ami azt jelenti, hogy 1 km jég a tengerszint alatt, 2,92 km köpenykiemelkedést eredményez. A tengerszint alatti jég vastagsága nem jelentős, a kompenzáció is kicsi lesz (26. ábra), de azért érdemes figyelembe venni.

Az ábrán egyrészt visszaköszön a kőzetfelszínen jelentkező kanyon és környezete, másrészt ez a rajzolat a tengerre kifutó főbb gleccserek nyomvonalával azonos. A rajzolat azért is érdekes, mert a gleccserek elhelyezkedésének és mozgásának földtani okait keressük. A gleccserek egy je-



28. ábra A Moho mélysége Grönlandon és közvetlen környezetében az Airy-féle izosztázia alapján

Figure 28 Moho depth of Greenland and its environment based on Airy isostasy

lentős része már nem a szárazföldön, hanem a tengeri jégpáncélon található.

4) A tengervíz izosztatikus hatása (tömeghiány)

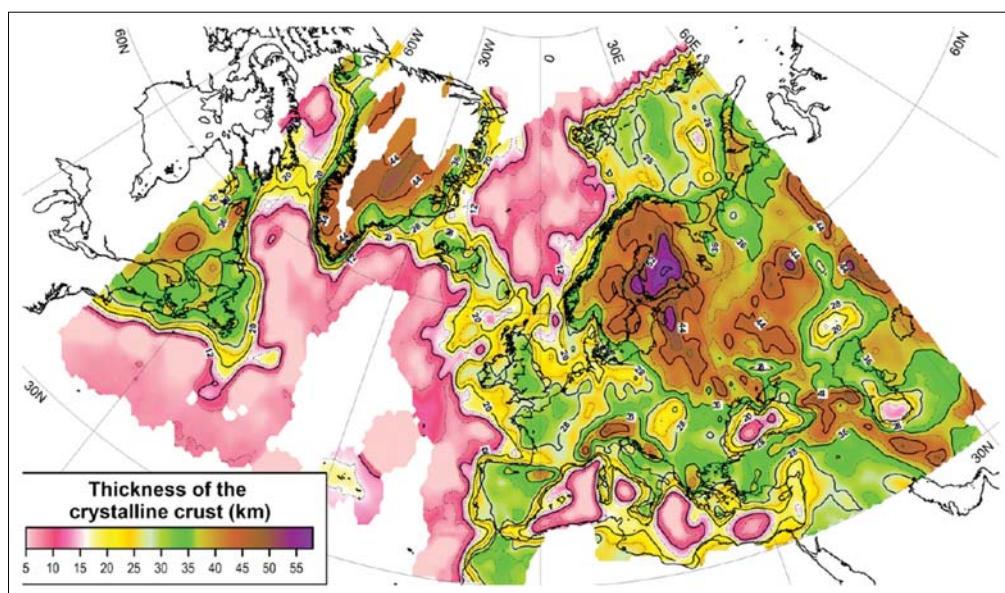
Az óceánok köpenykiemelkedést okoznak, mivel a tengerszinthez képest negatív domborzati hatást jelentenek, és a tengervíz sűrűsége jóval kisebb a kéreg sűrűségénél. Ezt a következő képlettel írhatjuk le:

$$\begin{aligned} d_{ar} &= d_c - h_{\text{korr}}, \\ h_{\text{korr}} &= [(\sigma_c - \sigma_t)/(\sigma_m - \sigma_c)] h_t, \\ h_{\text{korr}}(\sigma_m - \sigma_c) &= h_t(\sigma_c - \sigma_t), \end{aligned} \quad (4)$$

ahol

d_{ar} – a kompenzációs mélység (*antiroot*);
 d_c – a kéreg átlagos vastagsága (30 km);
 σ_c – a kőzet (kéreg) sűrűsége (2,67 g/cm³);
 σ_t – a tengervíz sűrűsége (1,027 g/cm³);
 σ_m – a köpeny sűrűsége (3,27 g/cm³);
 h_t – az óceán mélysége;
 h_{korr} – a mélységkorrekció értéke.

Ebben az esetben a negatív magasságú kőzetfelszín és a kőzet–tenger sűrűségkülönbségből származó hatás kompenzálódik ki a kéreg–köpeny határfelület emelkedésével.

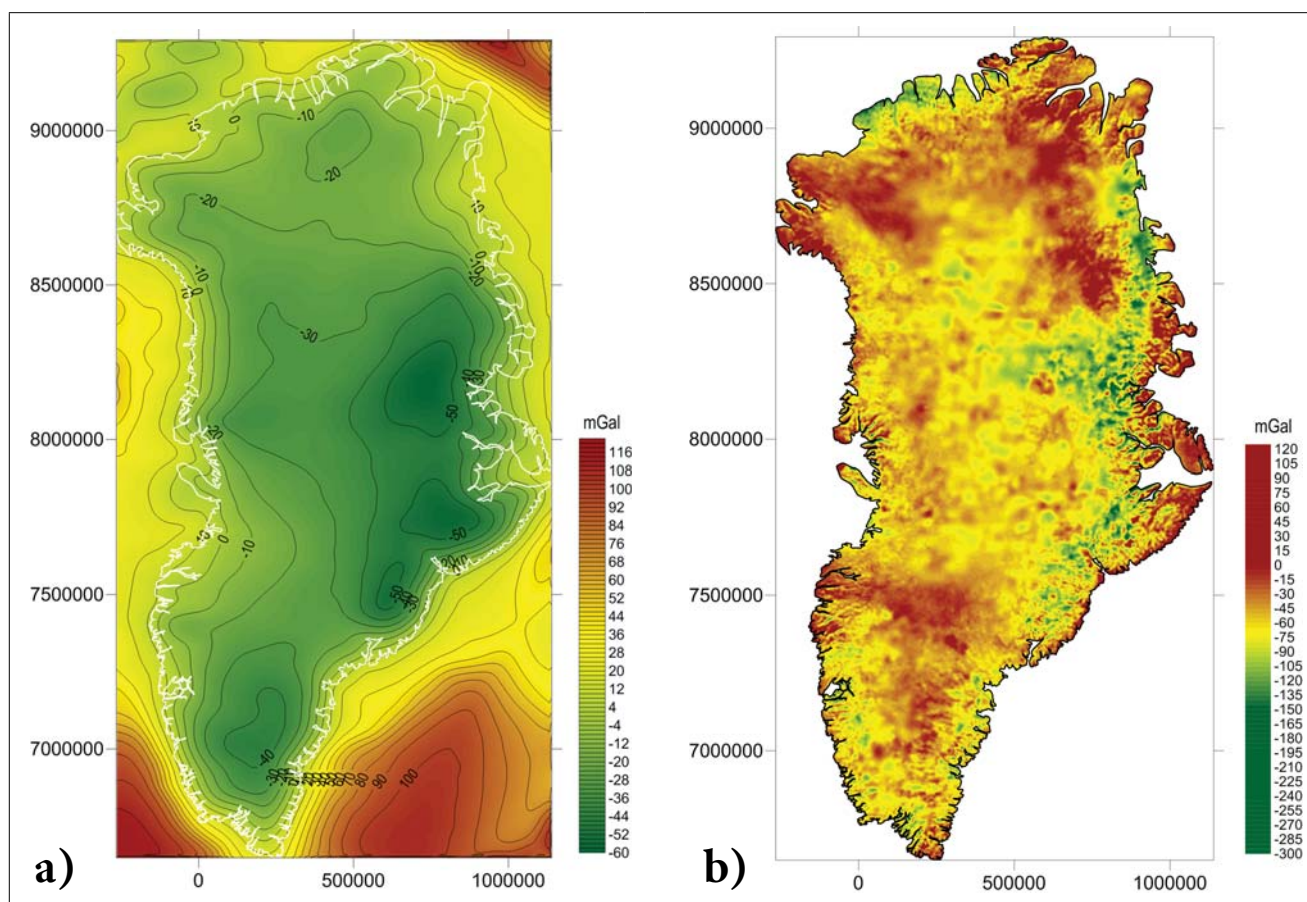


29. ábra | Kéregvastagság-térkép az Észak-Atlanti Régióra (Artemieva, Thybo 2013)

Figure 29 | Thickness of crust for the North-Atlantic Region (Artemieva, Thybo 2013)

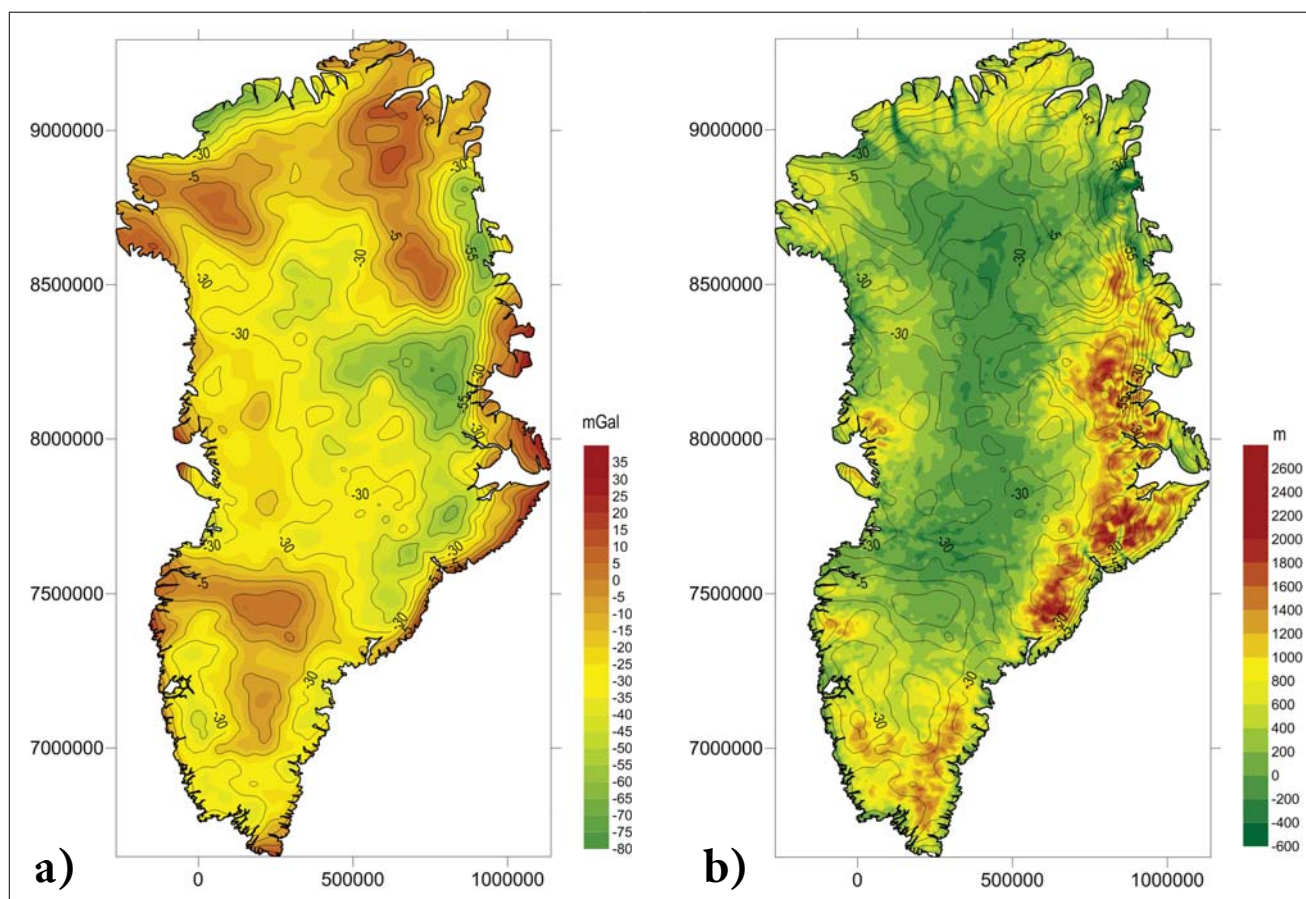
Az óceán mélység izosztikus hatásának kiszámításakor a korrekciós koefficiens értéke 2,74, azaz 1 km mély óceán

a Moho szintjét 2,74 km-rel hozza feljebb az átlagos Mo-
ho-szinthez képest, azaz csökkenti a kéreg vastagságát.



30. ábra | A Grönland alatti Moho-felszín relatív gravitációs hatása (a) és a Moho hatásától mentes, azaz korrigált Bouguer-anomália- („izosztikus anomália”-) térkép (b)

Figure 30 | Gravity effect of Moho surface (a) and isostatic anomaly map (b) of Greenland



31. ábra A Moho hatásától mentes, azaz korrigált Bouguer-anomália-térkép 25 km-re felfelé folytatott térképe (a) és a kőzetfelszín domborzata a korrigált Bouguer-anomália-térkép izovonalaival (b)

Figure 31 Isostatic anomaly map analytically upward continued to 25 km level (a) and the bedrock relief with the isolines of isostatic anomaly map (b)

6 km-es óceánmélység már megfelel a ~30 km-es kéreg vastagságát. Grönland esetében a tengerfenék feletti vizek izosztikus hatását a 27. ábra mutatja. A térkép ÉNy-i sarkában lévő szárazföldek (pl. Ellesmere Island, Kanada) magasságadatai nem álltak rendelkezésre, így ezeket a területeket óceánként kezeltük, így izosztikus hatásuk előjel helyesen, de nem érték helyesen jelennek meg (27. ábra).

Az izosztikus hatásokat számító képletek formailag teljesen hasonlóak. A gyökérzónák (*root*) esetében a kéreg, illetve a jég sűrűségét a levegő sűrűségével vetettük össze, míg a köpenykiemelkedések (*antroot*) esetében a kéreg és a tengervíz, illetve a jég sűrűségének az arányát használtuk. Az előjel annak megfelelően változik, ahogy a hatás a kéreg kivastagodását (tömegtöbblet esetén), vagy a kivékonyodását okozza (tömeghiány esetén), azaz a Moho-szint mélyülését (izosztikus gyökérzóna – *root*) vagy kiemelkedését (köpenykiemelkedés – *antirroot*) eredményezi.

A tengerszint fölé kerülő kőzetek, és jég tömegtöbbletet okoz, de amennyiben a kőzetfelszín a tengerszint alá merül, akkor a tengervíz kisebb sűrűsége miatt tömeghiány fog jelentkezni.

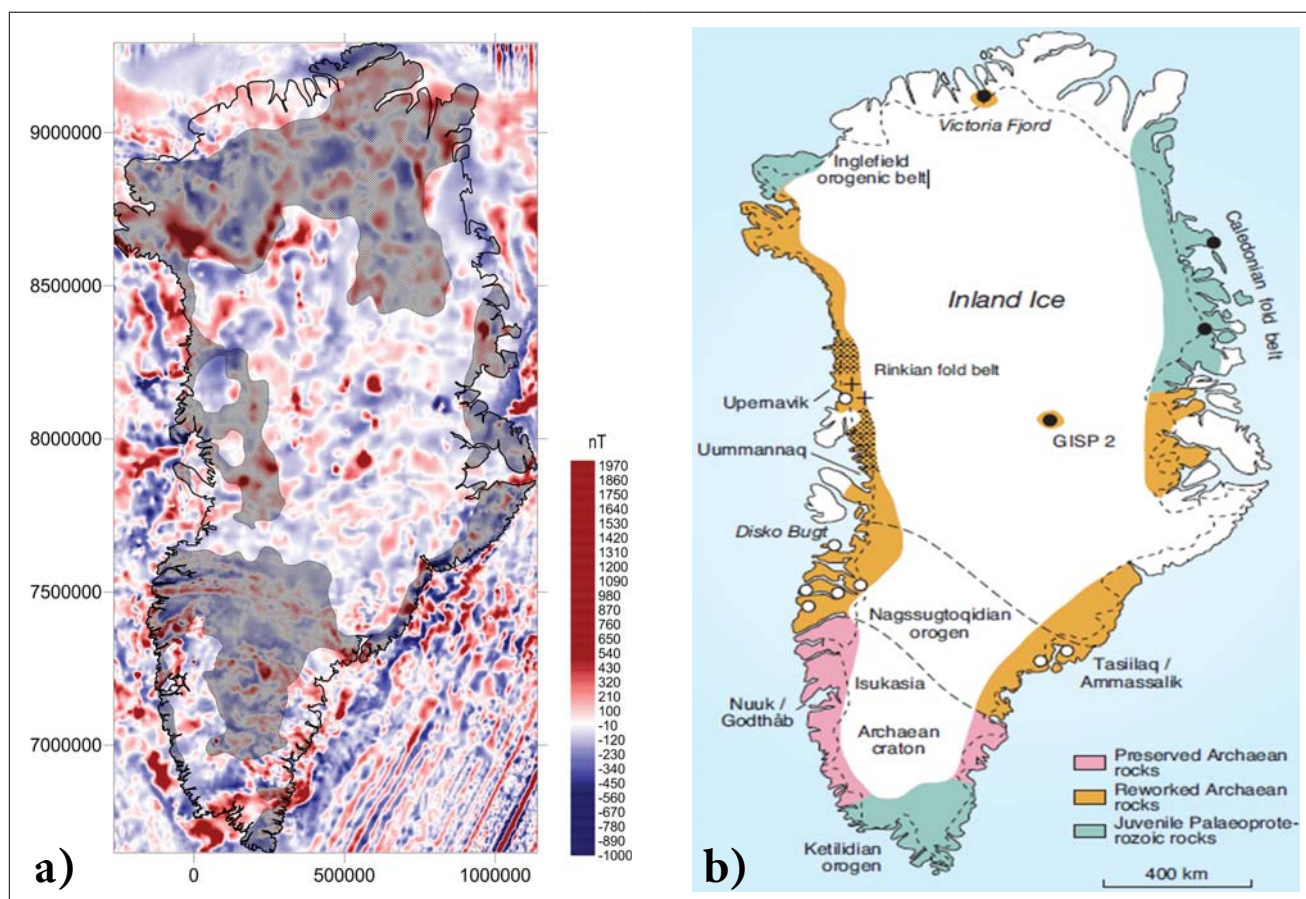
Moho-inhomogenitás mélysége

Grönland esetében a négy hatás adódik össze, és – feltételezve az izosztikus egyensúlyt – együttesen határozza meg a Moho felszínét. A tengerszint feletti domborzat (kőzet- és jégfelszín) és az óceáni fenékmélység alapján meg tudjuk határozni a kéreg vastagságát, illetve a Moho mélységét.

A hatásokat összegezve, majd az ebből kapott korrekciós mélységet elhelyezve a 30 km-es vonatkoztatási mélység szintjén, megkapjuk a Moho-felület mélységét (28. ábra). A kapott értékek 16–43 km között változnak. A legmélyebb részek Grönland K–DK-i oldalán jelentkeznek, a Kaledóniai-hegységrendszer vonalában, a táguló óceáni hátság lemeze és a merev grönlandi kontinens konverziós zónájában. A legkisebb Moho-mélység az óceáni területeken azonosítható.

A kéreg vastagsága a környező tengereknél (shelf zónák) az átlagoshoz képest nagynak tűnhet, de más publikációk is hasonló tendenciát és Moho-mélységet valószínűsítanak (pl. Artemieva, Thybo 2013, 29. ábra).

Az izosztázia alapján meghatározott Moho-mélység egy statikus elképzelés (izosztikus egyensúly) alapján kiszámolt érték, és nem veszi figyelembe a relatív gyors



32. ábra Kompozit térkép a mágneses anomália-térkép,⁹⁾ a 25 km-re felfelé folytatott izosztikus gravitációs anomália-térkép sraffozott maximumzónáival (a) és az egyszerűsített földtani térkép, a jégmentes területek közötti típusaival (b) – metaszedimentek sraffozással jelölve (Henriksen 2009)

Figure 32 Composite map of magnetic anomaly map with the hatched maximum zones of upward continued isostatic gravity anomaly map (a) and the simplified geological map of Greenland (Henriksen 2009) – metasediments are shown by hatches (b)

geodinamikai mozgásokat, amelyek – gyorsaságuk miatt – felülírhatják az izosztikus egyensúlyi állapotot.

Magyarország területén hasonló eljárással (Airy-féle izosztikus modell) jelleghelyesen, kis amplitúdóhibával meghatározható volt a Moho felülete (Kiss et al. 2015), ami a szeizmikus adatokkal teljes összhangot mutatott (Kiss et al. 2015). A PANCAKE litoszférakutató szelvény (Starostenko et al. 2013) adatai alapján a gyors geodinamikai folyamatok (köpenyáramlás), a Keleti-Kárpátok alatti izosztikus gyökérszónát K-i irányba 20–40 km-rel eltolták a hegygerintől (Kiss 2016). Ezt az eltolódást azonban éppen a gyökérszóna szeizmikus és gravitációs meghatározása után lehet felismerni.

Izosztikus korrekció, izosztikus anomália

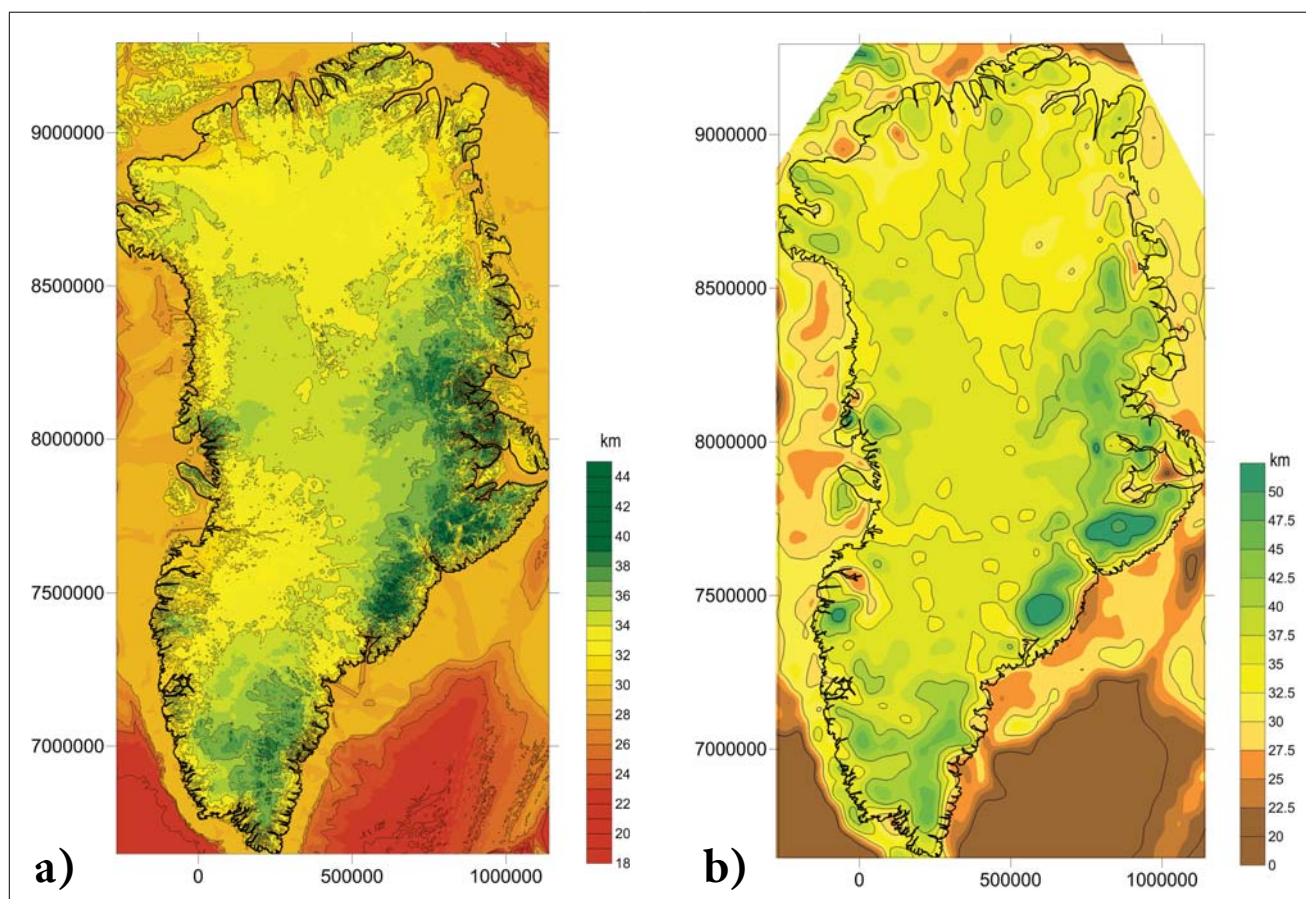
Az izosztikus modell alapján meghatározott Moho-felszín lehetőséget ad az izosztikus korrekció elvégzésére (háromdimenziós modellezés), amivel a kéreg–köpeny határfelület hullámzásából adódó gravitációs hatásokat tudjuk meghatározni, majd kiszűrni a mért adatokból, megtartva ezzel csak a kéregből származó sűrűséginhomogenitások gravitációs hatását, azaz azokat a földtani hatásokat, amelyek a grönlandi földkérget jellemzik.

A modellezésnél a Moho felszínét mint felső határoló felületet alkalmaztuk, a modell alját 100 km-ben adtuk meg. Sűrűségkontrasztnak az alsó kéreg és felső köpeny között meglévő $0,3 \text{ g/cm}^3$ körüli eltérést használtuk fel. Természetesen a kapott eredmény nem nevezhető végleges megoldásnak, ez egy közelítő megoldás, amely további részletesebb információk esetén pontosítható.

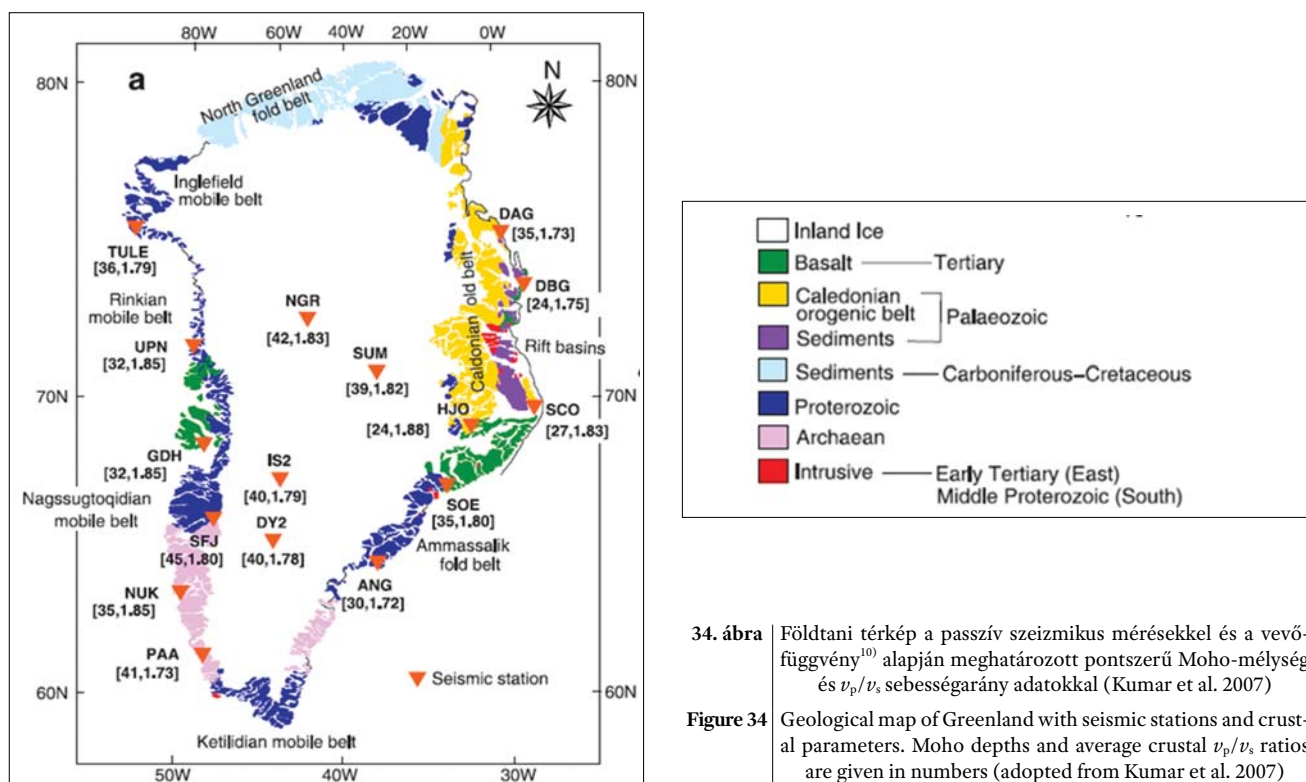
A Moho-mélység megállapításánál feltételeztük az izosztikus egyensúlyt, ami a Közép-atlanti-hátság közelsége vagy az izlandi hotspot jelenléte miatt valószínűleg csak közelítésként szolgálhat. A kéreg–köpeny átmenet sűrűségkontrasztját is átlagértékekkel vettük figyelembe, és a köpeny összetételét homogénnek vettük, amely feltételek valószínűleg nem teljesen felelnek meg a valóságnak.

A kapott modellezési eredményeket mint relatív értékeket vettük figyelembe, ahol a nulla alapszint meghatározása is önkényes volt (30a. ábra).

Az izosztikus hatásoktól mentes gravitációs térkép (30b. ábra) alapján jelentős sűrűséginhomogenitások vannak a Grönland kéregképződményeiben. A terület gravitációs blokkosításához valamilyen simító szűrést célszerű alkalmazni. E célból a legmegfelelőbb eljárás a felfelé folytatás, amikor a felszíni inhomogenitások nagyfrekvenciás jelei a távolság növekedése miatt egyre kevésbé érezhetők,



33. ábra | Airy-féle izosztikus modell alapján (jelen tanulmány, a) és spektrális vizsgálatok alapján kiszámolt Moho-mélység (Braun et al. 2007, b)
 Figure 33 | Moho depth calculated based on Airy isostasy (this article, a) and by spectral analysis of gravity data (adopted from Braun et al. 2007, b)



34. ábra | Földtani térkép a passzív szeizmikus mérésekkel és a vevőfüggvény¹⁰⁾ alapján meghatározott pontszerű Moho-mélység és v_p/v_s sebességarány adatokkal (Kumar et al. 2007)
 Figure 34 | Geological map of Greenland with seismic stations and crustal parameters. Moho depths and average crustal v_p/v_s ratios are given in numbers (adopted from Kumar et al. 2007)

miközben a mélybeli hatások szinte nem is változnak. A 25 km-es felfelé folytatás eredményét a 31b. ábra mutatja.

Az izosztatikus korrekció és felfelé folytatás után a következő jellegzetességet lehet megfigyelni:

Grönland K-i részén, a domborzati maximumok (Kaledóniai-hegységrendszer) felett az izosztatikus korrekciója után is jelentős gravitációs minimumok maradtak (31. ábra). Ez jelezheti, hogy a domborzat és jégfelszín alapján elvégzett izosztatikus korrekció nem kompenzálta ki teljesen a kéregvastagságból adódó gravitációs hatásokat, azaz jelentősebb izosztatikus gyökérzóna van a kontinentális és óceáni kéreg kollíziós zónájában, azaz nincs a terület izosztatikus egyensúlyban, pl. az atlanti MOR mentén jelentkező divergens kéregmozgások és/vagy köpenyáramlások miatt. (Riftesedés során kialakuló fellazult földkéreg ebben az esetben mint ok kizárható.)

Persze nem zárható ki, hogy az izosztatikus korrekció sikeres volt, és a kapott anomáliák egy az egyben a kéreg inhomogenitását mutatják, azaz földtani hatásokat, és ennek egyenes következménye lehet a következő pont.

Két jelentős gravitációs maximumzóna mutatható ki:

- Az egyik Grönland É-i felén, amelynek a D-i széle egy ÉNy–DK-i irányú határvonal, ami a hotspot vándorlás feltételezett útvonalának (11. ábra), illetve a Humboldt-gleccser lefutási irányának felel meg, de ez az archaeozoos és proterozoos képződmények feltételezhető határvonala is (32. ábra).
- A másik Grönland D-i részén található, az „üde” archaeozoos és a metamorfizálódott archaeozoos blokk közötti „Nagssugtoqidian” orogén zónában (32. ábra), ami egy jelentős mágneses anomália-vonulat is egyben (van Gool et al. 2002).

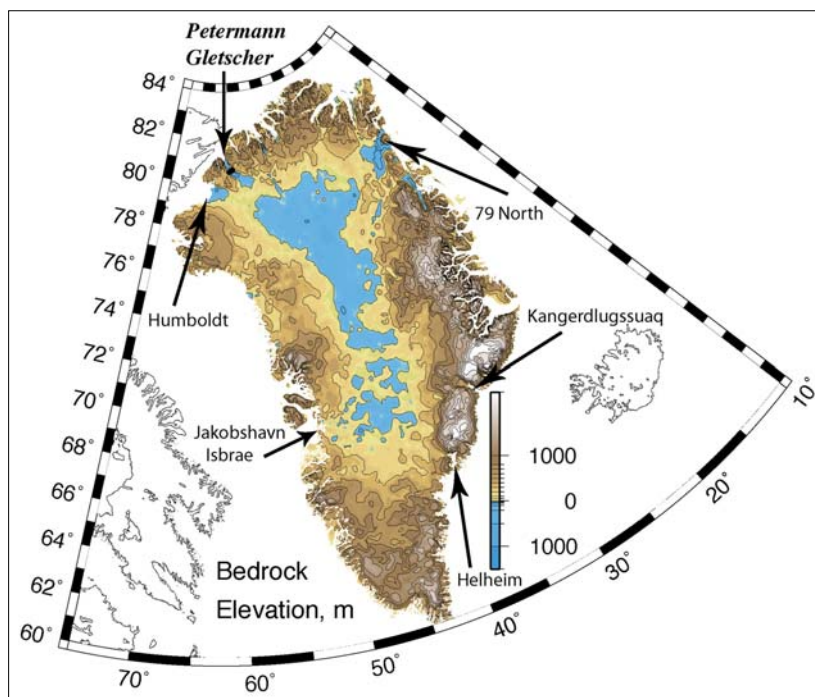
A maximumblokkok kötődnek a Henriksen et al. (2009) által közzétett földtani vázlat (32. ábra) blokkjaihoz, megmutatva a lehetséges kapcsolatokat a jéggel fedett területek alatt is.

A kapott Moho-térképet átszínezve összevetettük a Braun és szerzőtársai által 2007-ben publikált mélységtérképpel (33. ábra), és kisebb értékeltolódás mellett szinte teljesen ugyanazt az eredményt kaptuk (jobb felbontásban). Ez azt jelenti, hogy az eredmények megerősítik egymást és a feldolgozások helyességét. A más úton elvégzett számításokra azért is volt szükség, mivel 2007-ben publikált passzív szeizmikus mérések válaszfüggvényei más Moho-mélységeket adtak (34. ábra). A gravitációs Moho-mélységek (amelyek hasonlóak) és a földrengések válaszfüggvényei alapján meghatározott Moho-szint (Kumar et al. 2007) eltérő tendenciát mutat.

A gravitációs szempontból törvényszerűen jelennek meg a domborzat tükörképének megfelelő izosztatikus hatások, azaz minimumzónák (mindkét, 2007. és 2017. évi számítások alapján is). Ezt a törvényszerűséget a Földön nagyon sok helyen bizonyították már, nincs okunk kételkedni benne. Ehhez képest a passzív szeizmikus mérések nem ezt a képet mutatják, ami nyilvánvaló szeizmikus-gravitációs viselkedés eltérését jelenti, amelynek a földtani okait ma még nem tudjuk, érdemes tehát tovább vizsgálni.

Összefoglalás

Grönland óriási területének mintegy 20%-a kutatható hagyományos földtani térképezéssel. A többi területet állan-



35. ábra Főbb gleccserek elhelyezkedése Grönland közetfelszín-térképén (Muenchov 2013)

Figure 35 Main Glaciers on Greenland's bed-rock elevation (Muenchov 2013)

dó jég fedi, ami eltakar előlünk mindent. A jég vastagságának, mozgásának változása nem kizárólag a klímával van összefüggésben. A kutatások alapján több tényező is közrejátszhat, ezek nagy részét egyáltalán nem ismerjük. Hot-spot, vulkanizmus, geotermikus jelenségek, hogy csak néhány konkrét okot említsünk a lehetőségek közül.

A vastag jéggel folyamatosan fedett területen (3. ábra) csak a geofizikai mérésekből nyerhetünk újabb információkat. A mélyfúrások hiánya és a geofizikai mérési eredmények ekvivalenciája miatt azonban ez sem egy egyszerű feladat.

A világhálón rendelkezésre álló Google Earth-térképek alapján követhető a domborzat a szárazföldön és tengerfenéken egyaránt. A Föld „WGM” gravitációsanómália-térképe vagy a „WDMAM” mágneses anómália-térképe az interneten elérhetőek voltak (2014–2015). A lemeztectonikai jelenségek, pl. kontinentális és óceáni lemez kontaktusa vagy az óceáni hátságok helyzete, azok kinyílása, az ezeket ért transzform vetők és ezek gravitációs és mágneses hatása jól tanulmányozhatók ezeken a térképeken.

Grönlandot és környezetét összefüggően lefedik a légi geofizikai és tengeri (gravitációs, mágneses és radar-) mérések. Ismert a közetdomborzat (20. ábra), a jégdomborzat (és/vagy jégvastagság) radarmérések alapján. Grönland területére ezekből az adatokból egyrészt meghatározható volt a változó korrekciós sűrűséggel kiszámított Bouguer-anómália-térkép, másrészt kiszámítható volt az Airy-féle izosztatikus modell alapján a kéreg vastagsága (a Moho mélysége, 36. ábra) és annak gravitációs hatása (30. ábra). A tengervíz Bouguer-korrekcióját is

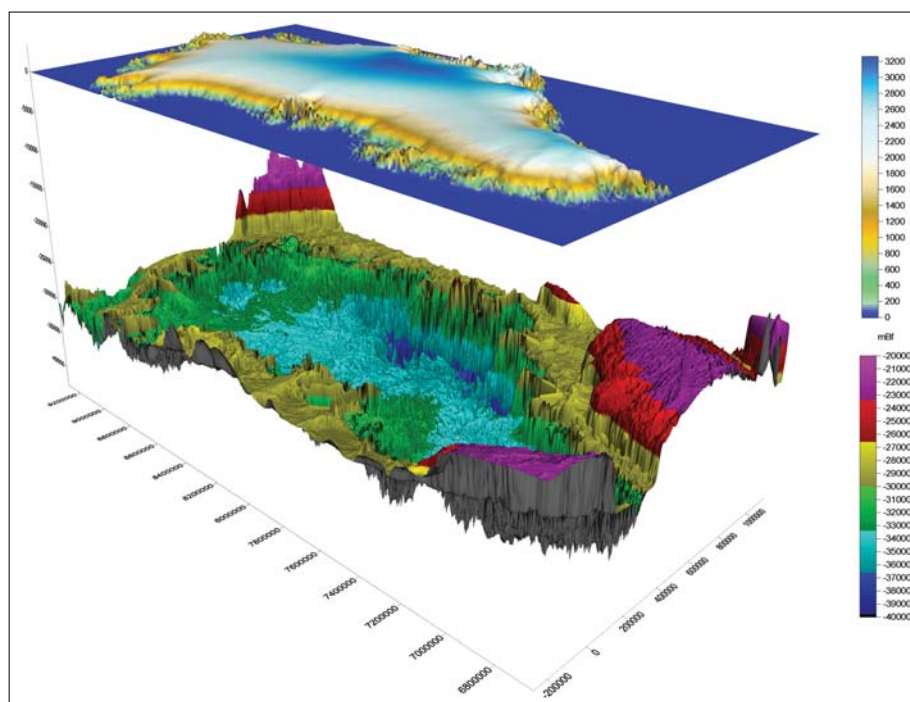
elvégeztük, kiszűrve a változó tengerszint okozta hatásokat. A Moho-felszín gravitációs hatását kiszámolva és kivonva a Bouguer-anómália-térképből megkapjuk a kéreg sűrűséginhomogenitásából származó gravitációs hatásokat (30. ábra).

A rendelkezésre álló viszonylag kevés földtani adat alapján is lehet blokkokat azonosítani a korrigált gravitációs térkép segítségével, amelyek keresztülhúzódnak Grönland vastag jégpáncélja alatt (32. ábra).

A Moho mélységének meghatározása geotermikus szempontból fontos, mert a vékony kéreggel rendelkező területeken nagyobb geotermikus gradiens várható – közelebb a kályha, jobban melegíti a jégpáncélt, ott gyorsabb jégmozgás várható, mint a vastag kérgű területek gleccsereinél, amint ezt például Rogozhina et al. (2016) is kimutatták az Észak-Keleti Grönlandi Jégár (North East Greenland Ice Stream, NEGIS) forrásterületén. Grönland legnagyobb gleccserei (35. ábra) ott találhatók, ahol a kéreg viszonylag vékony (33. ábra), azaz a köpeny közelebb van, mint más területeken. Persze más körülmények is közrejátszanak, de vizsgálataink ez utóbbit biztosan jelzik.

A mágneses adatok is rendelkezésre álltak, és megtörténtek a feldolgozások is, de ezek ismertetése meghaladják cikkünk kereteit, noha a vulkanizmus szerepe a hotspot közelsége miatt szintén nem zárható ki a jéggel fedett szárazföld belsejében.

Ezek a részeredmények, egy olyan hatalmas terület kutatásában, mint Grönland nagyon érdekesek, mert új kérdéseket vetnek fel, meghatározva a továbblépés irányát. Az eredmények különböző léptékben és formában talán



36. ábra Grönlandi földkéreg jeges felszíne és alsó határfelülete (a Moho-szintje) háromdimenzióban DNY-ról
Figure 36 The ice-covered surface of Greenland and the lower boundary (the Moho) of the Earth crust of Greenland shown in three-dimension from SW

már léteztek más szerzők munkáiból is, de az ismételt, vagy más úton elvégzett feldolgozások az egyezés esetén az eredményeket megerősítik (mint esetünkben a gravitációs Moho-szint, 36. ábra), míg eltérés esetén felhívják a figyelmet olyan tényezőkre esetleg hibákra, amelyeket eddig nem vettünk észre. Feldolgozásaink hidat jelentenek Grönland globális és a részletező földtani kutatásai között.

A tanulmány szerzői

Kiss János, Csathó Beáta

Jegyzetek

- ¹⁾ Szublimáció: olvadás nélküli elpárolgás szilárd halmazállapotból.
- ²⁾ A kis jégkorszak (*Little Ice Age*) az éghajlat természetes ingadozásának eredménye volt. Az okokat többek között az északi féltekét elérő napenergia (*solar insolation*) csökkenésében, illetve a vulkáni aktivitás növekedésében (és a légkörben jelenlévő vulkáni hamunak a Nap sugárzását visszaverő hatásában) keresik a kutatók.
- ³⁾ MOR – Mid-Ocean Ridge (Óceán-középi-hátság)
- ⁴⁾ MOC – Mid-Ocean Canyon (Óceán-középi Kanyon), a régi riftzóna tengelye
- ⁵⁾ Hotspot: azaz forrópont, aktív konvekciós köpenyanyag feláramlás.
- ⁶⁾ Kőzetfelszín domborzat adatok Bamber et al. (2001) alapján.
- ⁷⁾ Felszíni domborzati adatok Scambos és Harran (2002) alapján.
- ⁸⁾ Free-air gravitációsanómia-térkép adatai Forsberg and Kenyon (2003) alapján, az „Arctic Gravity Project” archívumából származnak (National Imagery and Mapping Agency – NIMA).
- ⁹⁾ Mágneses anomália térkép Verhoef et al. (2003) adatai alapján.
- ¹⁰⁾ Egy szeizmológiai állomás alatti lokális sebességszerkezet távoli földrengések beérkező hullámaira adott választást vevő-függvénynek (*receiver function*) nevezzük (szerencsésebb lenne, a definícióból adódóan, magyarul „válaszfüggvénynek” nevezni, mivel rengések által a Földben keletkező szeizmikus válaszokat regisztráljuk – a szerző megjegyzése).

Hivatkozások

- Airy G. B. (1855): On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 101–104
- Artemieva I., Thybo H. (2013): EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics*, 609, 97–153
- Bamber J. L., Layberry R. L., Gogineni S. P. (2001): A new ice thickness and bedrock data set for the Greenland Ice Sheet. 1. Measurement, data reduction, and errors. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D24), 33773–33780
- Bamber J. L., Siegert M. J., Griggs J. A., Marshall S. J., Spada G. (2013): Paleofluvial mega-canyon beneath the central Greenland ice sheet. *Science*, 341, 997–999
- Bell R. E., Tinto K., Das I., Wolovick M., Chu W., Creyts T. T., Frearson N., Abdi A., Paden J. D. (2014): Deformation, warm-

- ing and softening of Greenland’s ice by refreezing meltwater. *Nature Geoscience*, 7, 497–502
- Benn D. I., Cowton T., Todd J., Luckman A. (2017): Glacier calving in Greenland. *Current Climate Change Reports*, 3, 1–9, DOI: 10.1007/s40641-017-0070-1
- Blinnikov M. S. (2011): *Geography of Russia and Its Neighbours*. The Guilford Press, ISBN 978-1-60623-933-9
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Moreaux G., Reinquin F., Sarrailh M. (2012): *World Gravity Map, Scale 1:50 000 000, CGMW-BBGI-CNES-IRD*
- Braun A., Kim H. R., Csathó B., von Frese, R. B., (2007): Gravity-inferred crustal thickness of Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 138–158
- Brozena J. M. (1995). *Kinematic GPS and aerogeophysical measurement: gravity, topography and magnetics*. PhD dissertation, University of Cambridge, UK
- Csathó B. M., Schenk A. F., van der Veen C. J., Babonis G., Duncan K., Rezvanbehbahani S., van den Broeke M. R., Simonsen S. B., Nagarajan S., van Angelen J. H. (2014): Laser altimetry reveals complex pattern of Greenland Ice Sheet dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 18478–18483
- Ekholm S., Keller K., Bamber J. L., Gogineni S. P. (1998): Unusual surface morphology from digital elevation models of the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*, 25, 3623–3626
- Ettema J., van den Broeke M. R., van Meijgaard E., van de Berg W. J., Bamber J. L., Box J. E., Bales R. C. (2009): Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 36, L12501
- Forsberg R., Kenyon S. (2003): The Arctic Gravity Project. <http://www.nima.mil/GandG/agp/>
- Gaina C., Medvedev S., Torsvik T. H., Koulakov I., Werner S. C. (2013): 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models. *Surveys in Geophysics*, 35, 1095–1122, DOI: 10.1007/s10712-013-9254-y
- van Gool J. A. M., Connelly J. N., Marker M., Mengel F. C. (2002): The Nagssugtoqidian Orogen of West Greenland: tectonic evolution and regional correlations from a West Greenland perspective. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 665–686
- Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A. (1958): *The Earth and Its Gravity Field*. International Series in the Earth Sciences, McGraw Hill, New York, 136 p.
- Hemant K., Thébaud E., Manda M., Ravat D., Maus S. (2007): Magnetic anomaly map of the world: merging satellite, airborne, marine and ground-based magnetic data sets. *Earth and Planetary Science Letters*, 260, 56–71
- Henriksen N., Higgins A. K., Kalsbeek F., Christopher T., Pulvertaft R. (2009): Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the 1995 geological map of Greenland, 1:2 500 000. 2nd edition. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 18, 126
- Kiss J. (2016): A gravitációs és mágneses anomáliák átfogó értelmezése a Kárpát–Pannon-régióban. *Földtani Közlöny*, 146/3, 275–298
- Kiss J., Bodoky T. (2015): Mi mozgatja, mi indítja el a szubdukciót? *Magyar Geofizika*, 56/4, 197–208
- Kiss J., Gúthy T., Zilahi-Sebess L. (2015): A Mohorovičić-határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. *Magyar Geofizika*, 56/3, 152–178

- Kumar P., Kind R., Priestley K., Dahl-Jensen T. (2007): Crustal structure of Iceland and Greenland from receiver function studies. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–19, B03301, DOI: 10.1029/2005jb003991
- Libak A., Eide C. H., Mjelde R., Keers H., Flüh E. R. (2012): From pull-apart basins to ultraslow spreading: Results from the western Barents Sea Margin. *Tectonophysics*, 514–517, 44–61, DOI: 10.1016/j.tecto.2011.09.020
- Minster J. B., Jordan T. H. (1978): Present day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5331–5351
- Muenchov A. (2013): Cockpit's View of Greenland's Glaciers, Ice-Sheets, and Sea-Ice. *Icy Seas – Scientific Musings of a Sailor in a Changing Climate*, <https://icyseas.org/2013/04/10/cockpits-view-of-greelands-glaciers-ice-sheets-and-sea-ice/>
- Müller R. D., Royer J.-Y., Lawver L. A. (1993): Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks. *Geology*, 16, 275–278
- National Geographic (1968): Atlantic Ocean Floor Map produced in the Geographic Art Division, National Geographic Society, Melvin M. Payne President for the National Geographic Magazine
- Pfiffner O. A. (2014): *Geology of the Alps*. Wiley-Blackwell, 368 p., ISBN 978-1-118-70812-5
- Rogozhina I., Petrunin A. G., Vaughan A. P. M., Steinberger B., Johnson J. V., Kaban M. K., Calov R., Ricker F., Thomas M., Koulakov I. (2016): Melting at the base of the Greenland ice sheet explained by Iceland hotspot history. *Nature Geoscience*, 1–7, DOI: 10.1038/ngeo2689
- Saltus R. W., Miller E. L., Gaina C., Brown P. J. (2011): Chapter 4. Regional magnetic domains of the Circum-Arctic: a framework for geodynamic interpretation. *Geological Society, London, Memoirs*, 35, 49–60.
- Scambos T. A., Haran T. (2002): An image-enhanced DEM of the Greenland Ice Sheet. *Annals of Glaciology*, 34, 291–298
- Schenk T., Csathó B. (2012): A new methodology for detecting ice sheet surface elevation changes from laser altimetry data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50/9, 3302–3316
- Schenk T., Csathó B., van der Veen C., McCormick D. (2014): Fusion of multi-sensor surface elevation data for improved characterization of rapidly changing outlet glaciers in Greenland. *Remote Sensing of Environment*, 149, 239–251
- Schiffer C., Balling N., Jacobsen B. H., Stephenson R. A., Nielsen S. B. (2014): Seismological evidence for a fossil subduction zone in the East Greenland Caledonides. *Geology*, 42, 311–314
- Szolovjov Sz. M. 1879 (újra kiadás 2015): *Oroszország történelme a legrégebb időktől – EKSMO kiadó, Moszkva* (C. M. Соловьев 1879, reprint 2015: *История России с древнейших времен, Москва, Издательство «ЭКСМО»*)
- Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., Artemieva I. M., Omelchenko V., Gintov O., Kutas R., Gryn D., Guterch A., Hegedűs E., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A., (2013): Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049–1072, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>
- Steinberger B., Spakman W., Japsen P., Torsvik T. H., (2015): The key role of global solid-Earth processes in preconditioning Greenland's glaciation since the Pliocene. *Terra Nova*, 27, 1
- Verhoef J., Roest R., Macnab R., Arkani-Hamad J. (2003): Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas. *GSC Open Files* 3125,3280,3281,3282, NRCan-GSC
- VGM (Virtuális Glóbuszok Múzeuma), <http://vgm.elte.hu>
- Vogt P. R., Jung W. Y., Brozena J. (1998): Arctic margin gravity highs: Deeper meaning for sediment depocenters? *Marine Geophysical Researches*, 20, 459–477
- WGM (World Gravity Map), <http://bgi.omp.obs-mip.fr/data-products/Grids-and-models/wgm2012>
- WDMAM (World Digital Magnetic Anomaly Map), <http://geomag.org/models/wdmam.html>
- Young G. (2009): *Plate Tectonics*. Capstone. pp. 9–. ISBN 978-0-7565-4232-0

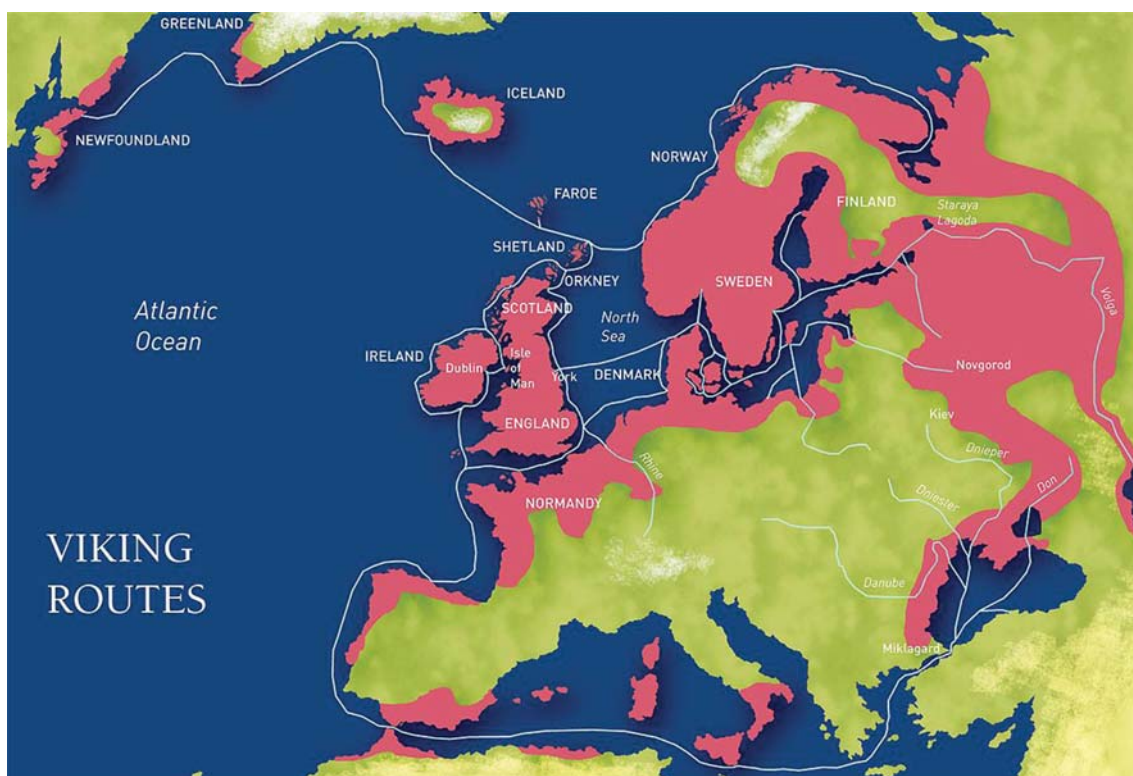
Függelék

A magyar honfoglalás kora és az azt közvetlenül megelőző időszak a viking kalandozások fénykora. Eleink már az etelközi tartózkodás idején „szomszédai” a svéd viking (rusz-varég) fennhatóságú és alapítású államalakulatnak, a Kievi Rusznak. Ezen állam utódja a mai Oroszország, nevében (Russia) is őrzi ennek emlékét. A korabeli krónikák és a tárgyi leletek, a két nép közötti élénk kereskedelmi, hadi és diplomáciai kapcsolatokról számolnak be. A IX–XI. századi magyar sírok bővelkednek viking tárgyakban (zömében fegyverek), míg a világszerte feltárt viking leletek között gyakran ott találjuk a magyar kézműves mesterek alkotásait (rendszerint ékszerek, veretek). A

két nép díszítőművészete szemmel láthatóan hatással volt egymásra.

A magyar lovas hadak és a viking harcosok hol szövetségesként, hol egymás ellen hadakozva, jelentősen befolyásolták a korszak hadtörténetét. Szent István királyunk testőrségében több száz északi harcos szolgált, java-részt a Kievi Ruszból származó vikingek. Ennek a bizánci mintára szerveződő Varég Gárdának (nevezték őket *Varangnak* és *Varjágnak* is) a trónörökös, Szent Imre herceg volt a vezetője.

(*Magyar Attila*, az Őskultúra Alapítvány vezetője)



Viking kalandozások területe (900–1100)

Map of Viking routes (900–1100)